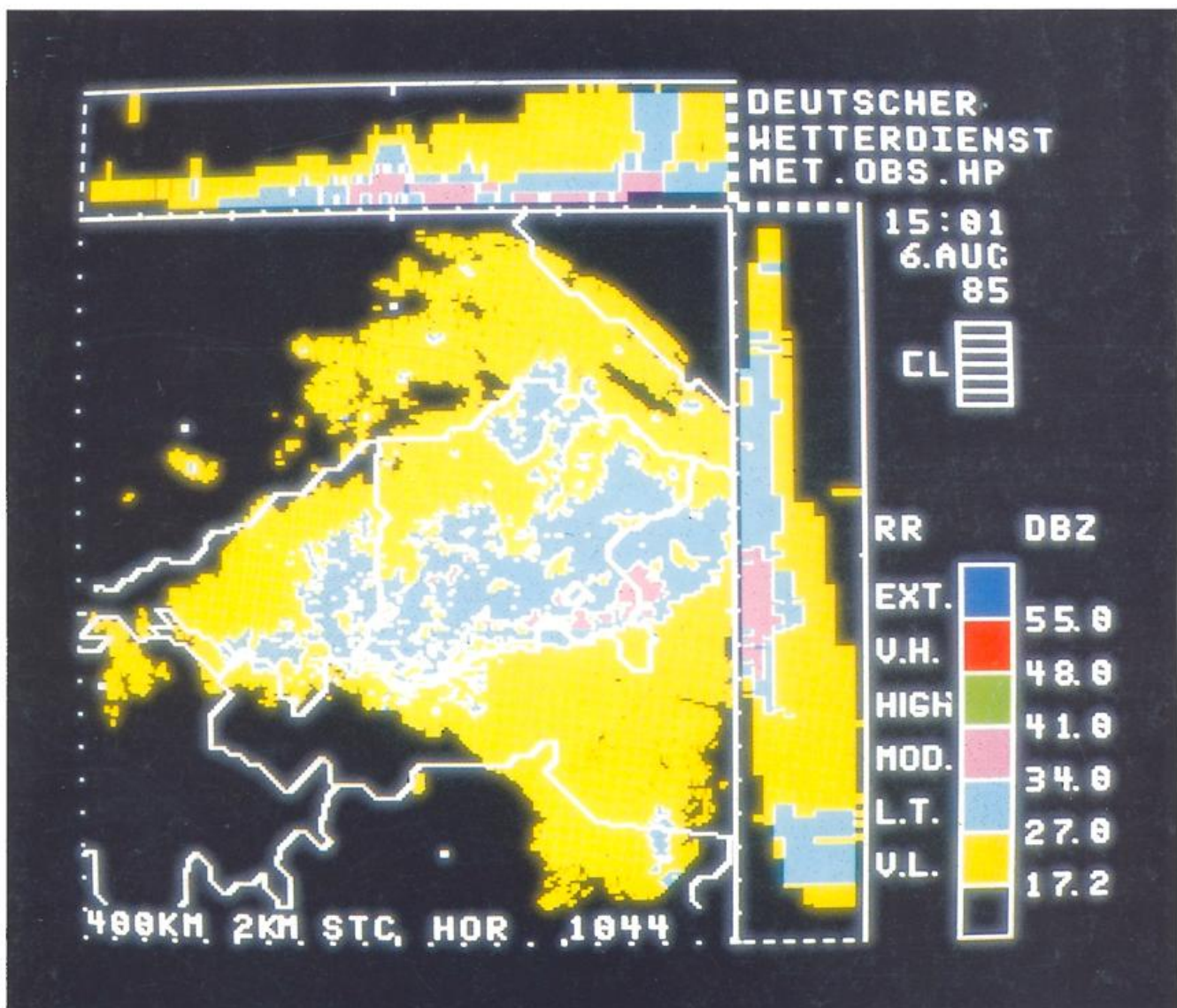


Hydrometeorologie



Herausgeber

Deutscher Wetterdienst

Hauptschriftleiter

Dipl.-Met. M. Schlegel

Redaktionsausschuß

Prof. Dr. A. Baumgartner (München)
 Prof. Dr. F. Fiedler (Karlsruhe)
 Prof. Dr. H.-W. Georgii (Frankfurt)
 Prof. Dr. H. Hinzpeter (Hamburg)
 Dr. H. Reiser (Offenbach)
 Dr. R. Simonis (Neustadt a. d. Weinstr.)
 Dr. R. Paulus (Traben-Trarbach)
 Prof. Dr. F. Wippermann (Darmstadt)

Zum Titelbild

Es zeigt ein computergeneriertes Farbbild der vom Witerradar erfaßten Niederschlagsechos in sechs Intensitätsstufen. Dem Grundriß (400 x 430 km) mit Geographieoverlay in der Mitte des Bildes ist die Intensitätsverteilung in der untersten Höhengschicht zu entnehmen. Auf- und Seitenriß zeigen die Projektionen der stärksten Radarechos bis in 12 km Höhe (s. auch Beitrag 5).

promet erscheint im Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes — Zentralamt — Frankfurter Straße 135, 6050 Offenbach am Main. Bezugspreis pro Jahrgang (4 Hefte) DM 36,—, Einzelheft DM 10,—.

Für den Inhalt der Arbeiten sind die Autoren verantwortlich. Alle Rechte bleiben vorbehalten.

Druck: Schön & Wetzel GmbH, Offenbacher Landstraße 368, 6000 Frankfurt (Main).

ISSN 0340-4552

Meteorologische Fortbildung

16. Jahrgang, Heft 2/3, 1986

Thema des Heftes:

Hydrometeorologie

(Fachliche Redaktion: H. Bartels, Offenbach a.M.)

Beiträge:	Seite
Vorbemerkungen (H. BARTELS)	1
R. KELLER	
1 Das Süßwasser auf der Erde — gestern, heute, morgen	2
K. HOFIUS	
2 Hydrometeorologie und Hydrologie im internationalen Rahmen (IHP/OHP)	6
H.-J. LIEBSCHER	
3 Einfluß von Klimaschwankungen auf das Wasserangebot	9
J. v. HOYNINGEN-HUENE, F.-J. LÖPMEIER, H. BRADEN	
4 Methoden zur Bestimmung der Verdunstung	14
J. RIEDL	
5 RADAR-Flächenniederschlagsmessung	20
A. HERRMANN	
6 Schneehydrologie-Aufgaben, Stand und Notwendigkeiten unter besonderer Berücksichtigung von Mitteleuropa	23
H.-J. SCHULTZ-WILDELAU	
7 Hydrometeorologie in der wasserwirtschaftlichen Rahmenplanung	31
H. E. DEISENHOFER	
8 Auswertung großer täglicher Niederschlagsmengen	35
H. R. VERWORN, W. FLENDER	
9 Niederschlagshöhen-Dauer-Flächenbeziehungen	40
U. ŠIFALDA	
10 Grundlagen für die Bestimmung von Überlaufdaten von Entlastungsbauwerken	46
J. GIESECKE, H. MEYER	
11 Statistische Auswertungen von Niederschlagsregistrierungen für den Ausbau (Sanierung) von Kanalisationsnetzen am Beispiel der Station Isny	51
H. G. MENDEL	
12 Gedanken zur operationellen Wasserstands- und Abfluvorhersage	56
K. MOLLENHAUER	
13 Zur Nutzung hydrometeorologischer Daten bei Problemen der Bodenerosion	64
Das interessante Satellitenbild	
Relativbewegung zwischen Fronten und hoher Bewölkung (M. KURZ)	69
Habilitationen, Promotionen und Diplomhauptprüfungen an den Universitäten der Bundesrepublik Deutschland und West-Berlins im Jahre 1985 (1. Teil)	72

Thema des Heftes: Hydrometeorologie

Vorbemerkungen

Die Hydrometeorologie behandelt die Grenzprobleme zwischen Meteorologie und Hydrologie, wobei die Übergänge zwischen beiden Fachgebieten fließend sind. Sie umfaßt den Teil der Meteorologie, der sich mit den Wechselwirkungen zwischen den atmosphärischen Vorgängen im Wasserkreislauf und den hydrologischen Prozessen beschäftigt.

Wichtigster Teil des Wasserkreislaufs ist der Niederschlag, da er einziges Einnahmeglied des in dem natürlichen Regime der oberirdischen und unterirdischen Gewässer sich abspielenden hydrologischen Geschehens der Erde ist. Auf der Ausgabenseite geht die Evapotranspiration als wesentliche Verlustgröße in den Wasserkreislauf ein. Sie ist abhängig von den meteorologischen Größen Strahlung, Lufttemperatur und -feuchte, Erdbodentemperatur und Bodenfeuchte, Wind und Luftdruck.

Zum Anwendungsbereich der Hydrometeorologie gehören vor allem Hydrologie und Wasserwirtschaft, aber auch Land- und Forstwirtschaft, Bau- und Verkehrswesen sowie Umweltschutz. Das Arbeitsgebiet Hydrometeorologie anwendungsbezogene Auswertungen und Berechnungsverfahren erforderlich, von denen einige Beispiele in PROMET, Jg. 10 (1980) Hefte 3 und 4 sowie im vorliegenden Heft behandelt sind. Neben den in der Klimatologie gebräuchlichen statistischen Auswertungen und Kartenanalysen sind beim Niederschlag zwei sehr unterschiedliche Formen der Auswertung zu erwähnen: zum einen die Berechnung von Gebietsniederschlägen als integrierende Größe über bestimmte Flächen entsprechend der Abflußmessung und zum anderen die Auswertung von Starkregenereignissen, charakterisiert durch zeitlich detaillierte Angaben zu Dauer, Intensität, zeitlichen Verlauf, räumlicher Ausdehnung und Wiederkehrzeit.

Im Deutschen Wetterdienst werden auf dem Gebiet der Hydrometeorologie spezielle Beratungsunterlagen erarbeitet für Fragen der Wasserversorgung, Wasservorratswirtschaft, der Wasserkraftnutzung, des Hoch- und Niedrigwasserschutzes, der Gewässergüte, der Binnenschifffahrt, für die wasserwirtschaftliche Rahmenplanung, die Grundwasserneubildung, die Stadtentwässerung, die Abwasserbehandlung und -beseitigung, die Talsperrendimensionierung, die Pumpspeicherung, die Ableitung von Abwärme in Gewässer, für die Abschätzung der Aquaplaningefahr im Straßenverkehr sowie für Probleme mit Schlagregen, Bodenerosion durch Niederschlag, Auswaschvorgängen u. a.

Um diese verschiedenartigen Anforderungen erfüllen zu können, betreibt der Deutsche Wetterdienst ein Niederschlagsmeßnetz von fast 3 000 Stationen, von denen an 300 Standorten neben dem Niederschlagsmesser auch ein Niederschlagsschreiber aufgestellt ist. Dieses Stationsnetz wird jedoch nicht allen Anforderungen gerecht, so daß daneben zusätzliche Sondermeßnetze eingerichtet werden mußten: rund 1000 Stationen mit Niederschlagsmessern und etwa 1200 Stationen mit Niederschlagsschreibern werden von anderen Betreibern (Länder, Kommunen, wasserwirtschaftliche Institutionen, Verbände) unterhalten. Es werden zur Zeit gemeinsame Anstrengungen unternommen, die verschiedenen Meßnetze sowohl in der Konzeption als auch im Betrieb zu koordinieren, und zwar durch Fortschreibung eines Niederschlagsmeßstellenkatasters, einheitlicher Anleitungen für die Niederschlagsmessung und -beobachtung, Anleitungen für die Einrichtung und Betreuung von Niederschlagsstationen, Anleitungen für die Aufbereitung und Weitergabe sowie Empfehlungen für die Auswertung der Datenkollektive.

Wegen der interdisziplinären Bedeutung der Hydrometeorologie kommen im vorliegenden Heft überwiegend Vertreter aus Fachbereichen und Anwenderkreisen außerhalb des Deutschen Wetterdienstes zu Wort. Zur Abrundung des Bildes hydrometeorologischer Arbeiten werden lediglich zwei Themen, nämlich Verdunstung und Radar-Flächenniederschlagsmessung von Mitarbeitern des Deutschen Wetterdienstes behandelt.

Die Akzente der Beiträge 1, 2 und 3 liegen auf der Betrachtung der Wasserbilanz und möglicher Einflüsse von Klimaänderungen (R. KELLER; K. HOFIUS; H.-J. LIEBSCHER). In den Beiträgen 4, 5 und 6 stehen die atmosphärischen Komponenten Verdunstung und Niederschlag einschließlich schneehydrologischer Untersuchungen im Mittelpunkt (J. v. HOYNINGEN-HUENE/F. J. LÖPMEIER/H. BRADEN; J. RIEDL; A. HERRMANN). Beitrag 7 (H. J. SCHULTZ-WILDELAU) spiegelt das Spektrum der Anwendung hydrometeorologischer Erkenntnisse in der wasserwirtschaftlichen Rahmenplanung wider. Die Beiträge 8 bis 11 (H. E. DEISENHOFER; H. R. VERWORN/W. FLENDER; V. ŠIFALDA; J. GIESECKE/H. MEYER) sind der gezielten Aufbereitung hydrometeorologischer Daten für Dimensionierungsfragen gewidmet. Im Beitrag 12 (H. G. MENDEL) folgen Gedanken zur operationellen Wasserstands- und Abflußvorhersage. Beitrag 13 (K. MOLLENHAUER) schließt das Heft mit einem Überblick über die Nutzung hydrometeorologischer Daten bei Problemen der Bodenerosion ab.

H. BARTELS

Das Süßwasser auf der Erde

Gestern — heute — morgen

Vom Weltraum her betrachtet ist die Erde eigentlich eine Wasserkugel. 71% der Erdoberfläche sind vom Weltmeer und weitere 3,18% von Polareis und Hochgebirgsgletschern bedeckt. Zählt man den geringen Anteil von 0,4%, das sind 2,058 Millionen Quadratkilometer, den die Seeflächen auf dem Festland bedecken, hinzu, dann bleibt für die Landflächen einschließlich der Flüsse und Sümpfe nur ein Viertel der Erdoberfläche übrig.

Von den Wasservorkommen auf der Erde (Tab. 1) sind 1,338 Milliarden Kubikkilometer oder 96,5% in den Weltmeeren konzentriert, und das Festland ist nur mit einem Wasservolumen von 47 971 710 km³, das sind 3,5% der Gesamtwasservorkommen, beteiligt. Das festländische Wasser ist etwa je zur Hälfte Oberflächenwasser und Grundwasser.

Tab. 1: Die Wasservorkommen auf der Erde (nach: Weltwasserbilanz und Wasservorkommen auf der Erde, S. 47) Leningrad 1974; (russ.)

Bereich der Wasservorkommen	Bezugsfläche km ²	Wasservolumen km ³	Schichthöhe in m	Anteil am Weltwasservolumen in % bezogen auf Gesamtwasservorkommen	
Weltmeer	361 300 000	1 338 000 000	3 700	96,5	—
Festland	148 800 000	47 971 710	322	3,5	
davon Grundwasser (Gravitations- u. Kapillärwasser)	134 800 000	23 400 000 ¹	174	1,7	
davon Süßwasser	134 800 000	10 530 000	78	0,76	30,1
Bodenfeuchte	82 000 000	16 500	0,2	0,001	0,05
Polareis, Gletscher, Schnee	16 232 900	24 064 100	1 483	1,74	68,7
davon Antarktis	13 980 000	21 600 000	1 545	1,56	61,7
Grönland	1 802 400	2 340 000	1 298	0,17	6,48
Arkt. Inseln	226 100	83 500	369	0,006	0,24
Gebirge	224 000	40 600	181	0,003	0,12
Eis in Dauerfrostböden	21 000 000	300 000	14	0,022	0,86
Süßwasserseen	1 236 400	91 000	73,6	0,007	0,26
Salzwasserseen	822 300	85 400	103,8	0,006	—
Sumpfgelände	2 682 600	11 470	4,28	0,0008	0,03
Wasserläufe	148 800 000	2 120	0,014	0,0002	0,006
Biologisches Wasser	510 000 000	1 120	0,002	0,0001	0,003
Wasser in der Atmosphäre	510 100 000	12 900	0,025	0,001	0,04

¹ Nicht eingeschlossen sind die Grundwasservorräte in der Antarktis, die auf 2 Mio. km³ geschätzt werden, davon 1 Mio. km³ Süßwasser.

Der Anteil des Süßwassers

Süßwasser gibt es nur auf dem Festland einschließlich der Inseln. Nur 73% des Wassers auf den Kontinenten oder 2,53% aller Wasservorkommen auf der Erde sind Süßwasser. Im gesamten Wasservolumen auf der Erde von 1,386 Milliarden km³ sind nur 35 Millionen km³ Süßwasser enthalten (genaue Zahlen s. Tab. 1). Der weitaus größte Teil aller Süßwasservorkommen auf der Erde, nämlich 69,86%, ist im Polareis und in den Hochgebirgsgletschern sowie im Eis der Dauerfrostböden in Nordkanada und in der nördlichen Sowjetunion eingefroren. Somit sind 24,0641 Millionen km³ als Eis an der Erdoberfläche und 300 000 km³ (= 0,86%) im Dauerfrostboden unter der Erde gebunden.

Ein weiteres großes Süßwasserreservoir liegt im Grundwasser. Von den 23,4 Millionen km³ Grundwasser sind 10,53 Millionen Kubikkilometer Süßwasser, das sind 30,1% der Süßwasservorkommen der Erde; in diesen Zahlen sind die auf 2 Millionen km³ geschätzten Grundwasservorräte in der Antarktis, von denen die Hälfte Süßwasser ist, nicht berücksichtigt. Die großen Süßwasservorräte im Grundwasser können jedoch nur bedingt genutzt werden. Sie liegen meist in großen Tiefen, wodurch eine Wasserförderung kostspielig wird. Wasservorkommen, die nicht in den Wasserkreislauf mit Niederschlag, Abfluß und Verdunstung einbezogen sind, die aber genutzt werden, müssen sich im Laufe der Zeit erschöpfen.

Mehrere dieser ausgedehnten Grundwasservorkommen entstanden vor zwanzig- bis fünfzigtausend Jahren, andere vor mehreren hunderttausend Jahren. Wenn diese Vorräte genutzt werden, werden sie sich unter den heutigen Klimabedingungen nicht erneuern, und daher werden die Grundwasserspiegel infolge der Wasserentnahmen absinken. Dementsprechend werden die Förderhöhe und die Förderkosten größer. Damit findet eine ökologisch vertretbare und eine wirtschaftlich tragbare Wasserentnahme in diesen Bereichen ihre Grenzen.

Süßwasserreserven im Grundwasser entziehen sich einer verschwenderischen Nutzung auch dadurch, daß die größten Reserven abseits der großen Bedarfszentren liegen. Die größten Grundwasservorkommen dieser Art auf der Erde liegen unter der Sahara. Sie bildeten sich vor mehr als 20 000 Jahren während der diluvialen Kaltzeiten, als in mittleren und höheren Breiten die Gletscher eine weite Verbreitung hatten und über der heutigen Sahara ein Regenklima herrschte. Damals waren in mindestens sechs Kaltzeiten beträchtliche Wassermengen durch das Eis auf den Festländern der Erde gebunden, so daß der Meeresspiegel bis zu 200 m tiefer als heute lag. Wenn das heute in der Antarktis und auf dem übrigen Festland liegende Eis abschmilzt, wird der Meeresspiegel um etwa 50 m ansteigen und weite Tiefländer werden überflutet. Mit einer derartigen Veränderung der Land- und Wasserverteilung auf der Erde ändert sich auch der Kreislauf des Wassers mit Niederschlag, Abfluß und Verdunstung.

Seen und Sümpfe, Ströme und Bäche, sind neben den Wolken und den Niederschlägen der sichtbarste Ausdruck des Wasserkreislaufs. Ein sichtbarer Ausdruck ist auch die Vegetation, deren Existenz durch den Wassergehalt der obersten Boden- und Gesteinsschichten getragen wird. Das oberirdische Süßwasser in flüssiger Form macht nur 0,3% des Süßwasservorkommens auf der Erde und sogar nur 0,008% oder 0,08 Promille der gesamten Wasservorkommen der Erde aus.

Auf den Kontinenten gibt es 191 100 km³ oberirdisches Wasser in flüssiger Form. 92,3% dieser festländischen Wasservorkommen, das sind 176 400 km³, finden sich in den Seen der Erde. Aber nur etwa die Hälfte dieses Seewassers ist Süßwasser, die andere Hälfte Salzwasser.

Nebst den Seen haben die Sumpfbereiche, deren Fläche die der Seen übertrifft, das größte Wasservolumen mit $11\,470\text{ km}^3$. Seit alter Zeit bis heute sind für den Menschen die Wasserläufe der Erde bedeutender als die Seen gewesen; in ihnen sind aber nur $2\,120\text{ km}^3$, das sind $0,006\%$ der Süßwasservorkommen, enthalten. Der scheinbare Wasserreichtum der Flüsse und Ströme der Erde beruht auf dem Wasserkreislauf über Abfluß, Verdunstung und Niederschlag. Das Wasservolumen der Fließgewässer setzt sich im Laufe des Jahres im Rahmen des Wasserkreislaufes mehrfach um.

Die drei zuletzt genannten Bereiche Sümpfe, Fließgewässer und biologisches Wasser sind dem Eingriff des Menschen am meisten ausgesetzt. Es sind die zahlenmäßig schwächsten Teile der Wasservorkommen auf der Erde, was neben vielen negativen Auswirkungen auch eine positive Seite hat: Durch menschlichen Eingriff wird sich das Gesamtvolumen der Wasservorkommen auf der Erde niemals verändern. Verändern kann sich nur die Aufteilung nach Raum und Zeit, verändern können sich die einzelnen Prozesse und Komponenten des Wasserkreislaufes und vor allem die vom Wasser gestaltete Umwelt.

Der Kreislauf des Wassers

Man spricht von Wasservorkommen, weniger von „Wasserlagerstätten“ wie bei Kohle- oder Erzlagerstätten. Das Wasser lagert nicht, sondern es fließt ständig. Das Gletschereis fließt; wenn das Eis nicht fließt, ist es „Toteis“, das nach kürzerer oder längerer Zeit verschwinden wird. Auch das Grundwasser fließt, wenn auch nur langsam. Über das Ausmaß der Beteiligung des Tiefengrundwassers liegen kaum Kenntnisse vor. Es ist möglicherweise mit einer Frequenz von Jahrmillionen am tellurischen Wasserkreislauf beteiligt. Der Wasserkreislauf sorgt dafür, daß das Festland über den Niederschlag immer mit Süßwasser versorgt wird. Alles verdunstende Wasser führt zu Wolkenbildung und zum „Süßwasser-Niederschlag“. Einige Zahlen können die Intensität dieses lebensnotwendigen Vorganges veranschaulichen. Die gesamte Wassermenge, die in der Atmosphäre ist, beträgt etwa $12\,900\text{ km}^3$. Diese Menge reicht gerade aus, um den gesamten Niederschlagsbedarf des Amazonasgebietes zu decken. Die restlichen $98,7\%$ der Erdoberfläche würden dann leer ausgehen. Im Jahr fallen durchschnittlich $1\,030\text{ mm}$ Niederschlag auf die Erde, d. h. wenn nichts abfließen und verdunsten würde, würde der Jahresniederschlag eine Wasserschicht von etwa 1 m ergeben. Der durchschnittliche Jahresniederschlag für die gesamte Erde entspricht einem Wasservolumen von $525\,100\text{ km}^3$. Da in der Atmosphäre aber nur $12\,900\text{ m}^3$ Wasserdampf vorhanden sind (s. Tabelle 1), bedeutet dies, daß sich der gesamte Wassergehalt der Atmosphäre im Jahre etwa 40 mal oder alle 9 Tage einmal umsetzen muß. Etwa alle 9 Tage müssen aber im Durchschnitt auch $12\,900\text{ km}^3$ Wasser von der Erdoberfläche verdampfen (verdunsten); dies macht verständlich, daß von der der Erde zugestrahlten Energie $80\text{--}90\%$ für die Verdunstung verbraucht werden. Die Sonne liefert die Energie für den Wasserkreislauf. Der Wasserkreislauf transportiert nicht nur Wasser, sondern auch Wärmeenergie, ist zusammen mit den Meeresströmungen eine Art Zentralheizung, gleichzeitig aber auch ein „Klärwerk“ für das Wasser und für die Luft. Schadstoffe, die in die Gewässer gelangen, bleiben beim Verdunstungsprozeß auf der Erde zu-

rück. Schadstoffe, die in die Atmosphäre gelangen, werden mit dem Niederschlag wieder zur Erde zurückgebracht — allerdings nur aus dem Teil der Atmosphäre, der an der Niederschlagsbildung beteiligt ist, während der Reinigungsprozeß die höchsten Teile der Atmosphäre nicht erfaßt. $50\text{--}70\%$ der Verdunstung vom Festland werden über die Transpiration der Pflanzen an den Luftraum zurückgegeben. Die unendlich vielen kleinen Wasserspeicher der Pflanzen, Tiere und Menschen haben insgesamt ein Wasservolumen von $1\,120\text{ km}^3$, das entspricht 53% des Wasserinhaltes aller Wasserläufe des Festlandes. Da von allen Festländern der Erde jährlich $72\,500\text{ km}^3$ verdunsten, kann man sich vorstellen, wie oft sich das „biologische Wasser“ im Jahre umsetzen muß.

Über die Menge des für die Wasserversorgung verfügbaren Wassers entscheidet nur der Wasserkreislauf. Es kann nur so viel Wasser gefördert werden, wie der Wasserkreislauf Jahr für Jahr erneuern kann, das sind ungefähr $40\,000\text{ km}^3$ Wasser pro Jahr (Baumgartner und Reichel, 1975), von denen aber nur $25\,000\text{ km}^3$, das ist weniger als $1/1000$ der Süßwasservorkommen der Erde, tatsächlich mit den heute verfügbaren technologischen Mitteln genutzt werden können.

Wasserbedarf und Wasserkreislauf

Im Jahre 1960 belief sich die Weltbevölkerung auf $3,010$ Milliarden Menschen; nach UNO-Berechnungen dürfte sich die Weltbevölkerung bis zum Jahre 2000 auf etwa $6,5$ Milliarden vermehrt haben. Mit der Weltbevölkerung steigt auch der Wasserbedarf an. Nehmen wir die genannte Zahl von $25\,000\text{ km}^3$ verfügbarem Süßwasser pro Jahr zunächst einmal als realistisch an, dann bedeutet das, daß im Jahre 1960 pro Einwohner auf der Erde $8\,306\text{ m}^3$ Wasser zur Verfügung standen, während es im Jahre 2000 nur noch $3\,846\text{ m}^3$ Wasser sein werden. Unter Berücksichtigung des Wasserbedarfs der Landwirtschaft, der Industrie- und Energieversorgung, werden größenordnungsmäßig jährlich $1\,000\text{ m}^3$ Wasser benötigt. Daraus folgt, daß sich das Verhältnis des verfügbaren zum benötigten Wasser von $8,3$ im Jahre 1960 auf $3,8$ im Jahre 2000 verschlechtern wird. Im Zusammenhang mit der Zunahme der Weltbevölkerung muß mit einer Veränderung der Wasserbilanz kleinräumig und weltweit gerechnet werden. In den letzten Jahrzehnten hat der Abfluß von den Festländern zum Meer bei etwa gleichbleibenden Niederschlägen abgenommen, und die Verdunstung stieg im Lauf von wenigen Jahrzehnten um einige Prozent an. Dieser Trend wird sich in der Zukunft fortsetzen.

Siedlungen beeinflussen den Wasserhaushalt, ebenso wie die Industrie in Ballungsgebieten, oft bis an die Grenze der natürlichen Tragfähigkeit. Aber diese Überbeanspruchung konzentriert sich gleichsam punktförmig auf die Ballungsräume. Demgegenüber beansprucht die Landwirtschaft den Wasserhaushalt zwar unauffälliger, aber doch flächenhaft und damit auch intensiver. Die Einflüsse von Siedlung und Industrie sind in der Regel für die hydrologischen Prozesse negativ zu bewerten. Die Einflüsse der Landwirtschaft können sowohl positiv als auch negativ sein; auf jeden Fall sind die Einflüsse der Landwirtschaft so vielseitig, daß in einem kurzen Bericht nur einige Schwerpunkte herausgestellt werden können. Die in vielen Ländern und Klimaten der Erde durchgeführten Untersuchungen zur Frage „Wald, Ackerland und Wasserhaushalt“ führten übereinstimmend zu dem Ergebnis, daß der

Wald infolge seines großen Rückhaltevermögens in den Baumkronen und im Waldboden meistens die Hochwasserspitzen bricht. Es ist nicht eindeutig und allgemeingültig zu sagen, ob aus dem Wald im Jahresverlauf mehr Wasser zum Abfluß gelangt als von der unbewaldeten Fläche. Die Frage der Wasserlieferung von Wald, Ackerland und Grünland ist für viele Gebiete der Verstädterung und der Industrieballungen wichtig im Hinblick auf Wasserversorgung, Niedrig- und Hochwasserführung. Dieses Problem ist aber sicherlich in verschiedenen Klimaten unterschiedlich zu beurteilen.

Mitteleuropa ist von Natur aus ein nahezu geschlossenes Waldland unterschiedlichster Schattierung gewesen. Zu dieser Zeit war der Abfluß, insbesondere der Hochwasserabfluß in Bächen und Flüssen zweifellos geringer als heute. Besonders im Mittelalter sind weite Waldflächen zur Gewinnung von Acker- und Weideland gerodet worden. Der Entwaldung folgten größere Hochwasser mit stärkerer Erosion und Ablagerung der jungen Sedimente in den Talauen.

Es ist auch bekannt, daß der Mittelmeerraum in früheren Zeiten walddreich war. Es ist schwer zu sagen, welchen Anteil die in der Römerzeit eingeleitete verstärkte Waldrodung oder Klimaänderungen an der Entwaldung im Mittelmeerraum hatten. Nach der Entwaldung hatten die für das mediterrane Klima charakteristischen winterlichen Starkregen leichtes Spiel, den Boden abzutragen und in das nahe Meer zu verfrachten. Diesen Vorgang beobachtet man heute noch alljährlich in agrarisch genutzten Gebirgs- und Hügelländern wechselfeuchter Klimare.

Mit der Umwandlung von Wald in Acker- und Grünland wird das Waldklima beseitigt, das ist vor allem in Nebelwaldgebieten von Bedeutung, weil der Niederschlag dort vermindert werden kann. Der Boden wird abgetragen. Damit gehen die wasserhaltende Kraft und die Wasserspeicherung des Bodens sowie die Zulieferung von Bodenwasser zum Grundwasser zurück. Mit dem Fehlen des Rückhaltevermögens in den Baumkronen und im Boden fließt der Niederschlag oberflächlich ab, ein Prozeß, der durch Beweidung verstärkt werden kann: Die Hochwasserspitzen werden größer, die Niedrigwasserführung wird extremer; mit anderen Worten, die Wasserstandsschwankungen in den Flüssen und damit auch die Erosions- und Transportleistungen in den Flüssen wachsen an. Mit diesen Vorgängen wird auch das natürliche nutzbare Wasserangebot vermindert, denn das in den Hochwasserspitzen schnell abfließende Wasser bringt nicht nur Schäden an Ufern und in Überflutungsbereichen, sondern ist für die Wassernutzung auch nicht brauchbar, da es nur für eine ganz kurze Hochwasserzeit zur Verfügung steht. Zum Ausgleich dieser negativen Effekte der Erschließung von Waldländern, müssen in besonders gefährdeten Klimabereichen Stauseen gebaut werden, um die Wasserstandsschwankungen auszugleichen, um Erosion, Feststofftransport und Auffüllung des Flußbettes durch Sedimentation im Mittel- und Unterlauf zu vermindern und um wenigstens einen Teil der Hochwasser für die Wasserversorgung nutzbar zu machen.

Die Agrarzone der Erde grenzen auf der einen Seite an natürliche Waldgürtel und auf der anderen Seite an Steppen der Trockengürtel. Der natürliche Graswuchs der semiariden Gebiete schützt ebenfalls den Boden. Das Gras erhöht die Infil-

Tab. 2: Der Einfluß der Bodennutzung und Bodenbearbeitung auf hydrologische Vorgänge (nach M. I. LVOVITCH 1974; Beispiele aus der Sowjetunion).

Landschaftstyp und Nutzung	Schnee- u. Niederschlagshöhe (mm)	Abfluß (mm)	Bodenfeuchte (mm)	Abflußkoeffizient
<i>Ackerland (Pflugland)</i>				
Ackerland, gepflügt (Herbst)	104	36	68	0,34
Stoppelland (Brachland)	125	81	44	0,65
Wintersaat-Land	112	81	31	0,72
<i>Nicht beackertes Land</i>				
natürliche Steppe	139	10	129	0,07
beweidete Grassteppe	122	46	76	0,37
Wald	158	3,3	155	0,02

Mehr noch als im Mittelalter wurden in den vergangenen 150 Jahren in vielen Teilen der Erde neue Acker- und Weideflächen durch Rodung erschlossen. Die hydrologischen Folgen dieser jungen Rodungen sind zum Teil verheerend. Beispiele dazu gibt es aus den Trockengebieten im Westen Nordamerikas, aber auch aus den wechselfeuchten Landschaften Afrikas, Australiens oder aus den regenreichen und semiariden Landschaften Neuseelands, um nur einige zu nennen. Heute noch gibt es in diesen Gebieten Jahr für Jahr beträchtliche Bodenabtragung und Aufschüttung an anderer Stelle. Sowohl durch die Erosion als auch durch die Sedimentation gehen Ackerland und Weideland verloren.

tration und die Transpiration bzw. die Verdunstung im Vergleich zum unbewachsenen Boden. Untersuchungen bestätigten, daß eine Grasbedeckung die Abflußspitze und damit die Erosionskraft mindert, nicht zuletzt durch den eigenen Wasserverbrauch der Vegetation. Durch die landwirtschaftliche Nutzung kann auch hier Schaden verursacht werden. Der häufigste Fehler ist die Überweidung infolge eines zu großen Viehbestandes, durch welche die Grasnarbe vernichtet wird und eine erhöhte Erosion bzw. Deflation (Ausblasen der feinsten Bodenpartikelchen durch den Wind) Raum gewinnt. Damit ist eine geringere Wasserspeicherung im Boden verbunden, und die Abflußschwankungen vergrößern sich.

Die Veränderung der Wasserbilanz

Detaillierte Untersuchungen haben gezeigt, daß bewachsener Boden in der Regel mehr Wasser als unbewachsener Boden verdunstet; sie haben ferner gezeigt, daß ein dichter Pflanzenbestand zum Wachstum mehr Wasser verbraucht als ein lichter Pflanzenbestand. Es gibt Ausnahmen. In der Regel steigt jedoch der absolute Wasserverbrauch auf der Flächeneinheit mit zunehmender transpirierender Pflanzenmasse an. Dabei ist selbstverständlich die Art des Pflanzenbestands wesentlich; es gibt wassersparende und wasserverschwendende Pflanzen und Standorte. Über den Wasserverbrauch nimmt die landwirtschaftliche Produktion Einfluß auf die Menge des oberirdischen und unterirdischen Abflusses.

Im Zusammenhang mit der Erschließung der immerfeuchten Tropen wird der Einfluß der tropischen Regenwälder auf hydrologische Prozesse erforscht. Diese Regenwälder tragen durch ihre große Evapotranspiration (Verdunstung) selbst zur hohen Feuchtigkeit aber auch zu den hohen Niederschlägen der inneren Tropen bei. Man hat mit isotopehydrologischen Methoden nachgewiesen, daß ein großer Teil der dort fallenden Niederschläge aus dem Regenwaldgebiet selbst stammt. Wenn dieses Ergebnis bestätigt wird, würde das bedeuten, daß eine Rodung der Wälder Amazoniens zu einem verminderten Niederschlag und Wasserangebot führen würde, solange keine Wiederbewaldung folgt.

Tab. 3: Vorausschätzung der Veränderung der Wasserbilanz der Landflächen der Erde (Angaben der Wassermengen in km³) (nach M. I. LVOVITCH)

	Bilanz	
	um 1970	um 2000
<i>Niederschlag</i> auf dem Festland	110 300	110 300
<i>Abfluß</i> vom Festland (Gesamtabfluß) ohne den Eisabfluß von Polargletschern	38 800	37 500
<i>Basisabfluß</i> (= ständiger Abfluß) davon:	14 000	22 500
Grundwasserabfluß	12 000	17 000
Regulierter Abfluß aus Seen und Stauhaltungen	2 000	5 500
<i>Oberird. Abfluß</i> (= direkter Abfluß von der Festlandoberfläche z. B. Hochwasserwellen)	26 800	20 500
<i>Gesamte Feuchtespeicherung</i> an der Landoberfläche einschließlich der oberflächennahen Bodenfeuchte	83 500	89 800
<i>Gesamtverdunstung</i> (Evaporation + Transpiration = Evapotranspiration)	71 500	72 800

Die Tabelle 3 zeigt den Trend in der Transformation der Wasserbilanz, der etwa für das Jahr 2000 erwartet werden kann. Die Zahlen in dieser Zusammenstellung (nach M. I. LVOVITCH) sind natürlich nur Näherungswerte. Die Veränderungen in der Landnutzung haben demnach die bedeutendsten Auswirkungen auf die hydrologischen Prozesse und die Was-

serbilanz. Das Anwachsen des ständigen Abflusses (etwa gleich Basisabfluß) von 14 000 km³ auf 22 500 km³ ist einer der bedeutendsten Punkte. Dieses Anwachsen wird hauptsächlich durch die Regulierung der Hochwässer in Stauseen, in denen heute bereits 4500 km³ gespeichert sind und durch die in der Zukunft um 5000 km³ vergrößerte Grundwasserspeicherung bedingt. Zu dieser Vermehrung der Grundwasserspeicherung trägt die Landwirtschaft durch Bewässerung erschlossener Nutzflächen und durch Bodenbearbeitung bei.

Eine weitere bedeutende Veränderung der Weltwasserbilanz ist gegeben durch die Überführung von 700 km³ Oberflächenabfluß in die Bodenfeuchte des gepflügten Ackerlandes im Zuge der Verbesserung der Bearbeitung und von 600 km³ in eine Verdunstungserhöhung von Wäldern und Grünland, welche verursacht wird durch die anwachsende Produktivität und aus der höheren Verdunstung von neuen Wasserspeichern. Die gesamte oberflächennahe Bodenfeuchte- und Grundwasserspeicherung wird sich um weitere 5000 km³ auf 89 800 km³ im Jahre 2000 erhöhen dank der künstlichen Speicherung in den unterirdischen Reservoiren.

Der Gesamtabfluß vom Festland zum Weltmeer wird sich um 1300 km³ vermindern — dabei wird eine konstante Niederschlagshöhe vorausgesetzt — und dementsprechend wird die Verdunstung einen Anstieg um 1300 km³ aufgrund der Ausdehnung der landwirtschaftlichen Nutzfläche, insbesondere der Bewässerungsfläche in den semiariden und ariden Gebieten, sowie der höheren Ernteerträge und der anwachsenden Verdunstung von Stauseen haben.

Kleinräumig können die Verstädterung, wasserbauliche Maßnahmen oder Änderung der Bodennutzung im Einzugsgebiet stärkeren Einfluß auf die hydrologischen Prozesse einschließlich der Aufteilung des Niederschlags auf die Verdunstung, die Wasserspeicherung und den ober- oder unterirdischen Abfluß haben. Weltweit gesehen sind die Ausdehnung der Acker- und Grünlandflächen auf Kosten von Waldgebieten und bisher kaum bewachsenen Trockengebieten und die Steigerung der Ernteerträge zwar nicht die einzigen aber doch die wesentlichen Ursachen für die Veränderung der Abfluß- und Verdunstungsverhältnisse.

Wassermangel wird nicht alleine durch die Wassermenge hervorgerufen, sondern auch durch die Wasserbeschaffenheit, wenn diese infolge von Gewässerverschmutzung problematisch wird. Besonders in Ballungszentren wird die Wasserbeschaffenheit dann zum größten Problem der Wasserversorgung. Wasser um jeden Preis gibt es genügend in der Welt. Aber das wichtigste Lebensmittel für den Menschen sollte auch in Zukunft preiswert bleiben, obwohl das Wasser eigentlich wichtiger und wertvoller als Erdöl ist. Die Erweiterung und die Verbreitung der Kenntnisse über die hydrologischen Zusammenhänge sind ein wesentlicher Schritt zur Erreichung dieses Zieles und daher fördern nationale und internationale Gremien, wie z. B. UNESCO (Organisation der Vereinten Nationen für Erziehung, Wissenschaft und Kultur), WMO (Weltorganisation für Meteorologie), UNEP (Umweltprogramm der Vereinten Nationen), WHO (Weltgesundheitsorganisation), FAO (Organisation für Ernährung und Landwirtschaft) und andere die Wasserforschung in allen Teilen der Welt, besonders in den Entwicklungsländern.

Literatur

BAUMGARTNER, A.; REICHEL, H.: Die Weltwasserbilanz: Niederschlag, Verdunstung und Abfluß über Land und Meer, sowie auf der Erde im Jahresdurchschnitt. München, Wien: Oldenbourg 1975.

KELLER, R.: Aktuelle Probleme der wissenschaftlichen Hydrologie. In: Freiburger Universitätsblätter 13 (1966) S. 37—48.

LVOVITCH, M. I.: World water resources and their future (russ.). Mysl' P. H. Moskau 1974; American Geophysical Union, Washington D.C. 1979 (Engl. Übers., hrsg. v. R. L. Nace).

USSR Hydrometeorologischer Dienst und Nationalkomitee für die Internationale Hydrologische Dekade (Hrsg.): Weltwasserbilanz und Wasservorkommen auf der Erde (russ.). Text- u. Atlasband. Leningrad 1974. Engl. Ausg. 1978.

2 K. HOFIUS Hydrometeorologie und Hydrologie im internationalen Rahmen (IHP/OHP)

1 Einleitung

Bereits anhand der Wasserhaushaltsgleichung in ihrer einfachsten Form Niederschlag = Abfluß + Verdunstung erkennt man, daß Hydrometeorologie und Hydrologie Berührungspunkte haben. Niederschlag und Verdunstung spielen in beiden Wissenschaften eine wichtige Rolle. Während der Hydrologe vorwiegend Menge und Verteilung des Niederschlags am Erdboden im Auge hat, betrachtet der Hydrometeorologe den Niederschlag umfassender. So interessieren ihn beispielsweise auch der Wasserdampftransport in der Atmosphäre, die Niederschlagsentstehung, die Art des Niederschlags, z. B. Tröpfchengröße usw.

Ähnlich unterschiedlich betrachten Hydrometeorologen und Hydrologen den Term Verdunstung. Auch hier konzentriert sich das Interesse des Hydrologen auf die Verdunstungshöhe, während der Hydrometeorologe weitere Aspekte, wie beispielsweise den Vorgang der Verdunstung, energetische Probleme usw. im Auge hat.

Beide Wissenschaftszweige ergänzen sich in vielfacher Hinsicht. Hierzu nur ein Beispiel: Die Verdunstung läßt sich — wie gesagt — aus der Wasserhaushaltsgleichung und, da die Verdunstung ein energetischer Vorgang ist, auch über den Strahlungshaushalt der Erde berechnen.

$$N = A + \boxed{V} \text{ [mm]} \\ R = S + H + \boxed{V'} \text{ [kJ/m}^2\text{]}$$

N Niederschlag

A Abfluß

V Verdunstung

R Strahlungssaldo

S Bodenwärmestrom

H Konvektionswärmestrom (Strom fühlbarer Wärme in die Atmosphäre)

V' Verdunstungswärmestrom (Strom latenter Wärme)

Wenn man zugrunde legt, daß 2 500 kJ an Energie gebraucht werden, um von 1 m² Fläche 1 mm Wasserhöhe zu verdunsten, so kann man aus der Verdunstungshöhe in mm die Verdunstungsenergie in kJ berechnen und umgekehrt.

Wasser ist nicht nur unmittelbar für Mensch, Tier und Pflanze lebensnotwendig, vielmehr wird es in ungeheurer Vielfalt genutzt. Dabei macht sich negativ bemerkbar, daß es sehr ungleich auf der Erdoberfläche verteilt ist.

In aller Welt befassen sich Hydrologen und Hydrometeorologen, forschend und als Praktiker tätig, mit den so wichtigen Problemen einer ausreichenden Versorgung der Menschheit mit Wasser, mit der Bewässerung arider und semiarider Räume, der Entwässerung zu feuchter Gebiete, der Hebung des Grundwassers und der Reinhaltung des Wassers.

Viele der praktischen Fragestellungen hängen eng mit dem Wasserhaushalt, der Bewegung des Wassers, seiner Erneuerung, also mit dem Tätigkeitsfeld von Hydrologen und Hydrometeorologen zusammen.

2 Die internationalen Wasserprogramme

Internationale Zusammenarbeit soll helfen, die Probleme, die für die Zukunft der Menschheit von beispielloser Bedeutung sind, zu lösen. In die Zusammenarbeit sind staatliche internationale Organisationen, das sind die Vereinten Nationen und eine Reihe ihrer Sonderorganisationen, und nichtstaatliche internationale Organisationen eingebunden. Diese Organisationen sind mit ihren Aufgaben im Bereich Wasser in den Tabellen 1 und 2 zusammengestellt (HOFIUS 1981). Über die Tätigkeit der nichtstaatlichen internationalen Organisationen berichtet LIEBSCHER (1979) ausführlicher.

Im Rahmen der internationalen Zusammenarbeit von Hydrologen und Hydrometeorologen spielen UNESCO und WMO eine besondere Rolle.

3 Das Internationale Hydrologische Programm der UNESCO

Die UNESCO befaßt sich — verglichen mit anderen staatlichen internationalen Organisationen — schon recht lange mit Wasserproblemen. Bereits 1948 richtete sie das „Arid Zone Research Programme“ ein, auf dem die späteren Programme der UNESCO auf den Gebieten der Umweltforschung, der Naturwissenschaften und der Hydrologie basieren.

Eine Förderung der Hydrologie in einem bis dahin nicht bekannten Ausmaß begann 1965 mit dem Internationalen Hydrologischen Dezennium (IHD). Nachdem die Zusammenarbeit in Gang gekommen war und über 100 Staaten besondere Nationalkomitees eingerichtet hatten, erkannte man bereits nach kurzer Zeit, daß innerhalb eines Zehnjahresprogrammes die Probleme nicht zu lösen sein würden. So wurde 1975 das

Internationale Hydrologische Programm (IHP) als fortlaufendes naturwissenschaftliches Programm der UNESCO eingerichtet. Hauptanliegen von IHD und IHP waren bzw. sind:

- Bereitstellung des wissenschaftlichen Rahmens für die Entwicklung der Hydrologie
- Verbesserung der Untersuchungsmethoden, um den gesamten Wasserkreislauf exakter zu erfassen
- Quantifizierung der anthropogenen Einflüsse auf den Wasserkreislauf
- Förderung des Informationsaustausches
- Förderung von Aus- und Fortbildung.

Tab. 1: Staatliche Organisationen der Vereinten Nationen

Internationale Organisationen	Aufgaben im Bereich Wasser
Vereinte Nationen (UN)	Austragung (politischer) Konferenzen: "Water Conference", Mar del Plata, 1977; "Conference on Desertification", Nairobi, 1977; "Conference on Science and Technology for Development", Wien, 1979. Sonderprogramme: United Nations Development Programme (UNDP) und United Nations Environmental Programme (UNEP).
United Nations Educational Scientific and Cultural Organization (UNESCO)	Schwerpunkte: Hydrologie, Wasserwirtschaft, Wasserbilanzen, Aus- und Fortbildung von Hydrologen. Programme: International Hydrological Decade (IHD), 1965 - 1974; International Hydrological Programme, seit 1975.
World Meteorological Organization (WMO)	Schwerpunkte: Operationelle Hydrologie. Programme: Hydrology and Water Resources Development Programme and Operational Hydrology Programme (OHP) seit 1975. Unterprogramm im OHP: Hydrological Operational Multi-Purpose Sub-Programme (HOMS).
Food and Agriculture Organization (FAO)	Schwerpunkte: Probleme Landwirtschaft - Wasser, insbesondere Bewässerung / Nahrungsmittelproduktion.
World Health Organization (WHO)	Schwerpunkte: Probleme der Wasserbeschaffenheit bei Roh- und Trinkwasser, Hygiene bei der Entsorgung, Aufstellen von Richtlinien. Federführung bei der Austragung der "International Water Supply and Sanitation Decade", 1981 - 1990.
International Atomic Energy Agency (IAEA)	Schwerpunkte: Anwendung von Isotopen in der Hydrologie.

Im Rahmen von IHD und IHP wurden hunderte von Einzelprojekten durchgeführt. Viele davon sind für Hydrologen und Hydrometeorologen gleichermaßen von Interesse. Wie bereits ausgeführt, sind dies vor allem die Bereiche Verdunstung, Niederschlag, Wasserdampftransport und Wasserbilanzen.

Die UNESCO hat mehrere Möglichkeiten, die Projekte abzuwickeln: durch Arbeitsgruppen und Rapporture sowie durch Symposien und Workshops. Vor allem wichtig ist jedoch der Beitrag, den die IHP-Nationalkomitees der Mitgliedsländer der UNESCO in das Programm einbringen. Gelegentlich erfolgt die Durchführung eines bestimmten Projektes auch durch Kombination verschiedener Möglichkeiten. Dies verdeutlicht ein Beispiel. Ein vielbeachteter Beitrag „Weltwasserbilanz“ wurde von dem Nationalkomitee der UdSSR 1974 in russischer Sprache veröffentlicht. Wesentlich vorbereitet wurde dieses Werk durch ein internationales Symposium, das 1971 unter gleichem Thema in Reading/Großbritannien abge-

halten wurde. Nachdem 1974 die russische Fassung vorlag, erklärte sich das Nationalkomitee der Vereinigten Staaten von Amerika bereit, hiervon eine englischsprachige Version anzufertigen, die 1978 von der UNESCO veröffentlicht wurde.

Neben dem russischen Werk ist von BAUMGARTNER und REICHEL (1975) eine Veröffentlichung „Die Weltwasserbilanz“ erschienen. Ferner haben I. und D. HENNING (1984) eine Arbeit „Die klimatologische Wasserbilanz der Kontinente — Ein Beitrag zur Hydroklimatologie“ veröffentlicht. Beide Arbeiten sind im Rahmen des deutschen Beitrages zum IHD und IHP entstanden.

Tab. 2: Nichtstaatliche internationale Organisationen

Internationale Organisationen	Aufgaben im Bereich Wasser
International Council of Scientific Unions (ICSU)	Größter Dachverband der nicht-staatlichen internationalen Organisationen. Von 15 Unionen sind vor allem die IUGG, IGU und IUGS mit Wasserfragen befaßt.
International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG)	In der IUGG befaßt sich vor allem die IAHS mit Wasserfragen.
International Association of Hydrological Sciences (IAHS)	Die Bezeichnungen der 6 Kommissionen vermitteln einen Einblick in die Aufgaben der IAHS: Oberflächenwasser, unterirdisches Wasser, Schnee und Eis, kontinentale Erosion, Wasserqualität und wasserwirtschaftliche Systeme.
International Geographical Union (IGU)	Die IGU hat 1964 eine Kommission für das Internationale Hydrologische Dezennium der UNESCO eingesetzt, die bis 1980 tätig war. Schwerpunkte der Kommission: Abflußregime, Wasserbilanz in verschiedenen Klimagebieten, Einfluß des Menschen auf hydrologische Prozesse und Erstellung hydrologischer Karten für Oberflächengewässer.
International Unions of Geological Sciences (IUGS)	Innerhalb der IUGS befaßt sich die International Association of Hydrogeologists (IAH) mit Fragen im Zusammenhang mit Grundwasser. Die IAH ist unter anderem sehr aktiv bei der Erstellung hydrogeologischer Karten verschiedener Regionen der Welt. Das hydrogeologische Kartenwerk von Europa ist nahezu fertiggestellt.
Union of International Engineering Organizations (UIEO)	Im Bereich Wasser sind hier zu nennen: International Association for Hydraulic Research (IAHR), International Commission on Irrigation and Drainage (ICID), International Commission on Large Dams (ICOLD).
Scientific Committee on Water Research (COMAR)	Ein von ICSU und UIEO eingesetztes Komitee, das im Bereich des Wasserwesens Koordinationsaufgaben erfüllt.

Die UNESCO hat auch immer wieder angeregt, daß Staaten- und Gruppen über überregionale Einzugsgebiete zusammenarbeiten. So fanden mehrere europäische Regionalkonferenzen (Bern 1973, Varna 1976, Brüssel 1977) über die Wasserbilanz Europas statt. Neben der Regionalen Zusammenarbeit der Rheinanliegerstaaten und der Donauanliegerstaaten arbeitet die Bundesrepublik Deutschland insbesondere an der Regionalen Zusammenarbeit der Ostseeanliegerstaaten mit und hat hierbei national nach unterschiedlichen Methoden erarbeitete Beiträge über die Verdunstung der Ostsee erstellt (IHP/OHP-Berichte 1985).

Ein Hauptanliegen von IHD und IHP ist es, die Hydrologie in den Entwicklungsländern zu fördern. Die UNESCO hat eine Reihe von Aus- und Fortbildungskursen eingerichtet, an denen vorzugsweise Angehörige aus Entwicklungsländern teilnehmen sollen. Desweiteren hat die UNESCO den Entwicklungsländern bei der Durchführung regionaler und lokaler Untersuchungsprogramme durch Vermittlung von Exper-

ten und Bereitstellung von finanziellen Mitteln geholfen. Im einzelnen ist gewiß viel erreicht worden. Dennoch wird immer wieder beklagt, daß der Hauptnutzen der Programme für die entwickelten Länder anfallt, wodurch sich der Abstand im Wissen und in der Praxis zwischen entwickelten Ländern und Entwicklungsländern vergrößert. Dies gilt in ähnlicher Form auch für das Operationelle Hydrologische Programm der Weltorganisation für Meteorologie (WMO). Die Gründe für diese teilweise negative Bilanz sind nicht den Fachprogrammen anzulasten und auch nicht allein durch diese zu lösen. Die Ursachen liegen oft im politischen und sozialen Bereich oder sind naturbedingt (Klima). Die Probleme und Wege ihrer Beseitigung waren Hauptgegenstand von internationalen Konferenzen, z. B. die UN-Welt-Wasser-Konferenz in Mar del Plata, 1977, sowie die UN-Konferenz über Versteppung, Nairobi, 1977.

Die Ergebnisse aus den von der UNESCO betreuten Hydrologieprogrammen werden in den folgenden Reihen veröffentlicht:

- Studies and reports in hydrology
- Technical papers in hydrology
- Technical documents in hydrology
- Allgemeine Berichte und Informationen.

Alle bis 1985 von der UNESCO herausgegebenen „Wasser-Veröffentlichungen“ sind zusammengestellt in UNESCO (1985).

4 Das Operationelle Hydrologische Programm der WMO (OHP)

Wie bereits in der Einleitung gesagt, haben Meteorologie und Hydrologie durch die Elemente des Wasserkreislaufs viele Berührungspunkte. In einigen Staaten hat sich dieser naturwissenschaftliche Zusammenhang auch in der Praxis niedergeschlagen, indem Meteorologischer und Hydrologischer Dienst zusammengefaßt sind. Diese Kombination zeigt bereits ein wenig die Richtung an, auf der die WMO mit ihrem „Hydrology and Water Resources Development Programme“ tätig ist. Es ist in starkem Maße auf die Aufgaben der Hydrologie und Hydrometeorologie zugeschnitten, also Datenerhebung, Datenverarbeitung, Datenauswertung, hydrologische Vorhersage und wasserwirtschaftliche Planung. Hierin sind sämtliche Formen des Wassers, Oberflächenwasser und Grundwasser, und ebenso Güteaspekte eingeschlossen.

Das „Hydrology and Water Resources Development Programme“ setzt sich aus mehreren, sich gegenseitig ergänzenden Unterprogrammen zusammen: „Hydrology in Environmental Management and Development“, dem „Operational Hydrological Programme“ und „Co-operation with Water Related Programmes of other International Organizations“.

Von großer Bedeutung ist das OHP. Durch dieses Programm möchte die WMO einen Beitrag zur Nutzung hydrologischen Wissens in der Praxis der hydrologischen Dienste, insbesondere der Entwicklungsländer liefern. Dabei kommt es ihr in erster Linie auf die Methoden bei der Erkundung, Erschließung und Bewirtschaftung von Wasservorkommen an. Hierin unterscheidet sie sich in ihrem Anliegen deutlich von dem des Internationalen Hydrologischen Programms der UNESCO, das bemüht ist, die wissenschaftlichen Zusammenhänge zu erforschen und darzustellen.

Diese Unterscheidung sollte nicht dazu führen, dem einen Programm Praxisorientierung zuzusprechen und dem anderen nicht. Praxisorientiert sind beide Programme, da sie Themenbereiche, allerdings mit unterschiedlicher Zielsetzung, aus der und für die Praxis bearbeiten. In diesem Sinne arbeiten UNESCO und WMO bei der Programmgestaltung eng zusammen. So fanden mehrere gemeinsame Konferenzen statt: Paris 1974, Paris 1981. Die nächste gemeinsame Konferenz ist für 1987 vorgesehen.

In den letzten Jahren hat die WMO ein vielbeachtetes Unterprogramm des OHP, das „Hydrologische Operationelle Mehrzweckunterprogramm“ (HOMS) aufgebaut. Der Sinn von HOMS ist es, Wissen und praktische Erfahrung auf den Gebieten Wasserwirtschaft und Hydrometeorologie weiterzugeben. In einem von der WMO herausgegebenen Handbuch, dem HOMS Reference Manual (WMO 1981) sind Hinweise auf Geräte und ihre Einsatzmöglichkeit, auf Computerprogramme, auf komplexe Problemstellungen wie Einrichtungen eines Meßnetzes usw. aus vielen Ländern erfaßt. Der Austausch der Informationen erfolgt über zentrale, nationale Stellen.

Die Arbeitsergebnisse aus dem Operationellen Hydrologischen Programm werden von der WMO in der Reihe „Operational Hydrology Reports“ veröffentlicht. Sämtliche WMO-Veröffentlichungen auf dem Wassersektor werden von der WMO von Zeit zu Zeit in besonderen Schriftenverzeichnissen zusammengestellt.

5 Deutsche Beteiligung am IHP und OHP

Zur Koordinierung des deutschen Beitrages zum IHP und OHP ist in der Bundesrepublik Deutschland ein Nationalkomitee unter Vorsitz des Auswärtigen Amtes und unter Beteiligung verschiedener Bundes- und Landesinstitutionen eingerichtet worden. Ein Sekretariat bei der Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz, führt die Geschäfte des Nationalkomitees. Der deutsche Beitrag besteht im wesentlichen aus der Mitarbeit in internationalen Arbeitsgruppen, der Bearbeitung einzelner IHP- oder OHP-Projekte der UNESCO oder der WMO, der Organisation von Symposien und Workshops, der Betreuung von Aus- und Fortbildungsmaßnahmen für Angehörige aus Entwicklungsländern, der Erstellung von Berichten und der Herausgabe des IHP/OHP-Jahrbuches (Bundesanstalt für Gewässerkunde, Hrsg.) sowie Öffentlichkeitsarbeit.

An der Mitarbeit sind Institutionen und Dienststellen, die Aufgaben im Bereich Hydrologie, Wasserwirtschaft, Hydrometeorologie durchzuführen haben, beteiligt. Das sind verschiedene Bundesministerien, die Länderarbeitsgemeinschaft Wasser, der Deutsche Wetterdienst, das Umweltbundesamt, die Bundesanstalt für Gewässerkunde, die Deutsche Forschungsgemeinschaft, die Deutsche UNESCO-Kommission sowie viele Institute von Hochschulen (HOFIUS 1977).

Für die Bundesrepublik Deutschland haben die besprochenen internationalen Hydrologieprogramme mancherlei Anregung und Nutzen gebracht. Sie haben beispielsweise die Bearbeitung des Hydrologischen Atlas der Bundesrepublik Deutschland wesentlich gefördert (Hrsg. KELLER u. a. 1978, 1979). Auch die Regionale Zusammenarbeit, die vielfach ihre Wurzeln in diesen Programmen hatte, ist durch sie aktiviert worden.

Literatur

- BAUMGARTNER, A.; REICHEL, E.: Die Weltwasserbilanz. Niederschlag, Verdunstung und Abfluß über Land und Meer sowie auf der Erde im Jahresdurchschnitt, München, Wien: Oldenbourg 1975.
- HENNING, I.; HENNING, D.: Die klimatologische Wasserbilanz der Kontinente — Ein Beitrag zur Hydroklimatologie. Münstersche Geogr. Arb. H. 19 (1984).
- HOFIUS, K.: Internationales Hydrologisches Programm. Beitrag der Bundesrepublik Deutschland 1975—1977. Hrsg.: Sekretariat d. Nationalkomitees d. Bundesrepublik Deutschland für das Internationale Hydrologische Programm, Koblenz 1977.
- HOFIUS, K.: Unser Wasser — eine internationale Herausforderung. Beitr. z. Hydrol., Freiburg i. Br., Sonderh. 2 (1981).
- IHP/OHP-Berichte: Wasser- und Materialbilanz der Ostsee. H. 6, Koblenz 1985.

KELLER, R. u. a. (Hrsg.): Hydrologischer Atlas der Bundesrepublik Deutschland. Atlasband (1978), Textband (1979).

LIEBSCHER, H.-J.: Übersicht internationaler Organisationen auf dem Gebiete des Wassers. In: DVWK-International 42 u. 44 (1979).

UNESCO 1978: World water balance and water resources of the earth. Stud. and Rep. in Hydrol. 25 (1978).

UNESCO: UNESCO publications in the field of water sciences. Paris 1985.

WMO: Hydrological Operational Multipurpose Subprogramme (HOMS). Reference Manual. Geneva 1981.

Bundesanstalt für Gewässerkunde (Hrsg.): IHP/OHP-Jahrbuch Bundesrepublik Deutschland und Berlin (West), fortlaufend seit 1965 (in Deutsch und Englisch).

3

H.-J. LIEBSCHER

Einfluß von Klimaschwankungen auf das Wasserangebot

1 Einleitung

In der wasserwirtschaftlichen Planung wird heute im allgemeinen davon ausgegangen, daß das Wasserdargebot im Mittel über einen längeren Zeitraum hinweg konstant bleibt. Das Wasserdargebot ist über die Wasserbilanzgleichung in seiner zeitlichen und räumlichen Verteilung wesentlich vom Klima abhängig. Dabei kann der Niederschlag durch eine Änderung der atmosphärischen Zirkulation oder das von der Atmosphäre aufzunehmende Wasserdampfvolumen beeinflusst werden. Auf die Verdunstung wirken besonders Änderungen der solaren Einstrahlung, der Lufttemperatur, des Feuchtegehaltes der Atmosphäre und die Stärke der Zirkulation (Wind) ein. Aus der direkten Klimaabhängigkeit von Niederschlag und Verdunstung folgt eine indirekte Abhängigkeit der beiden übrigen im Wasserkreislauf enthaltenen Größen Abfluß und Wasservorratsänderung. Bei Betrachtung langer, über verschiedene Zeitabschnitte gemittelter Abflußreihen wird die Beeinflussung des Abflusses von kurzfristigen Klimaschwankungen deutlich (Abb. 1). Die Abflußhöhe stellt langfristig

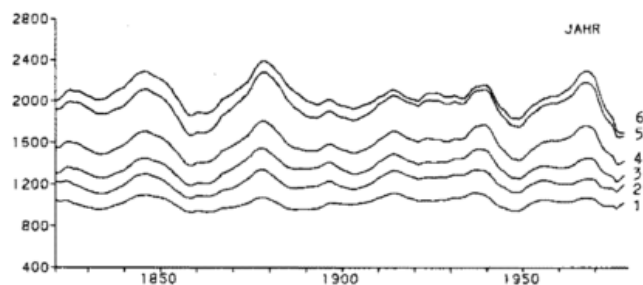


Abb. 1: Binominal geglättete mittlere jährliche Abflüsse der Pegel Basel (1), Maxau (2), Worms (3), Kaub (4), Andernach (5) und Köln (6) der Jahre 1821 bis 1980

das Residuum aus Niederschlag minus Verdunstung dar. Somit veranschaulicht die in Abbildung dargestellte Abflußganglinie die Variabilität dieses Residuums. Im Gegensatz zu meteorologischen Reihen, die nur auf punktmäßig gewonnenen Messungen beruhen, geben die Abflußreihen über das mittlere Verhalten des Einzugsgebietes Auskunft. Allerdings sind in den Abflußbeobachtungen die Auswirkungen menschlicher Eingriffe in die Natur mit enthalten.

2 Mittlere Wasserbilanz der Bundesrepublik Deutschland

Von den auf die Fläche der Bundesrepublik Deutschland fallenden Niederschlägen von 837 mm/a* (1931/1960) verdunsten im Mittel 519 mm/a. Dies sind etwa 65% des Niederschlages. Von der Fläche der Bundesrepublik Deutschland fließen im Mittel 318 mm/a ab. Unter Berücksichtigung der Zuflüsse von Oberliegerstaaten (= 335 mm/a) sind dies 653 mm/a. Dieser Wert kann, wenn die Qualität des Wassers unberücksichtigt bleibt, als das insgesamt theoretisch verfügbare Wasserdargebot angesehen werden. Die Abflußhöhe des Trockenjahres 1959 betrug unter Einschluß der Zuflüsse von Oberliegerstaaten 532 mm/a, das sind 81,5% des gesamten mittleren Dargebotes. In diesem Trockenjahr kam es bekanntlich in einigen Gebieten zu Engpässen in der Wasserversorgung. Die Verminderung der jährlichen Abflußhöhen um nur 18,5% stellte bereits damals die Wasserwirtschaft vor einige Probleme. Dabei ist allerdings zu berücksichtigen, daß in den Gebieten, in denen es zu Wasserversorgungseingpässen kam, vermutlich die Minderung der Abflußhöhe höher war.

Wegen der ungünstigen zeitlichen Verteilung des Wassers ist das mittlere jährliche Wasserdargebot nur zum Teil nutzbar. Als verfügbares Wasserdargebot wird daher oft die mittlere monatliche Niedrigwasserabflußhöhe angenommen. Diese

beträgt von der Fläche der Bundesrepublik Deutschland ohne Berücksichtigung der Zuflüsse von Oberliegerstaaten ca. 144 mm/a oder etwa 12 mm/Monat. Die absolut niedrigste Abflußhöhe liegt etwa bei 81 mm/a bzw. 7 mm/Monat. Demgegenüber steht ein augenblicklicher Wasserbedarf von etwa 130 mm/a bzw. 11 mm/Monat. Daraus ist die jetzt schon vorhandene weitgehende Ausschöpfung des vorhandenen Wasserdargebotes für die Versorgung der Bevölkerung und Industrie erkennbar. Daß es bis jetzt nicht zu ernsthaften Versorgungsengpässen gekommen ist, liegt einmal an der Mehrfachnutzung des Wasser und zum anderen daran, daß teilweise auch das von Oberliegerstaaten zufließende Wasser über uferfiltriertes Grundwasser genutzt wird.

Da fast zwei Drittel des Niederschlages verdunsten, reagiert das Wasserdargebot auf etwaige Klimaschwankungen empfindlich. Infolgedessen ist auch unser Wasserversorgungssystem sensibel und schon geringfügige Klimaschwankungen können die Wasserversorgung vor ernsthafte Probleme stellen. Dies verdeutlicht folgende erste grobe Schätzung unter Heranziehung verschiedener Szenarien von Klimaänderungen. Dabei werden über das Jahr gleichmäßig verteilte Erhöhungen und Verminderungen von Niederschlag und Verdunstung um jeweils 10% gegenüber dem Mittel der Jahresreihe 1931—1960 der Überlegung zugrunde gelegt. Einer Zunahme der mittleren jährlichen Lufttemperatur von 2 K entspricht eine der potentiellen Verdunstung von nahezu 10%. Eine Erhöhung der Verdunstung muß nicht gleichzeitig wegen des erhöhten atmosphärischen Wassergehaltes zu einer Erhöhung der Niederschläge führen. Sogar der umgekehrte Fall ist denkbar, da die atmosphärische Zirkulation für eine regionale Umverteilung des Wassergehaltes der Atmosphäre sorgt. Daher wird es solche Gebiete geben, deren Niederschlag sich infolge einer Temperaturerhöhung erhöhen und andere in denen der Niederschlag abnehmen wird. Erste grobe Schätzungen der Auswirkungen der CO₂-induzierten Klimaänderungen lassen im Westen der Bundesrepublik Deutschland eine Abnahme der Niederschläge erkennen, während in den übrigen Gebieten keine Änderungen erwartet werden (Bach 1981). Daher scheinen die hier angenommenen Szenarien mit Ausnahme der Abnahme der potentiellen Verdunstung realistische Ansätze zu sein.

Diese erste grobe Schätzung (Tab. 1) zeigt, daß allein eine Zunahme der mittleren jährlichen Verdunstung von bereits 10% unser mittleres Wasserdargebot etwa auf die Verhältnisse des Trockenjahres 1959 reduziert. Kommt noch eine Verminderung der Niederschlagshöhe hinzu, wird die Situation für die Wasserwirtschaft noch kritischer.

Tab. 1: Mittlere jährliche Abflußhöhe von der Fläche der Bundesrepublik Deutschland in mm/a bei verschiedenen Szenarien von Klimaänderungen

ΔE	ΔP	Q (mm/a)		
		-10%	0%	+10%
-10%		286	370	454
0%		234	318	402
+10%		182	266	350

Da das mittlere jährliche Wasserdargebot noch nicht viel über die gesamte Dargebotssituation aussagt, soll im folgenden eine saisonale Betrachtung durchgeführt werden. Die mittlere monatliche Niederschlagshöhe schwankt zwischen etwa 50 mm/Monat im März und etwa 100 mm/Monat im Juli. Während die monatlichen Verdunstungshöhen zwischen 5 mm/Monat im Winter und 90 mm/Monat im Sommer variieren, liegen die monatlichen Abflußhöhen zwischen 20 mm/Monat und 40 mm/Monat. Die mittlere Bodenvorratsänderung schwankt zwischen -40 mm/Monat im Mai und 30 mm/Monat im November. Die Abbildung 2 zeigt die mittlere monatliche Wasserbilanz für das Gesamtgebiet der Bundesrepublik Deutschland. Das im Mittel nutzbare Wasserdargebot ergibt sich aus dem Minimum der Abflußhöhe in den Monaten August und September. Es beträgt ca. 20 mm/Monat. Demgegenüber steht der heutige mittlere monatliche Wasserbedarf von 11 mm/Monat. Auch der Wasserbedarf ist saisonalen Schwankungen unterworfen. Im Sommer ist er durch Mehrbedarf für Kühlzwecke, Hygiene, Nahrungsmittelerzeugung und Bewässerung größer als im Winter. Verlässliche statistische Zahlen der saisonalen Schwankungen des Wasserbedarfes liegen für das Gesamtgebiet der Bundesrepublik Deutschland bis jetzt nicht vor. Unter Berücksichtigung der von Jahr zu Jahr auftretenden Schwankungen ist in Abb. 2 gleichfalls zu erkennen, daß im Mittel in der Bundesrepublik Deutschland das verfügbare Wasserdargebot schon weitgehend genutzt ist. Bei der Betrachtung muß allerdings noch berücksichtigt werden, daß sowohl das Wasserdargebot als auch der Wasserbedarf erheblichen regionalen Schwankungen unterworfen sind. Das bedeutet, daß in einigen Gebieten das Wasserdargebot schon jetzt sehr knapp ist, während in anderen Gebieten Engpässe noch nicht bestehen.

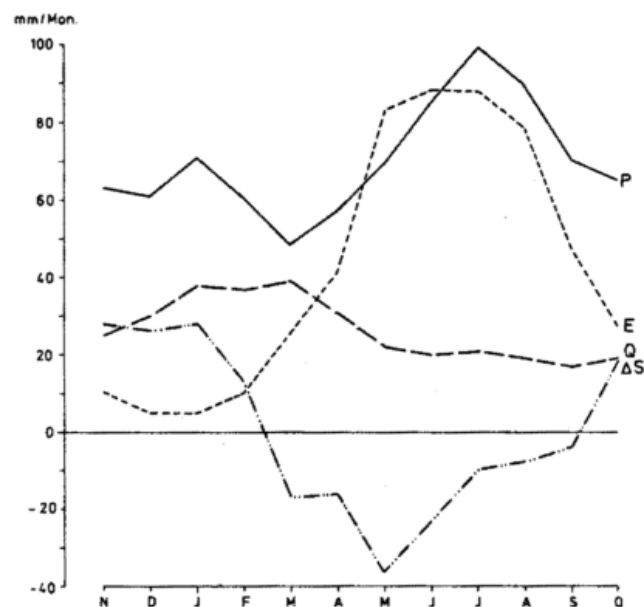


Abb. 2: Mittlere monatliche Wasserbilanz für das Gesamtgebiet der Bundesrepublik 1931—1960

- P = Niederschlag
- E = Verdunstung
- Q = Abfluß
- ΔS = Wasservorratsänderung

3 Wasserbilanzmodelle

In den letzten Jahren wurden zahlreiche Wasserbilanz-Modelle entwickelt. Im Gegensatz zu früheren Jahren ist es jetzt mit ihnen möglich geworden, die Wasserbilanz nicht nur für längere Zeiträume, sondern auch für einzelne Jahre, Monate und sogar Tage aufzustellen. Diese kurzzeitigen Wasserbilanzberechnungen auf der Basis von Tages- bis Dekadenwerte konnten bisher allerdings mit Erfolg nur für kleinere Gebiete (<10 km²) durchgeführt werden. Der generelle Aufbau der Wasserbilanz-Modelle ist in Abb. 3 vereinfacht dargestellt. Ziel der Wasserbilanz-Modelle ist die Simulation des Wasserdargebotes, das als Grundwasserspeicherung und als Abfluß in dem Modell ausgegeben wird.

In den Wasserbilanz-Modellen werden die einzelnen physikalischen Teilprozesse des Wasserkreislaufes durch verschiedene Modellansätze simuliert, wie z. B. durch Speicherkaskaden-Modelle. Einige der sich im Boden abspielenden physikalischen Prozesse lassen sich nicht mathematisch in Modellen nachvollziehen. Für die Beschreibung der einzelnen Teilprozesse sind bestimmte Kenngrößen notwendig, die wiederum von der Vegetation (Interzeptionsvermögen, Blattwiderstand, Wurzelwiderstand, Oberflächenrauigkeit), den Bodeneigenschaften (Infiltrationsvermögen, Speicherung des Bodens, Welkepunkt, Feldkapazität, gesättigte und ungesättigte Bodenwasserleitfähigkeit) und morphometrischen Eigenschaften (Struktur, Gefälle etc.) abhängen. Es ist heute mit vertretbarem Aufwand nicht möglich, alle diese Kenngrößen meßtechnisch zu gewinnen und in Modellparameter umzusetzen. In kleinen Gebieten mit weitgehend einheitlichen Vegetations-, Boden- und morphologischen Eigenschaften werden die einzelnen Kenngrößen meist durch Optimierung gewonnen, wobei mit dem Wasserbilanz-Modell der Abfluß simuliert und dieser mit den gemessenen Abflüssen verglichen wird.

Bei zunehmend größer werdenden Gebieten treten immer mehr gleichwertige Vegetations- und Bodentypen nebeneinander auf. Dies läßt sich für die Fälle, in denen nicht mehr als 2 oder 3 Vegetations- und Bodenarten nebeneinander auftreten, noch dadurch auffangen, daß die verschiedenen Vegetations- und Bodenarten durch Parallelspeicherkaskaden nachgebildet werden. Die Anzahl der durch Optimierung zu ermittelnden Parameter wird dadurch vervielfacht. Um diese Anzahl gering zu halten, werden die einzelnen Teilprozesse mit zunehmender Gebietsgröße vereinfacht und dementsprechend verlieren die Modellparameter langsam ihre physikalische Bedeutung.

Bei noch größer werdenden Gebieten wird die Modellierung erschwert durch vermehrt auftretende verschiedene Landschaftstypen, Grundwasserregionen, Klimaregionen etc. bei zunehmender anthropogener Beeinträchtigung durch Urbanisierung, land- und forstwirtschaftliche Nutzung, wasserbauliche Maßnahmen etc. Diese müßten im Modell berücksichtigt werden. Der Übergang auf größere Regionen bedeutet gleichzeitig ein Abgehen von Einzugsgebieten. Wenn die Grenzen der betrachteten Regionen nicht mehr mit denen der Einzugsgebiete übereinstimmen, steht keine gemessene Abflußreihe zur Optimierung der Modellparameter zur Verfügung. Die Abschätzung der unkontrolliert im Boden sich über Gebietsgrenzen hinweg bewegendes unterirdischen Abflüsse bereitet auch heute noch erhebliche Schwierigkeiten.

Neben das Problem der Gebietsgröße tritt zugleich das der zeitlichen Auflösung. Mit zunehmender Gebietsgröße gewinnt die von der Wasserführung abhängige Fließgeschwindigkeit im Flußlauf ständig an Bedeutung und fordert eine räumliche detaillierte Behandlung. Daher werden für Niedrigwasserzeitabschnitte oft eigene Niedrigwasser-Modelle aufgestellt, in denen die sich auf den Landflächen abspielenden physikalischen Prozesse weitgehend vernachlässigt sind.

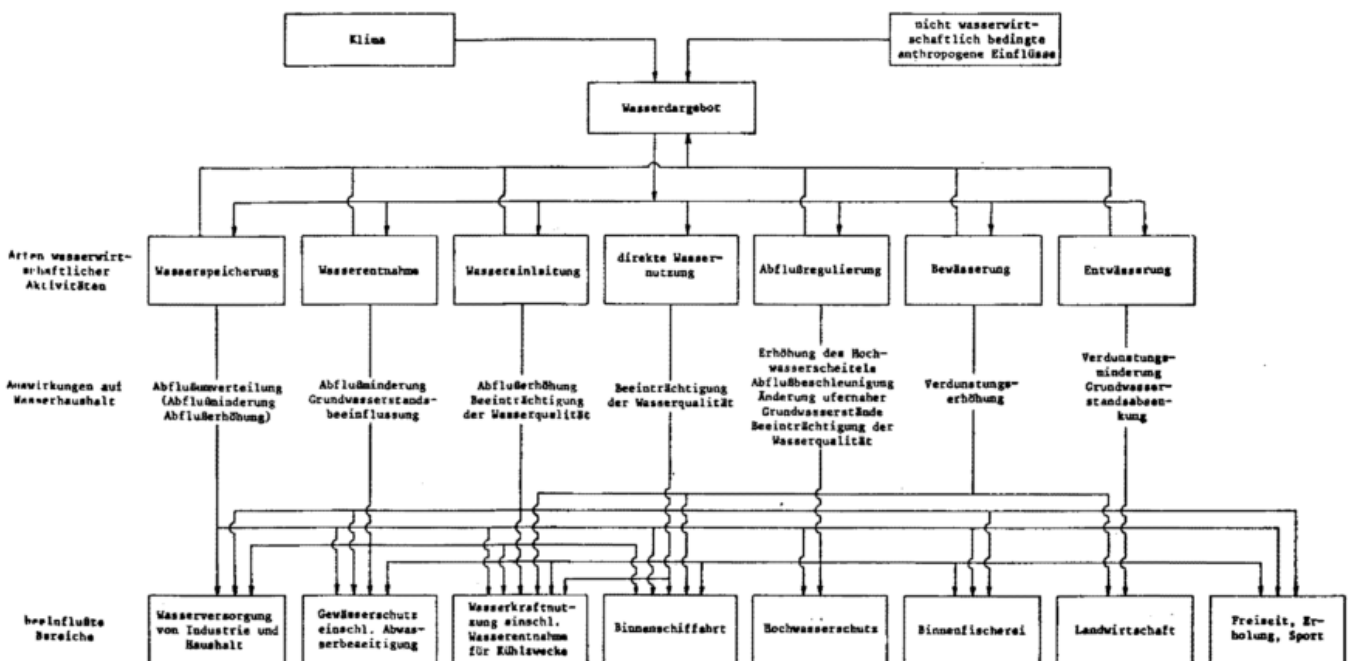


Abb. 3: Genereller Aufbau von Wasserbilanz-Modellen

Weiterhin wird die zeitliche Auflösung durch die zur Verfügung stehenden Daten begrenzt. Während in kleinen Gebieten oft ein dichtes Sondermeßnetz vorhanden ist, ist man bei größeren Gebieten in bezug auf die Eingabedaten zunehmend auf das amtliche Netz der Klima- und Niederschlagsstationen des Deutschen Wetterdienstes angewiesen. Dieses erfüllt hinsichtlich einer zeitlichen Auflösung des Gebietsniederschlags bis zur Tageswertbasis wegen der unzureichenden Meßnetzichte nicht die seitens der Hydrologie gestellten Anforderungen. Das gleiche gilt für die Berücksichtigung der Wasserspeicherung in der Schneedecke oder die Ermittlung der potentiellen Verdunstung aus den an Klimastationen gemessenen Werten der Lufttemperatur, relativer Luftfeuchte, Sonnenscheindauer und Windstärke.

Aus der vorangegangenen Überlegung ist ersichtlich, daß noch erhebliche Kenntnislücken in der Entwicklung kurzzeitiger Wasserbilanz-Modelle für mittlere und größere Gebiete bestehen und daß hier noch ein breites Betätigungsfeld für hydrometeorologische und hydrologische Forschungen besteht. Eine flächendeckende kontinuierliche Messung des Niederschlags durch Radar, der Schneedecke und der Bodenfeuchte durch Satelliten könnte die Entwicklung von Wasserbilanz-Modellen vorantreiben.

Die Intensivierung der Forschungen auf diesem Gebiet sind dringend, da es nur mit den hier beschriebenen Modellen möglich sein wird, die Auswirkungen klimatischer Schwankungen auf das Wasserdargebot abzuschätzen. Gleichzeitig wird gehofft, daß es den Klimatologen in absehbarer Zeit gelingt, verläßliche Prognosen über die künftige Klimaentwicklung zu liefern. Für die Hydrologie ist es nicht nur wichtig zu wissen, daß sich in Mitteleuropa die Lufttemperaturen um 2–3 K erhöhen werden. Es ist von Bedeutung, ob sich derartige Prognosen auf die mittlere Jahrestemperatur oder nur auf das Winterhalbjahr erstrecken. Von besonderer Dringlichkeit sind Prognosen der Niederschlagsentwicklung. Dabei ist gleichfalls die Kenntnis, wie sich Niederschläge hinsichtlich ihrer Höhe, jährlicher Verteilung, Häufigkeit von Ereignissen mit hoher Intensität ändern.

4 Sozioökonomische Auswirkungen durch Veränderung des Wasserdargebotes

In dem vorangegangenen Abschnitt wurde dargelegt, welche Kenntnislücken für eine gesicherte Abschätzung der Beeinflussung des Wasserdargebotes durch Klimaschwankungen bestehen. Die in Abschnitt 2 angestellte erste grobe Abschätzung hat gezeigt, wie empfindlich das Wasserdargebot auf Klimaschwankungen reagiert. Obwohl diese überschlägige Berechnung noch mit großen Unsicherheiten behaftet ist, wird deutlich, daß die Einwirkungen von Variabilitäten des Klimas auf das Wasserdargebot erheblich größer sein werden, als allgemein zunächst erwartet wird.

Das Wasserdargebot ist für die Wasserwirtschaft von zentraler Bedeutung. Es beeinflußt direkt alle wasserwirtschaftlichen Bereiche, wie die Wasserversorgung, den Gewässerschutz, die Energiegewinnung, die Binnenschifffahrt, den Hochwasserschutz, die Binnenschifffahrt und die Freizeitgestaltung sowie den der Wasserwirtschaft sehr nahe stehenden Bereich der Landwirtschaft (Abb. 4). Für die vielfältige Nutzung des Wasserdargebotes schafft der Mensch am Gewässer

Strukturen (Flußbeideichungen, Abflußregulierung durch Gewässerausbau) oder er baut Speicherbecken (Talsperren, Rückhaltebecken). Er greift durch Entnahme und Einleitungen direkt in den Wasserkreislauf ein, so daß sich Einflüsse auf den Wasserhaushalt ergeben. Dabei sind einige Auswirkungen gewollt (z. B. Abflußminderung bei Hochwasser, Niedrigwasseraufhöhung durch Talsperren); ungewollte Nebeneffekte (z. B. Abflußbeschleunigung) lassen sich häufig nicht vermeiden.

Neben die gewollten und nicht gewollten Beeinflussungen des Wasserhaushaltes durch wasserwirtschaftliche Maßnahmen und menschliche Aktivitäten auf den Landflächen wie Bau von Siedlungen (Urbanisierung), landwirtschaftliche Nutzung des Bodens, Veränderung der Vegetationsdecke (Abholzung von Wäldern) treten die Auswirkungen von Klimaschwankungen. Dies bedeutet, daß man in der Zukunft mit dem Rohstoff „Wasser“ noch sorgfältiger umgehen muß.

Sollten die prognostizierten Klimaänderungen durch die Erhöhung des CO₂-Gehaltes in der Atmosphäre tatsächlich eintreten, ist zu erwarten, daß die Wasserversorgung aus dem Grundwasser zurückgehen wird. Da heute schon alle bedeutenden Grundwasservorkommen erschlossen sind, bedeutet dies, daß zunehmend auch schwerer gewinnbare Grundwasservorkommen erschlossen werden müssen. Damit wird eine Verteuerung des Wasserpreises einhergehen. Als Ersatz von wegfallenden Wassergewinnungsanlagen muß zusätzlich noch mehr uferfiltriertes Grundwasser genutzt werden. Ferner ist an eine vermehrte Speicherung von Wasser in Talsperren zu denken, auch wenn diese heute nur schwer durchsetzbar erscheint. Weiterhin ist eine Entsalzung von Meerwasser denkbar, für die wiederum mehr Energie erzeugt werden muß. Für die Sicherstellung der Versorgung der Bevölkerung mit Nahrungsmitteln aus landwirtschaftlichen Produkten wird mehr Wasser für die Bewässerung benötigt werden. Es gilt daher nicht nur, das heutige Wasseraufkommen zu erhalten, sondern dieses muß erhöht werden, um die heutige gesellschaftlichen Strukturen zu erhalten und die Bedürfnisse zu decken.

Auch müßten für die Gewährleistung des Verkehrs auf den Bundeswasserstraßen erhebliche Investitionen getätigt werden. Der für die internationalen Binnenwasserstraßen vertraglich garantierte „gleichwertige Wasserstand“ (GIW) wird vermutlich absinken, so daß Baggerungen bzw. weiterer Ausbau von Flußstrecken notwendig werden.

Für den Hochwasserschutz interessiert die Frage, ob sich zukünftig Häufigkeit und Verteilung von Starkregen ändern. Es könnte notwendig werden, Hochwasserschutzdeiche zu erhöhen oder andere Hochwasserschutzmaßnahmen (Bau von Talsperren und Rückhaltebecken) zu ergreifen.

Eine mögliche Verlängerung von Niedrigwasserzeiten zieht noch andere Konsequenzen nach sich. Der Gütezustand der ohnehin schon stark mit Abwasser belasteten Flüsse würde sich noch weiter verschlechtern. In Bewirtschaftsplänen gesetzte Ziele zur Verbesserung der Wasserbeschaffenheit könnten trotz aller Anstrengungen nicht mehr erreicht werden.

Aus den dargelegten Überlegungen wird deutlich, daß die Erhaltung des heutigen Zustandes die Volkswirtschaft mit Investitionen in Milliardenhöhe belasten würde.

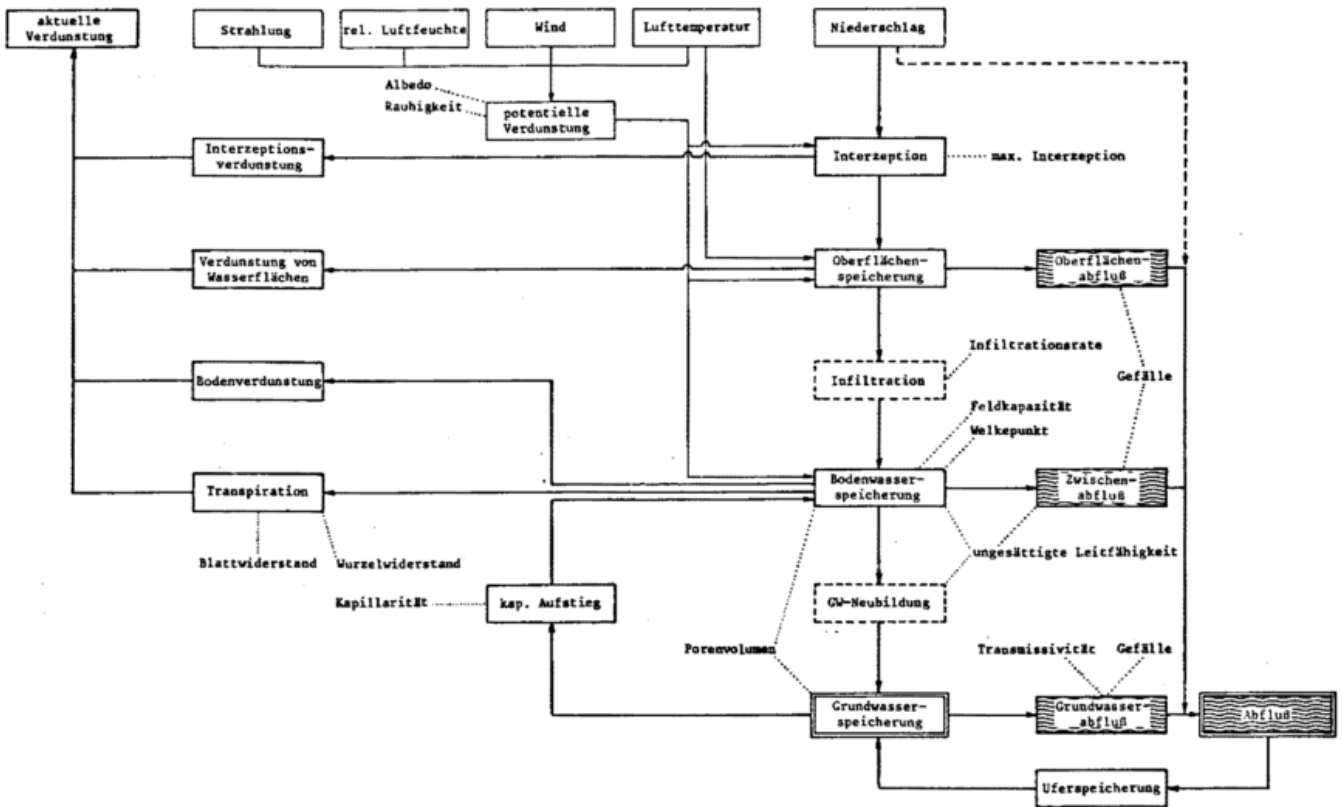


Abb. 4: Schematische Darstellung der Wechselbeziehungen zwischen Klimaänderungen und anthropogenen Einflüssen auf die verschiedenen Nutzungsbereiche

5 Notwendige „Impact“-Forschung in der Bundesrepublik Deutschland

In der Zukunft muß bei den Planungen in der Wasserwirtschaft das Bewußtsein geweckt werden, daß das Wasserdargebot nicht als konstant angenommen werden darf. Verstärkt müssen die Auswirkungen von Klimaänderungen über die hydrologischen Prozesse in wasserwirtschaftlichen Systemen untersucht werden.

Untersuchungen über den Einfluß klimatischer Änderungen auf bestehende oder zu planende wasserwirtschaftliche Systeme wurden bisher sowohl international als auch national kaum durchgeführt. Instrumentarien bzw. Ansatzpunkte hierfür, die derartige Betrachtungen erlauben, sind sowohl international als auch national nur zum Teil vorhanden. Modelle für die Ermittlung des Wasserdargebotes über Wasserbilanzmodelle sind an einigen Institutionen im Aus- und Inland in den letzten Jahren entwickelt worden, bzw. befinden sich zur Zeit in der Entwicklung. Dabei ist die befriedigende Simulation des Wasserdargebotes auf der Basis von Tages- bis Monatswerten für mittlere (500 km²–10.000 km²) bis große Gebiete (> 10.000 km²) bisher noch nicht gelungen. Ebenso ist die Verknüpfung von klimatischen Variablen über Wasserdargebotsmodelle mit Entscheidungskriterien noch nicht gelöst.

In der Bundesrepublik Deutschland wird an der Erarbeitung von Wasserdargebots-Modellen an einigen Instituten gearbeitet. Ebenso hat man begonnen, Entscheidungsfunktionen zwischen Wasserdargebot und wasserwirtschaftlichen Systemen

zu entwickeln, um diese Instrumentarien später bei der Planung mit heranziehen zu können. Jedoch müßte in derartige Untersuchungen der Aspekt eines sich verändernden Wasserdargebotes mit einbezogen werden.

Zur Lösung des Problems müßten folgende Forschungen durchgeführt werden:

1. Entwicklung von Übertragungsfunktionen zwischen den klimatischen und hydrologischen Variablen (Wasserdargebot) sowie den wasserwirtschaftlichen Entscheidungsvariablen.
2. Weiterentwicklung von Wasserbilanz-Modellen zum Zwecke der Ermittlung des Wasserdargebotes in seiner Menge und Variabilität (Übergang von black-box- zu detaillierten Modellen), einschließlich der Parametrierung der den Abflußvorgang beeinflussenden Bodeneigenschaften und der die Verdunstung bestimmenden Vegetation.
3. Input-Sensitivitätsuntersuchungen von Wasserbilanz-Modellen durch Variation klimatologischer Eingangsgrößen.
4. Anwendung von verschiedenen Szenarien möglicher Klimaänderungen in Wasserbilanz-Modelle
5. Erarbeitung von Mustern für das Wirkungsgefüge Klima – Wasserdargebot – wasserwirtschaftliche Systeme (Früherkennung von Hochwassersituationen aus Wetterlage für Hochwasserschutz sowie von Trockenperioden für Wasserversorgung, Bewässerung, etc.).

Literatur

- BACH, W.: Gefahr für unser Klima. Karlsruhe: Müller 1981.
- LIEBSCHER, H.-J.: Waterbalance of the Federal Republic of Germany. UNESCO-WMO-Workshop on the Water Balance of Europe. Warna/Bulgaria 1976.

Hydrologischer Atlas der Bundesrepublik Deutschland. Bearb. i. A. d. Deutschen Forschungsgemeinschaft u. d. Gesamtleitung v. R. Keller, hrsg. von U. d. Haar u.a.. Boppard: Boldt 1978 (Karten- und Erläuterungsband), 1979 (Textband).

4 J. v. HOYNINGEN-HUENE, F.-J. LÖPMEIER und H. BRADEN Methoden zur Bestimmung der Verdunstung

1 Einleitung

Die Verdunstung als physikalischer Prozeß des Übergangs vom flüssigen Wasser in den gasförmigen Zustand bei Temperaturen unterhalb des Siedepunktes zählt zu den wichtigsten meteorologischen Vorgängen an der Erdoberfläche. Die direkte Bestimmung der Verdunstung ist in der Regel nur für spezielle Einzelflächen und nur mit relativ großem Aufwand möglich. Für größere Gebiete muß sie mit Hilfe von Schätzmethoden ermittelt werden.

Besonders dringend benötigt werden die Verdunstungsrechnungen von der Wasserwirtschaft, weil die Verdunstung der größte Verlustfaktor in der Wasserbilanz ist. Aber auch für die Landwirtschaft werden diese Daten benötigt, da die Verdunstung für die pflanzliche Produktion und den Bodenwasserhaushalt einen wichtigen Faktor darstellt. Ähnliches gilt auch für Wasserbau, Bodenkunde, Gartenbau, Forstwirtschaft, Klimatologie, Synoptik und andere Anwendungsgebiete. Während für die Wasserwirtschaft in der Regel zeitlich gering aufgelöste Daten (Monatsmittelwerte) von größeren Flächen (z. B. Einzugsgebieten) von Interesse sind, wird für die Landwirtschaft die aktuelle Verdunstung von Pflanzenbeständen bei unterschiedlicher Wasserversorgung innerhalb kurzer Zeitspannen, vor allem in den Stunden mit hoher Einstrahlung benötigt. Die dabei wesentlichen Prozesse der Energieumsetzungen an den verdunstenden Flächen sind vor allem auch von meteorologischem Interesse, da — je nach Tageszeit und Wetterlage — über 60% der durch die Globalstrahlung gelieferten Energie bzw. bis zu 100% der Strahlungsbilanz durch die latente Verdunstungsenthalpie verbraucht werden kann. Der Verdunstungsvorgang an der Erdoberfläche stellt gleichzeitig einen wichtigen Energielieferanten für die in der Atmosphäre ablaufenden Prozesse dar und macht seine Berücksichtigung in deterministischen Vorhersagemodellen erforderlich. International (WMO 1984, DIN 4049) wird unterschieden zwischen der *Evaporation* als Verdunstung freier Wasserflächen, benetzter Oberflächen von bewachsenem oder unbewachsenem Boden oder Meßgeräten — also ohne direkten Einfluß biologischer Vorgänge — und der *Transpiration* von Pflanzen und Tieren, welche von physiologischen Vorgängen, wie z. B. der Porenöffnung, beeinflusst ist. Die aus diesen beiden Vorgängen bestehende *Evapotranspiration* betrifft daher die Verdunstung bewachsener Landflächen. Im einzelnen gelten folgende Definitionen:

Reale (= aktuelle) Evaporation ist die Verdunstung von Oberflächen ohne biologische Prozesse, wenn eine Begrenzung im Wassernachschub durch Wassermangel, chemische oder physikalische Vorgänge besteht.

Potentielle Evaporation tritt als Maximum der realen auf, wenn keine Begrenzung im Wassernachschub herrscht, die Übergangszone zur Atmosphäre daher als feucht anzusehen ist.

Reale (= aktuelle) Evapotranspiration ist die Evapotranspiration einer teilweise oder ganz mit Pflanzen bewachsenen Fläche, deren Wassernachschub durch Wassermangel, biologische oder physikalische Bedingungen begrenzt ist.

Potentielle Evapotranspiration tritt ohne diese Begrenzungen auf. Sie unterscheidet sich von der potentiellen Evaporation vor allem dadurch, daß sich auch bei optimaler Wasserversorgung unter bestimmten Bedingungen wie hoher Temperatur, niedriger photosynthetisch aktiver Strahlung die Blattoberflächen (Stomata) schließen können oder andere physiologische Vorgänge die Transpiration reduzieren. Dann kann zwar die potentielle Evaporation einer feuchten Oberfläche, nicht aber die potentielle Evapotranspiration erreicht werden. Beispiele sind heiße Sommertage oder warme Nächte.

Dementsprechend ist die potentielle Evaporation nur eine Funktion von Energiehaushalt und Wasserdampftransport, also von Strahlung, Wärmestrom in den Boden oder die entsprechende Wasserfläche, Strom fühlbarer Wärme (incl. Advektion) sowie Windgeschwindigkeit und Turbulenz.

Die im Anschluß beschriebenen Methoden und Meßgeräte liefern unterschiedlich gute Schätzwerte der potentiellen oder aktuellen Evaporation, bzw. Evapotranspiration. Neben den üblichen Meßgeräten werden verschiedene empirische Formeln vorgestellt, sowie deterministische Ansätze diskutiert.

2 Methoden zur Bestimmung der Verdunstung

2.1 Wasserhaushaltsmethode

Da die aktuelle Verdunstung durch aerodynamische Transportprozesse, die Energieströme und den Wasserhaushalt verursacht wird, müssen die physikalischen Berechnungsmethoden mindestens einen dieser drei Vorgänge beschreiben. Am leichtesten kann dies mit der vereinfachten Wasserbilanzgleichung, die im vieljährigen Mittel die folgende Form für die Verdunstung E annimmt:

$$E = -(P + Q) \quad (1)$$

(Niederschlag = P , Abfluß = Q)

berechnet werden, wenn der Gebietsniederschlag und der oberirdische Abfluß bekannt und der unterirdische Abfluß hinreichend klein sind. Das Grundprinzip dieser Methode wird auch bei der Verwendung von Lysimetern genutzt.

2.2 Meßgeräte

Zur direkten Bestimmung der Evapotranspiration (aktuell oder potentiell) eignen sich insbesondere wägbare Lysimeter. Hier handelt es sich um Bodenkörper, deren Wasserbilanz über die Bestimmung von Sickerwasser, kapillarem Aufstieg und der Wägung der bodengefüllten Tanks gemessen wird, wenn horizontale Wasserflüsse verhindert werden. Je nach Typ und technischem Aufwand lassen sich hier zeitlich hochaufgelöste (< 1 h) Verdunstungsbestimmungen durchführen. Zur Zeit sind in der Bundesrepublik ca. 300 Lysimeter der unterschiedlichsten Bauformen (überwiegend nicht wägbare) eingesetzt. Eine Beschreibung ihrer Konstruktion und Anleitungen zu ihrem Bau und Betrieb wurden vom DVWK (1980) veröffentlicht. An der Zentralen Agrarmeteorologischen Forschungsstelle (ZAMF) des Deutschen Wetterdienstes in Braunschweig werden 2 Geräte mit jeweils 3 m² Oberfläche, 1,5 m Tiefe und ca. 8 t Masse betrieben (v. HOYNINGEN-HUENE u. BRAMM 1981). Da Sickerwasser und kapillarer Aufstieg durch ein spezielles Unterdrucksystem am Boden des Gefäßes simuliert werden, die Gewichtsauflösung 100 g (± 0.03 mm) beträgt und die Lysimeteroberfläche landwirtschaftlich ebenso genutzt wird wie die ca. 40 x 60 m² große umgebende Ackerfläche, sind hier genaue, zeitlich hochaufgelöste Verdunstungsbestimmungen sowie langfristig angelegte Verdunstungsmessungen möglich.

Mit Hilfe einer Vielzahl von Geräten zur direkten Verdunstungsmessung kann jeweils nur ein Schätzwert der potentiellen Evaporation unter Gerätebedingungen entsprechend der Bauart und Aufstellung ermittelt werden. So sind z. B. bei dem bekanntesten Gerät, der Verdunstungspfanne (z. B. Class-A-Pan), Windabhängigkeit, thermische Trägheit des Wasservorrates, Advektion von latenter und fühlbarer Wärme typisch, wobei eine tageszeitliche Verschiebung der Verdunstung gegenüber der aktuellen Evapotranspiration besonders markant ist. Solche Effekte sind bei der kleinen Wild'schen Waage völlig anders und die Meßwerte ähneln, wenn die Registrierung dieses im Wind schwingenden Evaporimeters auswertbar ist, eher denen des „Atmometers“ nach Czeratzki. Die keramische Czeratzki-Scheibe ist entsprechend ihrer kleinen Oberfläche (200 cm²), der höheren Aufstellung (üblicherweise 1.6 m) und des besseren Strahlungsschutzes wesentlich windabhängiger aber geringer durch die Feuchtebedingungen des umgebenden Rasens beeinflusst als die Class-A-Pan (1,14 m² Oberfläche, ca. 0,5 m Höhe der Oberfläche).

Die dabei entstehenden Fehler sind vor allem in trockenen Jahren bzw. bei trockener Umgebung teilweise groß. Das Atmometer nach Piche reagiert wegen der kleinen Fläche (ca. 7 cm²) des verdunstenden Filterpapiers noch stärker auf den Wind, erreicht im Freiland aufgestellt enorme Verdunstungsraten und eignet sich allenfalls als Blattmodell bei Spezialmessungen im Bestand oder in der Wetterhütte, ist aber in französischsprachigen Ländern sehr verbreitet.

Eingehendere Vergleiche der Geräte untereinander oder mit anderen verdunstenden Flächen und physikalischer Untersuchungen zu diesen Geräten sind notwendigerweise bereits mehrfach durchgeführt worden (z. B. ROTH 1961; v. HOYNINGEN-HUENE 1980). Ähnlich wie die meisten Geräte liefern auch die empirischen Formeln nur Schätzwerte der Verdunstungsbeanspruchung der Atmosphäre.

2.3 Empirische Formeln

Die ersten physikalisch begründeten Untersuchungen zur Verdunstung wurden von DALTON (1801) durchgeführt. Er gab bereits eine auf einer integrierten Transportgleichung beruhende Formel für die Verdunstung E an, die den Dampfdruck der Atmosphäre e_L und den der Oberfläche e_0 enthält:

$$E = f(u) (e_0 - e_L) \quad (2)$$

Da die Funktion der Windgeschwindigkeit $f(u)$ als Integral über den reziproken Diffusionskoeffizienten (ROTH 1975) immer schwierig zu bestimmen ist (aerodynamische Oberflächeneigenschaften, Schichtung), entstanden aus dieser Gleichung für die Praxis verschiedene stark vereinfachte empirische Formeln. Am bekanntesten in der Bundesrepublik ist die von HAUDE (1954), in der statt der Dampfdruckdifferenz nur das Sättigungsdefizit in 2 m Höhe ($e_s - e$) gemessen zum 14^h-Klimatermin und statt der Windfunktion ein konstanter Monatsfaktor a verwendet wird (Gl. (3)).

$$ETP (\text{Haude}) = a (e_s - e) \quad (3)$$

Da hier die Luftfeuchte nur in einer Höhe berücksichtigt wird, beschreibt diese Formel lediglich die Aufnahmefähigkeit der Atmosphäre für Wasserdampf, welche der potentiellen Verdunstung entsprechen soll.

Im Laufe der letzten Jahre erfolgte für unterschiedliche Pflanzenbestände eine Neubestimmung dieser empirischen Faktoren über verschiedene Methoden für unterschiedliche Klimate und Bodenarten. Dieses führte dazu, daß inzwischen eine Vielfalt von Haude-Faktoren existiert, die deutlich zeigt, daß dieser Ansatz nur sehr bedingt brauchbar ist und häufig nur wegen seiner einfachen Handhabung zur Anwendung kommt. Eine sinnvollere Berücksichtigung der Pflanze erfolgt über eine Variation des Faktors in Abhängigkeit von der phänologischen Phase. Eine verbesserte Erfassung der Bodenevaporation insbesondere bei teilweise entwickelten Beständen wird erreicht, wenn der empirische Faktor a zerlegt wird in

$$a = f_1 a_{pr} + f_2 a_b \quad (4)$$

a_{pr} = Pflanzenfaktor

a_b = Bodenfaktor.

Die Wichtung Pflanze/Boden kann über den Ansatz

$$f_1 = 1 - f_2; f_2 = 0,7^{LAI} \quad (5)$$

erfolgen, wobei der Blattflächenindex LAI und der Pflanzenfaktor a_{pr} als pflanzenspezifischer Mittelwert an die wichtigsten phänologischen Phasen der Pflanze gekoppelt werden (LÖPMEIER u. NASDALACK 1985). Die Konstante 0,7 ergibt sich aus einem für Pflanzenbestände typischen Wert des Extinktionskoeffizienten der Strahlungsbilanz, so daß die Aufteilung physikalisch sinnvoll ist. Die Abtrocknung des Bodens und entsprechende Reduzierung der Evaporation bei längeren Trockenperioden kann über einen einfachen linearen Ansatz in der Form

$$a_b = a_{bf} (1 - b N) \quad (6)$$

N = Anzahl aufeinanderfolgender Tage ohne Niederschlag

a_{bf} = Faktor für feuchten Boden

b = bodenartenabhängige Konstante

erfaßt werden.

Eine Anwendung dieser modifizierten empirischen Funktion und ein Vergleich mit Lysimeterdaten zeigt in der Abbildung 1 die Brauchbarkeit dieses Verfahrens.

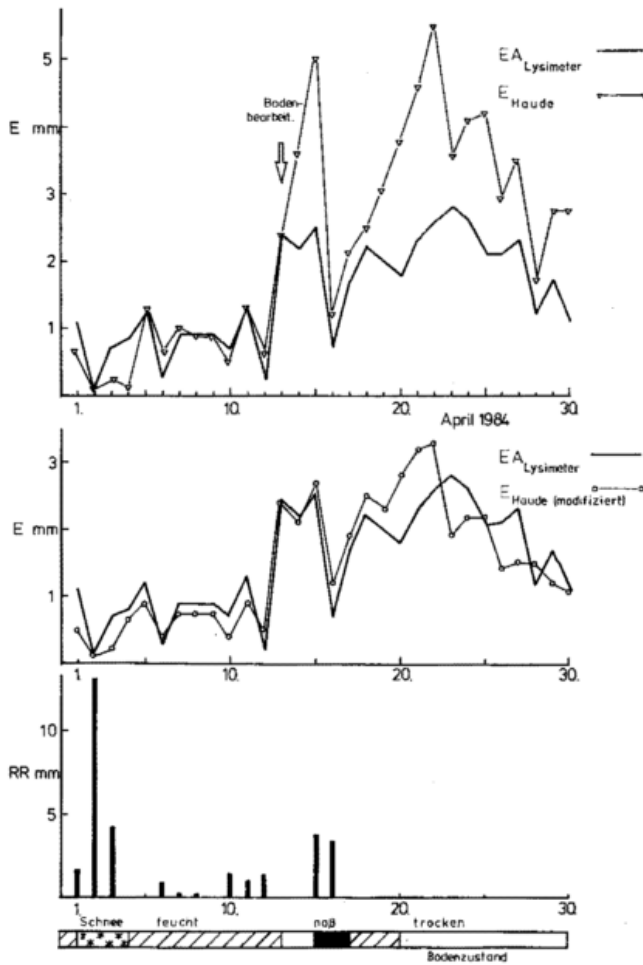


Abb. 1: Aktuelle (EA) und berechnete ($E_{\text{Haude, modifiziert}}$) Evaporation eines unbewachsenen lehmigen Sandbodens und täglicher Erdbodenniederschlag (RR) in Braunschweig (April 1984)

Ein Vorteil dieses sehr einfachen Ansatzes ist, daß die meteorologischen Eingangsparameter mit einem Thermohygrographen gewonnen werden können. Die Vernachlässigung von Strahlung, Windgeschwindigkeiten etc. kann jedoch zu erheblichen Fehlern führen.

Besonders unsicher sind die noch einfacheren Formeln, bei denen z. B. nur die Lufttemperatur berücksichtigt wird. Obwohl diese statistisch mit dem Sättigungsdefizit der Luft und der für die Verdunstung vorhandenen Energie korreliert, ergeben Gleichungen wie die von THORNTHWAITE und MATHER (1955) oder BLANEY und CRIDDLE (1962), welche leider immer noch sehr viel verwendet werden, nur äußerst unsichere Ergebnisse. Nach verschiedenen Anleitungsschriften (z. B. DOORENBOS and PRUITT 1977; SCHROEDTER 1985) müssen deshalb Korrekturbeziehungen als Gleichungen oder Tabellen angegeben werden, die letztlich nicht befriedigen. Vor allem die Übertragbarkeit ist sehr vom lokalen Klima abhängig. Die Gleichung wird häufig in der Form

$$\text{ETP (Thornthwaite)} = 0,533 f \frac{(10 T_M)^b}{J} \quad (7)$$

angegeben, wobei T_M die Mitteltemperatur der Berechnungszeit, f ein von Monatslänge und geographischer Breite abhängiger Korrekturfaktor, J ein konstanter Wärmeindex, abhängig vom langjährigen Durchschnitt der Monatsmitteltemperatur und b eine ebenfalls von ihr abhängige Konstante ist. Genaueres ist aus der oben genannten Literatur zu entnehmen, wo auch weitere Formeln dieser Art zu finden sind.

2.4 Deterministische Bestimmungsmethoden

2.4.1 Allgemeines

Drei physikalische Beziehungen bilden die Grundlage sämtlicher, nicht rein empirischer Methoden der Verdunstungsbestimmung. Es sind dies die Transportgleichungen für die Ströme von latenter Wärme lE (mit dem Wasserdampf verbundener Enthalpiestrom) und fühlbarer Wärme H , sowie die Energiebilanzgleichung.

Mit der Strahlungsbilanz R_n und dem Bodenwärmestrom G lautet die Energiebilanz der verdunstenden Oberfläche

$$R_n + G + lE + H = 0 \quad (8)$$

wobei bereits advective Energieströme vernachlässigt werden, weil H und lE nur die vertikalen Komponenten enthalten. Je nach Anwendungszweck und verfügbaren Messungen wird man eine oder mehrere der folgenden Methoden benutzen.

2.4.2 Standortbezogene Methoden

Die in diesem Abschnitt vorgestellten Methoden gelten jeweils nur für die Meßflächen, an denen die von der Unterlage abhängigen meteorologischen Parameter wie Bodenwärmestrom und Strahlungsbilanz gemessen wurden. Häufig angewendet wird die Sverdrup-Methode. Aus der Energiebilanzgleichung ergibt sich

$$E = - \frac{1}{l} \frac{R_n + G}{1 + \beta} \quad (9)$$

mit $\beta = H/lE$ als „Bowenquotient“ und l = spezifische latente Verdunstungsenthalpie.

Mit Verwendung der Dampftransportgleichung in Abhängigkeit von der spezifischen Feuchte q

$$lE = - \rho l K_E \text{ grad } q \quad (10)$$

und dem Strom fühlbarer Wärme

$$H = - \rho c_p K_H \text{ grad } T \quad (11)$$

folgt, wenn die turbulenten Diffusionskoeffizienten K_E und K_H als gleich angenommen werden durch Übergang zu Dampfdruck- und Temperaturdifferenzen in zwei Höhen nach SVERDRUP (1936)

$$E = - \frac{1}{l} \frac{R_n + G}{1 + \gamma \Delta T / \Delta e} \quad (12)$$

Hier ist ρ die Luftdichte, c_p die spezifische Wärme der Luft und $\gamma = 0,67 \text{ hPa/K}$ die Psychrometerkonstante.

Die Gleichung ist relativ gut verwendbar bei direkter Messung von Trocken- und Feuchttemperatur in zwei Höhen sowie der Strahlungsbilanz und des Bodenwärmestroms. Wie

Abbildung 2 zeigt, sind die Rechenergebnisse bei ausreichend großen und homogenen Beständen meist sehr verlässlich. Unsicher oder falsch werden sie bei schwachen Temperatur- und Feuchtegradienten z. B. morgens und abends bei inhomogenen Beständen, welche die turbulenten Diffusionsprozesse lokal verändern sowie bei Energieadvektion und zu kurzem Fetch.

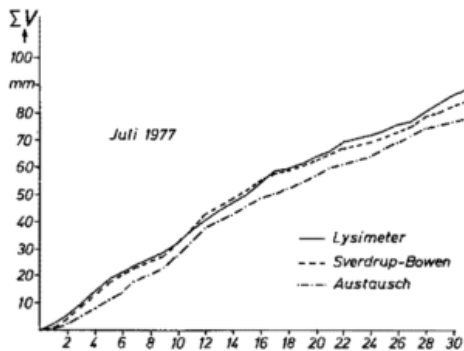


Abb. 2: Summenkurven der aktuellen Verdunstung eines Maisbestandes entsprechend Lysimetermessungen und Berechnungen mit Hilfe der Sverdrup-Formel und der Austausch-Methode mit integrierten Profilen

Neben der Sverdrup-Methode kommen häufig die Transportmethoden zur Anwendung. Bei diesen ist der windabhängige Diffusionskoeffizient der unsicherste Parameter.

THORNTHWAITE und HOLZMAN (1962) versuchten, ihn aus dem logarithmischen Windprofil mit Hilfe von Messungen der mittleren Windgeschwindigkeit u in zwei Höhen zu errechnen. Dadurch ergab sich ihre Gleichung

$$E = \frac{\rho k_0^2 (u_2 - u_1)}{(\ln z_2 / z_1)^2} (q_1 - q_2) \quad (13)$$

wobei q_1 und q_2 die spezifische Feuchte in den Höhen z_1 und z_2 und $k_0 = 0,4$ die v. Karman-Konstante ist. Bei Vergleichsuntersuchungen wurde der bei nichtadiabatischer Schichtung auftretende Fehler besonders deutlich. Er kann aber durch die Einführung der Deposition Velocity (ROTH 1975) unter Verwendung integrierter Profile vermieden werden. Hier wird der Diffusionskoeffizient in Gleichung (10) mit Hilfe einer Korrekturfunktion nach Dyer-Businger dem Temperaturgradienten angepaßt und die Gleichung bei labiler Schichtung iterativ gelöst (Abb. 2).

Falls Kovarianzmessungen an den jeweiligen verdunstenden Oberflächen vorliegen, kommt die Turbulenzmethode in der Form

$$E = \overline{w' \rho'_w} \quad (14)$$

zur Anwendung, wobei w' die vertikale turbulente Windgeschwindigkeits- und ρ'_w die vertikalen Feuchtefluktuationen beschreibt.

Die Ausdehnung dieser lokal begrenzt anwendbaren Beziehungen auf größere Flächen ist nicht möglich, weil die entscheidenden Eingangsgrößen Temperatur- und Feuchtedifferenz nur kleinräumig gelten. Für größere Flächen kommen

die aus den Energiebilanz- und Transportgleichungen hervorgehende Penman-Formel und Penman-Monteith Gleichung zur Anwendung.

2.4.3 Penman und Penman-Monteith

Die Penman-Formel hat als Zahlenwertgleichung die Form:

$$ETP = \frac{s}{s + \gamma} R_{g_{max}} (1 - A) (0.18 + 0.55 SN/SO) / l \quad (15)$$

$$- \frac{s}{s + \gamma} \sigma T_L^4 (0.56 - 0.092 \sqrt{e}) (0.1 + 0.9 SN/SO)$$

$$+ \frac{\gamma}{s + \gamma} 0.27 (1 + U/100) (e_s - e)$$

- ETP = potentielle Verdunstung in mm/Tag
- s = Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve in hPa/K⁻¹
- γ = Psychrometerkonstante in hPa/K
- l = spezifische Verdunstungsenthalpie hier in J/Liter
- R_{g_{max}} = maximale Strahlung in J m⁻²d⁻¹
- A = Albedo
- SN = aktuelle Sonnenscheindauer
- SO = maximal mögliche Sonnenscheindauer
- σ = 5,67 · 10⁻⁸ Wm⁻² K⁻⁴ (Boltzmann-Konstante)
- T_L = Lufttemperatur in 2 m Höhe in Kelvin
- e = Dampfdruck in hPa
- u = Windgeschwindigkeit in km/Tag in 2 m Höhe
- e_s = Sättigungsdampfdruck in hPa.

In dieser Formel sind die wesentlichen Parameter der Energieströme und der Austauschvorgänge berücksichtigt, die schwieriger zu messenden Parameter aber durch einfache empirische Beziehungen ersetzt. Das Ergebnis ist dann wiederum ein Schätzwert der potentiellen Evaporation, wobei aber diese Formel räumliche Extrapolation zuläßt und die Parametrisierung weitgehend übertragbar ist. Der deterministische Aufbau der Formel darf jedoch nicht darüber hinwegtäuschen, daß auch die Penman-Formel als Schätzwert der Verdunstung nicht ohne Korrektur der Evapotranspiration eines Pflanzenbestandes gleichgesetzt werden darf. Dies bedeutet, daß auch hier empirische Faktoren zur Umrechnung der potentiellen zur bestandsspezifischen Verdunstung eingeführt werden müssen, wobei die Anwendung dieser Faktoren für die gleichen Randbedingungen wie bei ihrer Bestimmung erfolgen muß. Insbesondere die gleiche Festlegung für die Albedo sowie die Parametrisierung der Strahlungsbilanz, die nicht nur über die Sonnenscheindauer, sondern z. B. auch aus Bewölkungsbeobachtungen denkbar ist, sind wichtig.

In der Penman-Gleichung erfolgte keine Aufteilung der verfügbaren Energie in die Ströme latenter und fühlbarer Wärme, die durch die Öffnung der Blattoberfläche geregelt wird. Durch die zusätzliche Einführung eines empirisch zu bestimmenden Bulk-Stomata-Widerstandes r_s (Bestandswiderstand) in die Gleichung kombinierte MONTEITH (1978) Energiehaushalt- und Transportgleichung in folgender eleganter Form

$$IE = \frac{s (R_n - G) + \rho c_p (e_s - e) / r_a}{s + \gamma (1 + r_s / r_a)} \quad (16)$$

Dabei ist

- E = Verdunstung in $\text{kg}/(\text{m}^2 \text{ s})$,
- R_n = Strahlungsbilanz W/m^2 ,
- G = Bodenwärmestrom W/m^2 ,
- r_a = aerodynamischer Widerstand in s/m ,
- r_s = Bulk-Stomata-Widerstand in s/m
- ρ = Dichte der Luft in kg/m^3
- c_p = spezifische Wärme der Luft in $\text{J}/(\text{kg K})$.

Diese Bezeichnung stellt das Fundament verschiedener Modelle (AMBAV, AMBETI, MORECS) zur Berechnung der Verdunstung dar.

2.4.4 Modelle zur Berechnung der Verdunstung

Die Modelle unterscheiden sich von den oben diskutierten Formeln durch einen größeren Aufwand bei den Parametrisierungen und ermöglichen dadurch räumliche Extrapolationen. Im Unterschied zur Penman-Gleichung und ähnlichen Formeln werden sowohl die Pflanzen- und Bodeneigenschaften als auch die meteorologischen Eingangsgrößen berücksichtigt. Durch die Kopplung der Verdunstung an das Bodenwasserpotential sowie die Einführung von Speichertermen sowohl für den Boden als auch für den Bestand (z. B. Interzeptionsspeicher) wird ein stabiles Verhalten bei langfristigen Berechnungen erreicht. Daneben werden die physikalischen Gesetzmäßigkeiten in der Regel korrekter parametrisiert. Der Einfluß des Windes geht gewöhnlich über das Integral des reziproken turbulenten Diffusionskoeffizienten ein, wobei hier auch die Stabilität/Labilität der Atmosphäre berücksichtigt werden kann. Der pflanzenspezifische Bestandswiderstand r_s charakterisiert die Wasserverbrauchsmöglichkeit der Pflanzen und wird in einfachen Modellen wie AMBAV (LÖPMEIER u. VOGELGESANG 1986) in den Bodenwiderstand r_{sb} und den Pflanzenwiderstand r_{sp} in der Form

$$\frac{1}{r_s} = \frac{f_1}{r_{sp}} + \frac{f_2}{r_{sb}} \quad (17)$$

analog zur Gleichung (5) aufgesplittet, d. h. auch an die phänologische Phase gekoppelt. Auch hier wird eine Erhöhung des Bodenwiderstandes in Abhängigkeit von der Abtrocknung der obersten Bodenschicht durchgeführt.

In dem aufwendigeren Modell AMBETI (BRADEN 1986) werden Wärme- und Wasserhaushalt getrennt für die Pflanzen einerseits und den Boden andererseits berechnet. Ergebnisse des Bestandsmodells von BRADEN (1982) liefern dazu die Aufteilung sowohl der absorbierten sichtbaren und nahinfraroten Strahlung, als auch der aerodynamischen Widerstände.

Die Bodenevaporation wird zwanglos dadurch reduziert, daß der Widerstand r_{sb} aus dem Diffusionsweg von der Bodenoberfläche durch die abgetrocknete Schicht bis zur „drying-front“ berechnet wird. Zur Bestimmung des Bodenwärmestroms wird der Wärmehaushalt mehrerer Bodenschichten einbezogen. Die auf diese Weise ermöglichte getrennte Berechnung von Evaporation und Transpiration erlaubt eine besonders zuverlässige Modellierung des Bodenwasserhaushalts und ist darüberhinaus für eine Reihe von Fragestellungen wie z. B. der Versalzung der Bodenoberfläche und der Düngerbewegung von Bedeutung.

Die Berücksichtigung der Reifephase (Index r) verbunden mit geringerem Wasserverbrauch kann z. B. in der Form

$$r_{spr} = r_{sp0} + a_1 \left(\frac{Jt - Jt_{max}}{Jt_E - Jt_{max}} \right) + a_2 \left(\frac{Jt - Jt_{max}}{Jt_E - Jt_{max}} \right)^3 \quad (18)$$

mit

- Jt = Jahrestag ($Jt > Jt_{max}$)
- Jt_{max} = Jahrestag des maximalen Wasserverbrauchs
- Jt_E = Jahrestag Ernte
- a_1, a_2 = empirische Koeffizienten

erfaßt werden.

Den Verlauf des Bestandswiderstandes für 2 Getreidearten, wie er für Braunschweig durch Lysimetermessungen für das Modell AMBAV gewonnen wurde, zeigt Abb. 3.

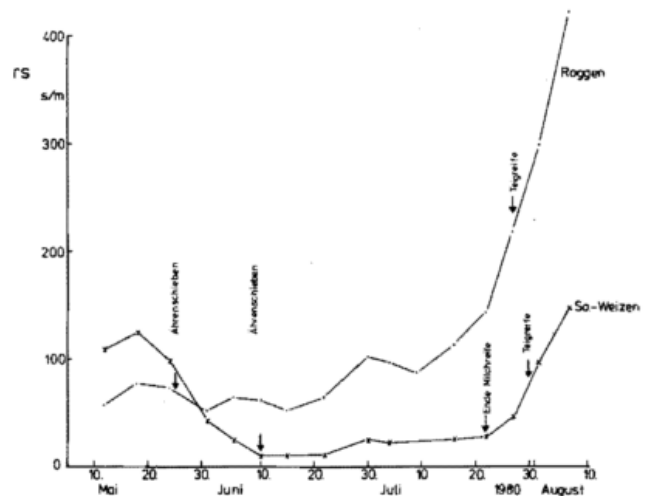


Abb. 3: Verlauf des Bestandswiderstandes r_{sp} für 2 Getreidearten nach Lysimetermessung

Im Modell AMBETI ist der Bestandswiderstand r_{sp} eine Funktion von Pflanzenart, Blattflächenindex, phänologischer Phase, absorbiertes sichtbarer Strahlung sowie dem Pflanzenwassergehalt. Der letztere wird durch die Bilanz aus Transpirationsstrom und Wurzelwasseraufnahme gebildet, die aufgrund der Wasserpotentialdifferenzen zwischen Pflanze und Boden durch das als Widerstandsnetzwerk dargestellte pflanzliche Wasserleitsystem erfolgt (BRADEN 1982). Auf diese Weise lassen sich einerseits pflanzliche Streßreaktionen in realistischer Weise darstellen und andererseits kann die Wasserentnahme aus den einzelnen Bodentiefen berechnet werden. Über r_s findet darüberhinaus eine Berücksichtigung der Verdunstung von den benetzten Blattflächen (Interzeptionsverdunstung) statt, indem in Abhängigkeit von Anteil der benetzten Fläche r_s bis auf 0 reduziert wird.

Die Parametrisierung der Nettoenergie wird ebenfalls pflanzenspezifisch durchgeführt, d. h. Strahlungsströme und Bodenwärmestrom werden individuell bestimmt.

Als meteorologische Eingangsparameter reichen für AMBAV die üblichen synoptischen Größen, während die vorliegende Version von AMBETI auch Werte der Globalstrahlung erfordert. In der Praxis angewendet wird z. Zt. in Großbritannien das MORECS-Modell (THOMPSON et al. 1981).

3 Reduzierung der potentiellen Verdunstung auf die aktuelle Evapotranspiration

Die Reduzierung der potentiellen Evapotranspiration auf die aktuelle Evapotranspiration stellt für die meisten Bodenarten und Vegetationszeiträume eine Schlüsselrolle für eine exakte Berechnung der Verdunstung eines Pflanzenbestandes dar. Eine Erfassung ist im Modell möglich über

- a) Veränderung des Bestandswiderstandes in Abhängigkeit von der Bodenfeuchte und den hydraulischen Eigenschaften des Bodens (AMBETI) und indirekt über
- b) Berechnung der potentiellen Evapotranspiration und anschließende Reduzierung in Abhängigkeit von der Bodenfeuchte (AMBAV).

Der Weg nach Methode a) ist von den biologisch-physikalischen Prozessen her der konsequentere, verlangt jedoch mehr bodenphysikalische Kennwerte und ist nur bei Modellen anwendbar.

Die Methode b) besitzt den Vorteil, daß der Anwender die z. T. spärlichen Beziehungen durch praktische Erfahrungen und einfachere Abschätzungen losgelöst vom Modellsystem anwenden kann.

Entscheidend ist, daß pflanzenspezifisch und in Abhängigkeit von der potentiellen Verdunstung selbst reduziert wird, weil eine hohe potentielle Evapotranspiration bereits bei relativ großen Bodenfeuchten zur Transpirationsreduktion führt.

Über einen von SLABBERS (1980) physikalisch abgeleiteten Ansatz, der für praktische Anwendungen modifiziert und für den die empirischen Koeffizienten an der ZAMF bestimmt wurden, lassen sich diese Forderungen erfüllen.

4 Zusammenfassung

Mit den hydrologischen, meteorologischen und landwirtschaftlichen Problemen wächst auch der Bedarf an Verdunstungswerten. Verlässliche Ergebnisse, wie sie z. B. mit aufwendigen Lysimetern oder mit mikrometeorologischen Methoden (z. B. SVERDRUP, Kovarianz) gewonnen werden, gelten nur für die Meßflächen selbst. Deshalb wurde in den letzten Jahren an der Entwicklung von Verfahren gearbeitet, die auch für größere Flächen brauchbare Verdunstungswerte liefern. Die wenig befriedigenden klassischen Bestimmungsmethoden mit Hilfe einfacher Evaporimeter und empirischer Formeln werden zunehmend abgelöst durch physikalisch fundierte Beziehungen und deterministische Modelle. Diese berücksichtigen die Einflüsse von Boden, Pflanze und Atmosphäre, indem sie die Erkenntnisse über die pflanzenphysiologischen, bodenphysikalischen und mikrometeorologischen Prozesse mit ihren teilweise recht komplizierten Wechselwirkungen zu einem Modellsystem zusammenfügen. Die allgemeine Verbreitung von leistungsfähigen Rechenanlagen ermöglicht in Zukunft einem größeren Benutzerkreis die Anwendung.

Innerhalb des Deutschen Wetterdienstes wird über den Modellaufbau sowie über die Einführung von Parametrisierungen angestrebt, daß die meteorologischen Routine-Meldungen als Eingangsparameter ausreichen. Dieses ermöglicht die Anwendung der Verfahren im internationalen Bereich, wobei jedoch in der Regel die zusätzlichen Parameter

Bodenart, land- und forstwirtschaftliche Nutzung sowie die phänologische Entwicklung bekannt sein müssen.

Literatur

- BLANEY, H. F.; CRIDDLE, W. D.: Determining consumptive use and irrigation water requirements. Agric. Res. Serv. VSDA, Techn. Bull. (1962) No. 1275.
- BRADEN, H.: Simulationsmodell für den Wasser-, Energie- und Stoffhaushalt in Pflanzenbeständen. Ber. Inst. Meteorol. Klimatol. TU Hannover Nr. 23 (1982).
- BRADEN, H.: Agrarmeteorologisches Modell zur Berechnung von Evaporation, Transpiration und Interzeption (AMBETI). (1986) in Vorbereitung.
- DALTON, J.: On evaporation. In: Experimental Essays. Essay III (1801) S. 574—594.
- DOORENBOOS, J.; PRUITT, W. O.: Crop water requirements. FAO irrigation and drainage paper Nr. 24 (1977).
- DVWK: Empfehlungen zum Bau und Betrieb von Lysimetern. Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau (DVWK), Regeln z. Wasserwirtschaft H. 114 (1980).
- HAUDE, W.: Zur praktischen Bestimmung der aktuellen und potentiellen Evaporation und Evapotranspiration. Mitt. Dt. Wetterd. 8 (1954) S. 3—22.
- v. HOYNINGEN-HUENE, J.: Agrometeorological investigations on evaporimeters and their physical properties. Ber. Dt. Wetterd. Nr. 148 (1980).
- v. HOYNINGEN-HUENE, J.; BRAMM, A.: Zur Bedeutung der Assimilationsmechanismen für den Energie- und Wasserhaushalt von Kulturpflanzen. Meteorol. Rdsch. 34 (1981) S. 167—178.
- LÖPMEIER, F.-J.; NASDALACK, S.: Bedeutung der Albedo von landwirtschaftlichen Nutzflächen für Wasserhaushaltsuntersuchungen. Tagungsbericht „Dr. Franz Sauberer Gedächtnis-Symposium“ (1985) S. 113—115.
- LÖPMEIER, F.-J.; VOGELGESANG, R.: Ein agrarmeteorologisches Modell zur Berechnung der aktuellen Verdunstung (AMBAV) (1986) in Vorbereitung.
- MONTEITH, J. L.: Grundzüge der Umweltphysik. Darmstadt: Steinkopff 1978.
- PENMAN, H. L.: Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proc. Roy. Soc. A 193 (1948) S. 120—145.
- ROTH, R.: Konstruktive und thermodynamische Eigenschaften des Piche-Evaporimeters. Arch. Meteorol. Geophys. Biokl. B. 11 (1961) S. 108—125.
- ROTH, R.: Der vertikale Transport von Luftbeimengungen in der Prandtl-Schicht und die Deposition — Velocity. Meteorol. Rdsch. 28 (1975) S. 65—71.
- SCHRÖDTER, H.: Verdunstung. Berlin: Springer 1985.
- SLABBERS, P. J.: Practical prediction of actual evapotranspiration. Irrig. Science (3) (1980) S. 185—196.
- SVERDRUP, H. U.: Das maritime Verdunstungsproblem. Ann. Hydrogr. u. Marit. Meteorol. 32 (1936) S. 41—47.

THOMPSON, N.; BARRIE, I. A.; AGLES, M.: The meteorological office rainfall and evaporation calculation system: MORECS, Hydrol. Memorandum No. 45 (1981).

THORNTHWAITE, C. W.; MATHER, J. R.: The water balance. Inst. Technol., Publ. Climat. 8, No. 1 (1955) S. 1–86.

THORNTHWAITE, C. W.; HOLZMAN, B.: Measurements of evaporation from land and water surfaces. US Dept. Agric. Techn. Bull. Nr. 817 (1942).

WMO: Glossary of terms used in agrometeorology. World Meteorological Organization, CAGM Report No. 20 (1984).

5 J. RIEDL RADAR — Flächenniederschlagsmessung

1 Einleitung

Die Niederschlagsmessung gilt als die älteste meteorologische Messung. Obwohl bereits seit über 2300 Jahren bekannt, ist das physikalische Grundprinzip, den Niederschlag aufzufangen und den Wasserstand im Sammelgefäß auszumessen, bis heute erhalten geblieben. Erst die sog. remote sensing Verfahren, wie Satelliten- und Radartechnik, haben neue Meßprinzipien ermöglicht.

Das Niederschlagsmeßnetz in der Bundesrepublik besteht aus ca. 3000 Niederschlagsmessern und ca. 300 Niederschlags-schreibern des Deutschen Wetterdienstes, dazu kommen noch etwa 1000 Niederschlagsmesser und 1200 -schreiber von anderen Betreibern. Alle diese Meßfühler liefern Punkt-Niederschlagsdaten. Aus den Punktdaten werden bei Bedarf über mathematische Verfahren unter Zuhilfenahme von statistischen Reihen und Abminderungskoeffizienten Flächenniederschlagswerte errechnet. Solche Gebietsniederschläge lassen sich aus Punktdaten mit entsprechender Genauigkeit nur über längere Zeiträume (z. B. Monate) und verhältnismäßig große Gebiete gewinnen.

Flächendaten des Niederschlags werden in der Hydrologie und Siedlungswasserwirtschaft benötigt zur Regulierung von Abflüssen und Steuerung von Rückhaltebecken, wobei besonders in der Siedlungswasserwirtschaft hohe Anforderungen hinsichtlich der räumlichen und zeitlichen Auflösung gestellt werden. Schließlich ist auch die Klimatologie an der flächenmäßigen Verteilung des Niederschlags interessiert. Für die geschilderten Anwendungen sind die Vorteile der Radarniederschlagsmessung von besonderem Nutzen. Die Daten über ein großes Gebiet (bis zu 30000 km²) liegen mit kurzen Zugriffszeiten an einer Stelle vor; die räumliche und die zeitliche Auflösung sind relativ hoch.

2 Physikalische Grundlagen der Radar-Niederschlagsmessung

Die Radar-Niederschlagsmessung beruht auf der Ortung von Niederschlagsgebieten mit Hilfe von elektromagnetischen Wellen und der Messung des aus dem Niederschlagsgebiet zurückgestreuten Anteils der Sendeenergie. Deshalb sind zum Verständnis einige Grundlagen der Ausbreitung und Streuung elektromagnetischer Wellen und die Kenntnis meteorologischer Einflußgrößen nötig.

2.1 Wellenphysikalische Grundlagen

Die Radarwelle breitet sich, durch das Antennensystem in eine Richtung gebündelt, auf einer Kugeloberfläche aus; d. h.

die Strahlungsdichte nimmt mit dem Quadrat der Entfernung ab. Trifft die Welle auf ein Objekt, so wird sie teilweise absorbiert, der Rest wird gestreut. Die Sekundärwelle läuft wiederum auf einer Kugeloberfläche. Die Strahlungsdichte ist gleich dem Produkt aus der ankommenden Strahlungsdichte und dem Rückstreuquerschnitt σ des Objekts. σ ist eine fiktive Größe, und zwar eine Fläche, die soviel Leistung aufnimmt, daß diese, wenn sie isotrop abgestrahlt wird, der gemessenen (rückgestreuten) Leistungsdichte gleich ist. Daraus geht hervor, daß die in einem Empfänger gemessene, von einem Objekt (Punktziel) rückgestreute Leistung, umgekehrt proportional zur 4. Potenz der Entfernung ist ($\sim 1/r^4$).

Leuchtet nun der Radarstrahl mit einem bestimmten Öffnungswinkel (Keulbreite) ein Volumen aus und wird dort an vielen Objekten gestreut, so ist die Empfangsleistung — im Unterschied zum Punktziel — vom Quadrat der Entfernung und der Summe der Rückstreuquerschnitte abhängig (BATTAN 1983). Grundsätzlich ist der Rückstreuquerschnitt σ von Teilchen mit Hilfe der Mie-Theorie (Beugung einer ebenen elektromagnetischen Welle an kugelförmigen Teilchen) zu berechnen. Ist die verwendete Wellenlänge groß gegenüber dem Durchmesser der streuenden Teilchen (dies ist bei den gebräuchlichen Wellenlängen von 5 cm gültig bis zu Teilchendurchmessern von 15 mm), dann kann der Rückstreuquerschnitt einfacher mit der sog. Rayleigh-Approximation berechnet werden zu

$$\sigma = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 \cdot D^6.$$

Man erkennt, daß der Rückstreuquerschnitt stark von der verwendeten Wellenlänge ($1/\lambda^4$) und noch stärker vom Durchmesser (D^6) der Streupartikel abhängt. Der gesamte Rückstreuquerschnitt eines ausgeleuchteten Streuvolumens ergibt sich aus der Summe der Einzelstreuquerschnitte

$$\Sigma \sigma = \frac{\pi^5}{\lambda^4} \cdot |K|^2 \cdot \Sigma D^6.$$

Der Term ΣD^6 wird allgemein als Radarreflektivitätsfaktor Z [mm⁶/m³] bezeichnet; in logarithmischer Form dBZ = 10 · log Z. Die Beziehung zwischen der am Empfänger eines Radargerätes zu messenden Leistung P_E und dem Radarreflektivitätsfaktor Z wird durch die sog. Radargleichung beschrieben:

$$P_E = \frac{\pi^3}{1024 \cdot \ln 2} \cdot \frac{P_t \cdot h \cdot G^2 \theta \cdot \Phi}{\lambda^4} \cdot |K|^2 \cdot \frac{Z}{r^2} \quad (3)$$

Wobei	
P_E [W]	= empfangene Leistung
P_t [W]	= Sendeleistung
h [m]	= Impulslänge im Raum ($h = \tau \cdot c$, τ = Puls- länge (μs), c = Lichtgeschwindigkeit)
G	= Antennengewinn
Θ, Φ [rad.]	= horizontale bzw. vertikale Keulenbreite
λ [m]	= Wellenlänge
$ K ^2$	= „konstanter“ Faktor
Z [mm ⁶ /m ³]	= Radarreflektivitätsfaktor
r [m]	= Zielentfernung

2.2 Meteorologische Einflußgrößen

Zunächst muß klargestellt werden, daß bei der Radarmessung die empfangene Leistung gemessen und daraus über die Radargleichung der Reflektivitätsfaktor bestimmt wird. Die Berechnung weiterer Größen (wie Wasserwert, Teilchengröße, -form, Aggregatzustand) ist nur mit Hilfe weiterer Beziehungen möglich. Der Faktor $|K|^2$ ist abhängig vom Aggregatzustand der streuenden Hydrometeore, denn in ihm ist der komplexe Brechungsindex enthalten. Allgemein sind folgende Werte gebräuchlich:

Wasser	: $ K ^2 = 0,93$
Eis	: $ K ^2 = 0,176$
95% Eis, 5% Wasser	: $ K ^2 \approx 0,39$
70% Eis, 30% Wasser	: $ K ^2 \approx 0,78$
Schnee (trocken)	: $ K ^2 \approx 0,208$

Hieraus ist zu ersehen, daß der Übergang der Hydrometeore von der Eisphase in die Wasserphase schon durch den Faktor $|K|^2$ das Radarecho um 7,2 dB ansteigen läßt.

Wie oben schon erwähnt, mißt das Radar den Reflektivitätsfaktor Z . Es wurde daher schon früh nach einer Beziehung zwischen dieser Größe und der gewünschten Größe Niederschlagsintensität gesucht. Die bekannteste dieser Beziehungen ist die Marshall-Palmer-Beziehung

$$Z(\text{mm}^6/\text{m}^3) = 200 \cdot R(\text{mm}/\text{h})^{1,6},$$

die aus Messungen des Tropfenspektrums mit der Filterpapiermethode im Jahr 1947 stammt (MARSHALL, PALMER 1948). Heute werden Z/R-Beziehungen aus der Messung von Tropfenspektren mit Hilfe von Distrometern (JOSS, WALDVOGEL 1967) gewonnen. Mittlere Z/R-Beziehungen, die aus einer Vielzahl von Niederschlagsereignissen — meist über 2—3 Sommerhalbjahre — bestimmt werden, haben jedoch eine sehr große Schwankungsbreite. Deshalb wurde versucht, diese Schwankungsbreite durch Bildung von Teilkollektiven, die den Prozess der Niederschlagsbildung berücksichtigen, einzuengen (ANIOL 1975). Grundsätzlich wird dabei zwischen Kaltluft-, Warmluftadvektion und gradientschwachen Lagen unterschieden. Die Erfahrung hat gezeigt, daß es im südbayerischen Raum für routinemäßige Messungen genügt, die „Warmluftniederschläge“ mit einer gesonderten Z/R-Beziehung (Typ W: $Z = 104 \cdot R^{1,34}$) zu berechnen, für alle übrigen Typen kann als mittlere Beziehung $Z = 256 \cdot R^{1,42}$ benutzt werden. Bei Anwendung der niederschlagstypischen Z/R-Beziehung reduziert sich der Streubereich (95%-Grenzen) der Niederschlagsintensität um 10—15% gegenüber dem Streubereich der mittleren Z/R-Beziehung aller gemessenen Niederschlagsereignisse.

Es sind auch Untersuchungen mit einer anderen Form der Z/R-Beziehung $Z = (100 \cdot R)^B$ gemacht worden (KREUELS 1975). Zur Bestimmung des Exponenten B sind dabei die Wetterlagen in 8 Typen unterteilt worden, in die auch die Höhenschichten der Niederschlagsbildung eingehen.

3 Gerätetechnische Voraussetzungen

Bei der Wellenlänge wird immer ein Kompromiß zwischen gutem Rückstreuvermögen ($1/\lambda^4$), kostengünstigem Antennensystem für scharfe Strahlbündelung (bei den 3cm-Geräten) und geringer Dämpfung des Radarstrahls durch den Niederschlag (bei den 10 cm-Geräten) zu schließen sein. Daher findet heute die 5 cm-Wellenlänge (C-Band) verbreitet Anwendung. Neben einer möglichst scharfen Bündelung (d. h. Keulenbreite $\approx 1,0^\circ$) des Radarstrahls ist auch eine kurze Pulslänge ($\tau \approx 2\mu s$) zu fordern. Innerhalb der Keulenbreite kann das Radar keine Ziele unterscheiden, ebenso ist innerhalb der halben Pulslänge im Raum (bei $\tau = 2\mu s$ sind das 300 m) keine Echoauflösung möglich. Außer der scharfen Bündelung ist auch eine ausreichende Nebenkeulendämpfung wichtig, da die Nebenkeulenechos (hauptsächlich als zusätzliche Bodenechos) die Ortungsgenauigkeit der Hauptkeule erheblich einschränken können.

Die Dynamik des Niederschlagsgeschehens überstreicht etwa einen Bereich von 5 bis 60 dBZ; der Entfernungsbereich von 5—100 km bringt einen Unterschied von 26 dB in der Echoleistung. Insgesamt muß vom Empfänger des Radargeräts ein Echo-Dynamikbereich von mindestens 80 dB verarbeitet werden können. Dies ist mit logarithmischen Verstärkern gerade noch möglich, neuerdings werden hierfür auch lineare Verstärker mit automatischer Verstärkungsregelung eingesetzt.

Um das stark schwankende Echosignal aus einem Niederschlagsgebiet weiter verarbeiten zu können, ist erst eine entsprechende Mittelung (Integration) erforderlich. Dazu muß in den Signalintegratoren eine genügend große Zahl statistisch unabhängiger Proben verarbeitet werden. Dadurch wird das Auflösungsvermögen auf etwa 1 km in Entfernung und 1 Grad in Antennendrehrichtung begrenzt. Erreichbar im Routinebetrieb sind heute Systemgenauigkeiten auf der dBZ-Seite von ca. ± 1 dB; wohlgernekt dBZ-Genauigkeit, d. h. noch nicht berücksichtigt sind die Streuungen in der Z/R-Beziehung.

4 Praktische Durchführung der Messung und Ergebnisse

Bei der Messung tastet das Radar die Umgebung unter einem (oder mehreren) Elevationswinkeln ab. Die Antennenrotationsgeschwindigkeit ist durch die Anzahl notwendiger Proben pro Grad begrenzt; 3 UpM wird man kaum überschreiten können. Die Frage nach dem zulässigen Zeitschritt, mit dem jedes Raumelement abgetastet werden muß, wurde im Rahmen von Forschungsarbeiten untersucht (ANIOL u. RIEDL 1979). Hierbei zeigte sich, daß die Genauigkeit des Niederschlagsresultates bei Abtastraten oberhalb 6—7 Minuten drastisch zurückging verglichen mit dem Ergebnis der einmündigen Abtastung. Daher ist für quantitative Flächen-Niederschlagsmessungen eine Abtastrate von 5 Minuten gebräuchlich geworden. Die dazwischen liegende Zeit kann zur Berechnung und für andere Meßaufgaben genutzt werden. Aus dem sog. integrierten Videosignal — das ist der vom Sig-

nalintegrator gebildete Mittelwert des Echos über ein Raumelement von beispielsweise 1 Grad Azimutwinkel x 1 Kilometer Entfernung x vertikale Keulenbreite des Radarstrahls (1°) — wird über die Radargleichung der dBZ-Wert berechnet. Aus diesem wird dann mit Hilfe der für das jeweilige Niederschlagsereignis gültigen Z/R-Beziehung die Niederschlagsintensität [mm/5 Minuten] gewonnen. Durch Aufintegration erhält man die Stunden- bzw. Ereignissumme.

In einem letzten Schritt wird vielfach die sog. Aneichung durchgeführt. Über den Vergleich des Radarergebnisses mit dem Meßwert einiger Niederschlagsschreiber am Boden wird der Radarwert korrigiert. Dadurch können Fehler ausgeglichen werden, die durch das Radarsystem selbst (z. B. Instabilitäten im Sender/Empfänger) oder durch eine nicht optimale Z/R-Beziehung verursacht sind. Der Vergleich mit Bodenmeßwerten ist aber nicht unproblematisch. Einmal muß vermieden werden, daß durch einzelne fehlerhafte Bodenwerte das gesamte Flächenergebnis verschlechtert statt verbessert wird. Dies kann durch Begrenzung der Aneichfaktoren auf Werte etwa zwischen 0,3 und 3 (COLLIER 1986) oder durch Gewichtung der Aneichfaktoren an der Bodenniederschlagshöhe erreicht werden, so daß größere prozentuale Abweichungen bei geringen Niederschlagshöhen nicht zu stark auf den gesamten Aneichfaktor durchschlagen. Außerdem darf man bei Kurzzeitvergleichen des Radarergebnisses — Mittelwert aus einem Volumen (z. B. in 50 km Entfernung $0,6 \text{ km}^3$) — mit dem Bodenergebnis — 200 cm^2 Auffangfläche und 1–2 km tiefer liegend — keine gute Übereinstimmung bei der bekannten Variabilität des Niederschlagsgeschehens in Raum und Zeit erwarten. In der Praxis hat sich 1 Stunde als kürzestes Zeitintervall zum Aneichen erwiesen. Ein weiterer Erfahrungswert ist, daß der Entfernungsbereich bis 100 km nicht überschritten werden sollte. Bei größeren Entfernungen sinkt die Genauigkeit deutlich ab. Der Hauptgrund dafür ist, daß der Radarstrahl dann oft mindestens teilweise über den Niederschlag hinausragt oder sich in der schlechter reflektierenden Schnee- und Eiszone befindet.

Bei Vergleichen von Radarergebnissen mit Punktniederschlagsmessungen oder davon abgeleiteten Flächenwerten sind mit zunehmender Vergleichsfläche bzw. zunehmender Dauer des Vergleichs bessere Übereinstimmungen zu erwarten. Dies zeigt sich beim Vergleich monatlicher Gebietsniederschlagshöhen für Basisgebiete aus Radarmessungen mit den Ergebnissen des Sammelgebietsverfahrens (DEISENHOFER, KUMM, WOLLKOPF 1982). In der Abbildung 1 sind die Gebietsniederschläge (breite Balken) für 15 Basisgebiete (Größe von 30 bis 264 km^2), die im Meßsektor des Hohenpeißenberger Wetterradars liegen, aus beiden Verfahren gegenübergestellt. Die schmalen Balken stellen die Punktmeßwerte (Regenschreiber bzw. Regenmesser) und die Meßwerte des zugehörigen Radarfeldes ($1 \text{ km} \times 1 \text{ Grad}$) dar. Die Übereinstimmung (Radar / Sammelgebietsverfahren) der 15 Gebietsniederschlagshöhen betrug im Mittel 95% mit einer Standardabweichung von 10%; auch die 32 Einzelfelder (Radarfeld / RS oder RM) stimmten zu 97% überein mit einer Standardabweichung von 15%. Geht man aber zu einer Isohyetendarstellung über, wie bei ATTMANNSPACHER (1981), so ist deutlich erkennbar, wie die Feinstruktur in der Niederschlagsverteilung bei Interpolation aus Punktmeßdaten verloren geht, obwohl bei Monatssummen das dichtere Netz aus

Regenschreibern und Regenmessern herangezogen werden kann. Noch deutlicher kommt der Vorteil der wirklichen flächenmäßigen Niederschlagsverteilung bei Einzelereignissen heraus. Abbildung 2 zeigt das Ergebnis eines 38 stündigen Niederschlagsereignisses. Die Ergebnisse des Niederschlagschreibernetzes sind in den Kreisen angegeben.

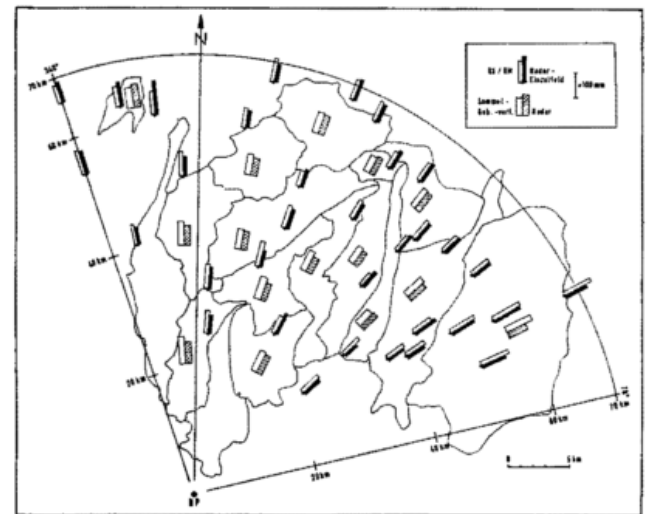


Abb. 1: Gebietsniederschlagshöhen des Monats August 1979 (ohne 7., 11., 18. und 26.8.) für 15 Basisgebiete (Größe von 30 bis 264 km^2) berechnet aus Radarmessungen und mit Hilfe des Sammelgebietsverfahrens. Außerdem sind die Meßwerte der jeweiligen Radar-Einzelfelder (d. h. $1 \text{ km} \times 1 \text{ Grad}$) und die Punktmeßergebnisse (Regenmesser oder Regenschreiber) gegenübergestellt

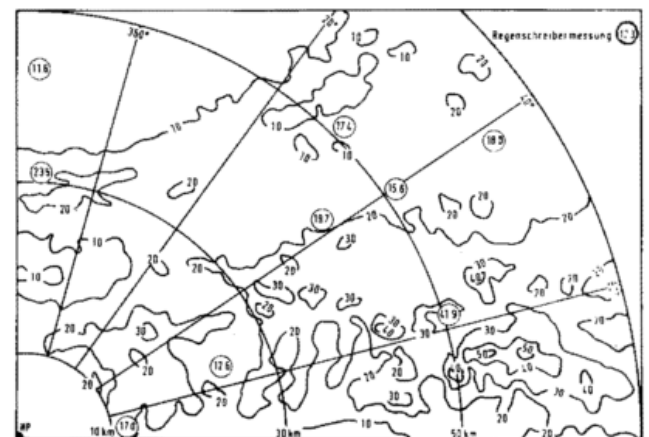


Abb. 2: Isohyetendarstellung eines radargemessenen Einzelniederschlags (3.8.1979, 10.30 Uhr — 5.8.1979, 00.28 Uhr) und zugehörige Regenschreiberwerte

Zur Frage nach der Genauigkeit von Radarniederschlagsmessungen können die Erfahrungen aus dem britischen Radarnetz herangezogen werden (COLLIER 1986). Hier sind die Ergebnisse eines ganzen Jahres einer unbemannt betriebenen Radaranlage mit automatischer Rechnerauswertung dargestellt. Die mittleren monatlichen Quotienten Radar/Niederschlagsmesser für einstündige Niederschlagshöhen liegen im Zeitraum April bis September zwischen 0,8 und 1,5, für die Winterzeit zwischen 0,3 und 2,0 bei angeeichten Radardaten. Die Schwankungsbreiten der einstündigen Quotienten werden für ausgedehnte, frontgebundene Niederschläge mit 45% und für

konvektive Niederschläge mit 21% angegeben. Bei Einfluß der Nullgradgrenze steigt die Schwankungsbreite auf 75%. Allgemein wird erwartet, daß in nächster Zeit für ganzjährige Messungen bei einstündigen Niederschlagshöhen eine Schwankungsbreite innerhalb des Faktors 2 erreicht werden kann.

5 Probleme und Zukunftsperspektiven

Zwei Problemkreise beeinträchtigen derzeit noch die routinemäßige Radar-Flächenniederschlagsmessung: Dies sind zuerst die Schwierigkeiten, die von unterschiedlichen Aggregatzuständen der Hydrometeore herrühren. Die Schwächen, die durch die geringe Reflexion von Schnee bedingt sind, werden durch die verbesserte Empfindlichkeit der zukünftigen Radaranlagengeneration behoben sein. Bis dahin dürften auch in Mitteleuropa ausreichende Erfahrungen mit der quantitativen Messung von Schnee vorliegen. An Messungen von Mischniederschlägen und im bright band Bereich (Nullgradgrenze) wird intensiv z. B. in Großbritannien gearbeitet.

Der zweite Problemkreis sind Bodenechos. Während die Berücksichtigung der „standardmäßigen“ Bodenechos mit Hilfe von im Auswerterechner eingespeicherten Bodenechodateien weitgehend schon Routine ist, hofft man, bei den durch anormale Ausbreitungsbedingungen verursachten Bodenechos mit Hilfe des Dopplereffektes einen Schritt weiterzukommen. Hierbei werden durch Auswertung des Dopplerspektrums (Null-Spektrallinie bzw. eine Radialgeschwindigkeit um Null) Korrekturfaktoren in Echtzeit für die Intensitätsmessung abgeleitet. Der praktische Einsatz wird zeigen müssen, welche Verbesserungen mit diesen Verfahren erreicht werden können.

Der Aufbau von Radarnetzen in vielen europäischen Ländern zeigt, daß bereits jetzt — neben der Auswertung von Radarbeobachtungen für die Wettervorhersage — die Radar-Niederschlagsmessung großen Nutzen erwarten läßt, der durch die Überwindung bestehender Einschränkungen noch gesteigert werden kann.

6 A. HERRMANN Schneehydrologie — Aufgaben, Stand und Notwendigkeiten unter besonderer Berücksichtigung von Mitteleuropa

1 Aufgaben, Arbeitsweisen und Begriffe

Die Schneehydrologie hat sich erst ab den 50er Jahren als eigenständiger Zweig der Schneekunde (Niveologie) neben der etwa 20 Jahre älteren Lawinenkunde entwickelt. Die historisch bedingten engen Beziehungen zwischen der Schneekunde und der bereits Ende 19. Jh. ansetzenden Gletscherkunde (Glaziologie) dokumentieren sich in gemeinsamen Fachkommissionen wie der International Commission of Snow and Ice (ICSI), vor allem aber durch gemeinsame Nutzung und Entwicklung wissenschaftlicher Arbeitsmethoden. Ihre späte Verbreitung in der Bundesrepublik Deutschland ist eng verbunden mit der Lösung forst- und einzugsgebietshydrologischer Problemstellungen ab den frühen 70er Jahren (SCHWARZ 1982).

Literatur

- ANIOL, R.: Mittlere, wetterlagenabhängige Z/R-Beziehungen für Hohenpeißenberg. Meteorol. Rdsch. 28 (1975) S. 88—93.
- ANIOL, R.; RIEDL, J.: Quantitative Radar-Flächenniederschlagsmessung: Problematik und praktische Erfahrungen. Meteorol. Rdsch. 32 (1979) S. 116—127.
- ATTMANNSPACHER, W.: 200 Jahre meteorologische Beobachtungen auf dem Hohenpeißenberg 1781—1980. Ber. d. Dt. Wetterd. Nr. 155 (1981).
- BATTAN, L. J.: Radar observation of the atmosphere. Chicago: The University of Chicago Press 1973.
- COLLIER, C. G.: Accuracy of rainfall estimates by radar, part I: Calibration by telemetering raingauges. J. of Hydrol. 83 (1986) S. 207—223.
- COLLIER, C. G.: Accuracy of rainfall estimates by radar, part II: Comparison with raingauge network. J. of Hydrol. 83 (1986) S. 225—235.
- DEISENHOFER, H. E.; KUMM, H.; WOLLKOPF, H.: Berechnung von monatlichen Gebietsniederschlagshöhen mit Sammelgebietsverfahren am Beispiel des Iller-Einzugsgebietes. DWD, Abt. Klima, Offenbach 1982.
- JOSS, J.; WALDVOGEL, A.: Ein Spektrograph für Niederschlagstropfen mit automatischer Auswertung. Pure and Appl. Geophys. 68 (1967) S. 240—246.
- KREUELS, R. K.: Investigations and results about the relationship between some meteorological variables and radar reflectivity factors in Western Germany. Proc. 16th Radar Meteorology Conf., AMS, Boston (1975) S. 488—491.
- MARSHALL, J. S.; PALMER, W. M. K.: The distribution of raindrops with size. J. Meteorol. 5 (1948) S. 165—166.

gischen, glaziologisch-schneekundlichen und hydraulisch-hydrologischen Arbeitstechniken vertraut sein muß.

Mit UNESCO/IASH/WMO (1970) und UNESCO/IASH (1970) liegen einschlägige internationale Empfehlungen über schnee- und gletscherkundliche Arbeitsweisen mit Schwerpunkt auf Haushaltsfragen und Begriffsdefinitionen vor.

2 Schneedeckenmessung

Messungen an Schneedecken werden als Stations (Termin-) Messungen (Klima- und Niederschlagsstationen der Klima- und Wetterdienste, Lawinenwarn- und Schneepistendienste, Wasserwirtschaftsverwaltungen, Talsperrenbewirtschaftler) und in Sondermeßnetzen von Forschungseinrichtungen (forstliche Forschungsanstalten, Universitätsinstitute) durchgeführt. Als wegweisend haben dabei die am in der Schneeforschung neben dem Cold Regions Research and Engineering Laboratory (CRREL) des US Army Corps of Engineers in Hanover N. H. und dem Institute of Low Temperature Science (ILTS) in Sapporo bedeutendsten Eidgenössischen Institut für Schnee- und Lawinenforschung (EISLF) am Weißfluhjoch/Davos entwickelten Meß- und Beobachtungstechniken zu gelten.

2.1 Grundgrößen und Schneebedeckung

Bei Stationsmessungen werden in der Regel die wichtigsten Schneedeckenparameter Schneehöhe HS (in cm), Schneedichte G (in g/cm^3 , kg/m^3), Wasseräquivalent HSW (in mm) und Schneebedeckungsgrad (in % der Bezugsfläche) erhoben. Über die Wahl des Meßortes und die Durchführung der Messungen informieren UNESCO/IASH/WMO (1970) oder DWD (1983).

Neben den manuellen stehen automatische Verfahren zur Verfügung, die aus Kostengründen aber nur selten eingesetzt werden. Bei schneehydrologischen Untersuchungen in kleinen Einzugsgebieten werden für Bestimmungen der wichtigen Zielgröße Wasseräquivalent je nach Schneelage kleine (ZINGG 1964) und große Schneestechzylinder (BRECHTEL 1969) mit Federwaagen eingesetzt. Dabei sind wegen beschränkter Stichprobenumfänge Meßfehler bis um $\pm 10\%$ in Kauf zu nehmen. An mächtigen alpinen Schneedecken müssen hierfür analog zu den bei Massenhaushaltsuntersuchungen an Gletschern (HOINKES 1970) bzw. Schneeprofilaufnahmen (ZINGG 1964, UNESCO/IASH/WMO 1970) angewandten Techniken Schneegruben angelegt werden. Ergänzende Informationen über zwischenzeitliche Wasservorratsänderungen der Schneedecke können aus Totalisatorenwerten und von immer häufiger eingesetzten, feste Niederschläge recht zuverlässig registrierenden Niederschlagswaagen bezogen werden.

Eine bei nicht geschlossener Schneedecke schwierige, für Bilanzierungen der in Gebietsschneedecken gebundenen Wasservorräte aber unerläßliche Aufgabe besteht in stark gegliedertem Gelände in der Abschätzung des Schneebedeckungsgrads. In bewaldeten Gebieten eignen sich dafür nur visuelle Befunde im Zuge von Begehungen. Im offenen Gelände können großmaßstäbige Schneeflächen- bzw. Apermusterkartierungen an Versuchshängen photographisch oder besser terrestrisch-photogrammetrisch erfolgen, wie auf ökologische (FRIEDEL 1961) oder lawinenkundliche Zielsetzungen (RY-

CHETNIK 1984) ausgerichtete Anwendungen zeigen. Große Flächen können bei für hydrologische Zwecke ausreichender Auflösung durch Luftbilder (MARTINEC 1973, KÖLBEL 1984) abgedeckt werden. Auch hinsichtlich der Unterscheidung verschiedener Schneetypen mit unterschiedlichem Reflexionsverhalten im digitalen Multispectralscannerbild, z. B. schmelzender Schneeoberflächen, gibt es erste Erfahrungen (MEIER 1982).

Für kleinmaßstäbige Übersichtskartierungen der Schneebedeckung werden in jüngerer Zeit zunehmend digitale Satellitendaten im sichtbaren und infraroten Bereich von Landsat-MSS- und NOAA-AVHRR-Sensoren verwendet (ROTT 1981), die bei Auflösungen von 40–80 m auch für operationelle Abflußvorhersagemodelle nützliche Informationen liefern (RANGO u. PETERSON 1980). Interessant sind die Bilddaten des mit einem Multispektral-Radiometersensor ausgerüsteten Meteosat-2 nicht zuletzt wegen der 1/2-stündlichen Wiederholungsrate, wobei allerdings die Auflösung von 2,5–5 km zu wünschen übrig läßt. Dagegen ist der praktische Nutzen aus dem Nimbus-7-SMMR Mehrkanal-Mikrowellenscanner bezüglich Abschätzungen von Wasseräquivalent und Einsetzen von Schmelzperioden (KUNZI et al. 1982) nicht nur wegen der ungünstigen Auflösung von höchstens 18×27 km, sondern der auch im Bodenexperiment bisher nicht zufriedenstellend gelösten Interpretationsprobleme noch vergleichsweise gering.

2.2 Schneeprofile und sonstige Größen

Stratigraphische Aufnahmen der Schneedecke erfolgen an Profilwänden in Schneegruben. Die Grundinformationen liefern die Gesamt- und Schichtmächtigkeiten, -dichten und -wasseräquivalente, wobei kleine Schneestechzylinder (ZINGG 1964) verwendet werden. Darüber hinaus werden schichtweise folgende Parameter angesprochen (UNESCO/IASH/WMO 1970): Kornform F, Korngröße D (in mm), Feuchtigkeit W, Festigkeit (Kohäsion) K, Rammwiderstand R (in kg), der meist mit einer Aluminiumrammsonde n. Haefeli ermittelt wird (ZINGG 1964), und Temperaturverteilung. Die ursprünglich von der Lawinenforschung für Beurteilungen der mechanischen Stabilität entwickelten Aufnahme- und Darstellungsverfahren der Schneedeckenentwicklung im Zeitprofil (HAEFELI et al. 1939; s. z. B. EISLF 1949ff) haben unter den Aspekten Speicherfähigkeit von und Abflußbildung aus Schneedecken längst auch Eingang in die schneehydrologische Untersuchungspraxis gefunden.

So sind z. B. für Beurteilungen der Retentionskapazität einer Schneedecke für flüssiges Wasser bzw. ihres „Reifezustands“ oder der Auslaufbereitschaft Kenntnisse des thermischen Zustands, damit der Temperaturverhältnisse, des Metamorphosezustands und des Gehalts an freiem, flüssigem Wasser erforderlich (RAU u. HERRMANN 1982). In die Berechnung der thermischen Retentionskapazität von kaltem Schnee, gleichbedeutend dem latenten Wärmeinhaltsäquivalent („Kälteinhalt“) bezogen auf 0°C , gehen die spezifische Wärme von Eis, die Schneedichte und natürlich die Schneetemperatur ein (HOECK 1952). Zwar sind kontinuierliche Schneetemperaturmessungen technisch möglich, solche der Schneedichte derzeit aber nur mit radiometrischen Verfahren denkbar. Daher wird man sich weiterhin mit wiederholten Schneeprofil-aufnahmen behelfen müssen.

Auch Bestimmungen des freien Wassergehalts an temperierten Schneedecken mit Schmelzpunkttemperatur sind derzeit nicht automatisierbar. Als zuverlässig haben sich gefrierkalorimetrisch geeichte Plattenkondensatoren (HOWORKA 1964) erwiesen, deren Gebrauch das Dielektrizitätsprinzip zugrundeliegt (AMBACH u. DENOTH 1972). Über Wassersättigungen von Schneedecken und -schichten besteht weiterhin Uneinigkeit, die wesentlich in räumlich-zeitlich hochvariablen strukturell-texturellen Schneedeckeneigenschaften und unterschiedlichen Meßmethoden des freien Wassergehalts begründet sind. Dieser dürfte in Schmelzperioden 8–10 Vol% nicht übersteigen, da dann meist schon ein stabiles Eisskelett mit Dränageröhren entwickelt ist, über die überschüssiges Wasser abgeführt wird (de QUERVAIN 1973). Eine hydrologischen Ansprüchen genügende Lösung der mechanischen Retentionskapazität und der hydraulischen Eigenschaften von stratifizierten natürlichen Schneedeckenspeichern unter Berücksichtigung von Wasserstauern in Form von Eislagen ist solange nicht zu erwarten, wie die zahlreichen theoretischen Ansätze (WANKIEWICZ 1979) nicht mit reproduzierbaren experimentellen Daten hinreichend verifiziert werden können. Fortschritte auf diesem Gebiet läßt der kombinierte Einsatz der Umweltisotopentechnik (STICHLER et al. 1981) erwarten.

Die Schnittstelle Schneedeckenbasis/Bodenoberfläche ist bedeutsam für die Modellierung der Abflüsse aus schneebedeckten Einzugsgebieten. Wünschenswert sind daher zeitlich ausreichend, mindestens jedoch stündlich aufgelöste Schneedeckenausflußwerte. Die noch notwendigen Experimente können dabei auf automatische Schneelysimeter zurückgreifen, die entweder nach dem Schwimmer- (HERRMANN 1978a) oder dem Wippenprinzip (HERRMANN u. RAU 1985) arbeiten und in beiden Fällen mit Probennahmeeinrichtungen für isotopische und hydrochemische Bilanzierungen ausgestattet sind.

2.3 Meßnetze

Sondermeßnetze dienen in der Regel wissenschaftlichen und planerischen Zwecken. Historisch gesehen leiten sich die ersten Ansätze ab aus den Erfordernissen einer sachgerechten Planung forst- und wasserwirtschaftlicher Maßnahmen durch Manipulation von Schneedeckenakkumulation und -ablation durch spezifische Baum- und Bestandsartenwahl (z. B. GOODELL 1959), die in den USA unter dem Stichwort „forest and watershed management“ entwickelt wurden. Leider bilden routinemäßig besuchte Schneemeßlinien (BRECHTEL 1972), auf denen in regelmäßigen Abständen HS, G und HSW und der Schneebedeckungsgrad bestimmt werden, nicht zuletzt wegen des Arbeitsaufwands auch in vieljährigen einzugsgebietshydrologischen Forschungsprojekten bei uns immer noch die Ausnahme (SCHWARZ 1982, IHP/OHP 1983).

Für die Anlage von Schneemeßlinien und Schneeprofilorten kann man lediglich Empfehlungen allgemeiner Art unter Berücksichtigung der Grundsätze bei der Einrichtung hydrologisch-klimatologischer Meßnetze und -orte, aber keine Regeln erwarten. Eine bewährte Vorgabe für integrierte Meßstellenplanung liefert z. B. HERRMANN (1973), die in einem alpinen Einzugsgebiet mit der Seehöhe, Exposition und den Waldbestandsarten als dominanten Regelgrößen für Schneedeckenparameterwerte unter Einbeziehung von Niederschlags- und Klimastationen realisiert wurde.

3 Schneedeckenentwicklung

Die nach den Unterlagen des World Data Center for Glaciology (Snow and Ice) an der University of Colorado in Boulder kaum noch überschaubare Literatur über die Verbreitung und Entwicklung von Schneedecken läßt einige auffällige Forschungslücken erkennen. Aus schneehydrologischer Sicht ist in erster Linie die noch mangelhafte Einbindung von Forschungszielen in moderne prozeßorientierte systemhydrologische Forschungsansätze zu beklagen, die zu einem gewissen Grad auch systemökologische subsumieren. Erfolgversprechende Schritte in diese Richtung erfordern insbesondere eine Betonung quantifizierender und bilanzierender Betrachtungsweisen, Lösungen des grundsätzlichen Übertragungsproblems vom Punkt auf die Fläche und Entwicklungen regional-spezifischer Modellansätze. Für Mitteleuropa bedeutet dies bei schon recht guter Kenntnis alpiner Schneedecken eine verstärkte Hinwendung zu Mittelgebirgsregionen. Vor diesem Hintergrund sind auch die folgenden Standortbestimmungen zu sehen.

3.1 Schneemetamorphose

Der Kenntnisstand über die Metamorphose des Schnees ist dank der Lawinenforschung als weit fortgeschritten zu werten. Dabei liegt allerdings der Schwerpunkt auf Bildungen neuer Eiskristalle und damit kohäsionsarmer, Lawinenabgänge begünstigender Schneeschichten im Zuge der Metamorphose bei Vorhandensein von Temperaturgradienten in der Schneedecke (aufbauende Metamorphose).

Der stratigraphische Aufbau von Schneedeckenspeichern wird wesentlich durch die unterschiedlichen Metamorphosezustände der Einzelschichten mitbestimmt, wie z. B. Lagen vielgestaltiger Neuschneekristalle auf körnigem Altschnee oder zwischengeschaltete Eislagen, ehemalige Harschoberflächen als Produkte der Regelationsmetamorphose (Schmelz/Gefrier-M.), verdeutlichen. Daraus folgen Änderungen der Retentionskapazitäten und Durchlässigkeiten im Profil, in der Zeit und von Ort zu Ort. Somit verwundert es nicht, daß die hydrologisch-hydraulische Ansprache von Schneeprofilen immer noch rein qualitativ erfolgt. Einschlägige Beispiele hierfür finden sich bei RAU u. HERRMANN (1982) und HERRMANN (1978b).

3.2 Wasserbilanz

Der Wasserhaushalt der Schneedecke kann, aufgelöst nach der Wasservorratsänderung B_w , so beschrieben werden:

$$B_w = C_s + C_1 + C_c - A_m - A_e \quad (1)$$

wobei C_s , C_1 und C_c die Wassergewinne aus festem und flüssigem Niederschlag und durch Kondensation/Sublimation, A_m und A_e die Massenverluste durch Schneedeckenausfluß und Verdunstung/Sublimation sind. Bei Einsatz des erwähnten Instrumentariums liegen C_c und A_e meist innerhalb der Meßgenauigkeit für die übrigen Terme. HERRMANN (1978b) und STICHLER et al. (1986) zufolge können sich Massenänderungen aus diesen beiden Größen in ozeanisch geprägten Klimaten quantitativ aufheben, so daß sich Gleichung (1) vereinfacht.

In Hinblick auf die Verifikation und Eichung von Punktschmelzmodellen, Bestimmungen von Systeminputs aus

Schneedecken als Eingangsgröße für Schneeschmelzabflußmodelle und zeitliche Auflösungen der Wasserbilanzen von Gebietsschneedecken sind während Schmelzperioden punktartige tägliche oder sogar stündliche Bilanzierungen von Schneedeckenspeichern unerlässlich. Der entsprechende experimentelle Aufwand spiegelt sich auch in der kleinen Anzahl realisierter Ansätze wider, z. B. von HERRMANN (1978b) in den Alpen und NIEMANN (1986) im Harz. Für Zuflußprognosen in der Talsperrenwirtschaft wird in der Regel mit einfachen empirischen Abschätzungen der Art von FROHNHOLZER (1975) verfahren.

4 Schneeschmelze und -verdunstung

Ausgehend von der klassischen Arbeit von de QUERVAIN (1948) hat die Schneeablation (Schneeschmelze und -verdunstung) vor allem von mikrometeorologischer Seite umfassende Bearbeitungen erfahren. Die grundlegenden physikalischen Zusammenhänge werden z. B. bei HOECK (1952), bei KRAUS (1973) und in jüngster Zeit bei KUHN (1984) kompetent zusammengefaßt. Die Schneehydrologie baut daher auf solidem Grund auf, wie zahlreiche Ableitungen genereller und regionalspezifischer Schmelzratenansätze unter Berücksichtigung von Energiehaushaltstermen bestätigen. Daneben wurde aus Gründen der Datenverfügbarkeit von hydrologisch-wasserwirtschaftlicher Seite eine Vielzahl praktikabler empirischer Schmelzformeln entwickelt, die allerdings nicht immer wissenschaftlichen Ansprüchen genügen.

4.1 Wärmehaushalt

Der Wärmehaushalt der Schneedecke kann so beschrieben werden:

$$Q_n + Q_h + Q_e + Q_p + Q_g = Q_m + Q_c \quad (2)$$

wobei Q_n der Gesamtsaldo der Strahlungsenergie nach Gleichung (3), Q_h der fühlbare und Q_e der latente Wärmestrom, Q_p die durch Regen zugeführte Wärme, Q_g der Bodenwärmestrom, Q_m die latente Schmelzwärme und Q_c die zur Temperaturänderung auf 0°C erforderliche Wärme ist.

Der Wärmehaushalt von Schneedecken wird abgesehen von maritimen Klimaten mit hoher advektiver Wärmezufuhr überwiegend von ihrem Strahlungshaushalt bestimmt. Die Nettostrahlung Q_n errechnet sich zu:

$$Q_n = Q_s (1 - r) - (Q_1 + Q_r) \quad (3)$$

wobei Q_s die kurzwellige Einstrahlung, r die Albedo, Q_1 die effektive Ausstrahlung und Q_r die langwellige Reflexstrahlung ist.

Es liegt angesichts des enormen Meßaufwands auf der Hand, daß nur im Ausnahmefall zeitlich begrenzter Forschungsvorhaben zuverlässige quantitative Bestimmungen der in Gleichungen (2) und (3) aufgeführten Haushaltsterme vorgenommen werden. Dazu zählt unter zusätzlicher Berücksichtigung der Wasserhaushaltsterme in Gleichung (1) auch die Studie von HERRMANN (1978b) an einer Lysimeterschneedecke. Es darf also nicht verwundern, daß Vereinfachungen der Gleichungssysteme über empirische Abschätzungen unter Berücksichtigung spezifischer temporärer, lokaler oder regionaler Gegebenheiten die Regel sind. So wird auch in der Schneehydrologie verbreitet die mit empirischen Koeffizien-

ten versehene, oft von weit her bezogene Globalstrahlung oder auch nur Bewölkung, bestenfalls noch mit einer Albedoschätzung korrigiert, als Ersatzgröße für den Strahlungsgewinn am Ort verwendet.

4.2 Verdunstung

Schnee- und Eisverdunstung sind an die bei HOFMANN (1963) ausführlich dargelegten Randbedingungen wie Temperatur- und Dampfdruckverhältnisse geknüpft. Ihre Beiträge können sich an mitteleuropäischen Schneedecken Wasser-, Energie- und Isotopenbilanzen zufolge bis auf knapp 10% der Gesamtmassenverluste in alpinen Hochlagen (AMBACH 1965, FÖHN 1973, STICHLER et al. 1981), auf 2–3% in mittleren alpinen Lagen (HERRMANN 1978b) und auf etwa 2% im Mittelgebirge (STICHLER et al. 1986) belaufen. Aufgrund seiner untergeordneten Bedeutung wird der Verdunstungsterm bei schneehydrologischen Bilanzierungen in der Regel vernachlässigt. In diesem Zusammenhang sei auch die landläufige Meinung über den Verdunstungseffekt des „Schneefressers“ Föhn energetisch widerlegt. So wird nach HERRMANN (1976) der höhere Energieeintrag infolge gesteigerter fühlbarer Wärmeströme, die auch die erhöhten nächtlichen Strahlungsverluste der Schneedecke kompensieren, wesentlich wirkungsvoller zum Schmelzen statt zum Verdunsten umgesetzt.

4.3 Schneeschmelze

Aus energetischer Sicht ist die Schmelzung von Schnee ungleich wirksamer als seine Verdunstung. Schon aus der Äquivalenttemperatur (MÜLLER 1953) als Maß für den Gesamteinhalt feuchter Luft an fühlbarer und latenter Wärme lassen sich Abschätzungen über Schmelzvorgänge treffen, wie der im Naturexperiment bestätigte Zusammenhang mit dem täglichen Schmelzwasseranfall beweist (KERN 1971). Eine vollständige Beschreibung der Schmelzraten kann nur auf Grundlage von Gleichung (2) erfolgen, die nach Umformung und Vereinfachung für den Fall einer 0°C -isothermen Schneedecke und unter zulässiger Vernachlässigung des Bodenwärmestroms lautet:

$$Q_m = Q_n + Q_h + Q_e + Q_p \quad (4)$$

wobei Q_m die aus atmosphärischen Energieströmen verfügbare Schmelzwärme ist, aus der sich das Schmelzwasseräquivalent errechnet.

AMBACH (1972) hat für hydrologischen Ansprüchen genügende Abschätzungen von Q_h und Q_e — wie auch HERRMANN (1978b) bestätigt — Näherungsverfahren vorgeschlagen, bei denen die klimatologischen Eingangsdaten ausschließlich aus 2 m über Schneedeckenoberfläche bezogen werden. Insofern können diese Verfahren als beispielhaft für sinnvolle, da physikalisch begründete Vereinfachungen unter der schneehydrologischen Zielsetzung gelten. Zu Q_p ist zu bemerken, daß der Regeneinfluß auf schmelzende Schneedecken gemeinhin immer noch überschätzt wird. Nicht so sehr der Wärmeinhalt des Regenwassers, sondern vielmehr die freigesetzte Kondensationswärme ist wirksam. Bei negativen Schneetemperaturen wird allerdings zusätzlich die latente Schmelzwärme des Regens freigesetzt, die eine Temperaturerhöhung bewirkt.

Zusammenfassend bleibt festzuhalten, daß über Abschmelzraten alpiner Schneedecken, die erfahrungsgemäß 40 mm/d bzw. 2,5 mm/h auch bei fortgeschrittenem Schneedeckenabbau und Strahlungswetter kaum übersteigen, recht gute Kenntnisse vorliegen. Dagegen besteht für Mittelgebirgs- und Waldschneedecken noch ein Wissensdefizit. Dort werden erst seit kurzem haushaltsbegründete Ansätze verfolgt (HERRMANN u. RAU 1985, NIEMANN 1986).

4.4 Schmelzmodelle

Der Gültigkeitsbereich von Schneeschmelzmodellen ist streng genommen auf den Meßort, an dem die benötigten Eingangsgrößen erhoben werden, beschränkt. Da aber letztlich Abschätzungen von Schmelzwassereinträgen in schneebedeckten Einzugsgebieten angestrebt werden, werden die Modellergebnisse häufig über empirisch-regressive Verfahren auf diese Flächen umgelegt. Es liegt daher auf der Hand, daß vor allem die sehr einfachen, unter Bezug auf die obigen Gleichungen physikalisch nur unzulänglich abgesicherten Punktschmelzmodelle häufig nicht die Erwartungen des Anwenders erfüllen. Darüber hinaus sollte bedacht werden, daß mit den meisten Modellen keineswegs die eigentliche hydrologische Zielgröße Auslaufrate aus der Schneedecke, sondern nur eine potentielle Schmelzrate beschrieben wird. Insofern ist der dringende Bedarf nach zuverlässigen, dabei praktikablen und im Hinblick auf Abflußprognosen möglichst auch operationellen Modellen bislang nicht annähernd befriedigt.

So gründen die einfachen Ansätze vielfach auf dem Snow Compaction-Verfahren (BERTLE 1966), einem im Laboratorium an homogenen Schneesäulen ermittelten empirischen Zusammenhang zwischen Schneehöhe, Wasseräquivalent, Lagerungsdichte und Wasserabgabe der Schneedecke, auf dem z. B. eine der jüngsten Weiterentwicklungen von KNAUF (1980) mit Einführung eines Speicherterms aufbaut, und auf dem Gradtagverfahren (US Army Corps of Engn. 1956), bei dem aus dem Zusammenhang zwischen positiven Tagesmitteltemperaturen der Luft (Gradtage) und Schmelzraten ein empirischer Schmelzfaktor (Gradtagfaktor) abgeleitet wird. Das Gradtagverfahren hat durch Berücksichtigung der Windgeschwindigkeit (MARTINEC 1960) eine unwesentliche Verbesserung erfahren. Beide Verfahren liefern in ihrer Grundform für natürliche stratifizierte Schneedecken wenig befriedigende Ergebnisse. Dies gilt aber letztlich für alle Temperatur(Schmelz-)Index(Faktor-)Verfahren, die die Lufttemperatur als wesentlichen Informationsträger über Wärmehaushaltsprozesse für Schmelzratenschätzungen verwenden. Einfache Modellstruktur, Datenverfügbarkeit und zumindest für wasserwirtschaftliche Zwecke meist ausreichende Genauigkeit kennzeichnen außer KNAUF (1980), dessen Modell sich nach HERRMANN & RAU (1984) gerade für dünne Mittelgebirgsschneedecken zu eignen scheint, auch Kombinationsverfahren nach Art von ANDERSON (1973), bei denen eine Anzahl freier Parameter durch Optimierung bestimmt wird. Ein entsprechender Modellvergleich findet sich in BRAUN (1985).

Die komplexen Energiebilanzmodelle sind zwar nicht gerade benutzerfreundlich, dafür aber zuverlässiger und nach Aneichung für flächenhafte Anwendungen eher geeignet. Als Beispiele seien die Simulationsmodelle von AMOROCHO & ESPILDORA (1966) oder AGUADO (1983) genannt, die aus

wissenschaftlicher Sicht überzeugen, da sie wichtige Energieerterme beinhalten. Es ist daher durchaus vorstellbar, daß man nach sorgfältigen Verifikationen und notwendigen regional-spezifischen Modifikationen der Eingangsgrößen, Indizes und Verknüpfungsfunktionen derartiger detaillierter Konzeptmodelle einmal zu einfachen, aber leistungsfähigeren Lösungen als den bisherigen gelangt, die dann auch den prognostischen Ansprüchen der wasserwirtschaftlichen Praxis genügen sollten.

5 Schneeschmelzabflüsse

Die weitestgehenden Systemkenntnisse über Zusammenhänge zwischen Schmelzwasseranfall und Abflußgeschehen bestehen in alpinen Einzugsgebieten. Bedeutende Fortschritte wurden dabei seit Beginn der 70er Jahre durch Anwendung moderner Umweltrisotopentechniken erzielt. Demgegenüber hat die Entwicklung auf dem konventionellen Modellsektor stagniert. In der Mittelgebirgsregion besteht nach wie vor ein Nachholbedarf in nahezu allen schneehydrologischen Belangen, die nicht durch bloße Übertragung alpiner Erfahrungen abzudecken sind. Dazu zählt aus praktischen Erwägungen vorrangig die Analyse und Modellierung der häufigen Duplizität von Schneeschmelze und Regen, aus der wiederholt katastrophale Hochwässer resultieren.

5.1 Speichereigenschaften von Schneedecken

Das Auslaufverhalten von Schneedecken ist eine Funktion des Inputs in Form von Schneeschmelz- bzw. Regenwasser, des freien Wassergehalts und ihrer zeitvarianten Speichereigenschaften. Mangels einschlägiger Labor- und Felderfahrungen behilft man sich in Simulationsmodellen mit einem Speicherterm, der durch mathematische Optimierung bestimmt wird. Daraus lassen sich allerdings keine allgemeingültigen Aussagen ableiten, da die in den Simulationsmodellen verwendeten Koeffizienten normalerweise physikalisch nicht eindeutig interpretierbar sind.

Aus dieser Sackgasse helfen wohl nur gezielte Experimente, die auf den theoretischen Überlegungen zur Perkolation und zum Auslaufverhalten bei COLBECK (1972), de QUERVAIN (1973), DENOTH et al. (1979) und WANKIEWICZ (1979) aufbauen können. Besonders erfolgversprechend erscheinen systematische Analysen der Auslauffunktionen in Anlehnung an DENOTH et al. (1979) unter zusätzlicher Einbeziehung der Informationen aus Schneeprofilaufnahmen und Umweltrisotopen als Tracer (HERMANN et al. 1979, STICHLER et al. 1981, 1986). Für thermische und hydraulische Bewertungen des Regeneinflusses könnte experimentell z. B. an entsprechende Ansätze bei HERRMANN (1978b) angeknüpft werden, denen zufolge das vorhandene freie Wasser durch den Inputimpuls mobilisiert wird und mit ausfließt.

5.2 Abflußmodelle

Schneeschmelzabflüsse werden in der hydrologisch-wasserwirtschaftlichen Praxis weitgehend wie Regenabflüsse behandelt, wobei der Schmelzwassereintrag als „äquivalenter Niederschlag“ angesehen wird. Da aber normalerweise die Inputfunktion (\cong Auslauffunktion der Gebietsschneedecke) nur grob geschätzt wird bzw. die Form der Abflußganglinie

sich vor allem bei reiner Schmelze ohne Regen meist deutlich von einer Starkregenganglinie unterscheidet, versagen die üblichen deterministischen Niederschlag-Abfluß-(Black-Box-) Modelle in der Regel bei Simulationen und Vorhersagen von Schneeschmelzabflüssen.

Darüber hinaus überschätzen selbst die für Schneeschmelzabflüsse modifizierten synthetischen (graphischen) Abtrennungsverfahren von Abflußkomponenten (z. B. VIESSMANN 1970) den Oberflächen- und Direktabflußanteil erheblich, wie die Ergebnisse der Anwendungen analytischer Umweltisotopentechniken erkennen lassen (STICHLER u. HERRMANN 1982). Isotopenhydrologischen Detailstudien zufolge schwanken die Direktabflußanteile (\cong aktuelles Schmelzwasser) bei Schneeschmelze zwischen nur 1/10 des Abflusses im Harz (STICHLER et al. 1986) und 1/3 in mittleren Lagen der Bayerischen Alpen (HERRMANN et al. 1979). Demzufolge werden Schneeschmelzabflußganglinien dominant durch Grundwassereinspeisungen generiert.

Der jüngste, international koordinierte Vergleich mathematischer Schneeschmelzabflußmodelle (WMO 1987) führt zu dem ernüchternden Ergebnis, daß seit MARTINEC (1975), basierend auf täglichen Gesamt- und Rezessionsabflüssen sowie dem Gradtagfaktor, kein entscheidender Fortschritt mehr auf diesem Gebiet mehr erzielt wurde. Nicht zuletzt im Hinblick auf operationelle Wasserstands- und Abflußvorhersagen wird aber ein entscheidender Durchbruch bei Konzeptmodellen dringend benötigt. Immerhin liefert das MARTINEC (SRM-)Modell vor allem in alpinen Einzugsgebieten recht brauchbare Simulationsergebnisse. Dabei empfiehlt es sich, große Höhenintervalle in mehrere Höhenstufen zu unterteilen (MARTINEC et al. 1983). Die dortige Übereinstimmung mit den isotopisch bestimmten Direktabflußanteilen (HERRMANN et al. 1979) — im Unterschied zu noch widersprüchlichen Erkenntnissen in einem Harzer Einzugsgebiet (HERRMANN u. RAU 1984, STICHLER et al. 1986) — unterstreicht den physikalisch abgesicherten Modellaufbau. Aus dieser Erfahrung resultiert die dringende Empfehlung, für künftige Modellentwicklungen die Vorteile aus beiden, konventionellen und modernen traceranalytischen Ansätzen besser zu nutzen. Erwähnenswert ist noch die durch eine einfache Modellstruktur gekennzeichnete, für Flachländer und Mittelgebirge gleichermaßen geeignete HBV-Modellversion nach BERGSTRÖM (1976), mit der Schmelzwasser- und Regeninputs zu gebietsspezifischen Abflüssen transformiert werden. Bis auf weiteres wird man wohl auch auf statistisch-regressive Modellansätze der z. B. von STINTZING (1979) für Mittelgebirgsverhältnisse vorgelegten Art nicht verzichten können.

5.3 Nivale Abflußregime

Regionalisierende Bewertungen der durch temporäre Schneedeckenspeicher gesteuerten Abflußregime der Mittelbreiten, die über eine phänomenologische Ansprache hinausgehen, stehen noch aus. Auch aus dieser Sicht ist über die äußerst komplexen mitteleuropäischen Flußsysteme, deren natürliches Abflußverhalten durch vielfältige anthropogene Einflüsse nachhaltig modifiziert wird, noch erschreckend wenig bekannt. Der Bedarf nach derartigen Bestandsaufnahmen hat nicht zuletzt auch praktische Gründe, wie u. a. der Mangel an einschlägigen flächendeckenden schneehydrologischen Infor-

mationen für die operationelle Wasserstandsvorhersage beispielsweise im regimemäßig äußerst vielschichtigen Rheingebiet nachdrücklich belegt. Die Auflösung und der Informationsgehalt der kleinmaßstäbigen Übersichtskarten der Abflußregime Mitteleuropas im Maßstab 1:3 000 000 (KELLER 1968) oder Europas im Maßstab 1:8 000 000 (GRIMM 1968) reichen hierfür nicht aus, bieten aber zusammen mit den zugehörigen Regimeformeln brauchbare methodische Ansatzpunkte.

Zunächst einmal bedarf es noch der Schaffung grundlegender Voraussetzungen in Form von systematischen kausalanalytischen Abflußgangliniendiskussionen unter Berücksichtigung von Niedrig- und Hochwasserzeiten in Abhängigkeit von Region, Einzugsgebietsgröße und physiographischen Gegebenheiten, Landnutzung, Klima und Schneedeckenspeichern, deren modellhafte Kennzeichnung z. B. in Anlehnung an RAU u. HERRMANN (1982) erfolgen könnte. In Hinblick auf die anzustrebende Klassifikation schmelzbedingter Hochwasserabflüsse könnten einige Anregungen von HERRMANN & RAU (1984) nützlich sein. Zur Überwindung der methodischen Beschränkungen der traditionellen Abflußregimeansprachen, die KELLER et al. (1972) überblickend würdigen und die vor allem in der Behandlung der durch Pegel begrenzten Flußabschnitte als diskrete Einheiten begründet sind, eignen sich HERRMANN & EGGER (1980) zufolge z. B. Fourierkoeffizienten aus Abfluß-, Niederschlags- und Lufttemperaturreihen.

Der jüngste Versuch einer flächendeckenden Abflußregimegliederung stammt aus der Schweiz (ASCHWANDEN u. WEINGARTNER 1984), deren Abflußverhältnisse in weiten Teilen durch Schmelzwassereinträge geprägt sind. Hydrologie und Niveologie haben in diesem Land einen anerkannt hohen Standard, dessen sich die hydrologisch-wasserwirtschaftliche Administration und forschungsfördernde Institutionen bewußt sind. Hieraus resultiert z. B. das umfangreiche Forschungsprogramm „Grundlegende Probleme des schweizerischen Wasserhaushaltes“ des Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung, in das auch die schneehydrologische Forschung entsprechend der hydrologisch-wasserwirtschaftlichen Bedeutung der Schneedecke (GHO 1985) angemessen eingebunden ist. Diese nachahmenswerte, fortschrittliche Forschungsstrategie scheint den bisherigen Ergebnissen zufolge geeignet, Grundlagen- und angewandte Forschung auf die Lösung vorrangiger Probleme zu konzentrieren. Unter Nutzung der schweizerischen Erfahrungen und bei Ausbau der multinationalen neben der vielerorts praktizierten interdisziplinären Zusammenarbeit besteht eine gute Chance für die mitteleuropäische Schneehydrologie, einmal eine Spitzenstellung einzunehmen.

Literatur

- AGUADO, E.: An energy-budget model of snowmelt in southern and east-central Wisconsin. PhD Thesis Univ. of Wisc., Madison (1983).
- AMBACH, W.: Untersuchungen des Energiehaushaltes und des freien Wassergehaltes beim Abbau der winterlichen Schneedecke. Arch. Met. Geophys. Bioklim. B 14 (1965) S. 148—160.

- AMBACH, W.: Floods caused by melting of snow and ice. *Accad. Naz. Dei Lincei, Roma Quad. N. 169* (1972) S. 121—136.
- AMBACH, W.; DENOTH, A.: Studies on the dielectric properties of snow. *Z. f. Gletscherkd. u. Glazialgeol.* 8 (1972) S. 113—123.
- AMOROCHO, J.; ESPILDORA, B.: Mathematical simulation of the snow melting processes. *Univ. of Calif., Davis, Water Sci. and Engn. Pap. 3001* (1966).
- ANDERSON, E. A.: National Weather Service River Forecast System — Snow Accumulation and Ablation Model. *US Dept. of Commerce, NOAA Tech. Mem. NWS-HYDRO-17* (1973).
- ASCHWANDEN, H.; WEINGARTNER, R.: Die Abflußregimes der Schweiz. Teil I: Alpine Abflußregimes; Teil II: Mittelländische und jurassische Abflußregimes. *Projektstudie Geogr. Inst. Univ. Bern, Abt. Physik. Geogr.-Gewässerkd.* (1984).
- BERGSTRÖM, S.: Development and application of a conceptual runoff model for Scandinavian catchments. *Dept. Water Resourc. Engn., Lund Inst. of Technol. Bull. Ser. A 52* (1976).
- BERTLE, F. A.: Effect of snow compaction on runoff from rain on snow. *US Dept. of the Interior, Engn. Monogr. 35* (1966).
- BRAUN, L. N.: Simulation of snowmelt-runoff in lowland and lower alpine regions of Switzerland. *Zürcher Geogr. Schr. 21* (1985).
- BRECHTEL, H. M.: Gravimetrische Schneemessungen mit der Schneesonde Vogelsberg. *Wasserwirtsch.* 59 (1969) S. 323—327.
- BRECHTEL, H. M.: Einfluß von Waldbeständen verschiedener Baumarten und Altersklassen auf die Schneeansammlung und Schneeschmelze in den Hochlagen des westlichen Vogelsberges. *Dt. Gewässerkd. Mitt.* 16 (1972) S. 121—133.
- COLBECK, S. C.: A theory of water percolation in snow. *J. Glaciol.* 11 (1972) S. 369—385.
- DENOTH, A.; SEIDENBUSCH, W.; BLUMTHALER, M.; KIRCHLECHNER, P.; AMBACH, W.: Study of water drainage from columns of snow. *US Army Cold Regions and Engn. Lab. (CRREL) Hanover NH Report 79-1* (1979).
- DWD (Deutscher Wetterdienst): Anleitung für die Beobachter an den Niederschlagsstationen des Deutschen Wetterdienstes. *Offenbach* 1983.
- EISLF (Eidgenössisches Institut für Schnee- und Lawinenforschung): Winterberichte „Schnee und Lawinen in den Schweizeralpen“. 1949ff.
- FRIEDEL, H.: Schneedeckendauer und Vegetationsverteilung im Gelände. *Mitt. Forstl. Bundesversuchsanst. Wien* 59 (1961) S. 319—368.
- FÖHN, P. M. B.: Short-term snow melt and ablation derived from heat- and mass-balance measurements. *J. Glaciol.* 12 (1973) S. 275—289.
- GHO (Arbeitsgruppe für operationelle Hydrologie): Die Schneedecke in der Schweiz aus hydrologischer Perspektive. *Landeshydr. Bern, GHO Mitt. 1* (1985).
- GOODELL, B. C.: Management of forest stands in Western United States to influence the flow of snow-fed streams. *IASH Publ. no. 48* (1959) S. 49—58.
- GRIMM, F.: Das Abflußverhalten in Europa — Typen und regionale Gliederung. *Wiss. Veröff. Inst. f. Länderkd. Leipzig N. F. 25/26* (1968) S. 18—180.
- HAEFELI, R.; BADER, H.; BUCHER, E.: Das Zeitprofil, eine graphische Darstellung der Entwicklung der Schneedecke. *Beitr. z. Geol. d. Schweiz, Geotech. Ser., Hydrol.* 3 (1939).
- HERRMANN, A.: Wasservorräte in der Schneedecke eines nordalpinen Niederschlagsgebietes (Lainbachtal bei Benediktbeuern/Oberbayern). *Dt. Gewässerkd. Mitt.* 17 (1973) S. 145—153.
- HERRMANN, A.: Einflüsse des Alpensüdföhns auf die Schneedeckenentwicklung und das nival gesteuerte Abflußgeschehen. *Polarforsch.* 46 (1976) S. 83—94.
- HERRMANN, A.: A recording snow lysimeter. *J. Glaciol.* 18 (1978a) S. 209—213.
- HERRMANN, A.: Schneehydrologische Untersuchungen in einem randalpinen Niederschlagsgebiet (Lainbachtal bei Benediktbeuern/Oberbayern). *Münchener Geogr. Abh.* 22 (1978b).
- HERRMANN, A.; EGGER, E.: Das Abflußverhalten im Flußgebiet der Isar unter Anwendung der Fourier-Analyse. *Dt. Gewässerkd. Mitt.* 24 (1980) S. 81—86 u. 132—135.
- HERRMANN, A.; MARTINEC, J.; STICHLER, W.: Study of snowmelt-runoff components using isotope measurements. *Proc. Hanover Workshop on Modeling of Snow Cover Runoff Sept. 1978, US Army Cold Regions Research and Engn. Lab. (CRREL)* (1979) S. 288—296.
- HERRMANN, A.; RAU, R. G.: Snow cover stores and winter runoff behaviour of a small basin in the German Highlands. *DVWK-Mitt.* 7 (1984) S. 449—472.
- HERRMANN, A.; RAU, R.: Instrumentierungs- und Organisationskonzept für ein tracerhydrologisches Forschungsvorhaben in den Oberharzer Untersuchungsgebieten. *Landchaftsökolog. Messen u. Auswerten 1* (1985) S. 209—241.
- HOECK, E.: Der Einfluß der Strahlung und der Temperatur auf den Schmelzprozeß der Schneedecke. *Beitr. z. Geol. d. Schweiz, Geotech. Ser., Hydrol.* 8 (1952).
- HOFMANN, G.: Zum Abbau der Schneedecke. *Arch. Meteorol. Geophys. Bioklim. B* 13 (1963) S. 1—20.
- HOINKES, H.: Methoden und Möglichkeiten von Massenhaushaltsstudien auf Gletschern. *Ergebnisse der Meßreihe Hintereisferner (Ötztaler Alpen) 1953—1968. Ztschr. f. Gletscherkd. u. Glazialgeol.* 6 (1970) S. 37—90.
- HOWORKA, F.: Dielektrische Messung des freien Wassergehaltes der Schneedecke. *Diss. Univ. Innsbruck* (1964).

- IHP/OHP (Deutsches IHP/OHP-Nationalkomitee): Hydrologische Untersuchungsgebiete in der Bundesrepublik Deutschland. IHP/OHP-Ber., Koblenz, 4 (1983).
- KELLER, R.: Die Regime der Flüsse der Erde. Freiburger Geogr. H. 6 (1968) S. 65—86.
- KELLER, R.; SKIRKE, S.; SEIFRIED, A.: Methoden zur Klassifikation von Abflußregimen — Zweiter Bericht über das Forschungsprogramm der IGU-Commission on the International Hydrological Decade. Freiburger Geogr. H. 12 89—118 (1972).
- KERN, H.: Wasserhaushaltsuntersuchungen mit großen Schneewaagen in der Winterschneedecke am bayerischen Alpenrand. Schr.-R. Bayer. Landesst. f. Gewässerkunde 7 (1971).
- KNAUF, D.: Die Berechnung des Abflusses aus einer Schneedecke. DVWK-Schr. 46 (1980) S. 95—135.
- KÖLBEL, H.: Die Schnee-Ausaperung im Gurgler Tal (Ötztal/Tirol). Ihre Erfassung, Darstellung und ökologische Aussage. Salzburger Geogr. Arb. 12 (1984).
- KRAUS, H.: Energy exchange at air-ice interface. IAHS Publ. no. 107, vol. 1 (1973) S. 128—164.
- KUHN, M.: Physikalische Grundlagen des Energie- und Massenhaushalts der Schneedecke. DVWK. Mitt. 7 (1984) S. 5—56.
- KUNZI, K. F.; PATIL, S.; ROTT, H.: Snow-cover parameters retrieved from Nimbus-7 Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR) Data. IEEE Transact. on Geosci. and Remote Sens. GE-20 (1982) S. 452—467.
- MARTINEC, J.: The degree-day factor for snowmelt-runoff forecasting. IASH Publ. no. 51 (1960) S. 468—477.
- MARTINEC, J.: Evaluation of air photos for snowmelt-runoff forecasts. IAHS Publ. no. 107, vol. 2 (1973) S. 915—926.
- MARTINEC, J.: New methods in snowmelt-runoff studies in representative basins. IAHS Publ. no. 117 (1975) S. 99—107.
- MARTINEC, J.; RANGO, A.; MAJOR, E.: The Snowmelt-Runoff-Model (SRM). Users Manual. NASA Ref. Publ. 1100 (1983).
- MEIER, E.: Unterscheidung verschiedener Schneetypen im digitalen Multispektralscannerbild. Geogr. Inst. Univ. Zürich, Remote Sens. Ser. 6 (1982).
- MÜLLER, H. G.: Zur Wärmebilanz der Schneedecke. Meteorol. Rdsch. 6 (1953) S. 140—143.
- NIEMANN, H.: Schneeschmelze und Schneedeckenausflüsse an Freiland- und Waldstandorten in der Langen Bramke/Oberharz. Diplomarb. Inst. f. Geogr. TU Braunschweig (1986).
- QUERVAIN, M. de: Über den Abbau der alpinen Schneedecke. IASH Publ. no. 29 (1948) S. 55—68.
- QUERVAIN, M. de: Snow structure, heat and mass flux through snow. IAHS Publ. no. 107 (1973) vol. 1, S. 203—226.
- RANGO, A.; PETERSON, R.: Operational applications of satellite snowcover observations. NASA Conf. Publ. 2116 (1980).
- RAU, R. G.; HERRMANN, A.: Variations of the hydrological properties of alpine snow cover stores. IAHS Publ. no. 138 (1982) S. 91—100.
- ROTT, H.: Fernerkundung von Schnee und Eis im Hochgebirge. Mitt. Forstl. Bundesversuchsanst. Wien 135 (1981) S. 185—194.
- RYCHETNIK, J.: Methoden der Erfassung und Auswertung der Ausaperung und Lawinenaktivität an einem Lawinengang. DVWK-Mitt. 7 (1984) S. 153—165.
- SCHWARZ, O.: Forsthydrologische Schneemessungen im deutsch-sprachigen Raum. Beitr. z. Hydrol., Sonderh. 4 (1982) S. 145—163.
- STICHLER, W.; RAUERT, W.; MARTINEC, J.: Environmental Isotope Studies of an Alpine Snowpack. Nordic Hydrol. 12 (1981) S. 297—308.
- STICHLER, W.; HERRMANN, A.: Environmental isotopes as tracers in water balance studies of mountainous watersheds. Proc. Berne Symp. on Hydrol. Research Basins, vol. 2 (1982) S. 357—368, Landeshydrol. Bern.
- STICHLER, W.; HERRMANN, A.; RAU, R. G.: Snowmelt runoff modelling considering environmental isotope and conventional methods. IAHS Publ. no. 155 (1986) S. 231—244.
- STINTZING, C.-W.: Mathematisches Modell zur Simulation von Abflußganglinien in Vorflutern mit schneebedecktem Einzugsgebiet im Mittelgebirge. Mitt. Inst. f. Wasserwirtsch., Hydrol. u. landwirtschaftl. Wasserbau Univ. Hannover 46 (1979) S. 3—263.
- UNESCO/IASH: Combined heat, ice and water balances at selected glacier basins. A guide for compilation and assemblage of data for glacier mass balance measurements. Techn. Pap. in Hydrol. 5 (1970), UNESCO, Paris.
- UNESCO/IASH/WMO: Seasonal snow cover. A guide for measurement, compilation and assemblage of data. UNESCO, Techn. Pap. in Hydrol. 2 (1970).
- US Army Corps of Engineers: Snow hydrology — Summary report of the snow investigations. North Pacific Div., Portland, Oregon 1956.
- VIESSMAN Jr., W.: The synthesis of snowmelt hydrographs. Proc. Workshop/Meet. on Snow Hydrology, Ottawa 1968 (1970) S. 67—79.
- WANKIEWICZ, A.: A review of water movement in snow. Proc. Hanover Workshop on Modeling of Snow Cover Runoff Sept. 1978, US Army Cold Regions Research and Engr. Lab. (CRREL) (1979) S. 222—252.
- WMO: Intercomparison of models of snowmelt runoff. WMO-no. 646 (1987) (im Druck).
- ZINGG, Th.: Zur Methodik der Schneemessung am Eidgenössischen Institut für Schnee- und Lawinenforschung (SLF). Winterber. Eidg. Inst. f. SLF 27 (1964) S. 130—138.

Hydrometeorologie in der wasserwirtschaftlichen Rahmenplanung

1 Einführung

Der wasserwirtschaftliche Rahmenplan (§ 36 Wasserhaushaltsgesetz) umfaßt Ausführungen über den derzeitigen und zukünftigen Wasserbedarf, das Wasserdargebot sowie den Hochwasserschutz und die Reinhaltung der Gewässer. In den Bundesländern Hessen, Bayern, Rheinland-Pfalz und Nordrhein-Westfalen sind bisher insgesamt 13 wasserwirtschaftliche Rahmenpläne erstellt worden. Die Planungsräume aller Pläne decken zusammengekommen etwa 18% der Fläche der Bundesrepublik Deutschland ab. In Niedersachsen werden derzeit flächendeckend für das Land 16 wasserwirtschaftliche Rahmenpläne aufgestellt, deren Grenzen mit den Hauptwasserscheiden des Landes zusammenfallen.

2 Prognose des Beregnungswasserbedarfs

Zur Vorbereitung der Prognose des Wasserbedarfs für die landwirtschaftliche Feldberegnung ist die Beregnungsbedürftigkeit niedersächsischer Böden vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung standort- und fruchtartenspezifisch untersucht worden (RENGER, STREBEL 1981). Die Böden wurden auf der Grundlage der bodenkundlichen Standortkarte 1 : 200 000 sowie meteorologischer und gewässerkundlicher Auswertungen je nach Höhe ihrer pflanzenverfügbaren Bodenwassermenge in 6 Klassen unterschiedlicher Beregnungsbedürftigkeit von Gebieten mit weniger als 25 mm pro Jahr bis zu Gebieten mit mehr als 125 mm pro Jahr eingestuft. Von den klimatischen Größen gingen der Niederschlag und die Verdunstung (nach HAUDE) in die Untersuchung ein.

3 Wasserdargebot

3.1 Meteorologische Grundlagen im wasserwirtschaftlichen Rahmenplan

Die niedersächsischen wasserwirtschaftlichen Rahmenpläne erfüllen unter anderem die Funktion einer Datendokumentation. Über das Niederschlagsmeßnetz des Deutschen Wetterdienstes informiert eine tabellarische Zusammenstellung aller Meßstellen mit Standortangaben und Meßzeitraum.

In einer weiteren Tabelle sind die mittleren monatlichen, halbjährlichen und jährlichen Niederschlagshöhen dieser Meßstellen für die Zeitreihen 1931–60 und 1961–80 aufgeführt. Diese Zusammenstellung ermöglicht eine Übersicht über den im Mittel beobachteten Jahresgang der zeitlichen Niederschlagsverteilung an den jeweiligen Meßstellen.

Die regionale Änderung der Niederschlagsverhältnisse wird in den Rahmenplänen in einer Karte im Maßstab 1 : 200 000 verdeutlicht. Dazu wurden die mittleren jährlichen Niederschlagshöhen der Zeitreihe 1931–60 als Jahresisohyetenkarte analysiert. Zur Kennzeichnung der möglichen Abweichungen von den mittleren jährlichen Niederschlagshöhen sind dieser Isohyetenkarte zwei Abbildungen hinzugefügt, die die jährlichen Isohyeten für das Trockenjahr 1959 und das Naßjahr 1966 darstellen.

In zwei weiteren Tabellen sind die höchsten Tagesniederschläge im Sommer und Winter ab 1961 und die Anzahl der Trockentage zusammengestellt. Diese Tabellen sind Grundlage für gewässerkundliche Auswertungen zur Hochwasser- und Niedrigwasseruntersuchung. In der Tabelle „Trockentage“ wird die Häufigkeit von niederschlagslosen bzw. -armen Zeitperioden angegeben. Die jeweilige Periodenlänge ist definiert als die Anzahl der aufeinanderfolgenden Trockentage. Als Trockentage gelten Tage, in denen die Niederschläge vorgegebene Schwellenwerte nicht erreichen. Als Schwellenwerte sind 0,1 und 2,5 und 10,0 mm gewählt worden.

3.2 Wasserhaushalt und Grundwasserneubildung

Wasserhaushaltsuntersuchungen werden für Einzugsgebiete von Pegeln durchgeführt. In der Wasserhaushaltsgleichung

$$N = V + A_o + A_u + (E-Z) + (R-B)$$

werden dem jeweiligen Gebietsniederschlag N die Verdunstung V , der Oberflächenabfluß A_o , der unterirdische Abfluß A_u , die Differenz aus künstlichen Wasserentnahmen (z. B. durch Wasserwerke) E und -zuleitungen (z. B. durch Kläranlagen) Z und die Änderung der Füllung des Grundwasserspeichers (Rücklage-Aufbrauch) $R-B$ gegenübergestellt. Die Größen N , A , E , Z und $R-B$ werden über gewässerkundliche Messungen oder über Betriebsunterlagen von Anlagen der Wasserver- und -entsorgung ermittelt. Auf diese Weise kann die aktuelle Verdunstung in den Einzugsgebieten über die Wasserhaushaltsgleichung ermittelt werden.

In Abbildung 1 wird ein Beispiel für den Wasserhaushalt eines Pegelinzugsgebietes für ein mittleres Jahr (Zeitreihe 1961–80) gegeben. Es wird gezeigt, wie sich der Grundwasserspeicher im Jahresgang zunächst in den Wintermonaten auffüllt (Rücklage), im Frühjahr und Sommer entleert (Aufbrauch) und anschließend im Spätherbst wieder aufzufüllen beginnt.

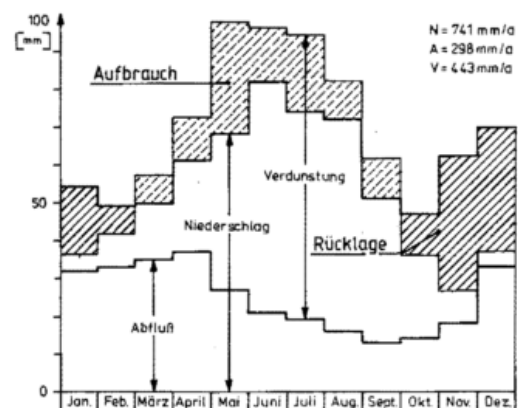


Abb. 1: Beispiel für den Wasserhaushalt eines Pegelinzugsgebietes für ein mittleres Jahr (Periode 1961–80)

Unter der Grundwasserneubildung wird die Wassermenge verstanden, die flächig aus den Niederschlägen sowie stellen- und zeitweise aus Flüssen und Seen im Boden versickert, die Grundwasseroberfläche erreicht und mit dem Grundwasserstrom als unterirdischer Abfluß A_u den Bächen und Flüssen zufließt und sie speist.

Die Grundwasserneubildung kann aus der Wasserhaushaltsgleichung berechnet werden, wenn die Gleichung nach A_u aufgelöst wird und für alle anderen Größen Werte eingesetzt werden. Die Verdunstung muß in diesem Falle mittels Lysimeter gemessen oder über Formeln berechnet werden (z. B. nach HAUDE).

3.3 Inhaltsganglinien von Grundwasserspeichern

Bei den Wasserhaushaltsuntersuchungen wird im allgemeinen von vieljährig gemittelten Monatswerten der Niederschläge, der Verdunstung und des Abflusses ausgegangen. Zur Festlegung der nutzbaren Grundwassermengen sind jedoch auch Aussagen über die Veränderungen der Grundwasserspeicher in Trockenperioden notwendig, denn ein in diesen Zeiten zu starkes Absinken der Grundwasserstände durch geplante Grundwasserentnahmen könnte schädliche Auswirkungen auf die Ökologie und auf die Wassernutzung anderer Interessenten (z. B. Landwirtschaft, Binnenfischerei) nach sich ziehen.

Auf der Grundlage der Wasserhaushaltsgleichung werden daher Inhaltsganglinien von Grundwasserspeichern berechnet, aus denen das Absinken der Speicherfüllung ersichtlich wird. In Abbildung 2 wird die Inhaltsganglinie eines durch ein Wasserwerk genutzten Grundwasserspeichers dargestellt.

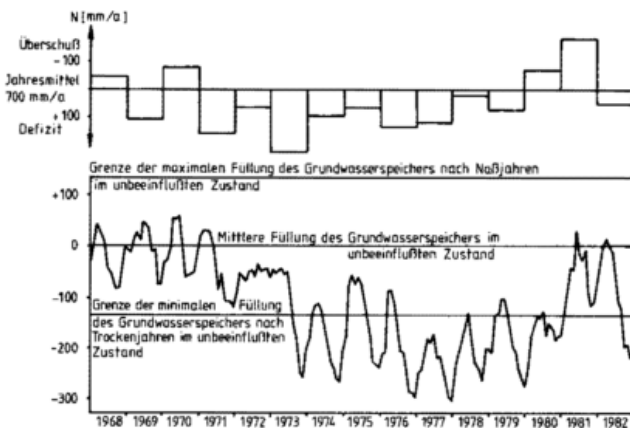


Abb. 2: Inhaltsganglinie eines durch ein Wasserwerk genutzten Grundwasserspeichers

4 Abfluß in oberirdischen Gewässern

4.1 Hochwasserabfluß

Die Bemessungsgrößen für Hochwasserschutzanlagen werden je nach der Bedeutung der zu schützenden Gebiete und Güter unter Zugrundelegung der statistischen Wiederkehr von Hochwasserereignissen festgelegt. Schutzanlagen für eine Ortschaft oder Stadt würden etwa für ein 100 bis 200 jährliches Hochwasserereignis, die lichte Weite einer Landstraßenbrücke möglicherweise nur für ein 10 bis 20 jährliches Ereignis bemessen werden.

Nur in seltenen Fällen liegen beobachtete Abflußmeßreihen bis zu 100 und mehr Jahren vor. Die Extrapolation von Spitzenabflüssen aus kürzeren Meßreihen mit Hilfe von statistischen Verteilungsfunktionen verlangt Beobachtungszeiten, die etwa halb so lang sind wie die Perioden der Extrapolationsziele, damit die Schwankungsbreiten der Berechnungsergebnisse nicht zu groß werden. Liegen nur kurze Abflußmeßreihen über wenige Jahre vor, so werden langfristige Abflußreihen über Modellverfahren simuliert. Die Abflüsse werden dabei aus den in der Regel längerfristig vorliegenden Niederschlagsmeßreihen berechnet (PLATE, SCHULTZ, SEUS, WITTENBERG 1977).

4.1.1 Abflußfülle einer Hochwasserwelle

Die Abflußfülle gibt den Inhalt einer Hochwasserwelle in mm bezogen auf das jeweilige Einzugsgebiet an. Ein anderer gebräuchlicher Begriff ist der des Abflußbeiwertes, der das Verhältnis Abflußfülle zu Niederschlagshöhe beschreibt.

Es existieren verschiedene Verfahren zur Ermittlung der Abflußfülle. Beispielhaft wird hier die koaxiale graphische Darstellung (KGD) vorgestellt, die jeweils für bestimmte Pegel aufgestellt wird. Die Benutzung der KGD ist in Abbildung 3 an Hand der eingezeichneten Linie durch die Quadranten 1 bis 4 erklärt. Die Hochwasserabflüsse werden in Abhängigkeit von der Bodenfeuchte zu Beginn des Regens (hier ersetzt durch den „Vorregenindex“), der Jahreszeit sowie der Niederschlagsdauer und -höhe ermittelt.

Im 4. Quadranten geben die eingetragenen Punkte für verschiedene Hochwasserereignisse an, wie nahe die berechneten Abflußfüllen an die tatsächlich beobachteten herankommen. Bei vollkommener Übereinstimmung müßten alle Punkte auf der 45°-Geraden liegen.

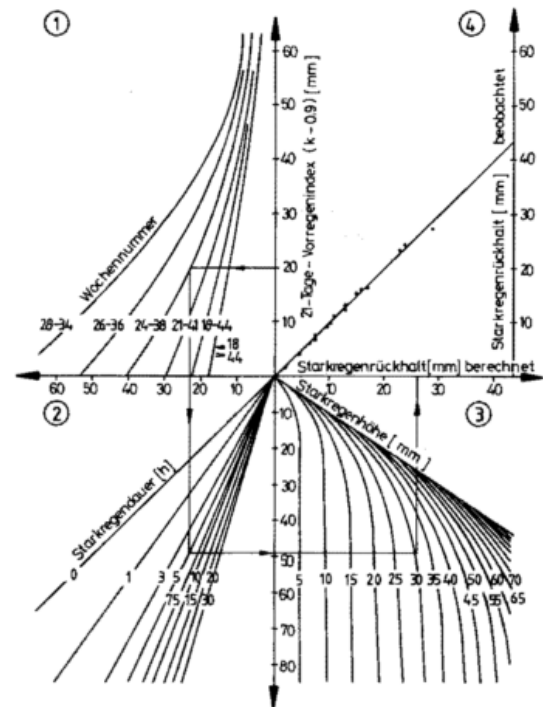


Abb. 3: Ermittlung der Abflußfülle anhand der koaxialen graphischen Darstellung (KGD)

4.1.2 Abflußform einer Hochwasserwelle

Es gibt verschiedene Modellverfahren, um die Form von Hochwasserwellen zu berechnen. Den Verfahren ist gemeinsam, daß die Niederschlagsverläufe möglichst detailliert bekannt sein müssen (Registrierungen) und daß Angaben über die Abflußfülle vorliegen. Winterhochwasser, bei denen die Schneeschmelze eine Rolle spielt, lassen sich schwieriger berechnen, weil Daten über den Abschmelzvorgang benötigt werden und oft nur unvollkommen nachvollzogen werden können. Abbildung 4 zeigt eine berechnete und gemessene Hochwasserwelle mit dem dazugehörigen Niederschlagsdiagramm.

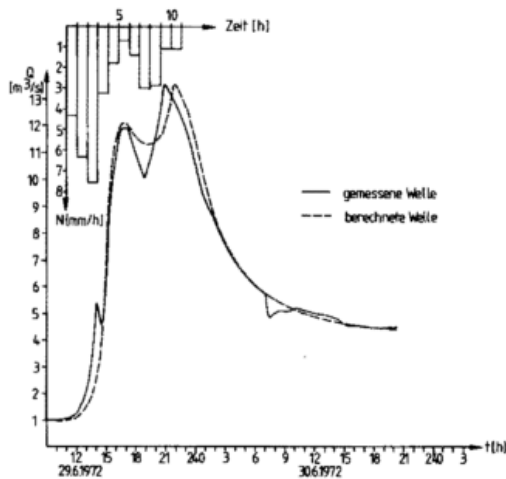


Abb. 4: Berechnete und gemessene Hochwasserwelle mit dazugehörigem Niederschlagsdiagramm

4.1.3 Niederschlagsstatistik zur Hochwasserberechnung

Einige Verfahren zur Hochwasserberechnung gehen davon aus, daß Spitzenabflüsse bestimmter statistischer Wiederkehr von Niederschlägen derselben Auftretenshäufigkeit erzeugt werden. Dabei wird vorausgesetzt, daß die anderen den Hochwasserabfluß wesentlich beeinflussenden Faktoren (Bodenfeuchte, Jahreszeit, Niederschlagsdauer und -intensitätsverlauf) in ihrer Gesamtwirkung ebenfalls in den Rahmen dieser statistischen Häufigkeit fallen.

Niederschlagsstatistiken werden von der Wasserwirtschaft flächenmäßig engmaschig benötigt, und sie müssen auf genügend kurze Zeitintervalle abgestellt sein. Für die Hochwasserberechnung im Mittelgebirge mit steilen Hochwasseranstiegen genügt im allgemeinen eine zeitliche Auflösung der Niederschlagsereignisse bis zu einer Stunde, nur bei kleinen Vorflutern benötigt man Halbstundenwerte. Im Flachland werden wegen des weniger konzentrierten Hochwasserungsverlaufs im allgemeinen längere Intervalle gewählt. Die für die Hochwasserberechnung benötigte Statistik ist eine Niederschlagshöhen- und -spendelinie in Abhängigkeit von der Niederschlagsdauer und Wiederkehrzeit, wie sie auch in den Beiträgen von DEISENHOFER und GIESECKE/MEYER beschrieben ist. Die höchsten Sicherheiten bei der Bauwerksbemessung werden gefordert, wenn Menschenleben bedroht sind. In diesen Fällen werden Bauwerke auf den höchstmöglichen Hochwasserabfluß bemessen. Für die Berechnung dieser

Spitzenabflüsse wird eine Angabe über die maximal mögliche Niederschlagshöhe (Probable Maximum Precipitation) benötigt.

4.2 Niedrigwasserabfluß

Die Bewirtschaftungsplanung oberirdischer Gewässer bezieht sich im wesentlichen auf niedrige Abflüsse, bei denen die Güterverhältnisse im allgemeinen am ungünstigsten sind. Wenn langfristige Pegelaufzeichnungen nicht vorliegen, werden Niedrigwasserganglinien simuliert. Dabei wird wie bei der Hochwasserberechnung ein Zusammenhang zwischen den in Trockenzeiten nur spärlich fallenden oder ganz ausbleibenden Niederschlägen und der Abflußreaktion hergestellt. In Abbildung 5 wird am Beispiel des Leinepegels Göttingen gezeigt, wie der Grundwasserspeicher in niederschlagslosen Zeiten langsam leerläuft.

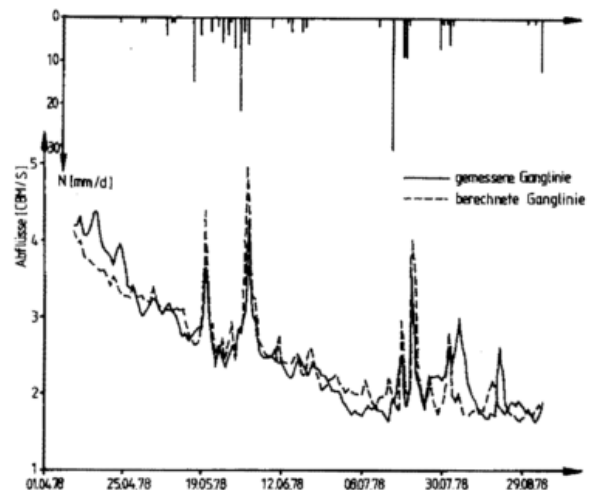


Abb. 5: Leerlaufen des Grundwasserspeichers in Trockenzeiten (Leinepegel Göttingen)

5 Wasseraufstau durch Windeinwirkung

Wenn langanhaltende kräftige Winde auf Meere oder stehende Binnengewässer (Seen, Kanäle) einwirken, staut sich das Wasser auf. In Binnenseen können Windeinwirkungen zu vorherrschenden Strömungen mit den damit verbundenen gewässerkundlichen Auswirkungen (Sedimentaufwirbelung, Ausbildung von Tiefenrinnen etc.) führen (PLATE 1975). In Schifffahrtskanälen wird die Durchfahrtschöhe unter Brücken erniedrigt. An der Nordseeküste wirkt sich der Wind besonders gravierend aus. Hier kommt es infolge der Herbst- und Winterstürme zu den gefürchteten Sturmfluten.

Bei den letzten großen Katastrophen-Sturmfluten von 1962 und 1976 stiegen die Wasserstände stellenweise bis fast 4 m über das mittlere Tidehochwasser an. Abbildung 6 zeigt die Wasserstandsganglinie am Pegel Wilhelmshaven im Februar 1962, an der zu sehen ist, daß die Wasserstände am 16.2. infolge des Nordwestwindes nach der Flut am Mittag nur unwesentlich sanken und die nächste Flut sich auf die noch hohen Wasserstände aufsetzte.

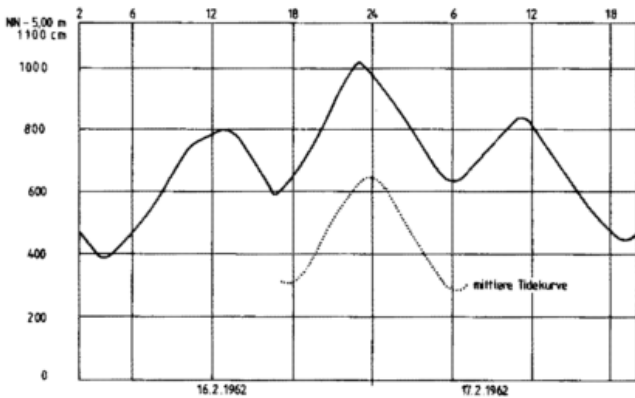


Abb. 6: Wasserstandsganglinie am Pegel Wilhelmshaven bei der Sturmflut im Februar 1962

6 Gewässergüte

6.1 Einfluß von Temperatur und Sonneneinstrahlung auf den Sauerstoffhaushalt in den Gewässern

Viele biologische Vorgänge im Gewässer hängen von meteorologischen Bedingungen ab, z. B. das Algenwachstum von der Sonneneinstrahlung oder die bakterielle Nitrifikation von der Wassertemperatur. Entsprechend der jahreszeitlichen Änderung dieser Bedingungen ist auch das Leben im Gewässer Schwankungen unterworfen.

Die Wassertemperatur beeinflusst zudem die Löslichkeit von Sauerstoff im Wasser und somit die Sättigungskonzentration. Mit steigender Temperatur nimmt die Löslichkeit ab; im warmen Wasser ist daher das Sauerstoffangebot für Organismen geringer als in kaltem.

Sauerstoff gelangt außer über die Diffusion an der Oberfläche auch als Produkt der Photosynthese von Algen und höheren Wasserpflanzen bei Sonneneinstrahlung in die Gewässer. Bei langandauernden Schönwetterperioden kann dadurch tagsüber in von Algen dicht besiedelten Gewässerabschnitten (z. B. Staubereiche) sogar eine Sauerstoffübersättigung eintreten. Hohe biogene Sauerstoffproduktion am Tage zieht jedoch eine erhebliche Sauerstoffzehrung durch die Algenatmung in den Nachtstunden nach sich.

6.2 Kühlwasserbelastung der Gewässer

Die Veränderung der Wassertemperaturen in den Flüssen infolge der Einleitung von Kühlwasser kann nach der Methode der „Simulation der Wärmeaustauschvorgänge“ in Wärmelastplänen berechnet werden (LAWA 1977). In der dabei zugrunde gelegten Wärmebilanzgleichung werden die Temperaturdifferenzen am Anfang und Ende eines jeweils betrachteten Gewässerabschnittes unter anderen in Abhängigkeit von der Wärmezufuhr aus der Strahlung, der Verdunstung und der Konvektion errechnet.

Der gesamte Wärmefluß aus der Strahlungsbilanz setzt sich zusammen aus der Globalstrahlung (direkte Sonnenstrahlung und diffuse Himmelsstrahlung) abzüglich des an der Wasseroberfläche reflektierten Anteils und aus der atmosphärischen Gegenstrahlung abzüglich der Wärmeausstrahlung des Wassers. Bei der Berechnung der Verdunstung werden der Dampfdruck und die Temperatur jeweils von Luft und Wasser sowie die Windgeschwindigkeit berücksichtigt.

Die Wärmeberechnung wird in den Wärmelastplänen für verschiedene Lastfälle im Flußlängsschnitt dargestellt und dem natürlichen Wärmezustand gegenübergestellt. Die Lastfälle können sich auf den Ist-Zustand und verschiedene Planungszustände beziehen. Abbildung 7 zeigt einen Ausschnitt aus dem Wärmelastplan Weser, in dem auch die zulässigen Grenztemperaturen dargestellt sind.

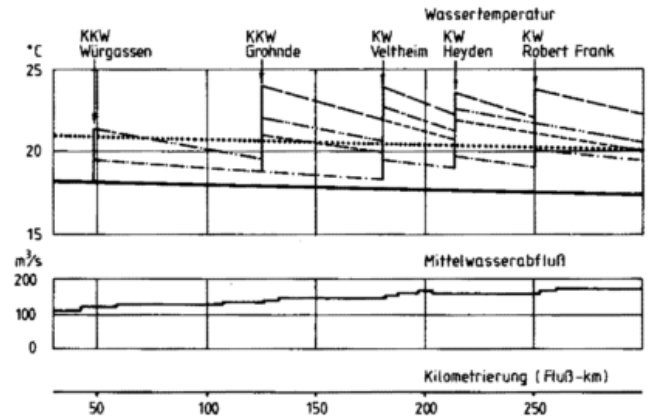


Abb. 7: Wärmelastplan Weser (Ausschnitt)

— unbeeinflusste Temperatur
 Temperaturgrenzwerte
 - - - - - verschiedene Lastfälle

6.3 Auswirkungen der Luftverunreinigung auf die Gewässer

Der angestiegene Gehalt an Schwefeldioxid und Stickoxiden in der Luft hat zur Versauerung der Niederschläge geführt. Bei ungepufferten Böden (z. B. quarzhaltiger verwitterungsresistenter Untergrund, kalkarmer verwitterter Sandboden) besteht die Gefahr, daß die sauren Niederschläge in das Grundwasser und von dort oder auch über den Oberflächenabfluß in die oberirdischen Gewässer gelangen.

In Repräsentativgebieten (z. B. mit ungepufferten Böden und Waldbestand, ohne Abwassereinleitungen) werden Untersuchungen über den Säureeintrag und den Verbleib der zugeführten Stoffe in den Gewässern in Form von Bilanzrechnungen durchgeführt. Die über die Niederschläge eingetragenen Schadstofffrachten werden mit Hilfe von Güteuntersuchungen und korrespondierenden Messungen der Niederschlagshöhe ermittelt.

7 Zusammenfassung

Meteorologische Daten sind eine der Grundlagen für die Aufstellung von Wasserbilanzen. Sie müssen bei der Prognose des Wasserbedarfs für die landwirtschaftliche Feldberegnung und als eine der wesentlichen Größen innerhalb der Wasserhaushaltsgleichung berücksichtigt werden. Im Bereich der Abflußregelung werden sie herangezogen, wenn zur Festlegung von Bemessungsgrößen für Wasserbauwerke und für wasserwirtschaftliche Planungen langfristige Pegelraten fehlen und Abflußganglinien über langfristige Niederschlagsmeßreihen simuliert werden. Auf dem Gebiet der Gewässergüte bestehen viele Beziehungen zwischen den physikalischen, chemischen sowie biologischen Vorgängen in den Gewässern und den meteorologischen Umweltbedingungen.

Literatur

Arbeitsgemeinschaft der Länder zur Reinhaltung der Weser (ARGE Weser): Wärmelastplan Weser, Senator für das Bauwesen, Bremen 1974.

Arbeitsgemeinschaft der Länder zur Reinhaltung der Weser (ARGE Weser): Weserlastplan 1982. Düsseldorf: Der Minister f. Ernährung, Landwirtschaft u. Forsten des Landes Nordrhein-Westfalen, 1982.

Bundesminister des Innern: Richtlinien für die Aufstellung von wasserwirtschaftlichen Rahmenplänen, GMBL (1984), 35. Jg. Nr. 16, S. 237.

Bundesminister des Innern: Pilotprojekt Bewirtschaftungsplan Leine — Abschlußbericht, Planungsgruppe Pilotprojekt Leine im Auftrag des Umweltbundesamtes. Hannover/Berlin 1985.

Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbauwesen (DVWK) und Abwassertechnische Vereinigung (ATV): Empfehlungen zur Niederschlagsauswertung — Starkregen in Abhängigkeit von Wiederkehrzeit und Dauer, ATV-Regelwerk Abwasser-Abfall, Arbeitsblatt A 121, Entwurf Mai 1983, Gelbdruck, unveröffentlicht.

Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen: Die Küste, Archiv für Forschung und Technik an der Nord- und Ostsee, Heide i. Holst.: Westholsteinische Verlagsanstalt Boyens u. Co. 1978.

Länderarbeitsgemeinschaft Wasser (LAWA): Grundlagen für die Beurteilung der Wärmebelastung von Gewässern. Mainz: UNI-Druckerei u. Verlag H. Schmidt 1977.

PLATE, E.; SCHULTZ, G. A.; SEUS, G. J.; WITTENBERG, H.: Ablauf von Hochwasserwellen in Gerinnen. Schriftenreihe d. KWK, H. 27 (1977).

PLATE, V.: Hydrologische Untersuchungen am Steinhuder Meer. Wasserwirtschaftsamt Hannover 1975.

RENGER, M.; STREBEL, O.: Beregnungsbedarf landwirtschaftlicher Kulturen in Niedersachsen. Mitt. Dt. Bodenkundl. Gesellschaft Nr. 32 (1981) S. 183—194.

SCHULTZ, H.-J.: Hydrologische Untersuchungen für das Niederschlagsgebiet der Rodenberger Aue. Wasserwirtschaftsamt Hannover 1974.

8

H. E. DEISENHOFER

Auswertung großer täglicher Niederschlagshöhen

1 Einführung und Problemstellung

Die Kenntnis des Klimatelements „Niederschlag“ mit seiner sehr un stetigen zeitlichen und räumlichen Verteilung liefert zahlreiche Anwendungsmöglichkeiten in Hydrologie und Wasserwirtschaft. Neben Mittelwerten, die das Niederschlags geschehen zu wenigen Kenngrößen zusammenfassen, sind vor allem die Extremwerte als Einzelereignisse und in statistischer Beschreibung von großem Interesse. In der Praxis geht es bei der Betrachtung von seltenen Niederschlagsereignissen häufig um die Einordnung der Niederschlagshöhen aktuell gemessener Stark- oder Dauerregen nach der Wiederkehrzeit. Der dafür klassische Anwendungsbereich ist der Hochwassernachrichtendienst.

Mit dem verbreiteten Einsatz von Niederschlags-Abfluß-Modellen in der wasserwirtschaftlichen Planung wird in zunehmendem Maße die Festlegung von Bemessungsniederschlägen gefordert, aus denen die Bemessungsgrößen Scheitelabfluß und maßgebende Hochwasserabflußganglinie abgeschätzt werden. Die Kenntnis des Scheitelabflusses allein ist im allgemeinen bei der Planung von Durchlässen, Brücken, Wehren und dem Ausbau von Abflußquerschnitten ausreichend. Maßgebende Hochwasserabflußganglinien sind z. B. erforderlich bei der Bemessung von Rückhaltebecken, bei Gewässer ausbaumaßnahmen und Beeinträchtigung der natürlichen Retention, bei der Abschätzung von Abflußveränderungen durch Zunahme von befestigten Flächen, Flurbereinigung usw. sowie bei der Hochwasservorhersage. Einzelheiten über die Anwendung von Niederschlags-Abfluß-Modellen enthalten die DVWK-Regeln 112 (1982) und 113 (1984).

Der in Modellrechnungen zu berücksichtigende Bemessungsniederschlag ist durch folgende fünf Größen festzulegen: Niederschlagsdauer, Niederschlagshöhe, Wiederholungszeitspanne, zeitlicher Verlauf und räumliche Verteilung des Niederschlags. Dauer und Wiederholungszeitspanne des Bemessungsregens sind durch die jeweilige wasserwirtschaftliche Problemstellung festgelegt. Die von Wiederkehrzeit und Dauer abhängige Niederschlagshöhe muß durch extremwertstatistische Auswertung von Starkregen gewonnen sein. Der zeitliche Verlauf des Niederschlags kann auf die resultierende Abflußganglinie großen Einfluß haben, so daß in den Modellen neben dem sog. „Blockregen“ mit konstanter Intensität über die ganze Niederschlagsdauer verschiedene Varianten mit dem Intensitätsmaximum am Anfang, in der Mitte und am Ende des Bemessungsniederschlags durchgerechnet werden. Eine räumliche ungleichmäßige Niederschlagsverteilung findet meist nur in sehr detaillierten Modellen oder in großen Einzugsgebieten Berücksichtigung, so daß in der Regel von gleichmäßiger Überregnung ausgegangen wird.

Bei jeder der genannten Fragestellungen muß die für das jeweilige Gebiet gültige Beziehung zwischen Niederschlagshöhe, Niederschlagsdauer und Wiederholungszeitspanne bekannt sein. Zur Feststellung solcher Beziehungen ist im Prinzip die Erfassung von extremen Niederschlagsereignissen durch Aufbereitung von Regenschreiberregistrierungen und die anschließende statistische Bearbeitung der Extremwerte notwendig. Die Durchführung solcher Untersuchungen behandelt eine DVWK-Regel (1985). Das Ergebnis solcher Starkregenauswertungen umfaßt meist Niederschlagshöhen-

angaben für Regendauern zwischen 5 Minuten und 72 Stunden sowie für Wiederholungszeitspannen von einem Jahr bis 100 Jahren. Dargestellt werden die Ergebnisse in Form von Tabellen oder graphisch als sog. Regenhöhen- oder Regenspendenlinien.

Die Verfügbarkeit von Regenhöhenlinien, die auf umfangreichen Daten beruhen, bleibt bisher auf einzelne Orte beschränkt, da zum einen nur ein Teil der vieljährig vorhandenen Registrierungen von Regenschreibern die notwendige Aufzeichnungsqualität aufweist, zum anderen der Arbeitsaufwand für die Digitalisierung und Bearbeitung der Schreibstreifen sehr hoch ist.

Die in der Praxis geforderten Niederschlagsangaben werden derzeit entweder aus den wenigen vorhandenen neueren Auswertungen des Deutschen Wetterdienstes abgeleitet oder es wird auf frühere Untersuchungen zurückgegriffen. Wenn es um die Zusammenhänge von Niederschlagsintensität und Häufigkeit von Starkregen kurzer Andauer bis 3 Stunden geht, ist vor allem das Standardwerk von REINHOLD (1940) „Regenspenden in Deutschland“ zu nennen. Der Zeitraum der Dauerstufen von 5 Minuten bis 72 Stunden wird zwar durch die als „Klimatische Verteilungskurven“ bezeichneten Gutachten des Deutschen Wetterdienstes abgedeckt, aber auch diese Unterlagen, die auf einer nur schmalen Basis von Meßwerten aufbauen, sind nur für einzelne Orte Deutschlands verfügbar. Für Aussagen über die räumliche Verteilung des statistischen Niederschlagsverhaltens sind die vorhandenen Auswertungen recht spärlich. Es liegt daher nahe, die aus dem dichten Netz der Niederschlagsmesser verfügbaren Daten zur Untersuchung von Häufigkeit und regionaler Verteilung von großen Tageswerten der Niederschlagshöhe heranzuziehen. Im folgenden wird über eine solche Untersuchung berichtet.

2 Das Beobachtungsmaterial und seine Bearbeitung

2.1 Beobachtungsunterlagen

Bereits in den Jahren 1957–1961 wurde bei der Bayerischen Landesstelle für Gewässerkunde mit Unterstützung des Deutschen Wetterdienstes eine umfangreiche Erhebung über das Auftreten großer Tageswerte des Niederschlags in Bayern durchgeführt, über die KERN (1961) ausführlich berichtete. Von allen knapp 1000 zur Verfügung stehenden Meßstellen wurden, beginnend beim Jahr 1934, sämtliche Tagessummen des Niederschlags von mindestens 25,0 mm erfaßt. Letzlich lagen für den 22jährigen Untersuchungszeitraum 1934–1957 ohne die wegen der Kriegsfolgen sehr lückenhaften Jahre 1945/46 die Beobachtungsunterlagen von etwa 550 Stationen vor.

In Fortführung dieser Erhebung wurde das gleiche Zahlenmaterial unter Mithilfe der Wetterämter München und Nürnberg bis zum Jahre 1974 aus den Originaltabellen zusammengestellt. Der in Form von Schnee gefallene Niederschlag wurde entsprechend den Angaben des Deutschen Wetterdienstes wie Niederschlagswasser behandelt. Infolge der unvermeidlichen Fluktuationen im Niederschlagsmeßnetz blieben 501 Stationen übrig, für die aus einer 39jährigen Meßperiode die Tagessummen des Niederschlags über 25 mm vollständig erfaßt waren.

Dieses Netz erscheint zunächst sehr dicht — im Mittel entfällt auf ein Quadrat von 12 km Seitenlänge eine Station — die

räumliche Verteilung der Stationen, besonders die Höhenverteilung läßt aber doch zu wünschen übrig. Das Problem der richtigen Erfassung des Niederschlags in den Höhenzonen liegt aber nicht nur darin, daß dort infolge der geringen Besiedlung nur wenige Stationen vorhanden sind, auch die vorliegenden Meßergebnisse sind mit zunehmender Meereshöhe mit immer größeren Unsicherheiten behaftet. Letzteres liegt daran, daß die Windgeschwindigkeit und ihr Einfluß auf die Meßgenauigkeit im Gebirge zunehmen. Die durch Wind am Niederschlagssammler erzeugten Turbulenzen können bei Schneeniederschlag und Windgeschwindigkeiten über 8 m/s bereits Meßfehler von über 60% bedingen (LARSON 1974). In der Regel wird also weniger Niederschlag gemessen als gefallen ist. Dieser Mangel wird im Bergland noch dadurch verschärft, daß dort infolge der örtlich und zeitlich stark wechselnden Windverhältnisse nur in Ausnahmefällen für ein größeres Gebiet repräsentative Aufstellungsorte für Niederschlagsmesser zu finden sind.

2.2 Statistische Auswertung der Daten

Da die Ermittlung der hohen Tagessummen oberhalb eines festen Schwellenwertes vorgenommen wurde, bot sich für die weitere statistische Untersuchung die Verwendung partieller Datenserien an. Der Schwellenwert wurde in der Regel so gewählt, daß pro Station die etwa 100 höchsten Niederschlagssummen in das weiter zu bearbeitende Datenkollektiv aufgenommen wurden. Bei einzelnen Stationen, die im betrachteten Zeitraum weniger als 100 Werte über 25 mm/Tag aufwiesen, war mit dem vorhandenen Material vorlieb zu nehmen. Die so gefundenen Stichproben waren auf ihre Anpassung an eine geeignete Verteilungsfunktion zu testen. Zunächst wurden die empirischen Häufigkeiten der arithmetischen und logarithmischen Werte der Stichproben von 20 Stationen mit dem Chi-Quadrat-Test auf einem Signifikanzniveau von 5% hinsichtlich ihrer Übereinstimmung mit den Dichtefunktionen der Normal- und Gammaverteilung, den Extremverteilungen von GUMBEL (Typ I) und PEARSON (Typ III) geprüft. Dabei kamen Rechenprogramme zur Anwendung, die in der Dokumentation EDV der Bayerischen Staatsbauverwaltung im Heft „Anwendung mathematisch-statistischer Verfahren“ (1975) beschrieben sind.

Das Ergebnis dieses Eignungstestes zeigte, daß mit logarithmischen Werten der Stichproben eine gute Übereinstimmung mit den theoretischen Verteilungsfunktionen nach PEARSON und GUMBEL erzielt wurde. Für die Häufigkeitsdarstellung der hohen Tagessummen aller 501 Stationen kamen somit die Log-Pearson-Typ III-Verteilung und die Log-Gumbel-Verteilung in Frage. Da die Annahmehäufigkeit des Chi-Quadrat-Testes regionale Unterschiede zwischen den beiden Verteilungsfunktionen aufwies, wurden die Niederschlagswahrscheinlichkeiten aus beiden Verteilungsfunktionen berechnet. Im Laufe der Auswertung aller Stationen zeigte sich letztlich, daß die der Log-Pearson-Verteilung insgesamt gesehen, die beste Übereinstimmung mit den Meßwerten aufwies.

Aus den statistischen Parametern der angepaßten Verteilungsfunktionen ergaben sich für jede Station die Niederschlagswahrscheinlichkeiten bzw. die Niederschlagshöhen verschiedener Wiederkehrzeit. Für jede Station wurde die im Durchschnitt jährlich 1mal, jedes 2., 5., 10., 20., 50., 100. Jahr erreichte oder überschrittene tägliche Niederschlags-

höhe errechnet. Diese Werte werden nachfolgend mit N_1^{Tag} , N_2^{Tag} , . . . , N_{100}^{Tag} bezeichnet. Beispielhaft sind in Abbildung 1 die nach der Log-Pearson-Typ III- und der Log-Gumbel-Verteilung ermittelten Ergebnisse der Stationen Schleching, Lohberg, Gößweinstein und Wertingen dargestellt.

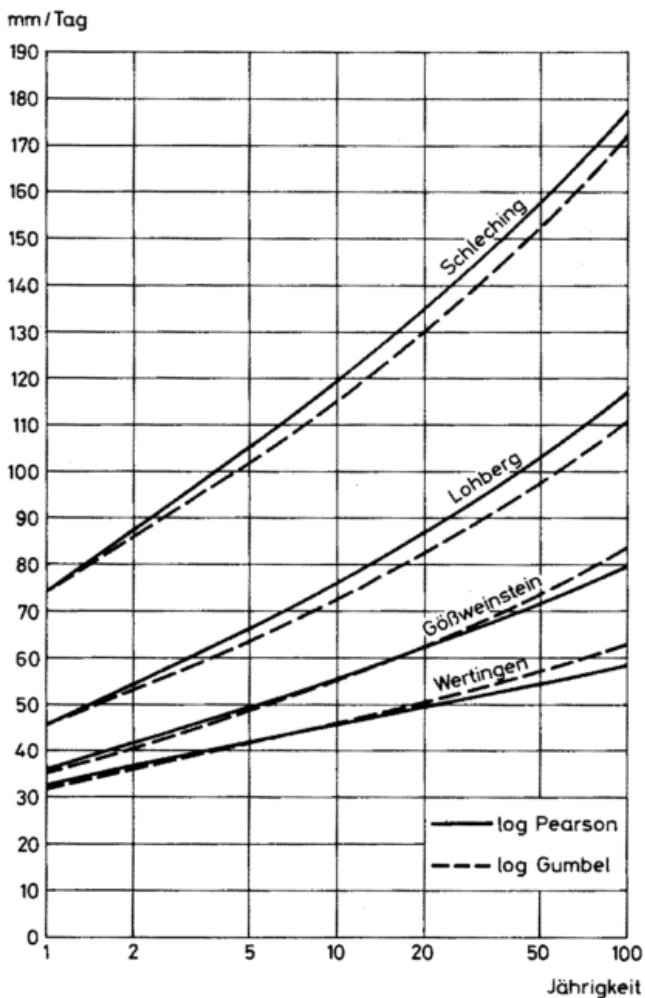


Abb. 1: Wiederkehrzeit großer täglicher Niederschlagshöhen nach Log-Pearson-Typ III und Log-Gumbel-Verteilung

Abbildung 1 läßt erkennen, daß für die Niederschlagsereignisse mit einer Wiederkehrzeit bis zu etwa zehn Jahren die mit den beiden Extremwertverteilungen ermittelten Niederschlagshöhen meist nur geringe Unterschiede aufweisen. Für tägliche Niederschlagshöhen mit einer großen Wiederkehrzeit von über zehn Jahren, besonders im Extrapolationsbereich der 100jährigen Ereignisse, errechnen sich mit Hilfe der beiden Verteilungsfunktionen für Einzelstationen bereits Niederschlagshöhenwerte, die untereinander bis zu etwa 10% voneinander abweichen. Bei vielen der untersuchten Niederschlagsstationen liefert die Log-Pearson-Typ III-Verteilung im Extrapolationsbereich größere Niederschlagshöhenwerte, so daß die Station Lohberg der Abbildung 1 ein für weite Gebiete Bayerns typisches Verhalten zeigt.

2.3 Niederschlags-Häufigkeits-Karten

Für die im Durchschnitt jährlich einmal, jedes 10. Jahr und jedes 100. Jahr zu erwartenden täglichen Niederschlagshöhen

wurde jeweils eine Karte entworfen. Diese Karten mit einem Maßstab von 1 : 500 000 sind in Heft 3/84 der Informationsberichte des Bayer. Landesamtes für Wasserwirtschaft veröffentlicht (DEISENHOFER 1984).

Beim Entwurf der Linien gleicher Niederschlagshöhe und vorgegebener Wiederkehrzeit konnten in orographisch wenig stark gegliederten Gebieten mit nur geringfügigen Änderungen der Steigung, der Meereshöhe und der Orientierung zu den niederschlagbringenden Winden die Meßwerte im allgemeinen für eine weite Umgebung als repräsentativ angesehen werden. Die nur geringen Gradienten der Niederschlagshöhe zwischen den einzelnen Meßpunkten zeigten, daß bei der vorliegenden Stationsdichte in flachen Gebieten eine recht sichere Linienführung durch Interpolation zwischen den Einzelwerten möglich war. Besonders große oder kleine Punktwerte sind im Flachland offensichtlich als mehr zufällig verteilt anzusehen.

In den Mittelgebirgen und im bayerischen Alpenraum hat es sich bewährt, zunächst die Höhenabhängigkeit der Niederschläge zu untersuchen und dann die Linienführung dem Verlauf der Höhenschichtlinien anzupassen, soweit die Punktwerte nicht anderes vorschreiben. Hier war zudem zu berücksichtigen, daß im stark gegliederten Gelände die Repräsentanz einer Meßstelle für die weitere Umgebung infolge der durch Luv- oder Leelage räumlich unterschiedlichen Überregnung stark eingeschränkt sein kann.

Abbildung 2 zeigt am Beispiel des nördlichen Spessart den Zusammenhang von N_{10}^{Tag} mit der mittleren jährlichen Niederschlagshöhe einerseits und mit der Stationshöhe andererseits. Während ein Einfluß der Höhenlage auf die N_{10}^{Tag} -Werte nur generell, nicht aber in jedem Einzelfall deutlich erkennbar wird, findet sich zwischen mittlerer jährlicher Niederschlagshöhe und extremen Tagesniederschlagshöhen eine optisch sehr enge Beziehung, die durch eine Gerade ausgeglichen werden kann.

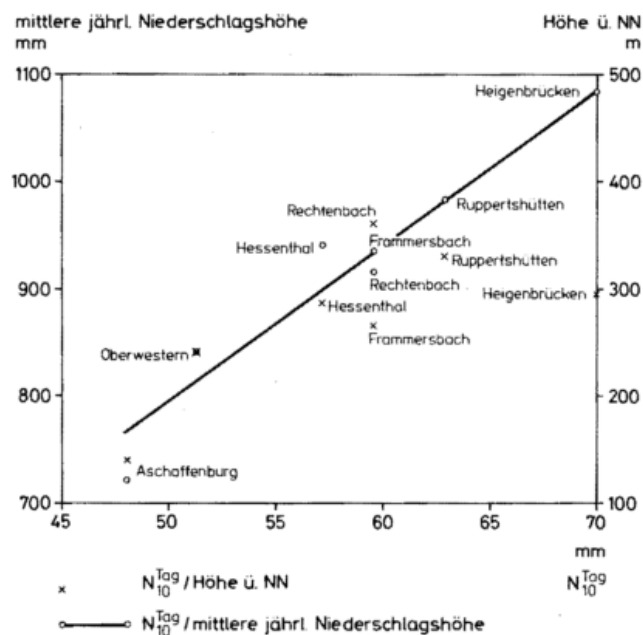


Abb. 2: Zusammenhang von N_{10}^{Tag} mit der mittleren jährlichen Niederschlagshöhe bzw. mit der Höhenlage

Diese Tatsache wird durchaus verständlich, wenn man sich vor Augen hält, daß durch die mittlere jährliche Niederschlagshöhe mehr noch als durch die Meereshöhe der Station das klimatische Niederschlagsverhalten eines Gebietes charakterisiert ist. Repräsentiert doch die mittlere jährliche Niederschlagshöhe neben den Eigenheiten des Meßortes die für das Niederschlagsverhalten eines Landschaftsraumes bedeutsamen meteorologischen Gegebenheiten der Exposition und der Orientierung zu den regenbringenden Winden.

In allen orographisch stark gegliederten Gebieten Bayerns wurde daher neben der Höhenabhängigkeit großer täglicher Niederschlagshöhen jeweils noch ihre Beziehung zum mittleren jährlichen Niederschlag hergestellt. Letztlich standen somit zwei Hilfskarten, nämlich Höhenschichtenkarte und Karte der mittleren jährlichen Niederschlagshöhen für den Entwurf der Isolinien der großen täglichen Niederschlagshöhen zur Verfügung.

Die Niederschlags-Häufigkeits-Karten für N_1^{Tag} , N_{10}^{Tag} und N_{100}^{Tag} zeigen in der räumlichen Verteilung großer täglicher Niederschlagshöhen und somit auch im Verlauf der Linien gleicher Niederschlagshöhen große Ähnlichkeit. Für Ereignisse mit großer Wiederholungszeitspanne treten allerdings die Gegensätze zwischen trockenen und stark überregneten Gebieten immer stärker zu Tage. Einzelheiten zum Karteninhalt können den Karten selbst sowie der o. g. Publikation entnommen werden.

3 Anwendungsbeispiele

3.1 Beurteilung großer Tageswerte des Niederschlags im Hochwassernachrichtendienst

Beim Anlaufen eines überregionalen Hochwassers besteht regelmäßig die Schwierigkeit, möglichst frühzeitig örtliche Schwerpunkte sowie das Ausmaß exzessiver Abflüsse zu erkennen. Während die Überwachung der Wasserstände in den Oberläufen der Flüsse relativ sichere Hinweise auf das Ausmaß eines Hochwassers liefert, können durch die Beobachtung und Beurteilung des Niederschlagsgeschehens frühzeitig Entwicklungen und Schwerpunkte einer Hochwasserlage abgesehen werden.

In Bayern werden daher die für den Hochwassernachrichtendienst verantwortlichen Stellen, die Wasserwirtschaftsämter und das Bayer. Landesamt für Wasserwirtschaft, bei Hochwasserregen im sog. „Wasserwirtschaftlichen Meldedienst“ mit aktuellen Niederschlagsangaben versorgt: Nach festgelegtem Plan senden ausgewählte Stationen des Deutschen Wetterdienstes bei Erreichen oder Überschreiten vorgegebener Schwellenwerte der Niederschlagshöhe an die zuständigen Stellen Wettertelegramme.

Weitere Angaben über aktuelle Niederschlagshöhen kommen der Wasserwirtschaftsverwaltung von den hauptamtlichen Beobachtungsstationen des Deutschen Wetterdienstes und aus dem Netz fernübertragender Niederschlagsmeßstellen zu. In aller Regel handelt es sich bei den Niederschlagsangaben um Tageswerte.

Eine quantifizierende Betrachtung und Wertung solcher Angaben extremer Niederschlagshöhen ist selbst für erfahrene Hydrologen häufig schwierig, da Vergleichsmöglichkeiten fehlen. Der Kartensatz der großen täglichen Niederschlagshöhen in Bayern mit ein-, zehn- und hundertjähriger Wieder-

kehrzeit kann dem Praktiker die Einordnung vorliegender hoher Tageswerte des Niederschlags hinsichtlich ihrer Jährlichkeit erleichtern.

Beispielhaft sei dies am Hochwasserregen vom 17. Juni 1979 in Südbayern gezeigt: In Abbildung 3, einer Kartenskizze von Südbayern, sind die am Morgen des 18. Juni 1979 gemeldeten Niederschlagshöhen eingetragen. Der Vergleich dieser Meßwerte mit den aus der Extremwertstatistik vorliegenden Angaben läßt erkennen, daß die relativ größten Niederschlagshöhen mit etwas mehr als 10jähriger Wiederkehrzeit im Vor-alpenraum zwischen Lech und der Linie Salzach — Inn gemessen wurden. Demgegenüber haben die Niederschlagshöhen im bayerischen Alpenraum sowie in den Einzugsgebieten von Iller, Lech und Regen durchschnittlich nur eine Wiederholungszeitspanne von etwas mehr als einem Jahr.

Die Hochwasserschwerpunkte lagen im Juni 1979 dann auch an Isar und Inn, so wie es die Niederschlagshöhen vermuten lassen.

3.2 Mittlere Wiederkehr großer täglicher Niederschlagshöhen als Teil einer allgemeinen Starkregenstatistik

Nach Untersuchungen des US-Wetterdienstes (US NWS, 1972) liefern die aus dem relativ dichten Netz der Niederschlagsmesser gewonnenen Verteilungskarten von hohen Tageswerten des Niederschlags die besten Hinweise auf die klimatische Vergleichbarkeit von Gebieten und somit auf die Regionalisierung von klimatischen Verteilungskurven. So erzielte auch GROBE (1974) im Emscher- und Lippegebiet bei Korrelationsberechnungen von Starkniederschlägen der Zeitstufen 0,5 h, 1 h, 3 h, 6 h und 12 h mit den Größtwerten aus 24 h durchwegs Korrelationskoeffizienten von $r \geq 0,8$, in den meisten Fällen sogar $r \geq 0,9$, wobei sich ein besonders enger Zusammenhang der Dauerstufen größer 3 h ergab.

Auch aus neueren Auswertungen des Deutschen Wetterdienstes läßt sich für einzelne Klimabezirke eine große Ähnlichkeit zwischen dem statistischen Starkniederschlag für einen Tag und dem für kürzere und längere Regendauern ableiten.

Im Beispiel der Abbildung 4, in dem die Niederschlagshöhe für verschiedene Regendauern in Prozent des 24-Stundenwertes für die Orte Oberstdorf und Isny dargestellt ist, findet sich im Bereich der Regendauern 6 bis 24 Stunden ein sehr ähnliches Verhalten. Diese Tatsache ist durchaus verständlich, da die Niederschlagshöchstwerte für Dauerstufen über sechs Stunden fast ausschließlich von Aufgleitregen, also physikalisch ähnlichen Vorgängen verursacht sind, während Starkregen kürzerer Dauer zumindest teilweise aus konvektiven Niederschlagszellen in Form von Schauern und Gewitterregen fallen (BELL 1969).

Die statistische Bearbeitung großer Niederschlagstageswerte bietet daher für viele praktische Fragestellungen die Grundlage für die Abschätzung von extremen Regenhöhen der Dauerstufen von etwa 5—72 Stunden.

Dabei ist allerdings zu beachten, daß die zwischen den festen Meßterminen um 07.30 Uhr gefallene Niederschlagshöhe häufig geringer ist als der höchste 24-Stundenwert des „zugehörigen Niederschlagsereignisses“. In vielen Fällen wird das 24-Stundenintervall mit der höchsten Niederschlagsintensität durch einen Meßtermin in zwei Bereiche geteilt, so daß sich



Abb. 3: Beurteilung der am 18.06.1979, 07.30 Uhr gemessenen Niederschlagshöhen für den Hochwassernachrichtendienst

die maximal mit Niederschlag belastete 24-Stundenzeitspanne auf zwei Tagesmessungen verteilt.

Nach theoretischen Überlegungen von WEISS (1964) müssen die aus der Auswertung von täglichen Niederschlagshöhen gewonnenen Ergebnisse mit dem Faktor 1,14 multipliziert werden, um 24stündige Niederschlagshöhen der entsprechenden Wiederholungszeitspanne zu erhalten. Bei praktischen Vergleichen von Tages- und 24-Stundenwerten des Niederschlags haben sich Umrechnungsfaktoren zwischen 1,11 (Flood Studies Report 1975) und 1,08 GROBE (1974) ergeben.

4 Zusammenfassung und Ausblick

Für rd. 500 in Bayern liegende Niederschlagsmeßstellen des Deutschen Wetterdienstes wurden für einen 39jährigen Zeitraum die großen Tagesniederschlagshöhen extremwertstatistisch untersucht. Das in Niederschlags-Häufigkeitskarten mit den Wiederkehrzeiten 1 Jahr, 10 Jahre und 100 Jahre dargestellte räumliche Verteilungsbild der großen Punktniederschläge zeigt starke Ähnlichkeit mit dem Bild der mittleren jährlichen Niederschlagshöhen.

Für die wasserwirtschaftliche Praxis bieten die Auswertungen Anwendungsmöglichkeiten im Hochwassernachrichtendienst zur Beurteilung großräumiger Hochwasserereignisse. Zudem

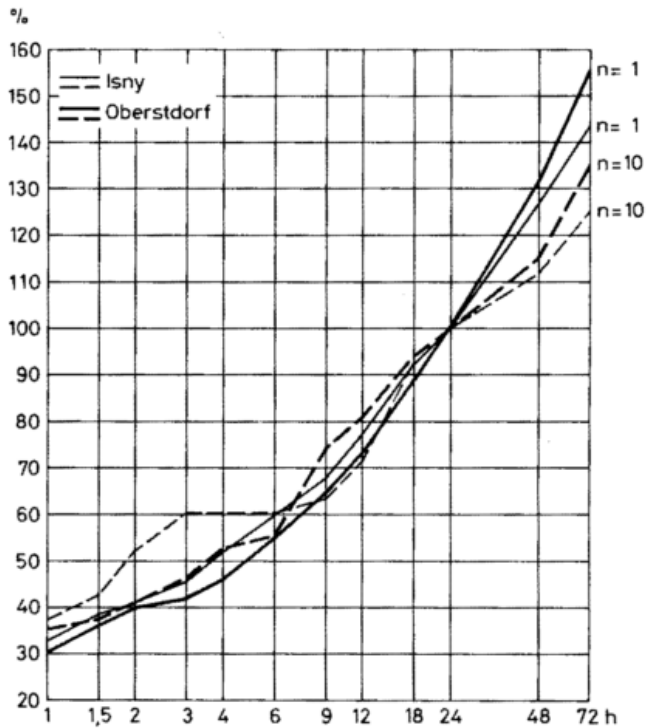


Abb. 4: Niederschlagshöhe der mittleren Wiederkehrzeit 1 und 10 Jahre für verschiedene Regendauern in Prozent des 24-Stundenwertes

können die Ergebnisse als Teil einer allgemeinen Starkregenstatistik angesehen werden. In diesem Zusammenhang liefern die vorgestellten Auswertungen zusammen mit den zunehmenden verfügbaren Regenhöhenlinien einen Beitrag zur Lösung zahlreicher wasserwirtschaftlicher Fragestellungen.

Die gewonnenen Unterlagen reichen allerdings keineswegs aus, um die zahlreichen, im Zusammenhang mit großen Dauerniederschlägen auftauchenden klimatologischen und wasserwirtschaftlichen Fragen erschöpfend zu beantworten.

Die Aufschlüsselung nach dem Auftreten von ergiebigem Dauerregen in den einzelnen Jahreszeiten und nach Wetterlagen könnten bedeutungsvolle landschaftliche Differenzierungen innerhalb Bayerns ergeben. Für die wasserwirtschaftliche Praxis sind Untersuchungen über die räumliche Ausdehnung von Dauerregen, sog. „Höhe-Dauer-Fläche“-Beziehungen oder Angaben über die Abminderung statistisch untersuchter

Punktniederschlagshöhen von großem Interesse, wenn Gebietsniederschläge vorzugeben sind. Auch Untersuchungen über das Zusammentreffen von Schneeschmelze und Regenereignissen, über die bei Regenwetter auftretenden Schneeschmelzraten und die Gesamtmenge des bei solchen Ereignissen abflußverfügbaren Wassers wären von großer wasserwirtschaftlicher Bedeutung.

Literatur

- BELL, F. C.: Generalized rainfall-duration-frequency relationship. J. of the Hydraul. Div., Jan. 1969, S. 311—327.
- DEISENHOFER, H.-E.: Große tägliche Niederschlagshöhen in Bayern. Informationsberichte d. Bayer. Landesamtes f. Wasserwirtschaft H. 3 (1984).
- DVWK: Regeln zur Wasserwirtschaft: Arbeitsanleitung zur Anwendung von Niederschlags-Abfluß-Modellen in kleinen Einzugsgebieten. H. 112 (1982) u. 113 (1984).
- DVWK: Regeln zur Wasserwirtschaft: Starkregenauswertung nach Wiederkehrzeit und Dauer. im Druck.
- GROBE, B.: Niederschlagsgebiete in Abhängigkeit von Niederschlagshöhe und Eintrittswahrscheinlichkeit Wasserhaushalt und Bodennutzung. Schriftenreihe d. SF 150 d. TU Braunschweig, H. 3 (1974).
- KERN, H.: Große Tagessummen des Niederschlags in Bayern. Münchner Geogr. H. H. 21 (1961).
- LARSON, L. W.: Accuracy of precipitation measurements for hydrologic modeling. Wat. Res. Res. 10 (1974) No 4, S. 857—863.
- Natural Environment Research Council: Flood Studies Report. Vol. II. Meteorol. Studies, London 1975.
- Oberste Baubehörde im Bayer. Staatsministerium des Innern: Dokumentation EDV der Bayer. Staatsbauverwaltung, Statistik, 1975.
- REINHOLD, F.: Regenspenden in Deutschland. Arch. f. Wasserwirtschaft Nr. 56 (1940).
- U.S. Department of Commerce — National Weather Service: Precipitation frequency maps for California. Silver Spring Md. 1972.
- WEISS, L. L.: Ratio of true to fixed-interval maximum rainfall. J. of the Hydraul. Div. Jan. 1964.

9

H. R. VERWORN und W. FLENDER

Niederschlagshöhen-Dauer-Flächenbeziehungen

1 Einleitung

Eine der wichtigsten Aufgaben der Hydrologie ist die Berechnung, Vorhersage und häufigkeitstheoretische Einordnung von Hochwasserwerten. Soweit wie möglich stützt man sich hierbei auf gemessene Werte von Wasserstand und Abfluß, in der Mehrheit der Fälle stehen diese Daten jedoch nicht oder nicht in ausreichendem Maße zur Verfügung. Die erforderlichen Aussagen lassen sich dann nur mit Hilfe von mathemati-

schen Modellen zur Niederschlag-Abfluß-Simulation gewinnen. Besondere Bedeutung hat hierbei die Belastung für ein bestimmtes Einzugsgebiet, nämlich die Niederschläge, die auf dieses Gebiet fallen, und ihre Wiederkehr, die oft näherungsweise auch als die Wiederkehr der resultierenden Abflüsse angenommen wird. Statistische Verfahren und Aussagen über Punkt- und Gebietsniederschläge und ihre Beziehungen zueinander sind hierfür unerlässlich.

2 Ermittlung von Gebietsniederschlägen

2.1 Definition und Verfahren

Der Gebietsniederschlag wird in DIN 4049, Teil 1 eindeutig als „Niederschlagshöhe, gemittelt über einem bestimmten Gebiet“ definiert. Die Mittelung bezieht sich hierbei stets auf gleiche Zeitabschnitte. Die Standardausgangsdaten für die Gebietsniederschlagsberechnung werden in konventionellen Meßnetzen von den Niederschlagsmessern und Niederschlagsschreibern geliefert, die den Niederschlag jeweils nur an einem Punkt messen.

Zur Ermittlung des Gebietsniederschlags existieren verschiedene Verfahren, die letztendlich alle auf eine gewichtete Berücksichtigung der Punktwerte hinauslaufen. Die Bestimmung der einzubeziehenden Stationen und ihrer Wichtungsfaktoren ist bei den einzelnen Verfahren jedoch sehr unterschiedlich.

Allgemein lassen sich die Verfahren zur Bestimmung des Gebietsniederschlags in subjektive und objektive Verfahren unterteilen (TREIBER 1983).

Bei den subjektiven Methoden lassen sich zusätzliche Informationen, wie z. B. Höhenlage der Stationen und Geländeformen, bei der Nachbildung der Niederschlagsverteilung berücksichtigen. Die Qualität der Ergebnisse hängt allerdings in großem Maße von der Erfahrung und dem Können des Bearbeiters ab, so daß durch verschiedene Bearbeiter auch sehr unterschiedliche Ergebnisse zustande kommen können. Zu den subjektiven Methoden sind das Isohyetenverfahren und das Rasterpunktverfahren zu zählen.

Demgegenüber gehen die objektiven Verfahren von rein formalen Berechnungsgrundsätzen aus, nach denen die Wichtungsfaktoren für die einzelnen Stationen ermittelt werden. Hierzu gehören u. a. die arithmetische Mittelung, die Thiessen-Methode, die Dreieck-Methode und die Zwei-Achsen-Methode (GIESECKE et al. 1983; MENDEL 1977; MENDEL 1979; TREIBER 1983).

2.2 Flächenbezug von Gebietsniederschlägen

Die ermittelten Gebietsniederschläge gelten jeweils nur für die zugrunde gelegte Fläche. Diese Fläche kann entweder auf das Zentrum des jeweiligen Ereignisses bezogen sein oder auf ein Gebiet mit festen Grenzen am Boden, z. B. das Einzugsgebiet eines Flusses. In beiden Fällen ist für den jeweils ermittelten Gebietsniederschlag auch die zugrunde gelegte Dauer anzugeben bzw. der Zeitabschnitt, auf den sich die Aussagen beziehen.

2.3.1 Ereigniszentrierte Gebietsniederschläge

Ist die Fläche jeweils auf das Zentrum des Ereignisses bezogen, so werden für das gesamte Ereignis und für jede ausgewählte Dauerstufe die Isohyeten ermittelt und daraus der Niederschlag in Abhängigkeit von der Fläche ermittelt. In Abbildung 1 sei R_i die Station mit dem höchsten Niederschlag von 56 mm. Aus den an den umliegenden Stationen gemessenen Niederschlägen mögen sich die dargestellten Isohyeten ergeben. Planimetriert man nun die Fläche innerhalb einer Isohyetenlinie, so wird für die ermittelte Fläche eine bestimmte Niederschlagshöhe erreicht oder überschritten. Trägt man diese Werte auf, so erhält man die in Abbildung 1 darge-

stellte Kurve. Diese Ermittlung von Ereignis-Zentrum-bezogenen Gebietsniederschlägen kann nun auch für bestimmte Dauerstufen, z. B. 1 h, durchgeführt werden. Es wird zuerst die Station gesucht, die die maximale Niederschlagshöhe innerhalb einer Stunde aufweist. Von dieser ausgehend werden dann wieder die Isohyeten und die zugehörigen Flächen ermittelt. Die zentrale Bezugsstation wird bei dieser Vorgehensweise nicht nur von Ereignis zu Ereignis eine andere sein, sondern kann auch schon bei der Betrachtung verschiedener Dauerstufen unterschiedlich sein, da die größte Niederschlagshöhe innerhalb von 15 min oder 1 h ja nicht dort auftreten muß, wo die größte Gesamtniederschlagshöhe gemessen wird.

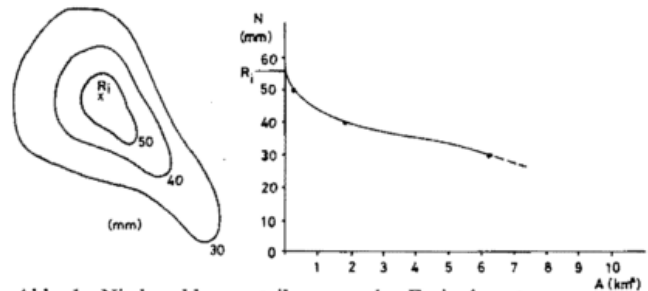


Abb. 1: Niederschlagsverteilung um das Ereigniszentrum

2.3.2 Bodenflächenbezogene Gebietsniederschläge

Sind die Gebietsniederschläge auf ein definiertes Gebiet am Boden bezogen, so ist der Niederschlag zu ermitteln, der innerhalb einer bestimmten Zeit auf dieses Gebiet gefallen ist. Die Meßwerte aller für dieses Gebiet maßgebenden Stationen werden nach einer der in (GIESECKE et al. 1983; MENDEL 1979) angegebenen Methode gewichtet und daraus der mittlere Gebietsniederschlag berechnet. Über örtliche und zeitliche Verteilung dieses Gebietsniederschlags sind keine Angaben vorhanden.

Bei der Verwendung dieser Gebietsniederschlagswerte für hydrologische Berechnungen, z. B. bei Niederschlag-Abfluß-Modellen, ist deshalb zu prüfen, ob durch den Ansatz mittlerer Werte für das gesamte Gebiet nicht unzulässige Verfälschungen auftreten können.

Die folgenden Ausführungen über die statistische Analyse von Gebietsniederschlägen und die flächenabhängigen Abminderungsfaktoren gehen von Gebietsniederschlägen aus, die für ein definiertes Gebiet am Boden berechnet werden und nicht ereignisabhängig bestimmt wurden.

3 Statistische Analyse von Gebietsniederschlägen

Für die statistische Auswertung von Niederschlagsaufzeichnungen wurde im Jahre 1984 eine gemeinsame Regel der Abwassertechnischen Vereinigung (ATV) und des Deutschen Verbandes für Wasserwirtschaft und Kulturbau (DVWK) verabschiedet. Diese Regel „Niederschlag — Starkregen in Abhängigkeit von Wiederkehr und Dauer“ (DVWK 1985) soll das Vorgehen bei der statistischen Analyse vereinheitlichen und damit Ergebnisse vergleichbar machen. Die Auswertung erfolgt in zwei Schritten. Zuerst werden für jährliche und partielle Serien bestimmter Dauerstufen jeweils die Verteilungsfunktionen als $h_N = f(T_N)$ berechnet. Anschließend erfolgt

der Ausgleich der statistischen Parameter jeder Dauerstufe über die Dauer D , so daß dann Beziehungen der Form $h_N = f(T_N, D)$ vorliegen.

Diese für die Analyse von Punktniederschlägen entwickelte Regel kann auch für die Analyse von Gebietsniederschlägen verwendet werden. Anstatt einer Meßreihe von Punktwerten muß dann die berechnete Zeitreihe von Gebietsniederschlägen zugrunde gelegt werden. Das bedeutet, daß die Zeitreihen des Niederschlags der einzelnen Stationen in kleinen Zeitintervallen mit der zugehörigen tatsächlichen Uhrzeit vorliegen müssen. Das gewählte Verfahren zur Gebietsniederschlagsberechnung muß dann für jedes dieser Zeitintervalle (z. B. 5 min) angewandt werden. Für ein Zeitintervall der Zeitreihe der Gebietsniederschläge gehen also nur die Punktniederschläge des gleichen Zeitintervalls — versehen mit ihren Wichtungsfaktoren — ein. Die statistische Auswertung liefert — wie bei der Punktregenstatistik — Aussagen darüber, wie häufig Niederschlagshöhen bestimmter Dauer auftreten. Diese Angaben beziehen sich auf ein Gebiet und stellen den mittleren Niederschlag über dem gesamten Gebiet innerhalb dieser Dauer dar.

Betrachtet man ereigniszentrierte Werte, so kann bei einer statistischen Auswertung genau der gleiche Weg beschritten werden. Die Aussagen beziehen sich dann jedoch nicht mehr auf Gebiete am Boden, sondern auf Flächen, die auf das Regenmaximum bezogen sind. Dies bedeutet, daß ein Gebietsniederschlag bestimmter Höhe und Dauer *irgendwo* in der betrachteten Region mit einer gewissen Wiederkehrzeit auftritt. Die zugrunde liegenden ereignisbezogenen Daten können an ganz verschiedenen Ortspunkten in der Region gemessen worden sein. Die Wiederkehrzeit eines Gebietsniederschlags gleicher Höhe und Dauer für ein bestimmtes Gebiet gleicher Fläche wird also entsprechend größer sein, da aus der Voraussetzung „irgendwo“ nun die Randbedingung „an einem bestimmten Ort“ wird. Für diese Fragestellung ist es völlig gleichgültig, wo sich das Zentrum eines Ereignisses befindet. Ereignisbezogene statistische Werte können also keine Aussagen über die Wiederkehrzeit von Gebietsniederschlägen für bestimmte Gebiete am Boden liefern.

Die statistischen Parameter des Niederschlags gelten dann für ein Gebiet statt für einen Punkt. Wiederholt man nun die Berechnung und statistische Auswertung des Gebietsniederschlags für verschieden große Gebiete, so lassen sich die statistischen Parameter und die Ergebnisse miteinander vergleichen und in Beziehung setzen, da sie alle unter gleichen Voraussetzungen ermittelt wurden. Für die Ermittlung von Beziehungen zwischen Punkt- und Gebietswerten reicht es jedoch nicht aus, beliebige Gebietsniederschläge zu vergleichen, sondern es ist ein systematisches Vorgehen erforderlich, das gewährleistet, daß nicht örtliche oder zeitliche Besonderheiten die Ergebnisse verfälschen. Zu den Dimensionen Niederschlagshöhe und -dauer kommt dann als dritte die Flächengröße hinzu. Die Bezeichnung „H-D-F-Statistik“ ist nicht ganz zutreffend, da keine dreidimensionale Statistik, d. h. die gleichzeitige Analyse von Höhe, Dauer und Fläche betrieben wird. Dies ist — noch weniger als bei der Analyse allein nach Höhe und Dauer — nicht möglich, da durch die Betrachtung lediglich der Extremwerte die Stichproben einen so geringen Umfang haben, daß keine plausiblen Aussagen abzuleiten sind. Die Berücksichtigung der Fläche bei Aus-

sagen über Niederschlagshöhen bestimmter Dauer und Wiederkehrzeit ist aber für die praktische Hydrologie von derart großer Bedeutung, daß auch hier die schrittweise Analyse angewandt wurde. Ausgehend von den statistischen Parametern der Höhen-Dauer-Beziehungen für Punktniederschläge wird versucht, für die Abminderung dieser Werte mit zunehmender Fläche auch überregional gültige Zusammenhänge zu ermitteln (ABRAHAM et al. 1976; BELL 1976; DRASCHOFF 1975; NIEMCZYNOWICZ 1982).

4 Die flächenabhängige Abminderung der Niederschlagskennwerte

Betrachtet man die extremen Ereignisse, so nimmt die mittlere Intensität mit zunehmender Ausdehnung ab. Extreme Ereignisse seien hier im Sinne der Statistik definiert als solche, die entweder die Jahreshöchstwerte darstellen (jährliche Serie) oder aber über einem Schwellenwert liegen, der so gewählt wird, daß insgesamt etwa Anzahl der Jahre der Meßreihe mal drei Werte darüber liegen (partielle Serie). Streng genommen kann hier nicht von Ereignissen gesprochen werden, da die Stichprobenwerte jeweils Niederschlagshöhen innerhalb einer bestimmten Dauer darstellen, also nur Regenabschnitte innerhalb eines Regenereignisses, welches durch regenfreie Zeiten begrenzt ist. Der Begriff „Ereignis“ ist also im statistischen Sinne als das Auftreten eines Stichprobenwertes zu verstehen.

Für hydrologische Fragestellungen interessiert jedoch weniger die Frage, wie die Intensität bei einem einzelnen Ereignis mit der Fläche abnimmt als vielmehr die Feststellung, wie sich statistische Gebietsniederschlagswerte zu den entsprechenden Punktwerten verhalten. Diese Aussage ist erforderlich, da Informationen über Punktniederschläge vielerorts vorliegen, die hydrologischen Fragestellungen aber fast immer gebietsbezogene Aussagen benötigen. Inwieweit sich punkt- und gebietsbezogene Aussagen unterscheiden und welche Größenordnungen die Abminderungsfaktoren in Abhängigkeit von der Fläche annehmen, soll im folgenden anhand einiger Untersuchungsergebnisse kurz dargestellt werden.

5 Untersuchung zur Punkt-Gebietsniederschlagsbeziehung für ein städtisches Einzugsgebiet

Untersuchungen zum Thema Gebietsniederschlag sind für den Bereich kleinräumiger städtischer Einzugsgebiete mit besonderer Berücksichtigung kleiner Dauerstufen entsprechend den maßgeblichen Fließzeiten in Kanalnetzsystemen in neuerer Zeit verschiedentlich durchgeführt worden. Aus den vorliegenden vier Arbeiten soll hier exemplarisch eine Untersuchung im Stadtgebiet von Hannover vorgestellt werden. Ziel dieser Untersuchung war es, für einzelne Dauerstufen der Niederschläge statistische Übertragungsfunktionen zwischen dem Punkt- und Gebietsniederschlag für definierte Gebiete am Boden zu ermitteln (FLENDER 1984).

Das Sondermeßnetz, das hierfür eingerichtet wurde, besteht aus 6 Niederschlagsmeßgeräten, deren Standorte so im Innenstadtbereich verteilt sind, daß 5 Geräte um eine zentrale Meßstelle herum angeordnet sind und der mittlere Abstand nur 7,1 km beträgt (Abb. 2). Die Messung der Niederschläge erfolgte nach dem Wippenprinzip. Die erforderliche exakte zeitgleiche Meßwertregistrierung wurde über Quarzuhren und Festwertspeicher erreicht (FUCHS 1985).



Abb. 2: Systemskizze Niederschlagsmeßnetz Hannover

Zur Aufstellung einer Gebietsniederschlagsstatistik für Hannover waren zunächst die jeweils betrachteten Untersuchungsgebiete festzulegen. Um einen gemeinsamen Mittelpunkt wurden dazu Kreisflächen verschiedener Radien angesetzt. Den Mittelpunkt bildete die Niederschlagsmeßstation 5002 (s. Abb. 2), deren Lage im Zentrum des Stadtkerns sich hierfür anbietet. Daraufhin wurden aus den zeitgleich gemessenen Niederschlagswerten der Einzelstationen nach dem Polygon- oder Thiessen-Verfahren für die einzelnen Kreisflächen die Gebietsniederschläge für jedes Zeitintervall errechnet und diese anschließend statistisch analysiert.

Zur Aufstellung von Punkt-Flächenbeziehungen wurden die statistischen Gebietsniederschlagswerte h_G für verschiedene Flächengrößen zu den statistischen Punktwerten (h_N) in Beziehung gesetzt. Das Verhältnis h_G/h_N wird üblicherweise als Abminderungsfaktor bezeichnet. Als Bezugswert h_N wurden nicht die statistischen Werte der Station 5002 verwendet, sondern die mittleren statistischen Punktwerte aller Stationen des jeweiligen Gebiets. Die h_N -Werte und damit die Abminderungsfaktoren sind so weitgehend unabhängig von den Besonderheiten einer einzelnen Station, die ja gerade bei kurzen Meßreihen sehr ausgeprägt sein können.

Ermittelt man die Abminderungsfaktoren für verschiedene Dauerstufen und Gebietsgrößen, so ergeben sich die in Abbildung 3 dargestellten Ausgleichskurven, für die die statistischen Werte für die Wiederkehrzeit $T = 3$ Jahre verwendet wurden. Der Verlauf der Abminderungsfaktoren für die kleinen Dauerstufen bestätigt, daß extreme Regenabschnitte geringer Dauer nur selten zeitgleich an verschiedenen Ortspunkten eines Gebietes auftreten. Diese Abminderungen werden mit zunehmender Dauer geringer. Niederschlagsabschnitte großer Dauer haben großflächige Ausdehnungen und führen zu entsprechend geringeren Abminderungsfaktoren. Die Darstellung ist nur gültig im Bereich der Flächengrößen von 35 bis 100 km². Für Flächen unter 20 km² ergibt sich als Gebietsniederschlagswert der Punktwert, da nach dem Thiessen-Verfahren die anderen Stationen keinen Anteil an der Fläche haben. Zwischen 20 und 35 km² haben die übrigen Stationen zwar Anteile, der Einfluß der Zentralstation mit ihrem großen Flächenanteil ist jedoch noch so dominierend, daß auch für diese Flächengrößen keine Aussagen getroffen werden können. Die Nichtberücksichtigung der übrigen Stationen bei Flächen unter 20 km² ist natürlich auf das Thiessen-Verfahren zurückzuführen. Würde z. B. das Rasterpunktverfahren verwendet, so hätten die umliegenden Stationen schon bei kleinen Flächen — wenn auch kleine — Wichtungsfaktoren für die Gebietsmittelberechnung. Das darf aber nicht darüber hinwegtäuschen, daß solche Aussagen nur durch Interpolation

gewonnen werden und nicht durch Meßwerte belegt sind. Nach unseren Erfahrungen sollten Aussagen erst bei Flächengrößen beginnen, bei denen die Zentralstation einen Flächenanteil von weniger als 60% hat. Auch nach oben ist die Flächengröße begrenzt durch das Meßgebiet. Bei einer Berechnung für zu große Flächen wird die Gültigkeit der Randstationen für zu große Flächenanteile angenommen. Als Anhaltspunkt kann gelten, daß die Randstationen im Mittel keine größeren Gewichte haben als die übrigen Stationen. Bei all diesen Überlegungen ist jeweils von kreisförmigen Flächen ausgegangen worden. Der Gültigkeitsbereich für die hier angesprochene Untersuchung ist in Abbildung 2 schraffiert dargestellt.

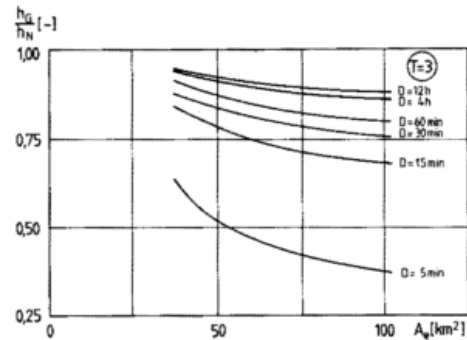


Abb. 3: Abminderungsfaktoren Stadtgebiet Hannover

6 Ermittlung von Abminderungskurven für weitere Gebietsgrößen

Um über einen größeren Flächenbereich als den in Hannover betrachteten Aussagen zur Punkt-Gebietsniederschlagsbeziehung machen zu können, wurden weitere Untersuchungen durchgeführt und die entsprechenden Ergebnisse anderer Autoren berücksichtigt.

6.1 Untersuchung für ein kleines städtisches Gebiet

Für kleine Gebiete gibt NIEMCZYNOWICZ (1982) Ergebnisse zum Gebiets-Punktniederschlagsverhältnis für das Stadtgebiet von Lund (Schweden) an. Datengewinnung (Niederschlagsmesser mit Kippwaage und Quarzuhr) und die Länge des Beobachtungszeitraumes stimmen mit den Verhältnissen der Untersuchung für Hannover überein. Die Stationsdichte war mit 12 Niederschlagsmeßgeräten auf einer Fläche von 25 km² noch erheblich größer als in Hannover (6 Stationen/113 km²).

6.2 Abminderungskurven für große Untersuchungsgebiete

Abminderungskurven für Gebiete von 100–300 km² liefern zwei Untersuchungen im Stadtgebiet von Hamburg (ABRAHAM et al. 1976; FUCHS 1985). Die Länge der zugrunde liegenden Meßreihen beträgt 8 bzw. 12 Jahre. Die gewählte Stationsdichte ist mit 5 Stationen bei einer Kreisfläche von ca. 113 km² bzw. 13 Stationen auf ca. 300 km² für großräumige Stadtgebiete ausreichend. Für beide Untersuchungen lagen digitalisierte Daten von konventionellen Regenschreibern mit Tagesumlauf vor. Da Zeitfehler bei dieser Aufzeichnung unvermeidlich sind, gelten diese Ergebnisse nur für größere Einzugsgebiete und größere Dauerstufen.

7 Zusammenfassung der Untersuchungsergebnisse

In Abbildung 4 sind die Ergebnisse der verschiedenen Untersuchungen für das Wiederkehrintervall $T = 1$ Jahr zusammengefaßt dargestellt. Obwohl für unterschiedliche Gebietsgrößen gültig, ergänzen sich die Ergebnisse und stimmen an den jeweiligen Gültigkeitsgrenzen und in den Überlappungsbereichen relativ gut überein. Damit können diese Übertragungsfunktionen für die norddeutsche bis südschwedische Region und verwandte klimatische und topographische Gebiete als gültige Beziehungen zur Ermittlung statistischer Gebietsniederschläge aus Punktdaten angesehen werden.

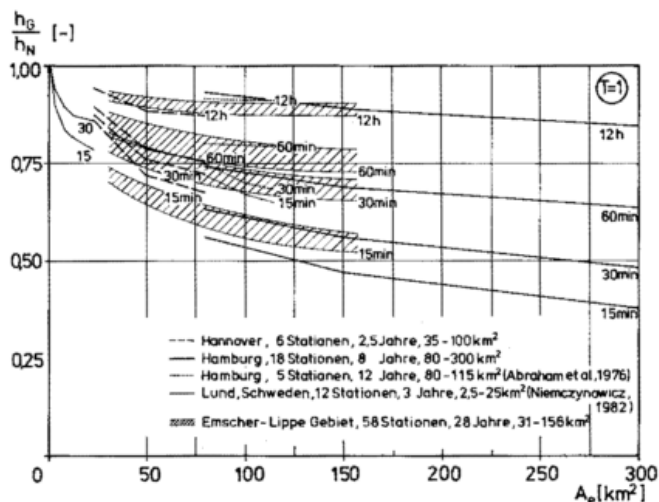


Abb. 4: Vergleich verschiedener Abminderungskurven

8 Punkt-Flächenniederschlagsbeziehungen für ein großräumiges Gebiet

Eine weitere Untersuchung zur Ermittlung von Punkt-Flächen-Beziehungen wird z. Z. im Emscher-Lippe-Raum durchgeführt. In einer Region von mehr als 2000 km² Größe standen Aufzeichnungen von 58 Meßstationen aus einem Beobachtungszeitraum von 28 Jahren zur Verfügung.

Um den Einfluß regionaler Besonderheiten festzustellen, wurden die Übertragungsfunktionen jetzt nicht mehr für unterschiedliche Kreisflächen um nur einen Mittelpunkt aufgestellt, sondern getrennt für die unterschiedlichen Regionen. Dabei wurde ähnlich wie in den vorangegangenen Studien verfahren.

Für 10 Meßstationen mit einem mittleren Abstand von etwa 30 km wurden die Punkt-Niederschlagsdaten statistisch ausgewertet. Die Gebietsniederschläge sind für 5 Gebiete von 31–156 km² um jede der 10 Bezugsstationen ermittelt und statistisch analysiert worden. Es ergaben sich daraus Abminderungsbeziehungen von Punkt- auf Flächenniederschläge für jede der 10 Gebietsgruppen. Für die Ermittlung der Gebietsniederschläge wurde das Rasterpunktverfahren verwendet. Es liefert dem Thiessen-Verfahren vergleichbare Ergebnisse (GIESECKE et al. 1983; GRAMBACH 1980; TREIBER 1983).

In Abbildung 4 sind zusätzlich die Abminderungsfunktionen dargestellt als Bereiche, in denen die Ergebnisse für die verschiedenen Regionen des Emscher-Lippe-Gebiets liegen. Aus

der Darstellung geht hervor, daß die Funktionen zwar für eine betrachtete Dauerstufe je nach regionaler Gültigkeit innerhalb einer Bandbreite schwanken, die Bereiche jedoch mit Ausnahme des Bereichs für die Niederschlagsdauer $D = 15$ min gut mit den Ergebnissen der anderen Untersuchungen übereinstimmen.

9 Einfluß der Wiederkehrzeit auf die Abminderungsfaktoren

Alle Darstellungen in Abbildung 4 gelten für die Wiederkehrzeit $T = 1$. Um den Einfluß der Wiederkehrzeit auf die Abminderungsfaktoren beurteilen zu können, wurden die Punkt-Flächenbeziehungen aus dem Emscher-Lippe-Gebiet auch für die Wiederkehrzeiten $T = 5, 10, 25$ und 50 Jahre ermittelt. Dies war hier möglich, da die Meßreihen mit 28 Jahren genügend lang waren.

Für die Dauerstufe von 15 min und zwei Gebietsgrößen sind die Abminderungsfaktoren für alle 10 Regionen als Funktion der Wiederkehrzeit Abbildung 5 zu entnehmen. Im Bereich bis $T = 5$ a verändern sich die Abminderungsfaktoren in Abhängigkeit von der Wiederkehrzeit. Dabei haben diese Veränderungen jedoch bei den einzelnen untersuchten Regionen keine einheitliche Tendenz, die Abminderungsfaktoren nehmen in diesem Bereich sowohl zu als auch ab. Unabhängig von der Größe der Abminderungsfaktoren für die verschiedenen Regionen wird bei dieser Darstellung deutlich, daß sich die Abminderungsfaktoren ab einer Wiederkehrzeit von $T = 5$ Jahren kaum noch ändern. Die gleiche Tendenz wurde auch bei den anderen Dauerstufen festgestellt, so daß die Abminderungsfaktoren für Wiederkehrzeiten $T > 5$ Jahre als unabhängig von der Wiederkehr betrachtet werden können.

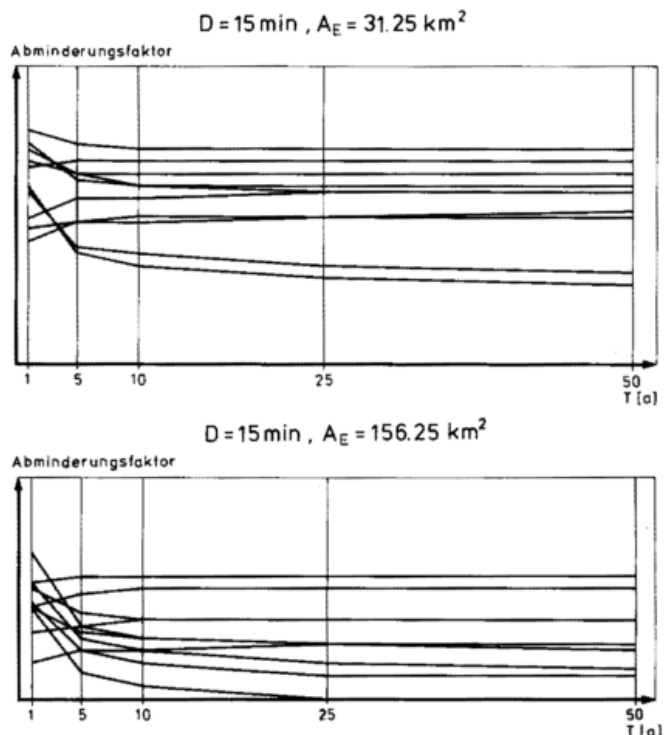


Abb. 5: Abhängigkeit der Abminderungsfaktoren für die 10 Gebiete des Emscher-Lippe-Raumes von der Wiederkehrzeit

10 Hydrologische Bedeutung der Abminderungskurven

Bei den Abminderungsfunktionen der kleinen Niederschlagsdauern fallen im Bereich großer Gebiete die mit 0.5 bis 0.6 sehr hohen Abminderungen auf. Wie bereits erwähnt wurde, kann je nach Niederschlagstyp mit örtlich sehr unterschiedlicher Ausdehnung des Niederschlagsfeldes gerechnet werden. Während Regenzellen von Schauerereignissen im allgemeinen einen Durchmesser von weniger als 10 km haben (LINDENBEIN u. MALBERG 1973), können sich zyklonale Niederschlagsfelder über Gebiete von 1000 km² und mehr erstrecken. Übertragen auf die ermittelten Kurven bedeutet dies, daß ein Starkregenereignis von 15 min Dauer kaum eine Fläche von mehr als 75 km² gleichmäßig überregnen wird. Dagegen ist für Niederschläge mit 12stündiger Dauer und den charakteristischen geringen Intensitäten der angegebene Gebietsbereich gültig.

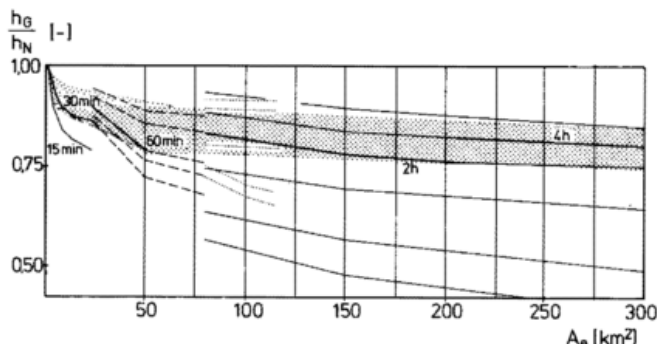


Abb. 6: Gültigkeitsbereich der Abminderungskurven für hydrologische Zwecke

Für praktische Anwendungen in der Gerinnehydrologie muß der Gültigkeitsbereich der Abminderungskurven weiter eingeschränkt werden. Für die Bemessung von Wasserläufen und von Kanalisationen der städtischen Regenentwässerungen wird im allgemeinen die Fließzeit als maßgebende Dauer zugrunde gelegt. Dies bedeutet, daß bei kurzen Fließzeiten die Abminderungsfaktoren auch nur für kleine Flächen benötigt werden. Bei mittleren Fließgeschwindigkeiten von 1,0 bis 2,0 m/s und Fließlängen von $L = \sqrt{A_E}$ ergeben sich maßgebende Regendauern in Abhängigkeit von der Einzugsgebietsfläche. Der unterlegte Bereich in Abbildung 6 gibt an, wie Einzugsgebietsgröße und Fließzeit miteinander in Beziehung stehen und für welche Flächengrößen die verschiedenen Dauerstufen relevant sind. So sind z. B. Aussagen für $D = 60$ min nur für Flächen von 25 bis 50 km² interessant. Aus diesen begrenzten Gültigkeitsbereichen ergibt sich, daß unabhängig von der Dauer und Gebietsgröße der jeweils relevante Abminderungsfaktor zwischen 8 und 20% liegt.

Während bislang bei wasserwirtschaftlichen Bemessungsaufgaben meist punktbezogene Niederschlagswerte als Gebietswerte angesetzt wurden, lassen sich durch die vorliegenden Untersuchungsergebnisse nun auch die Sicherheiten quantifizieren, die beim Ansatz von Punktwerten einbezogen werden.

Literatur

ABRAHAM, CHR.; et al.: Grundlegende Untersuchungen zur Ermittlung von Bemessungsregen für die Stadtentwässerung Hamburg. — Mitt. Inst. f. Wasserwirtschaft, Hydrologie u. landwirtschaftlichen Wasserbau, Univ. Hannover, H. 37 (1976).

BELL, F. C.: The areal reduction factor in rainfall frequency estimation. Inst. of Hydrology, Wallingford, UK, Report No. 35 (1976).

DRASCHOFF, R.: Niederschlagsanalyse für die Norddeutsche Küstenregion zwischen Ems und Weser. Wasserwirtschaft 65 (1975) H. 7/8, S. 185—190.

DVWK: Niederschlag — Starkregen in Abhängigkeit von Wiederkehr und Dauer. — Regeln zur Wasserwirtschaft H. 124 (1985).

ENDERLE, K.; NEUMANN, W.: Korrelationsuntersuchungen an Münchner Niederschlagsmeßstationen. Mitt. Inst. für Wasserwirtschaft d. Univ. Hannover H. 52 (1983) S. 132—151.

FLENDER, W.: Gebietsniederschlagsuntersuchungen für städtische Einzugsgebiete. Diplomarbeit am Inst. f. Wasserwirtschaft, Hydrologie und landwirtschaftlichen Wasserbau d. Univ. Hannover 1984.

FUCHS, L.: Untersuchungen der hydrologischen Kriterien von Regenwasserkanalnetzen. Abschlußbericht zum Forschungsvorhaben der Stiftung Volkswagenwerk (unveröffentlicht).

GESELLSCHAFT ZUR FÖRDERUNG DER ABWASSERTECHNIK: Niederschlag — Starkregen in Abhängigkeit von Wiederkehr und Dauer. Regelwerk Wasser/Abwasser, Arbeitsblatt A 121 (1985)

GIESECKE, J.; SCHMITT, Pl.; MEYER, H.: Vergleich von Rechenmethoden für Gebietsniederschläge. Wasserwirtschaft 73 (1983) H. 1, S. 1—7.

GRAMBACH, M.: Praktische und theoretische Untersuchungen von Gebietsniederschlägen einzelner Regenereignisse im Einzugsgebiet der oberen Swist. Diplomarbeit, Meteorol. Inst. d. Univ. Bonn (1980).

GROBE, B.: Die statistische Ermittlung von extremen Punktniederschlägen und deren Abminderung in Abhängigkeit von der Einzugsgebietsgröße. Wasser u. Boden H. 9 (1977) S. 270—273.

LINDENBEIN, B.; MALBERG, H.: Die Verteilung lokaler Regenfälle im Westberliner Stadtgebiet. Meteorol. Abh. (Bd. 140, H. 2 (1973) d. Inst. f. Meteorol. d. FU Berlin).

MENDEL, H. G.: Die Berechnung von Gebietsniederschlägen. Deutsche Gewässerkundl. Mitt. H. 6/21 (1977) S. 129—141.

MENDEL, H. G.: Die Berechnung von Gebietsniederschlägen aus Punktmessungen. Versuchsanstalt f. Wasserbau, Hydrol. u. Glaziol. ETH Zürich, (Mitt. Nr. 41) (1979).

NIEMCZYNOWICZ, J.: Areal intensity-duration-frequency curves and statistical areal reduction factors for short term rainfall events in Lund. Lund Inst. of Technol., Univ. of Lund, (Report No. 3065) (1982).

TREIBER, B.: Der Einfluß der Stationsdichte und der Berechnungsmethode auf die Bestimmung des Gebietsniederschlags für ausgewählte Starkregen im Sulmgebiet. Mitt. Inst. f. Wasserwirtschaft d. Univ. Hannover H. 52 (1983) S. 115—131.

Grundlagen für die Bestimmung der Überlaufdaten von Entlastungsbauwerken

1 Einleitung

1.1 Allgemeines

Die systematischen Niederschlagsauswertungen für den Bereich der Stadtentwässerung waren bisher ausschließlich auf die Starkregenproblematik orientiert — im Zusammenhang mit der primären entwässerungstechnischen Aufgabe, die Kanalnetze auf Sicherheit gegen Überflutung zu bemessen.

Im letzten Jahrzehnt gewinnt eine andere Aufgabe der Stadtentwässerung an Bedeutung, nämlich die *Bemessung der Entlastungsbauwerke in den Mischkanalisationen mit dem Ziel, die ins Gewässer jährlich oder saisonal entlasteten Schmutzfrachten zu minimieren, bzw. auf ein ökologisch und zugleich wirtschaftlich vertretbares Maß zu reduzieren.*

Hierzu werden, außer vieler abwasser- und gewässerbezogenen Daten, Informationen über das Betriebsverhalten der Entlastungsbauwerke benötigt. Es handelt sich dabei primär um Angaben über die jährliche oder saisonale Überlaufhäufigkeit, Überlaufdauer und über die Überlaufmengen (entlastete Mischwasservolumina).

Diese Angaben lassen sich entweder aus sachgerecht gestalteten hydrometeorologischen Statistiken oder durch die rechnerische Simulation mit Hilfe der Niederschlagabflußmodelle und Naturmessungen an bestehenden Bauwerken ableiten, bzw. vorhersagen.

Die aus hydrometeorologischen Statistiken gewonnenen Überlaufdaten haben den Vorteil einer relativ schnellen Verfügbarkeit. Sie können dem planenden Ingenieur bereits am Anfang der Entwurfsarbeiten Informationen liefern, die breitere Zusammenhänge erkennen lassen und zu grundsätzlichen Entscheidungen über die Gestaltung der Entlastungsbauwerke beitragen. Die angesprochenen Angaben werden weiterhin für die Bemessung der Abwasser- und Regenwasserpumpwerke benötigt, um die Pumpen wirtschaftlich und betriebsfähig auszulegen.

Der vorliegende Aufsatz hat zum Ziel, die Belange der Abwassertechnik den auf Hydrometeorologie orientierten Fachleuten zu erläutern und auf die gewünschte Gestaltung der benötigten hydrometeorologischen Statistiken hinzuweisen.

1.2 Erläuterung der abwassertechnischen Terminologie und Symbolik

Mischkanalisation, Mischsystem: Entsorgungssystem für gemeinsame Ableitung von Schmutzwasser und Regenwasser zur Kläranlage (Gegensatz: *Trennsystem*). Die überwiegende Anzahl der bestehenden kommunalen Kanalisationen ist als Mischkanalisation ausgebaut. Die Kläranlage kann die Zuflüsse nur von relativ schwachen Regen aufnehmen. Bei stärkeren Regen wird ein Teil des Zuflusses entlastet (= zum Vorfluter abgeleitet).

Mischwasser: Gemisch von Schmutzwasser und Regenwasser mit zusätzlichen Verschmutzungen von Geländeoberflächen und von den aus der Kanalisation ausgespülten Ablagerungen.

Spülstoß: Bei Regenbeginn besonders verschmutztes Mischwasser (mit hohem Anteil der ab- und ausgespülten Schmutzstoffe).

Entlastungsbauwerk: Bauwerk zur Abgrenzung der zur Kläranlage geleiteten Zuflüsse; Oberbegriff für die Ausführungsformen Regenüberlauf und Regenüberlaufbecken.

Regenüberlauf, RÜ: Entlastungsbauwerk mit reiner Verteilerfunktion (d. h. ohne Speicherraum). Ein RÜ darf erst anspringen, wenn der Regenwasserzufluß das Niveau der sog. „kritischen Regenspende“ übersteigt.

Regenüberlaufbecken, RÜB: Entlastungsbauwerk, das aus einem Speicherraum (SR) und einem Beckenüberlauf (BÜ) besteht. Der Speicherraum dient zum Abfangen der beim Regenbeginn besonders stark verschmutzten Zuflüsse. Der Beckenüberlauf darf erst anspringen, wenn der Speicherraum vollgefüllt ist. Ausführungsformen: Fangbecken und Durchlaufbecken.

Regenspende, r: Eine im deutschsprachigen Raum geläufige Bezeichnung für die in $l/s \cdot ha$ angegebene Regenintensität; $100 l/(s \cdot ha) = 0,6 mm/min$.

kritische Regenspende, r_{krit} : Hauptparameter für die Bemessung der Regenüberläufe (ein RÜ darf erst beim Überschreiten der r_{krit} anspringen). Die Wahl der r_{krit} erfolgt in Abhängigkeit von der Wasserführung im Vorfluter. Bei der Bemessung der Regenüberlaufbecken hat die r_{krit} die Rolle eines Hilfsparameters.

abgeführte Regenspende, r_{ab} : Maß für die Größe des Abflusses aus einem RÜB, wobei $r_{ab} < r_{krit}$.

spezifischer Regenabfluß, q_r : Regenabfluß bezogen auf die Einheits-Abflußfläche.

Abflußbeiwert, ψ : dimensionslose Größe zur Ermittlung der Regenabflüsse; je nach Anwendungsfall ist zwischen dem Spitzenabflußbeiwert ψ_s und dem Volumenabflußbeiwert ψ_v zu unterscheiden.

Abflußfläche, A: gesamte Fläche des einem Berechnungspunkt zugehörigen Einzugsgebiets.

reduzierte Abflußfläche, A_{red} : abflußwirksamer Anteil der Einzugsfläche, $A_{red} = \psi \cdot A$

Abflußverzögerung: Oberbegriff für die Vorgänge auf einem Fließweg, die zur Verformung der Durchflußganglinien führen (eine steile Zuflußganglinie verformt sich in eine flachere Abflußganglinie). Die transportierten Wasservolumina bleiben konstant.

Fließzeit, t_f : Transportzeit in der betrachteten Kanalstrecke.

Konzentrationszeit, t_c : Hauptparameter zur Erfassung des Phänomens „Abflußverzögerung“. Sie ist definiert als Zeit vom Regenbeginn bis zum Zeitpunkt, in dem die maßgebende Abflußfläche abflußwirksam wird. In stark vereinfachten Abflußberechnungen wird als Approximation der Konzentrationszeit die Fließzeit angesetzt. Dieser Ansatz führt in der

Regel zur Überbewertung der Ergebnisse. Bessere Ergebnisse liefern Ansätze, die noch zusätzlich die Retentionswirkung der anfänglich leeren Kanalvolumina und die Anlaufzeit auf der Strecke bis zum Kanaleinlauf berücksichtigen.

2 Stand der einschlägigen technischen Richtlinien

In der Bundesrepublik Deutschland ist die Bemessung der Entlastungsbauwerke geregelt durch das ATV-Arbeitsblatt A 128 (ATV 1977). Die wesentlichen Bestimmungen sind nachstehend vereinfacht aufgeführt:

Die *Bemessung der Regenüberläufe* erfolgt nach der „kritischen Regenspende“; sie ist vorfluterabhängig im Bereich von 7 bis 15 l/(s · ha) zu wählen. In Sonderfällen können auch höhere Werte gewählt werden. Für die meisten Bemessungsfälle wird die obere Grenze, d. h.

$$r_{\text{krit}} = 15 \text{ l/(s · ha)}$$

angesetzt. Dies entspricht einer Intensität von ca. 0,1 mm/min.

Die *Bemessung der Regenüberlaufbecken* besteht im wesentlichen in der Ermittlung des spezifischen Speicherraumvolumens V_{SR} . Der V_{SR} -Wert ist als Funktion der Parameter r_{ab} , r_{krit} und t_f vorgegeben.

Für die meisten Bemessungsfälle resultiert

$$V_{\text{SR}} = 15 \text{ bis } 30 \text{ m}^3/\text{ha},$$

bezogen auf den befestigten Anteil der Abflußfläche. Diese Speichervolumina entsprechen einer Niederschlagshöhe von 1,5 bis 3,0 mm, die beim Beginn jedes Regenereignisses gespeichert werden kann, falls eine zur Beckenentleerung ausreichende Regenpause vorausgeht.

Das zitierte Arbeitsblatt enthält keine Berechnungsmethodik, die das Betriebsverhalten der nach den aufgeführten Grundsätzen erstellten Bauwerke durchblicken lassen kann. Es wird lediglich unterstellt, daß die in der Einleitung des Arbeitsblattes postulierte Zielsetzung erfüllt wird.

Diese Zielsetzung fordert, daß von der im Mischwasser enthaltenen *Schmutzfracht* (gemeint sind biologisch abbaubare und absetzbare Stoffe) *nur ein Anteil von ca. 10% in die Gewässer* abgeführt werden darf.

Die Überprüfung, ob die postulierte Zielsetzung eingehalten wird, erfordert ein relativ vielfältiges Instrumentarium. Die Analyse der Überlaufdaten (Überlaufdauer, -häufigkeit und -menge) gehört als eine der wichtigsten Komponenten dazu.

Aus der Sicht des Gewässerschutzes ist weiterhin zu bemerken, daß für die Beurteilung der Auswirkungen der Entlastungen auf die Gewässergüte ein Summenparameter alleine (wie z. B. der Anteil der Jahresschmutzfracht) nicht ausreicht. Die Überlaufdaten werden daher auch unter diesem Aspekt dringend benötigt.

3 Erfassung der Überlaufvorgänge

3.1 Die zu untersuchenden Merkmale

Die Überlaufvorgänge an einem Regenüberlauf und an einem Regenüberlaufbecken sind in Abbildungen 1 und 2 schematisch dargestellt. Falls für einen Untersuchungszeitraum die Abflußganglinien vollständig vorliegen, lassen sich die Dau-

erlinien und Häufigkeitslinien der spezifischen Abflüsse als Summenlinie der Dauer und der Anzahl der Ereignisse, geordnet nach abnehmender Abflußgröße, darstellen. Diese Summenlinien lassen sich formal als Funktionen

$$\tau = f_1(q_r) \text{ und } n = f_2(q_r)$$

betrachten,

wobei τ = auf q_r bezogene Überschreitungsdauer

n = auf q_r bezogene Überschreitungshäufigkeit.

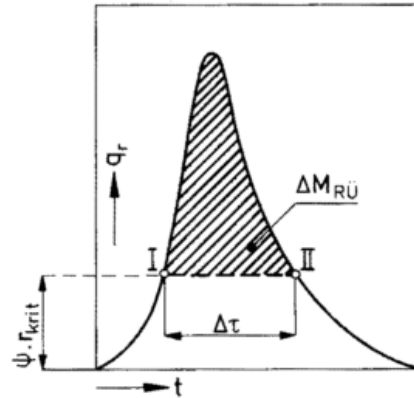


Abb. 1: Überlaufvorgang an einem Regenüberlauf (RÜ)

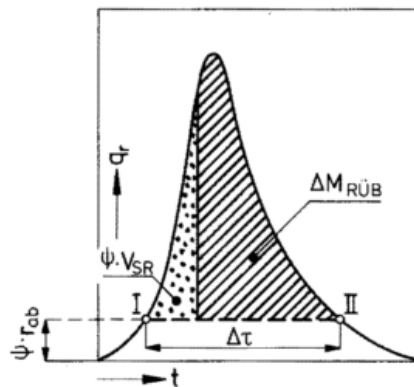


Abb. 2: Überlaufvorgang an einem Regenüberlaufbecken (RÜB)

Die Ermittlung der Überlaufmengen für die RÜ's erfolgt nachher als ergänzende mathematische Operation in der Form

$$M_{\text{RÜ}} = \int_{q_{r,\text{max}}}^{q_r} \tau \cdot dq_r$$

Für die Ermittlung der Überlaufmengen für die RÜB's sind noch zusätzlich die bei jedem Ereignis gespeicherten Wasservolumina zu berücksichtigen. Die formale Schreibweise hierzu lautet

$$M_{\text{RÜB}} \cong M_{\text{RÜ}} - (n - 1/2 m) \cdot \psi \cdot V_{\text{SR}} \quad (2)$$

wobei

V_{SR} spezifisches Speichervolumen

n Anzahl der Ereignisse lt. Häufigkeitslinie

m Anzahl der Ereignisse mit unvollständiger Beckenfüllung.

Die Anzahl m beinhaltet einerseits Ereignisse mit Abflußvolumen $< V_{SR}$, andererseits Ereignisse, die einer zu kurzen Regenpause folgen, so daß das Becken nur unvollständig entleert ist.

Um die Anzahl m zuverlässig zu erfassen, sind zusätzliche Häufigkeitserhebungen notwendig:

- a) Anzahl der Regenereignisse mit $H_r < H_{SR}$
z. B. für H_{SR} -Werte von 1, 2 und 3 mm
- b) Anzahl der Regenereignisse, die nach einer unzureichenden Regenpause t_p erfolgen, z. B. für t_p -Werte von 5, 10 und 20 Stunden.

3.2 Möglichkeiten zur Interpretation der Niederschlagsstatistik als Abflußstatistik

Die im vorstehenden Absatz erwähnten Untersuchungsmerkmale sind abflußbezogene Größen, die anhand der Niederschlagsstatistik ermittelt werden. Um die Niederschlagsstatistik als Abflußstatistik zu interpretieren, sind entsprechende Randbedingungen zu beachten.

Der Verlauf von Ganglinien des spezifischen Regenabflusses läßt sich in allgemeiner Form durch die Gleichung

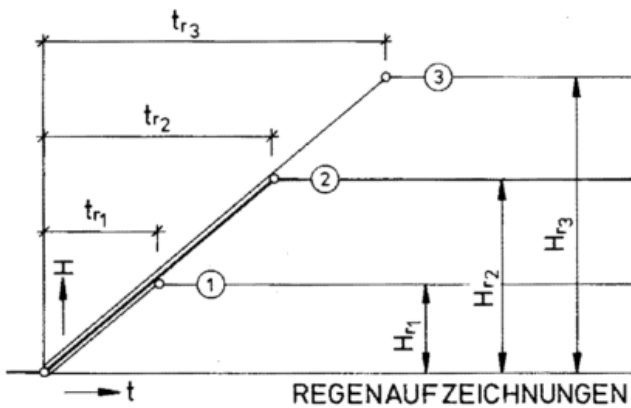
$$q_r(t) = z(t_c, t_r, t) \cdot \psi \cdot \bar{r} \quad (3)$$

beschreiben, worin bedeuten

- q_r momentane Abflußrate [l/s · ha]
- \bar{r} Regenspende als Mittelwert über die Zeitspanne t_r [l/s · ha]
- ψ Abflußbeiwert, [—]
- t durchlaufende Zeit, [min]
- t_r Regendauer, [min]
- t_c Konzentrationszeit, [min]
- z Verzögerungsfunktion, [—].

Die Funktion z ist als eine empirische Funktion zu betrachten, die sich nur unter gewissen Vereinfachungsannahmen explizit darstellen läßt. Sie ist für den Zeitpunkt $t = t_r = t_c$ mit $z = 1$ definiert.

Die Variabilität der Abflußganglinien wird in der Abbildung 3 veranschaulicht. Es handelt sich um Abflußganglinien von einem natürlichen Einzugsgebiet mit rechteckiger Grundrißform, die bei Beregnung mit konstanter Regenspende und variabler Regendauer ermittelt worden sind.



Der aufsteigende Ast hat eine typische S-Form. Der Bereich mit größter Krümmung kurz nach Regenbeginn wird als Beendigung der Anlaufphase t_a betrachtet (die größten Oberflächenmulden sind verfüllt, eine fließfähige Wasserschicht hat sich gebildet). Der Bereich mit größter Krümmung oben (Punkt A_2) ist als Ende der Konzentrationszeit t_c anzusehen; im Auslaufpunkt des Einzugsgebiets wird ein Gleichgewichtszustand zwischen Zufluß und Abfluß erreicht. Für $t_r > t_c$ kann die Ganglinie noch geringfügig ansteigen, als Folge der fortschreitenden Sättigung der Bodenfeuchte (Punkt A_3). Auf befestigter Fläche würde die Linie A_2 — A_3 praktisch waagrecht verlaufen. Die absteigenden Äste a_2 und a_3 für Regen mit $t_r \geq t_c$ haben eine typische konkave Form, die mit dem Verlauf der Entleerung eines Behälters vergleichbar ist (Auslaufkurve).

Für den Fall $t_r = t_c$ ergibt sich eine Abflußganglinie mit einem ausgeprägten Kulminationspunkt (Linie a_2).

Für den Fall $t_r < t_c$ ist im Zeitpunkt $t_{r,1}$ nur ein Teil der Abflußfläche abflußwirksam. In der Zeitspanne ($t_c - t_r$) erfolgt zunächst ein ziemlich gleichmäßiges „Nachlaufen“ aus oberen Partien des Einzugsgebiets und erst dann schließt sich die konkave Auslaufkurve an (Linie a_1).

Falls die einzelnen Phasen der Ganglinien vereinfachend durch Gerade ersetzt werden, haben die Abflußbilder für $t_r > t_c$ sowohl für $t_r < t_c$ eine Trapezform. Für den Grenzfall $t_r = t_c$ geht die Trapezform in Dreiecksform über.

Im Rahmen dieser Vereinfachung werden die Abflußganglinien durch die Gleichung

$$q_r(t) = \psi \cdot 166,7 \cdot \frac{H(t) - H(t - t_c)}{t_c} \quad (4)$$

angegeben, wobei $H(t)$ die Aufzeichnung der Niederschlagshöhe des abflußverursachenden Regens bedeutet. Das letzte Glied der Gleichung (4) steht an Stelle des Produkts $z(t_c, t_r, t) \cdot \bar{r}$ aus der Gleichung (3).

Da die Regendauer t_r durch die Vorgabe der Niederschlagsaufzeichnung angegeben ist, fällt sie in der Gleichung (4) weg. Bei der Aufbereitung der Niederschlagsaufzeichnungen zur Erstellung der Dauerlinien und Häufigkeitslinien der Regenspende erscheint die Dauer eines erfaßten Regenabschnitts als Konstante und die Konzentrationszeit hat die Rolle einer

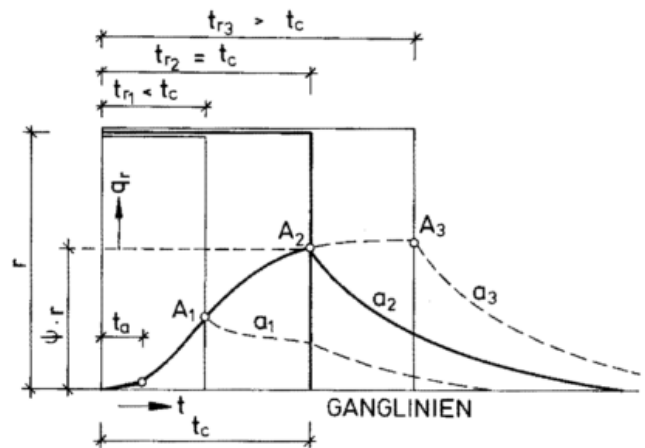


Abb. 3: Abflußganglinien bei variabler Regendauer, nach Naturbeobachtungen

unabhängig variablen Komponente, deren Einfluß auf die Form der Dauerlinien untersucht wird. Falls wir die Ergebnisse in der Dimension [mm/min] präsentieren und auf eine Einheit der „reduzierten Abflußfläche“ beziehen, kann die Umrechnungskonstante und der Abflußwert aus der Gleichung (4) entfallen. Die Konzentrationszeit wird weiterhin, um ihre unabhängige Variabilität hervorzuheben, als x bezeichnet. Für die Ganglinien der Intensität resultiert somit der Ausdruck

$$i_x = \frac{H(t) - H(t-x)}{x} \quad (5)$$

wobei

$[i] = \text{mm/min}$, $[H] = \text{mm}$ und $[t] = \text{min}$.

3.3 Bearbeitung der Regeneignisse in der EDV-Anlage

Die Regenaufzeichnung wird bereits bei Digitalisierung der Regenaufzeichnungen oder später, computerintern, in Bearbeitungsintervalle b diskretisiert. Für jeden Regen $H_t = f(t)$ wird dann eine Reihe von Ganglinien $i_x(t)$ gebildet, in dem das Intervall x über die Aufzeichnung der Niederschlagshöhe „gleitet“. Mit Hinblick auf diese Prozedur kann man das Intervall x als „Gleitintervall“ bezeichnen. Das Intervall x ist andererseits dem in der Starkregenauswertung geläufigen Begriff „Regendauerstufe“ gleichzusetzen.

4 Interpretation der Ergebnisse

4.1 Darstellung der Überlaufdaten

Der Verlauf der Dauerlinien ist sinnvollerweise im doppeltlogarithmischen Maßstab darzustellen — siehe Beispiel in der Abbildung 4. Für die Häufigkeitslinien erscheint eine gleiche formale Darstellung als zweckmäßig, um die zugehörigen τ - und n -Werte gut zu überschauen (ohne Abb.).

Die durch jede der Dauerlinien umrissene Fläche entspricht definitionsmäßig der gesamten Niederschlagshöhe des Jahres. Weil die Jahresniederschlagshöhen im Laufe großer Zeiträume stark schwanken — ca. $\pm 50\%$ vom vieljährigen Mittelwert — ist der Auswahl der repräsentativen Jahre eine große Bedeutung zuzuordnen. Die in der Abb. 4 dargestellten Dauerlinien entsprechen einer Jahresniederschlagshöhe, die den vieljährigen Mittelwert um ca. 13% übersteigt und einer Wiederkehrzeit von ca. 5 Jahren entspricht, die Ergebnisse sind also gewissermaßen überwertet.

Ein Beispiel für die Darstellung der Überlaufmengen ist in der Abbildung 5 enthalten. Die entlasteten Wasservolumina wurden rechnerisch in der Dimension [mm] ermittelt und in auf Jahresniederschlagshöhe bezogene Relativzahlen umgewandelt.

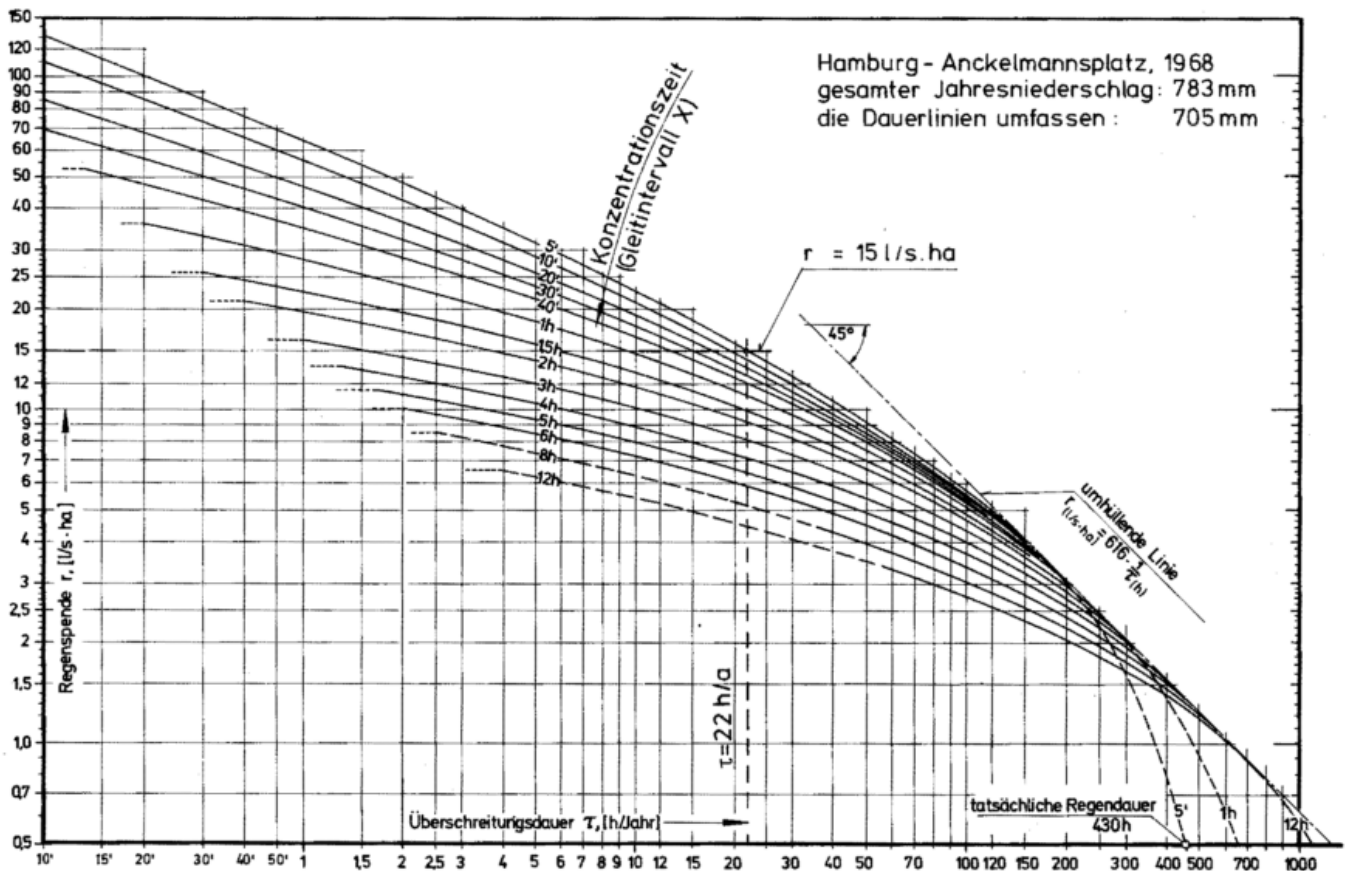


Abb. 4: Dauerlinien der Regenspende, Hamburg-Anckelmannsplatz, 1968 (ges. Jahresniederschlag: 783 mm, die Dauerlinien umfassen: 705 mm)

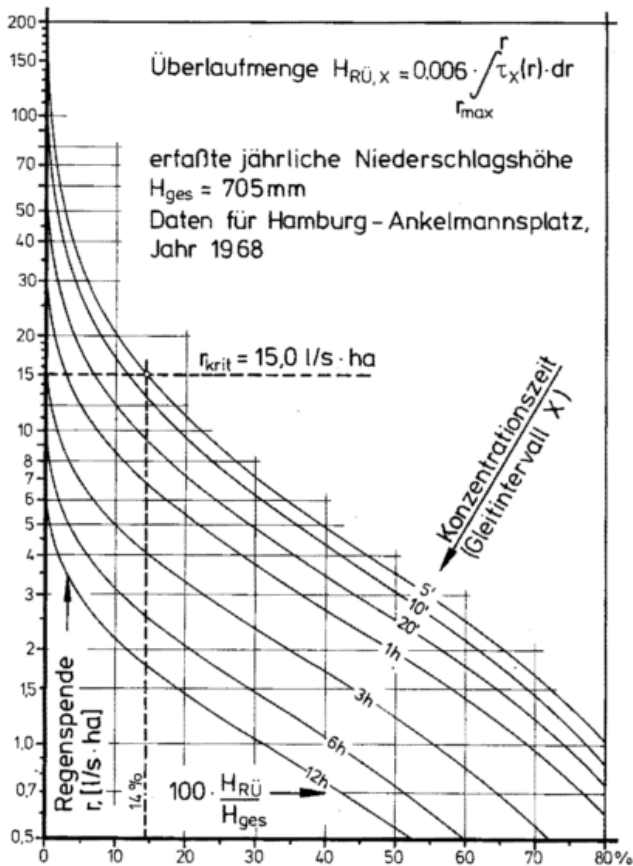


Abb. 5: Überlaufmengen als Funktion der Regenspende und der Konzentrationszeit

4.2 Konsequenzen für die Bemessung der Entlastungsbauwerke

Die Abbildungen 4 und 5 ergeben Anhaltspunkte für die Bemessung der Entlastungsbauwerke unter der Vorgabe einer konstant zu haltenden Überlaufmenge oder Überlaufdauer.

Falls an einem Einzugsgebiet mit $t_c \leq 5'$ gilt, daß die laut ATV-Richtlinie (1977) vorgeschriebene kritische Regenspende den Gewässerschutzanforderungen genügt, lassen sich für größere t_c -Werte gleichwertige kritische Regenspenden ermitteln, die als Funktion $r_{krit} = f(t_c)$ mit wachsender Konzentrationszeit abnehmen (s. Abb. 6).

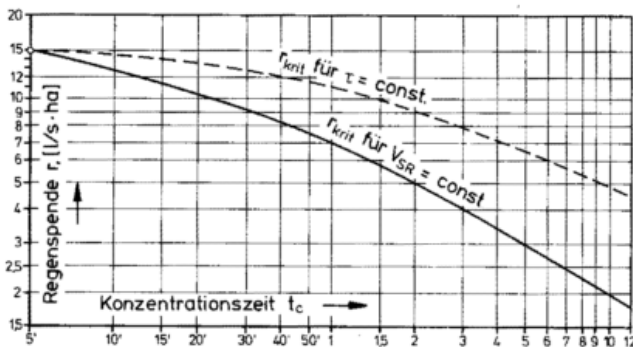


Abb. 6: Ansatz zur Definition einer „gleichwertigen kritischen Regenspende“

Die in Abbildung 6 anzusetzenden t_c -Werte beziehen sich jeweils auf das ganze Einzugsgebiet. Das gilt auch in dem Fall, daß Vorentlastungen bestehen.

Die anzusetzende Konzentrationszeit soll jeweils den Abflußbedingungen für $r \cong r_{krit}$ entsprechen. Aus diesem Grunde wurden in den vorstehenden Beispielen die Konzentrationszeiten bis zu $t_c = x = 12$ h berücksichtigt, die in Großstadtbereichen durchaus realistisch sind — insbesondere, wenn eingestaute Kanalstrecken vorliegen.

Diese Schlußfolgerungen können die bisherigen Bestimmungen der ATV-Richtlinie prägnant präzisieren und im Hinblick auf die Wirtschaftlichkeit maßgebend verbessern.

4.3 Die theoretischen und die empirischen Überlaufdaten

Die übliche Routine der Kanalnetzrechnung verleitet dazu, daß bei der Ermittlung der Überlaufdaten falsche Bezugsparameter eingesetzt werden — die Spitzenabflußbeiwerte und die Fließzeiten, die der Berechnung der maximalen Abflüsse entnommen worden sind. Eine solche Handhabung führt zu Ergebnissen, die unnötig weit auf der „sicheren Seite“ liegen — siehe z. B. die Aufführungen von MARTIN (1976).

Eine korrekte Interpretation erfordert, daß nachstehende Randbedingungen beachtet werden:

- die zu vergleichenden Niederschlags- und Abflußdaten sollen dem gleichen Beobachtungszeitraum zugehören
- die maßgebende Konzentrationszeit ist für die unter Betracht stehende Durchflußgröße (für den Wert von $r \cong r_{krit}$) und unter Beachtung der sonstigen realen physikalischen Gegebenheiten zu bestimmen. Der Ansatz einer aus Kanalnetz bemessung für maximale Durchflüsse berechneten Fließzeit führt zu Überbewertung der Überlaufdauer.
- Die Dauerlinien beschreiben primär die Volumenverhältnisse; der anzusetzende Abflußbeiwert soll daher dem Begriff „Volumenabflußbeiwert“ (statt „Spitzenabflußwert“) entsprechen.

Die empirische Bestimmung des Volumenabflußbeiwerts kann auf der Basis einer Gegenüberstellung von relevanten Dauerlinien der Regenspende und der Abflüsse erfolgen.

5 Zusammenfassung

Der vorliegende Aufsatz begründet und erläutert die Erfassung von Niederschlagsdaten in der Form, die als Überlaufcharakteristik der Entlastungsbauwerke interpretiert werden kann. Die mathematischen Ansätze bestehen in Anwendung einer einfachen Transformationsformel, die die Auswirkungen des Phänomens „Abflußverzögerung“ veranschaulicht und Anhaltspunkte zur Verbesserung der bestehenden Bemessungstechnik ergibt. In konstruktionstechnischen Detailfragen wird auf die früher veröffentlichte Beschreibung des Verfassers (1977) verwiesen.

(Manuskripteingang: Juli 1985)

Literatur

ATV — Arbeitsblatt A128; Richtlinien für die Bemessung und Gestaltung von Regenentlastungen in Mischwasserkanälen. St. Augustin: Ges. z. Förderung d. Abwassertechnik (1977).

DVWK-Regeln Nr. 124: Niederschlag-Starkregen nach Wiederkehrzeit und Dauer. Hamburg: Parey (1985).

GÖTTLE, A.: Schmutzfrachtberechnungen — Einführung und Übersicht über den allgemeinen Stand. In: Neue Aspekte der Regenentwässerung, Mitt. d. WaWi, TU Hannover, H. 57 (1985).

KRAUTH, K.: Der Abfluß und die Verschmutzung des Abflusses in Mischwasserkanalisationen bei Regen. Stuttgarter Berichte z. Siedlungswasserwirtschaft Nr. 45 (1970).

KUMM, H.; Hydrometeorologische Statistiken. Promet 10 (1980) H. 3, S. 24—27.

MARTIN, G.: Niederschlagsstatistik als Grundlage für die Bemessung von Sonderbauwerken. In: Grundlegende Untersuchungen zur Ermittlung von Bemessungsregen für die Stadtentwässerung Hamburg Mitt. d. WaWi, TU Hannover H. 37 (1976).

SIEKER, F.: Neue Aspekte der Regenentwässerung — Einführung, In: Neue Aspekte der Regenentwässerung. Mitt. d. WaWi, TU Hannover, H. 57 (1985).

SIFALDA, V.: Dauerlinien der Regenspende. GWF-Wasser/Abwasser 118 (1977) H. 2, S. 63—68.

SIFALDA, V.; LOLL, U.: Empfehlungen zur Niederschlagsauswertung: Korresp. Abwasser 31 (1984) H. 8, S. 714—717.

11 J. GIESECKE und H. MEYER

Statistische Auswertungen von Niederschlagsregistrierungen für den Ausbau (Sanierung) von Kanalisationsnetzen am Beispiel der Station Isny

1 Einleitung

Die Untersuchung des Abflusses innerhalb des Kanalsystems der Stadt Isny und deren Auswirkung auf die Entlastungsbauwerke geht beim Misch- und Trennverfahren vom Niederschlag und damit von jener Regenspende aus, die aus möglichst vieljährigen Niederschlagsreihen zu entwickeln ist und ein gebietsspezifisches Verhalten widerspiegelt.

Für die Auswertung des lokalen Niederschlagsverhaltens stand dem Institut für Wasserbau eine 30jährige digitalisierte Niederschlagsreihe der Station Isny des Deutschen Wetterdienstes zur Verfügung (DWD 1984). Dem maßgebenden Satzaufbau der übermittelten Datei lag die Empfehlung der LAWA-DWD (LAWA/DWD/DVWK 1984) zugrunde. Der untersuchte Auswertzeitraum umfaßt die Jahre 1951 bis 1980, jeweils von Mai bis September, wobei sich die kontinuierlichen Niederschlagsaufzeichnungen lückenlos über den gesamten Zeitraum erstreckten. Die digitale Erfassung der Niederschlagssummenkurve geschah nach der Knickpunkt-methode (Methode der markanten Punkte) (BURTH 1983; LAWA/DWD/DVWK 1984; SCHMITT 1984; GIESECKE et al. 1985a). Dabei werden auf dem Schreibstreifen alle Punkte erfaßt, die durch eine erkennbare Änderung der Niederschlagsintensität bestimmt sind.

Die digitalen Niederschlagsaufzeichnungen der Station Isny wurden herangezogen, um Regentypen und Regenspendelinien und daraus resultierende Modellregen zu gewinnen, die für das Gebiet Isny repräsentativ und charakteristisch sind. Diese Regenreihen und die entwickelten Modellregen („Isny-Regen“) bilden sodann die Grundlage für hydrologische und hydrodynamische Kanalnetz-berechnungen, mit denen ein möglichst wirklichkeitsgetreuer Aufschluß über den durch einen Niederschlag verursachten Abfluß im Kanalsystem gewonnen wird.

2 Praktische Vorgehensweise

Die Auswertung der Niederschlagsregistrierungen der Station Isny gliedert sich in die Analyse der natürlichen Regenprofile und die Analyse der Starkregen.

2.1 Klassifikation von Regentypen

Für die Bemessung von Kanalnetzen sind aus der Literatur eine Vielzahl von unterschiedlichen Regentypen (ALTHAUS, 1985) bekannt. Den meisten Typen ist gemeinsam, daß die Regenspitze im ersten Drittel bzw. bis zur Hälfte der Gesamtregendauer auftritt. Auswertungen von Niederschlagsregistrierungen zeigen jedoch auch andere Formen, so z.B. unterscheidet SIFALDA (1973) sieben, BRUMMER (1983) zehn und PECHER, ALTHAUS (1979) drei unterschiedliche Typen.

Zur Untersuchung des Einflusses unterschiedlicher Niederschlagsverteilung auf den Abfluß sind nach eingehender Analyse drei Regentypen als charakteristisch anzusehen (Abb. 1):

Typ 1: Die größte Intensität liegt am Beginn des Niederschlagsereignisses, und die Regenspende nimmt langsam ab. Das Regenereignis wird durch Haupt- und Nachregen charakterisiert

Typ 2: Die größte Intensität tritt innerhalb des Niederschlagsereignisses auf. Das Regenereignis wird von Vor-, Haupt- und Nachregen geprägt

Typ 3: Die größte Intensität tritt am Ende des Niederschlagsereignisses auf. Das Regenereignis wird von einem Vor- und Hauptregen bestimmt.

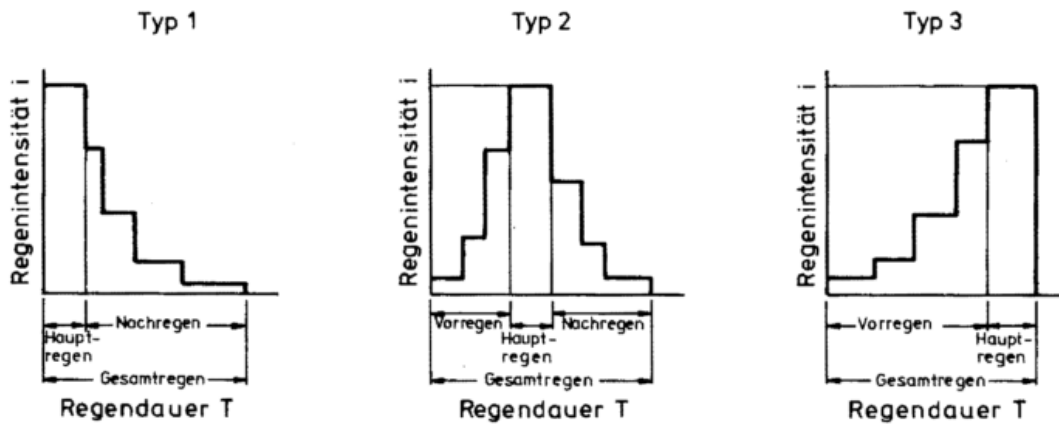


Abb. 1: Charakteristische synthetische Regentypen

2.2 Häufigkeit von Regentypen und zeitliche Intensitätsverteilung

Um die Häufigkeit bestimmter Intensitätsverläufe zu erhalten, wird die Gesamtregendauer ohne Berücksichtigung einer Niederschlagshöhen-gruppierung in 4 gleich große Zeitintervalle (PECHER, ALTHAUS 1979) unterteilt. Dabei wird die Dauerstufe mit der größten Niederschlagshöhe mit Rang eins (R_1) bezeichnet, die Dauerstufe mit der zweitgrößten Niederschlagshöhe mit Rang zwei (R_2), usw. Bei Anwendung der Kombinatorik erhält man somit 24 Kombinationen von Rangfolgen:

$4! = 1.2.3.4 = 24$ Kombinationen

z.B. R_1, R_2, R_3, R_4
 R_1, R_3, R_2, R_4
 R_1, R_4, R_2, R_3 usw.

Für jede Rangfolgenkombination wird sodann aus der Gesamtanzahl N die Anzahl N_i der auftretenden Regeneignisse für eine bestimmte Regendauerstufe T_i bestimmt.

Die Häufigkeit einer bestimmten Rangfolgenkombination ergibt sich dann zu:

$$P_i = \frac{N_i}{N} \cdot 100 (\%)$$

Zusätzlich erfolgte abhängig von der Dauer die Bildung der gemittelten prozentualen Niederschlagshöhen in 8 Intervallen getrennt für jeden Regentyp, um eine Aussage über die zeitlich-mengenmäßige Verteilung des Niederschlages zu erhalten. Die Ergebnisse sowohl der zeitlich-mengenmäßigen Verteilung als auch der Auftretshäufigkeit von Rangfolgen der Regendauerstufe $T = 15$ min sind in Abbildung 2 enthalten. Bei der häufigkeitsstatistischen Betrachtung sämtlicher Kombinationsmöglichkeiten erhält man ein sehr aufschlußreiches Bild über das Auftreten der Regentypen innerhalb einer vorgegebenen Gesamtdauer (Abb. 3).

2.3 Regenspende

Eine Folge von Regenhöhen gleicher Überschreitungswahrscheinlichkeit, die nach der Regendauer geordnet ist, nennt man Regenreihe bzw. Regenspendelinie. Die Regenspendelinien beschreiben dabei den statistisch gesetzmäßigen Zusammenhang zwischen der Regenspende r (Kurvenschar), der Regendauer T und der Regenhäufigkeit n (Kurvenparameter).

Anzahl der bearbeiteten Ereignisse mit Dauer 15 min beträgt 1053 Stück									
Gemittelte h -N-Höhen in den Intervallen 1 - 8 (Typ 1):									
18.97	18.97	16.34	11.09	11.09	8.66	7.44	7.44		
Standardabweichung der Mittelwerte:									
4.00	4.00	2.17	2.89	2.89	2.17	3.06	3.06		
Gemittelte h -N-Höhen in den Intervallen 1 - 8 (Typ 2):									
12.83	12.83	13.11	13.67	13.67	11.89	11.00	11.00		
Standardabweichung der Mittelwerte:									
1.74	1.74	1.17	2.16	2.16	1.17	2.33	2.33		
Gemittelte h -N-Höhen in den Intervallen 1 - 8 (Typ 3):									
8.75	8.75	9.61	11.34	11.34	15.39	17.42	17.42		
Standardabweichung der Mittelwerte:									
2.21	2.21	1.49	2.40	2.40	1.49	2.83	2.83		
Anzahl der Ereignisse mit Rangfolge									
1234	=	181							
1243	=	37							
1324	=	0							
1342	=	9							
1423	=	0							
1432	=	0							
2134	=	275							
2143	=	0							
2314	=	28							
2342	=	0							
2413	=	0							
2432	=	0							
3124	=	0							
3142	=	0							
3214	=	0							
3241	=	0							
3412	=	412							
3421	=	0							
4123	=	32							
4132	=	7							
4213	=	1							
4231	=	3							
4312	=	0							
4321	=	6							
4231	=	0							
4321	=	62							
-- Häufigkeit der möglichen Rangfolgen --									
RPolge	W(%)	RPolge	W(%)	RPolge	W(%)	RPolge	W(%)		
1234	17.19	2134	26.12	2314	0.00	2341	0.09		
1243	3.51	2143	0.00	2413	0.00	2431	0.28		
1324	0.00	3124	2.66	3214	39.13	3241	0.00		
1342	0.85	3142	0.00	3412	0.00	3421	0.57		
1423	0.00	4123	0.00	4213	3.04	4231	0.00		
1432	0.00	4132	0.00	4312	0.66	4321	5.89		
Summe	21.56		28.77		42.83		6.84		

Abb. 2: Auftretshäufigkeiten verschiedener Rangfolgen und zugehörige zeitliche Intensitätsverteilung für die Regendauerstufe $T = 15$ min (EDV-Ausdruck)

Zur Bestimmung der Abhängigkeit von Dauer, Menge und Häufigkeit werden in der Literatur (REINHOLD 1940; HÖRLER RHEIN 1962; DRASCHOFF 1981; ROTHMEIER, NEUMANN 1981; KNAUF, SOLZBACHER 1981; ATV-Arbeitsgruppe 1981; HEISSEL 1984) die unterschiedlichsten Verfahren genannt.

Folgende fünf Arbeitsschritte sind dabei zur Aufstellung von charakteristischen Regenreihen notwendig (HEISSEL 1983, GIESECKE et al. 1985a):

1. Arbeitsschritt: Wahl der Regendauerstufen

Da es sich bei einer Starkregenauswertung meist um eine partielle Serie handelt (Abb. 4), richtet sich die Anzahl der Re-

gendauerstufen zum einen nach den vorhandenen Datenaufzeichnungen und zum anderen nach dem jeweiligen Zweck der Untersuchung.

Bei den konventionellen Niederschlagsschreibern mit Tagesumlauf und bei der vorliegenden Digitalisierung (Knickpunkt-methode) lassen sich die unterste Regendauerstufe mit 5 min und die Dauerstufenunterschiede mit ebenfalls 5 min bei kleinen Einzugsgebieten und Kanalnetzen verwirklichen (GIESECKE et al. 1985b). Jedoch muß bereits hier festgestellt werden, daß die Oberfläche hinsichtlich der Abflußwirkung bei kleineren zeitlichen Intervallen einen erheblichen Dämpfungseffekt besitzt.

Zweckmäßigerweise erfolgte für das Einzugsgebiet von ISNY eine Zeitintervalleinteilung der Regendauerstufen T_i in 5, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 45, 50, 55, 60, 65, 70, 75, 80, 85, 90, 95, 100, 105, 110, 115, 120, 125, 130, 135, 140, 145, 150 min.

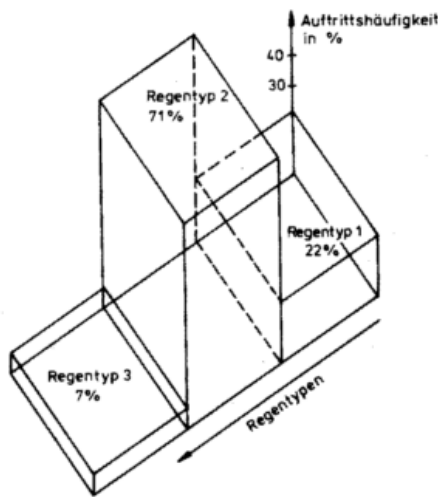


Abb. 3: Auftretshäufigkeit der drei Regentypen für die Regendauerstufe $T = 15$ min nach Abb. 2

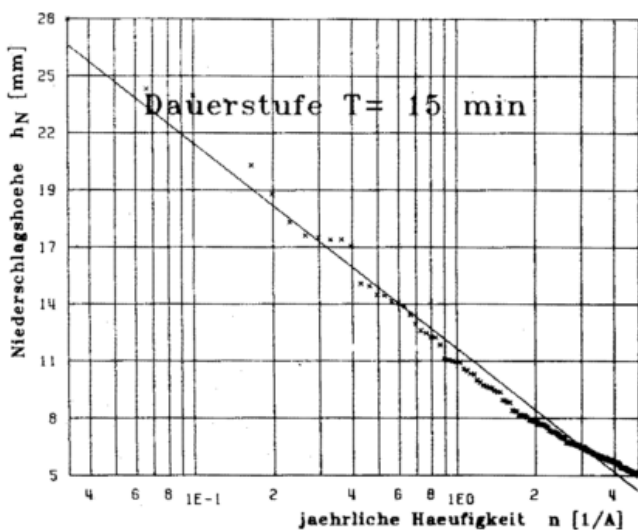


Abb. 4: Empirischer und theoretischer Zusammenhang zwischen jährlicher Häufigkeit n und Niederschlagshöhe h_N für die Regendauerstufe $T = 15$ min

2. Arbeitsschritt: Wahl eines Starkregenkriteriums

Ein maßgebendes Kriterium der Wahl ist die Erkenntnis des Schwellenwertes zwischen abflußwirksamen und nicht abflußwirksamen Niederschlagsereignissen. Dabei werden zwei Arten der Definition „Niederschlagsereignis“ unterschieden:

- Ein Regen gilt als ein in sich abgeschlossenes Ereignis, begrenzt durch Regenspauzen bzw. durch Zeiten, in denen nur geringe Niederschlagstätigkeit nachweisbar ist.
- Ein Regen wird in beliebige Regenabschnitte eingeteilt, ohne Berücksichtigung von Regenspauzen und nicht nachweisbarer Niederschlagstätigkeit.

Da in der Auswertung der Starkregen die Gesetze der Extremwertstatistik angewandt werden, ist eine Einteilung nach Punkt b), d.h. Regenabschnitte mit vorgegebener Dauer, sinnvoll. Bei der praktischen Durchführung fehlte eine Angabe über die Grenzintensität zwischen abflußwirksamem und nicht abflußwirksamem Niederschlag. Es wurden deshalb für jede Dauerstufe T_i alle Niederschläge ausgewertet, die einen Wert $i \geq 0,05$ mm/min besaßen.

3. Arbeitsschritt: Aussortieren der Starkniederschläge und Bestimmen der maximalen Intensitäten, die ereignisweise in jeder Dauerstufe aufgetreten sind

Für die durchgeführten Auswertungen wurden bei der Bildung der partiellen Serien Stichprobenumfänge maximaler Intensitäten von 60, 90, 120, 150, 180, 210, 240, 270 und 300 Werten berücksichtigt. Ab 120 Werten aufwärts war auch das von DRASCHOFF (1981) zitierte Wertekriterium $4 M < L < 5 M$ erfüllt.

L : Umfang der partiellen Serie
 M : Anzahl der Beobachtungsjahre
 (30-jährige Reihe)

4. Arbeitsschritt: Extremwertstatistische Darstellung der ausgewählten Stichprobe

Nachdem für jede Dauerstufe T_i getrennt das Kollektiv der maximalen Intensitäten größenordnungsmäßig gereiht und mit Rangzahlen versehen wurde, erfolgt eine Einteilung in Intensitätsklassen, deren absolute bzw. relative Häufigkeit bestimmt werden. Das Addieren der Klassenhäufigkeiten ergibt die Summenkurve, deren empirische Verteilung nach WEIBULL/GUMBEL-CHOW

$$P_u(h_N) = \frac{k}{L+1} \quad (1)$$

angepaßt wird.

$P_u(h_N)$: empirische und theoretische Überschreitungswahrscheinlichkeit
 k : geordnete Rangzahl (klasseneingeteilt)
 L : Umfang der partiellen Serie.

Mit der Gleichung

$$n = \frac{L}{M} \cdot P_u(h_N) \quad (2)$$

und Gleichung (1) ergibt sich der empirische Zusammenhang

$$n_k = \frac{L}{M} \cdot \frac{k}{L+1} \quad (3)$$

zwischen der Rangzahl k und der jährlichen Häufigkeit n_k .

Als geeignete theoretische Verteilungsfunktion der Extremwertserie (Partielle Serie) fand die Exponential-Verteilung

$$P_u(h_N) = \frac{M}{L} \cdot e^{-(h_N - u)/w} \quad (4)$$

Verwendung, wobei sich durch Einsetzen von Gleichung 4 in Gleichung 2 und entsprechender Umformung die Niederschlagshöhe

$$h_N = u + w \cdot \ln \frac{1}{n} \quad (5)$$

ergibt.

Durch Eintragen der empirischen Wertepaare $(\frac{1}{n_k}, h_{Nk})$

h_{Nk} : Niederschlagshöhe in der Klasse mit Rang k

für alle k in ein Koordinatensystem und Anpassen der theoretischen Verteilungsfunktion (Gleichung 4) werden die Gleichungsparameter $u_i = u(T_i)$ und $w_i = w(T_i)$ der Gleichung 5 durch Regression für jede Dauerstufe T_i bestimmt (Abb. 4).

Die so gewonnenen Parameter u_i und w_i werden ihrerseits wiederum über die jeweilige Dauerstufe T_i aufgetragen, und über einen regressiven Ansatz können die Parameter a , b , c und d der Gleichungen 6 und 7

$$u(T) = a + b \ln T \quad (6)$$

$$w(T) = c + d \ln T \quad (7)$$

berechnet werden.

5. Arbeitsschritt: Aufstellen charakteristischer Regenhöhenlinien bzw. Regenreihen sog. Regenspendelinien

Die Berechnung der neuen Regenhöhenlinien bzw. Regenspendelinien der DWD-Niederschlagsstation ISNY erfolgte

zunehmend rückwärts derart, daß für die Dauerstufen T_i die Werte u_i und w_i nach den Gleichungen 6 und 7 nach der Methode des graphischen Ausgleichs ermittelt wurden.

Mit u_i und w_i sowie gewählter Häufigkeit n als Scharparameter ergibt sich die Regenhöhe $h_N(T, n)$ und daraus die Regenspenden $r_{T,n}$ (Abb. 5).

3 Bemessungsregen

Niederschlagsaufzeichnungen beweisen, daß die wirklichen Niederschlagsereignisse nur in den seltensten Fällen über die Regendauer gleichbleibende Regenspenden besitzen, wie es beim „Blockregen“ der Fall ist. Um dem tatsächlichen Niederschlagsverlauf als Eingang bei Niederschlags-Abfluß-Modellen in städtischen Gebieten besser Rechnung zu tragen, sind in die hydrologischen und vor allem in die hydrodynamischen Berechnungsverfahren für Kanalisationsnetze und deren Sonderbauwerke „intensitätsvariable“ Niederschlagsereignisse einzuführen. Diese Regen, die mit der Niederschlagsdauer veränderliche Regenspenden aufweisen, werden „Modellregen“ bzw. „Naturregen“ genannt.

Vier Gruppen von Bemessungsregen können unter Einbeziehung des „Blockregens“ unterschieden werden:

1. Blockregen
2. Signifikanter Modellregen, der eine Vielzahl von unterschiedlichen Bemessungsregen ersetzt
3. Regentypabhängige (unterschiedliche) Modellregen, die mit variabler Regenspende aus Naturereignissen abgeleitet werden
4. Naturregen; jedes tatsächlich aufgetretene abflußwirksame Niederschlagsereignis wird, mit einer Jährlichkeit versehen, als Eingabe-Größe herangezogen.

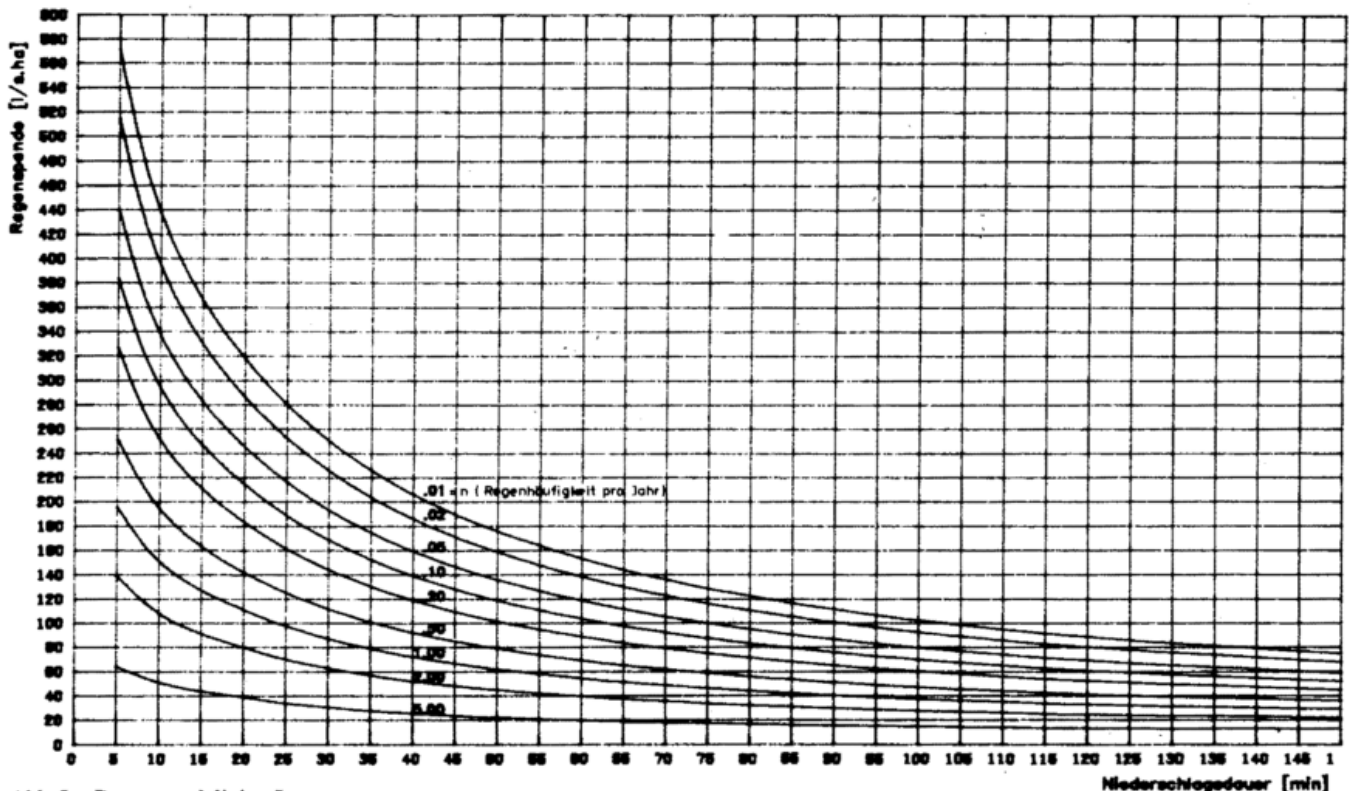


Abb 5: Regenspendelinien Isny

Mit diesem Spektrum von Modellregen ist es möglich, eine gesicherte Abschätzung der Systembelastung und des Systemverhaltens vorzunehmen. Gleichzeitig wird aber damit festgestellt, daß in den meisten Fällen der Ansatz nur eines Modellregens (Gruppe 1 und 2) nicht genügen kann.

Durch die Annahme von Modellregen der Gruppe 2 als Bemessungsregen soll ein für das Kanalnetz „ungünstiger“ Regenverlauf künstlich konstruiert werden, der mit dem wirklichen Niederschlagsgeschehen nur wenig gemeinsam haben muß, aber einen umfangreichen Rechenaufwand erspart. Es scheint jedoch besser, bei Anwendung von Bemessungsregen der dritten und vierten Gruppe, durch einen möglichst wirklichkeitsnahen Regenverlauf eine optimale Kanalnetzberechnung zu gewährleisten. Auch Modellregen unterschiedlicher Dauer und Häufigkeit, deren Auftrettswahrscheinlichkeit durch die jeweilige Niederschlagsmenge innerhalb der Gesamtdauer festgelegt ist, werden aus Regenspendelinien gewonnen.

Aus der Synthese der Ergebnisse aus der häufigkeitsstatistischen Regentypenauswertung und aus der prozentualen Niederschlagshöhe pro Regentyp wird getrennt für jede Dauerstufe ein maßgebender Bemessungsregen berechnet. In Verbindung mit den neuen Regenspendelinien können somit unterschiedliche Modellregen (Niederschlagshöhe bzw. Regenspende pro Zeitintervall) für jede Niederschlagsdauer entwickelt werden (Abb. 6).

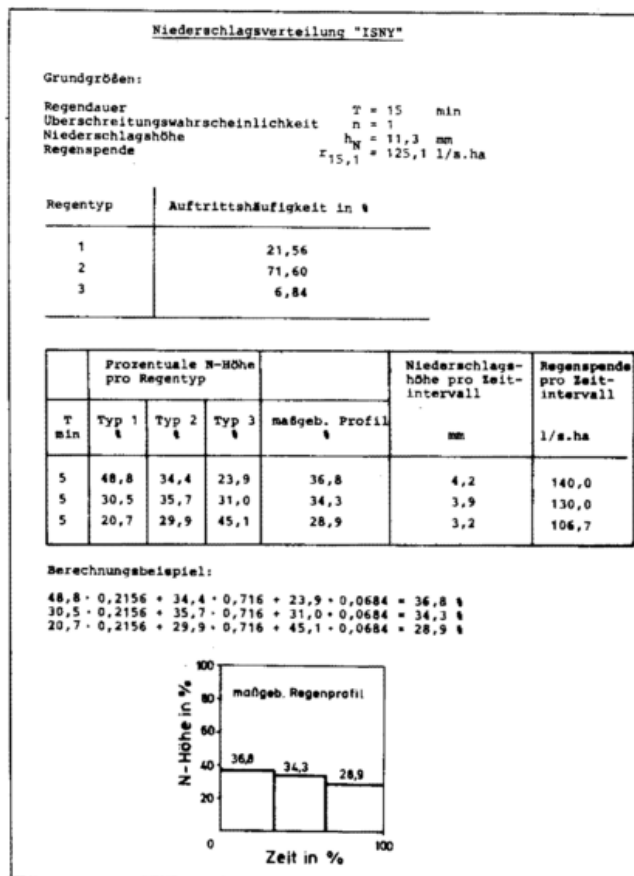


Abb 6: Niederschlagsverteilung „Isny“ für die Regendauerstufe $T = 15$ min

Fallweise muß nach erfolgter Analyse der Regenspendelinien und der Bemessungsregen entschieden werden, welche Modellkonzeption, z.B.

- Regenspendelinie für $n = 1$ und
- Blockregen bzw.
- Modellregen oder
- Naturregen

für eine nachfolgende Bemessung bzw. Nachrechnung der baulichen Maßnahmen von städtischen Kanalisationen gerechtfertigt erscheint.

4 Ausblick

Obwohl eine räumliche Niederschlagsverteilung aufgrund der Auswertung von nur einer Station nicht berücksichtigt wurde, können dennoch die Ergebnisse als gebietsrepräsentativ angesehen werden. Dies ist um so mehr der Fall, als daß das Einzugsgebiet der Stadt Isny mit 410 ha relativ klein ist, woraus keine räumliche Abminderung zu vertreten ist. Zudem bringen die räumlichen Niederschlagswerte eine Glättung der punktuellen Niederschlagsspitze mit sich, was sich auf die zusätzliche Reduzierung der Regenspendewerte auswirkt.

Literatur

- ALTHAUS, J.: Vergleich von Modellregen zur Kanalnetzbe-
rechnung. Mitt. d. Inst. f. Wasserwirtschaft, Hydrol. u.
landwirtsch. Wasserbau d. TU Hannover H. 56 (1985).
- ATV-Arbeitsgruppe 1.2.1 1981: Grundlagen der Kanalnetzbe-
rechnung — Niederschlagsauswertung. Arbeitsbericht,
Korrespondenz Abwasser 28. (1981) H. 10, S.737–747.
- ATV/DVWK: Regeln zur Wasserwirtschaft. Empfehlungen
zur Niederschlagsauswertung — Starkregen in Abhängig-
keit von Wiederkehrzeit und Dauer. Entwurf Mai 1983.
- BRUMMER, J.: Die Anpassung verschiedener Modellregen
an Münchener Niederschlagsverhältnisse. Ber. aus Wasser-
gütewirtschaft u. Gesundheitsingenieurwesen, TU Mün-
chen, Nr. 44 (1983)
- BURTH, M.: Auswertung von Niederschlagsdaten im Gebiet
der Eyach, Steinlach und Waldach mit neuen Verfahren für
die Ermittlung von Punkt- und Gebietsniederschlägen. Di-
plomarbeit am Inst. f. Wasserbau d. Univ. Stuttgart 1983
(unveröffentlicht).
- DEUTSCHER WETTERDIENST (DWD): 30jährige digitali-
sierte Niederschlagsreihe der Station ISNY. Offenbach
1984.
- DRASCHOFF, R.: Messung und Auswertung von Punktnie-
derschlägen. 13. DVWK-Fortbildungslehrgang für Hydrolo-
gie, „Stadthydrologie“, Bad Herrenalb 1981.
- GIESECKE, J.; MEYER, H.; HEISSEL, L.: Statistische
Auswertung von Niederschlagsregistrierungen der DWD-
Wetterstation ISNY (1951-1980) zur Sanierung des Kanalisations-
netzes der Stadt ISNY. Techn. Ber. 85/2 d. Inst. f.
Wasserbau d. Univ. Stuttgart 1985.
- GIESECKE, J.; MEYER, H.: Räumlich-zeitliche Nieder-
schlagsverteilung aus Punktmessungen. Wasserwirtschaft
75 (1985) H. 7/8.

HEISSEL, L.: Erarbeitung von maßgebenden Modellregen zur Dimensionierung von städtischen Kanalisationen. Diplomarbeit am Inst. f. Wasserbau d. Univ. Stuttgart 1984 (unveröffentlicht).

HÖRLER, A.; RHEIN, H.R.: Die Intensitäten der Starkregen in der Schweiz. ETH, Z. f. Hydrol. 24 (1962) Fasc 2.

KNAUF, D.; SOLZBACHER, F.: Neue Regenspendelinien für die Stadt Solingen und ihr Einfluß auf die Bemessung von Regenrückhaltebecken. Korrespondenz Abwasser, 28 (1981) H. 10.

LAWA/DWD/DVWK: Regeln zur Wasserwirtschaft. Niederschlag — Aufbereitung und Weitergabe von Niederschlagsregistrierungen. Entwurf 1984.

NEUMANN, W.; ROTHMEIER, F.: Modellregen zur Kanalnetz Bemessung — Kenntnisstand und Empfehlungen. Gwf-Wasser/Abwasser 122 (1981) H. 9, S. 396—401.

PECHER, R.; ALTHAUS, J.: Modellregen zur Bemessung von Kanalnetzen. Korrespondenz Abwasser 26 (1979) H. 4, S. 181—186.

REINHOLD, F.: Regenspenden in Deutschland (Grundwerte für die Entwässerungstechnik). GE 1940.

ROTHMEIER, F.; NEUMANN, W.: Die Ermittlung von Regenspendelinien aus Münchener Regenschreiberaufzeichnungen. Gwf-Wasser/Abwasser 122 (1981), H. 2, S. 64—68.

SIFALDA, V.: Entwicklung eines Berechnungsregens für die Bemessung von Kanalnetzen. Gwf-Wasser/Abwasser 114 (1973) H. 9, S. 435—440.

SCHMITT, P.: Wege zur Automatisierung der Niederschlagsermittlung. Mitt. d. Inst. f. Wasserbau d. Univ. Stuttgart, H. 55 (1984).

12 H. G. MENDEL

Gedanken zur operationellen Wasserstands- und Abflußvorhersage

1 Einleitung

In unseren Breiten steht die Wasserstands- und Abflußvorhersage jährlich etwa ein- bis zweimal im Rampenlicht der Öffentlichkeit. Das Interesse erlischt, wenn die Hochwasserwelle ihren Höhenpunkt überschritten hat und wenn sich die Wasserstände wieder ihren normalen Werten nähern. Allenfalls die Fachleute, ein Teil der politischen Öffentlichkeit und die Betroffenen diskutieren noch über evtl. aufgetretene organisatorische Mängel: Warum kam die Warnung so spät? Warum wurde das wahre Ausmaß der Katastrophe so schlecht prognostiziert? Und wie konnte es überhaupt zu einem solchen Hochwasser kommen?

Der vorliegende Aufsatz will auf einige Aspekte des operationellen Charakters von Wasserstands- und Abflußvorhersagen aufmerksam machen. Für eine umfassende Information seien die Schriften [6, 8, 9, 30] empfohlen.

Wer sich mit der Geschichte der Hydrologie und der Wasserstands- und Abflußvorhersage auch nur am Rande beschäftigt, der stellt sehr bald fest, daß viele heute modern erscheinende Methoden eigentlich schon recht alt sind. Eine ausführliche Darstellung der Geschichte der hydrologischen Vorhersagen ist in [18] nachzulesen.

2 Die vielfältigen Speichermechanismen im Einzugsgebiet

Wir alle wissen, daß ein und dasselbe Niederschlagsereignis sehr unterschiedliche Abflüsse hervorrufen kann. Die Ursache dafür ist das Vorhandensein ebenso unterschiedlicher Speicher, wie Oberflächenspeicher, Bodenspeicher, Grundwasserspeicher und Gerinnespeicher. Das Abflußgeschehen verkompliziert sich nun noch deshalb, weil sich diese Speicher in ihrer Wirkung örtlich und zeitlich nicht weniger stark unterscheiden können. Vergleichen wir beim Oberflächenspeicher nur eine geneigte, versiegelte Fläche wie ein Dach oder eine Straße mit einem natürlichen Wald oder einem

Stück Grasland. Oder denken wir an den zur Füllung noch frei verfügbaren Volumenanteil eines Einzelspeichers: Im entleerten Zustand kann dieser Speicher auf einen bestimmten Regen im Extremfall hinsichtlich des Abflusses vielleicht überhaupt nicht reagieren, während das Regenwasser denselben Speicher im gesättigten Zustand ohne nennenswerte Verzögerung passiert. Abstrahieren wir weiter und stellen wir uns vor, das Einzugsgebiet hätte tatsächlich keinerlei Speicherwirkung, so hätte die Abflußvorhersage auch keinen Vorsprung vor der Niederschlagsmessung und ihr wäre damit ihre eigentliche Grundlage entzogen, denn man könnte dann von der einfachen Formel $Q = a \cdot N$ [m³/s] ausgehen, in der Q der Abfluß, a eine feste Pegelkonstante und N die gemittelte Niederschlagsintensität über dem Einzugsgebiet bedeutet. Da aber diese Vorstellung allenfalls für kleine Oberflächen- und Volumenelemente in Extremsituationen zutrifft, hat der Vorhersageersteller einen entsprechenden zeitlichen Spielraum, um den Prozeß des Auffüllens und Entleerens der einzelnen Speicher im Einzugsgebiet zu berechnen und sein Rechenergebnis den vom Hochwasser bedrohten Stellen mitzuteilen. Man kann diese Aufgabe noch konkretisieren und die Einzelspeicher zu dem bekannten Modell des Wasserkreislaufes kombinieren, wie es in Abbildung 1 unter Einfluß der Atmosphäre und des Meeres dargestellt ist.

Der zeitliche Wirkungsbereich dieser Speicher kann sich um Größenordnungen unterscheiden, was auch auf die einzelnen Elemente eines jeden Speichers selbst zutrifft (s. Abb. 2). Dabei bereitet der Grundwasserspeicher der Abflußvorhersage die kleinsten Probleme, denn sein Füllungs- und Leerungsprozeß vollzieht sich eher im Monats- und Jahres- als im Tagesbereich, zudem ist der aus dem Grundwasser stammende Abfluß im Verlauf einer Hochwasserwelle vergleichsweise gering. Viel rascher und heftiger reagieren dagegen der Oberflächen- und der Bodenspeicher; denn ihre Fähigkeit, Wasser auf Pflanzen- und Bodenoberflächen, in Mulden und Rinnsalen und schließlich in Bodenporen zurückzuhalten, kann schon nach wenigen Minuten erschöpft sein. Wie unter-

schiedlich die einzelnen Elemente z. B. des Oberflächenspeichers auf den Niederschlag reagieren, ist nachfolgend angedeutet:

- Versiegelte Flächen liefern aufgrund ihrer minimalen Speicherkapazität praktisch unmittelbar Oberflächenabfluß
- Offene, zuvorderst tonig-lehmige Böden folgen mit nur geringem Nachlauf, da deren Fähigkeit zur Speicherung und Durchlässigkeit von Wasser sehr begrenzt ist. Versiegelte Flächen und offene Böden gelten als Quelle des sog. „quick flow“
- Die verzögerte Abflußreaktion bebauter Böden ist in doppelter Hinsicht eine Folge ihres Bewuchses. Zum einen erhöht dieser die benetzbare Oberfläche, also die Interzeptionskapazität, und zum anderen schützt er die Bodenoberflächen vor Verschlemmung durch die aufprallenden Regentropfen
- Grasland gilt bereits als Übergang zu jenen Oberflächen, die nur noch bei Starkregen Oberflächenabfluß erzeugen; dies sind
- Ödland und Wald. Die Ursache für die extreme Abflußverzögerung müssen wir im guten Kontakt mit dem Bodenspeicher suchen, welcher in Ausnahmesituationen mehr als 600 mm Regen aufnehmen kann [7].

Hinzu kommt eine bisher nicht genannte aber sehr wirksame Einflußgröße: die Geländeneigung. Sie kann die Zeitskala der ohnehin schon weit gespannten Wirkungsbereiche noch um gut eine Größenordnung verschieben.

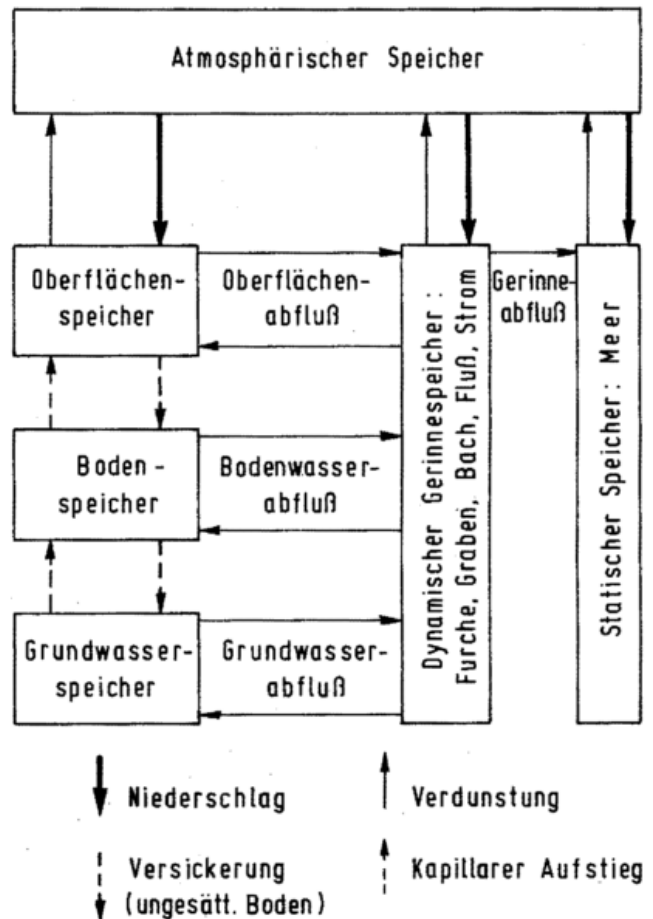


Abb. 1: Modell des globalen Wasserkreislaufes

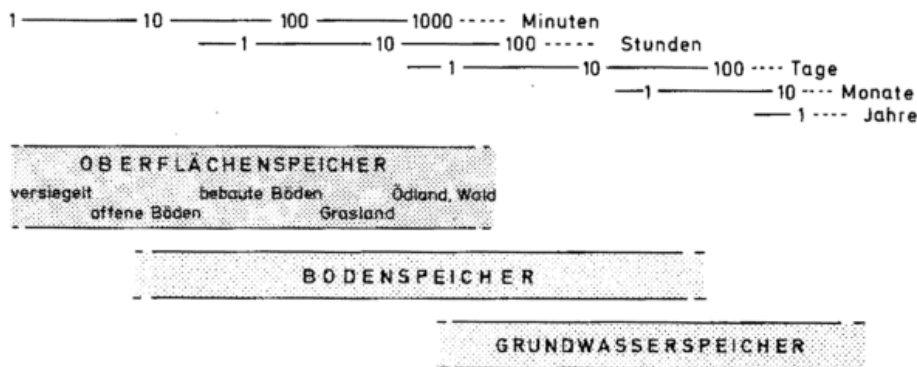


Abb. 2: Zeitlicher Wirkungsbereich der abflußrelevanten Speicher und Speicherelemente

Bei näherer Betrachtung erkennt man die außerordentliche Komplexität des Abflußprozesses, und zwar schon am Ort der Entstehung. Können wir nun wenigstens aus dem Bild der Abflußganglinie am Gebietsauslaß etwas konkretes über den Ursprung des dort ankommenden Wassers und seinen zeitlichen Verbleib erfahren? Die klassische in der Literatur vielfach beschriebene Vorstellung vom Aufbau der Abflußganglinie ist überwiegend subjektiv geprägt [21], d. h. es bleibt dem Betrachter überlassen, wie er je nach morphologisch-geologischen und Landnutzungs-Eigenschaften des Einzugsgebietes die zeitliche Separierung der Gesamtabflußganglinie in Oberflächen-, Boden- und Grundwasserabflußganglinie vornimmt.

Welche Methoden man aus dem breiten Angebot der Systemhydrologie fallweise entnimmt, um zu einer nach dem Stand der hydrologischen Wissenschaft bestmöglichen Abflußvorhersage zu gelangen, wird in Abschnitt 5 näher aufgezeigt.

3 Einige Begriffe aus dem Bereich der operationellen Wasserstands- und Abflußvorhersage

Der vorliegende Aufsatz hat ausschließlich die *kurzfristige* Vorhersage (Prognose) zum Inhalt, d. h. die Vorhersage des Wertes eines Merkmals (Durchfluß, Wasserstand [Momentan- oder Mittelwert]) mit Bezug auf die aktuelle Situation und daher auch mit Bezug auf einen konkreten Zeitpunkt (Echtzeitvorhersage).

Die Kenngrößen einer solchen Vorhersage und ihr operationeller Charakter wird durch die Einführung einiger neuer Begriffe deutlich:

Vorhersagezeitpunkt: Zeitpunkt der letzten Messung

Berechnungszeitpunkt: Zeitpunkt, zu welchem die Vorhersageberechnung beginnt

Herausgabezeitpunkt TH: Zeitpunkt, zu welchem die Berechnung beendet ist und die Übermittlung beginnt

Bezugszeitpunkt: Zeitpunkt, auf den sich eine Vorhersagegröße bezieht (N Bezugszeitpunkte $T(I)$, $I = 1, N$)

Vorhersagefrist: $T(I)$ -TH. Die Netto-Vorhersagefrist ist um den Betrag der Übermittlungszeit kürzer.

Vielfach falsch oder mehrdeutig werden einige weitere Begriffe benutzt, so daß hier deren Erklärungen angebracht sind.

Vorhersagemodell: Gesamtheit der Annahmen und Anweisungen zur Berechnung der Vorhersage

Parameter: Im Modell auftretende Größe, die zumindest in erster Näherung konstant ist

Modelleichung = Parameteroptimierung = Parameterschätzung: Bestimmung optimaler Parameterwerte anhand der beobachteten Werte aus der Vergangenheit (Eichperiode)

Nachkalkulation = Nachrechnung: Berechnung der Vorhersage im Nachhinein. Sie unterscheidet sich von der unter operationellen Bedingungen berechneten Vorhersage durch den fehlenden Zeitdruck, was die Verwendung des gesamten Datenmaterials (Menge und Qualität) und der besten Parameterwerte ermöglicht.

Vorhersagegenauigkeit: Bereich, innerhalb dessen mit vorgegebener Wahrscheinlichkeit der Wert der Vorhersagegröße liegt. In der Praxis wird die Vorhersage eher subjektiv durch optischen Vergleich der Vorhersage mit der nachträglichen Messung beurteilt.

4 Worin unterscheidet sich die operationelle Vorhersageberechnung von der Nachrechnung?

4.1 Restriktionen im Datenangebot

Das Rechenmodell erwartet zeitgleiche Daten, z. B. Wasserstände zum Vorhersagezeitpunkt 7.00 Uhr an jeder der verwendeten Meßstationen. Im Realfall werden aber nicht alle Daten automatisch fernübertragen, und es ist zudem gerade bei Hochwasser und Starkniederschlag mit Ausfällen zu rechnen, so daß die geforderten Werte inter- oder extrapoliert oder modellintern simuliert werden müssen.

Für die operationelle Vorhersage folgen daher gegenüber der Nachrechnung eine Reihe restriktiver Konsequenzen (Abb. 3):

1. Prüfung, Ergänzung und Aufbereitung der Meßdaten unmittelbar im Anschluß an den Vorhersagezeitpunkt
2. Aktualisierung der Arbeitsdateien
3. Festlegung von System- und Modellparametern. Ggf. Aktualisierung der Parameterdateien
4. Modellstart
5. Übernahme der Rechenergebnisse in den Meldeplan oder erneuter Modellstart mit korrigierten Daten
6. Ggf. Durchführung von Schutzmaßnahmen.

4.2 Vorhersage von Eingangsgrößen

Im allgemeinen wünscht der Anwender eine Vorhersagezeit, die die durch die Speicherwirkung im Einzugsgebiet erzielte Abflußverzögerung übertrifft. Um dies zu erreichen — in mittleren Flußgebieten wie dem des Neckars wären dies etwa 24 Std., in großen Flußgebieten 48 Std. und mehr —, wird die Vorhersage der beiden wichtigen abflußbildenden Größen Niederschlag und Lufttemperatur, ggf. auch von Wasserständen an Oberliegerpegeln, angestrebt.

Zu den gegenwärtig meist diskutierten Niederschlagsvorhersagen zählt diejenige des Deutschen Wetterdienstes (DWD) nach dem BKN(Baroklinen Nest)-Modell, das auch Vorhersagen der Lufttemperatur liefert (bei abschmelzender Schneedecke von Interesse).

Über Niederschlagsvorhersagen für operationelle hydrologische Zwecke hat die Internationale Kommission für die Hydrologie im Rheingebiet (KHR) 1982 eine umfangreiche Dokumentation erstellt [14]. Sie enthält eine Beschreibung von 16 synoptisch-statistischen, dynamisch-statistischen und dynamischen Modellen aus dem europäisch-nordamerikanischen Raum sowie einen Ausblick auf mögliche künftige Entwicklungstendenzen in der quantitativen Niederschlagsvorhersage.

5 Mathematische Modelle

5.1 Deterministisch oder stochastisch?

Vor gut zwei Jahrzehnten begannen die Hydrologen damit, Ordnung in die inzwischen stark angewachsene Zahl ihrer mathematischen Modelle zu bringen. Dabei kam lange Zeit keine einheitliche Antwort auf die Frage zustande, ob denn der Abflußprozeß stochastischer oder deterministischer Natur sei.

Der Streit ist heute vergessen. Seine Irrelevanz geht aus folgendem Beispiel hervor:

Die gemeinsame Arbeitsgleichung der Verfahren zur Wellenablaufberechnung nach „Muskingum“ und „Kalinin-Miljukow“, die man beide als streng deterministisch, weil physikalisch begründet betrachten könnte, lautet

$$Q_2(t+\Delta t) = C_0 \cdot Q_1(t+\Delta t) + C_1 \cdot Q_1(t) + C_2 \cdot Q_2(t),$$

d. h. der künftige Abfluß am Unterliegerpegel zur Zeit $t+\Delta t$ ist eine Funktion des jetzigen Abflusses am Ober- und Unterliegerpegel und des künftigen Abflusses am Oberliegerpegel. Diese Gleichung erkennt man aber auch als multiplen regressionsanalytischen Ansatz, der sich nicht weniger streng in die Gruppe der stochastischen Verfahren einordnen läßt.

Die Hydrologen bedienen sich daher anderer Beurteilungskriterien. Zunächst bewerten sie ihre Modelle nach dem Grad der Koinzidenz zwischen berechnetem und beobachtetem Verhalten. Erst an zweiter Stelle versuchen sie die Frage nach der inneren Struktur ihres Modells zu beantworten. Dabei treten eine Vielzahl von nicht einheitlich verwendeten Namen auf, z. B. lineares/nichtlineares Modell, lineares/nichtlineares Filter, Mehrkanalfilterung, zeitvariantes/zeitinvariantes Modell, empirisches/konzeptionelles Modell.

5.2 Nach welchen Gesichtspunkten ist ein Modell auszuwählen?

Als zweckmäßig zur Modellauswahl sind einige rein pragmatische Gesichtspunkte zu betrachten ([8] und 1. in [6]):

- a) Grad der Kompliziertheit des Modells in datentechnischer und mathematischer Hinsicht
 - Aufwand bei der Modellentwicklung
 - Aufwand beim Betrieb des Vorhersagemodells
- b) Zweck der Vorhersage
 - Hochwasserwarnung
 - Hochwasserschutz
 - Energiewirtschaft
 - Schifffahrt
 - Wasserversorgung
 - Wassergütwirtschaft
- c) Vorherzusagende Größe
 - Scheitelwert von Wasserstand und/oder Abfluß
 - Über- und Unterschreiten von Schwellenwerten
 - höchster und tiefster schiffbarer Wasserstand
 - Überschreitungsdauer bestimmter Werte
 - Ganglinien von Wasserstand und/oder Abfluß
 - Abflußfüllen
- d) Verfügbarkeit von Eingangsdaten
 - Wasserstände
 - Abflüsse
 - Niederschläge
 - Schneedaten (Schneeschnmelzmodell)
- e) Größe und Beschaffenheit des Systems Einzugsgebiet
 - sind in einem großen Einzugsgebiet seitliche Zuflüsse vernachlässigbar, dann genügt z. B. ein Wellenablaufmodell
 - bei kurzer Fließzeit und schneller Abflußreaktion sind i. a. Vorhersagen für Oberliegerpegel erforderlich
 - in einem großen Einzugsgebiet sind bei nicht vernachlässigbaren seitlichen Zuflüssen und/oder bei Speicherregelung zusammengesetzte Modelle zu empfehlen

5.3 Welche mathematischen Verfahren oder Modellbausteine sind Bestandteil von Vorhersagemodellen?

- a) Empirische Verfahren mittels graphischer Schätzung der Vorhersagefunktion
 - Pegelbezugslinienverfahren (entwickelt für die Vorhersage von Scheitelwerten) und
 - zeitgerechte Abflußsummierung (Addition zeitverschobener Abflüsse). Beide Verfahren sind in [6] ausführlich beschrieben und kommen seit Jahrzehnten in der Wasserwirtschaftsverwaltung zur Anwendung.
- b) Zeitreihenanalytische Verfahren
 - Mehrfach lineare Regression [26]; s. auch Abschn. 5.1. Ein gegenüber dem einfachen Ansatz verbessertes Vorhersageergebnis hat diesem Verfahren zu einer weiten Anwendung verholfen.
 - Multiple Frequenz-Response-Analyse, womit die Zeitreihe zur Schätzung der Modellparameter in den Frequenzbereich transformiert wird. Ein Vergleich mit der mehrfachen linearen Regression erbrachte erneut

verbesserte Rechenergebnisse [10], jedoch liegen keine operationellen Erfahrungen vor.

Die nach WIENER und KALMAN benannten Verfahren wurden in der Nachrichtentechnik primär zur digitalen bzw. analogen Herausfilterung von auf dem Übertragungswege durch Rauschüberlagerung verzerrten impulsförmigen Signalen entwickelt.

- Wiener Filter (Mehrkanalfilterung)

Dieses ist ein zeitinvariantes und in den Parametern lineares mathematisches Modell.

In der Hydrologie kann es zur Analyse der System-Übertragungseigenschaften bei bekannten Systemeingängen (z. B. Wasserstände oder Abflüsse an Oberliegerpegeln, seitliche Zubringer und/oder Gebietsniederschläge) und bekanntem Systemausgang (z. B. Wasserstände oder Abflüsse am Unterliegerpegel) verwendet werden. Hierzu wird für jeden Eingang eine Übertragungsfunktion aus den korrelativen Zusammenhängen der Eingänge untereinander und zwischen den Eingängen und dem Ausgang des Systems berechnet. Zur operationellen Vorhersage des Systemausgangs für mehrere Vorhersagezeitpunkte müssen jeweils die zugehörigen Übertragungsfunktionen verwendet werden. So kommen z. B. bei dem auf dem Wiener-Filter basierenden und im Abschnitt 8 erwähnten Mehrkanalfiltermodell z. Zt. über 600 Übertragungsfunktionen zur Anwendung [27].
- Das Kalman-Filter stellt einen Schätzalgorithmus dar, der unter Berücksichtigung von Modell- und Meßfehlern einen optimalen Schätzwert für den aktuellen Zustand eines dynamischen Systems liefert. Gleichzeitig bietet dieses Verfahren auch die Möglichkeit, komplexe Systeme mit mehreren Ein- und Ausgangsgrößen zu behandeln, da der gesamte Algorithmus über eine Reihe von Matrixgleichungen formuliert wird [12]. Über die Anwendung des Kalman-Filters zu Abflußvorhersagen werden gegenwärtig noch recht unterschiedliche Auffassungen vertreten. Sie reichen von optimistischen Erwartungen bis zur gänzlichen Ablehnung.
- c) Wellenablaufverfahren (flood routing, Gerinnetransformation, Abflußverformung)

Gemeinsames Merkmal dieser Verfahren ist die Verwendung von Abflußganglinien, ggf. auch von morphologischen Größen des betrachteten Flußabschnittes, um daraus auf die Verformung der Welle bei ihrem Durchgang durch den Abschnitt zu schließen. Soweit die Laufzeit als Gewinn für die Vorhersage nicht genügt, ist eine Vorhersage der Zulaufganglinie notwendig. Eine Klassifikation der zahlreichen linearen und nichtlinearen (hydrologischen) Wellenablaufverfahren enthält [8].
- d) Niederschlag-Abfluß-Modell

Die Gesamtheit der Verfahren zur Transformation von Niederschlag in Abfluß aus einem Einzugsgebiet nennt man Niederschlag-Abfluß-Modell. Neben Niederschlagsdaten können Abfluß-, Klima- und Gebietsdaten verwendet werden.

Folgende Teilprozesse sind zu berechnen:

 - Belastungsbildung (Gebietsniederschlag [auch Messung, s. o.], ggf. Schneeschmelzrate, s. u.)

- Abflußbildung (abflußwirksamer = effektiver Niederschlag)
- Abflußkonzentration (Überführung des flächenhaften abflußwirksamen Niederschlags in die Abflußganglinie am Gebietsauslaß) und
- Gerinnetransformation (s. Abschn. 5.3, c).

Vorteil von Niederschlag-Abfluß-Modellen ist die Verlängerung der Vorhersagezeit durch die Einbeziehung von Niederschlagsvorhersagen. Über die bekannten Methoden zur Gebietsniederschlagsberechnung ist in [22] nachzulesen.

e) Verfahren zur Berechnung der Schneeschmelzrate

Während wir die Physik des Schneeschmelzprozesses hinlänglich genau kennen, stellen uns die beschränkten meßtechnischen Möglichkeiten in einem realen Einzugsgebiet vor die Aufgabe, zuverlässige vereinfachte Konzepte zu entwickeln, mit denen die wichtigsten Teilprozesse erfaßt werden können. Eine Reihe solcher Verfahrensvorschläge sind in [1, 2, 8] enthalten, dennoch ist wohl keine operationelle Vorhersage bekannt, in der die Berechnung der Belastung aus der Schneedecke befriedigend gelöst ist (Schwierigkeiten: Meßstellendichte, diffuse Ausaperungsgrenze, Schneedichte, Schmelze in Kombination mit Regen und Bodenfrost, „Tauflut“). Dem „Snow-Compaction-Verfahren“ [4, 16] räumt man seiner ausschließlichen Verwendung von Niederschlags- und Lufttemperaturdaten für die operationelle Vorhersage gute Chancen ein, dagegen wird das aufwendige, weil auf diversen Klimadaten aufbauende Verfahren des amerikanischen Wetterdienstes diesbezüglich eher zurückhaltend beurteilt.

f) On-line-Optimierung

Vielfach wird im Modell auf Datenlücken und Datenfehler geprüft sowie durch Parametersteuerung die Möglichkeit geboten, den Rechenwert zum Vorhersagezeitpunkt dem letzten Meßwert anzupassen. Erheblich aufwendiger gestaltet sich dagegen die Anpassung der ereignisspezifischen Modellparameter, also die On-Line-Eichung. Hier unterscheidet man das Trial- and Error-Verfahren und die Parameteroptimierung, welche i. a. adaptiv angewendet wird (Optimierung in jedem Rechenschritt als Startwert für den Folgezeitpunkt).

5.4 Engpässe in der Abfluß-Simulation

An dieser Stelle soll noch jener Typ gebietsspezifischer Eichdaten angesprochen werden, den der Hydrologe neuerdings mit dem Begriff der Parametrisierung in Verbindung bringt. Man versteht darunter die engmaschige Erfassung der abflußrelevanten Gebietsgrößen wie Landnutzung, Bodenart, Geländeneigung (je z. B. über Satelliten wie LANDSAT und SPOT zu messen) und Untergrundbeschaffenheit mit dem Ziel einer detaillierten Abflußberechnung.

Der Hydrologe erwartet von einer hohen Auflösung der o. g. Gebietsgrößen sowohl eine gesteigerte Rechengenauigkeit — denn jetzt läßt sich der Abfluß von kleinen, homogenen Gebietelementen zum Vorfluter im Modell verfolgen — als auch eine Übertragung einzelner Modellbausteine und Parameter von einem Einzugsgebiet auf ein anderes. In letzter Konsequenz würde eine solche „Regionalisierung“ die analy-

tische Verknüpfung des zu berechnenden Abflusses ausschließlich mit Gebietsgrößen und aktuellen Belastungsdaten bedeuten.

Das Kernproblem der Hydrologie, die Berechnung der Effektivbelastung Abflußbildung, erscheint im Fall der Parametrisierung deshalb transparenter, weil jetzt homogene Verhältnisse vorliegen. Wir haben es nicht mehr mit *einem heterogenen* Einzugsgebiet zu tun, sondern mit einzelnen homogenen Gebietelementen, deren Abflußbildungen als Reaktion auf die Belastung zeitlich weit strenger ausfallen. Eine damit verbundene gesteigerte Rechengenauigkeit wäre zunächst mit dem klassischen Instrumentarium an Black-Box-Modellbausteinen anzustreben, die praktisch allesamt von der Trivialbeziehung Effektivbelastung = Abflußbeiwert x Gesamtbelastung ausgehen.

Die Berechnung des Abflußbeiwertes für ein Gesamtereignis, für den Hochwasserscheitel und in zeitlicher Auflösung, ist bisher noch nicht befriedigend gelungen:

- Das vom U.S. Weather Bureau entwickelte und in [19] für die operationelle Hydrologie vorgestellte „Koaxialdiagramm“ versucht die gesamten Verluste eines Niederschlagsereignisses mit dem sog. Vorregenindex, der Jahreszeit sowie der Dauer und Intensität des Niederschlags in Verbindung zu bringen.
- Vorstellungen über einen exponentiellen zeitlichen Abfall der Verluste bei unterschiedlichen Anfangs- und Endzuständen findet man in [20].
- Einige überwiegend hypothetische Ansätze enthalten ebenso hypothetische Annahmen über die Anfangs- und möglichen Endverluste, jedoch spezifiziert nach unterschiedlichen Eingangsgrößen wie Jahreszeit, Anfangsbodenfeuchte, Bodenart und -bedeckung (nachzulesen in [11, 24]).

Daß alle Bemühungen weitergeführt werden müssen, um die Abflußbildung schließlich besser verstehen zu können, ist den beteiligten Wissenschaftlern hinlänglich bekannt. Nicht weniger intensiv wird auf dem Gebiet der Abflußkonzentration gearbeitet, wo es darum geht, aus dem so ermittelten effektiven Belastungsanteil die Abflußganglinie im Gerinne zu konstruieren. In der Praxis kann die Abflußkonzentration aber nur kontrolliert und an die folgende Phase der Gerinnetransformation weitergegeben werden, wenn hinsichtlich der unteren Grenze der Gebietsgröße die beiden folgenden Voraussetzungen erfüllt sind:

- definierte Gerinnemorphologie am Querschnitt, um Abflußmessungen zu ermöglichen und
- definierte Gerinnemorphologie im gesamten Abschnitt, um bei vernachlässigbaren Zuflüssen (Grundwasser, Nebenflüsse) die Abflußverformung nach einer der zahlreichen flood routing-Methoden berechnen zu können.

Über die nicht weniger zahlreichen Methoden zur Berechnung der Abflußkonzentration ist zweckmäßigerweise im Schrifttum über die Systemhydrologie nachzulesen, z. B. [3,5]. Häufig angewandt werden:

- Einheitsganglinienmethode
- Isochronenmethode
- Speichermodelle
- weitere lineare und nichtlineare Ansätze.

6 Daten

Daten, Modell und Rechenhilfe stehen in komplexer Wechselbeziehung zueinander und beeinflussen ebenso komplex und nach wie vor ungeklärt die Güte der Vorhersage. Obwohl die hydrologischen Modelle zur Abfluberechnung eine erhebliche Verfeinerung erfahren haben und auch die Datenbasis verbessert werden konnte, kennt selbst der Fachmann noch keine befriedigende Antwort auf die Frage, weshalb aufwendige Modelle oder eine umfangreiche Datenbasis nicht automatisch zu einer höheren Vorhersagegüte führen. So blieb auch ein Versuch der Weltorganisation für Meteorologie ohne konkretes Ergebnis, die Rechengenauigkeit einiger bekannter und unterschiedlich strukturierter Modelle in Abhängigkeit ebenso unterschiedlicher Inputdaten zu vergleichen [29].

Einen groben Überblick über die für die operationelle Hydrologie verfügbaren Stationen im Bereich der Bundesrepublik Deutschland erlauben die Angaben in den gewässerkundlichen Jahrbüchern und in den Jahresberichten des Deutschen Wetterdienstes.

Die Abflubvorhersage beurteilt ihre Eingangsdaten grundsätzlich nach den Kriterien

- Verfügbarkeit
- zeitliche Auflösung und
- Zuverlässigkeit.

Die operationelle Vorhersage (im Gegensatz zur Nachrechnung und zur Modelleichung) fordert eine unmittelbare Verfügbarkeit der Daten, weshalb eine automatische Erfassung, Speicherung vor Ort (z. B. auf Halbleiterspeicher), Fernübertragung (Draht oder Funk) und eine zentralseitige dv-technische Unterstützung anzustreben ist.

Bei der Einrichtung und Umrüstung einer Meßstelle sind folgende Eigenschaften anzustreben (s. 19.2 in [31]):

- Zuverlässigkeit
- niedrige Kosten
- niedriger Energiebedarf
- einfache Bauelemente
- technologische Langlebigkeit und Erweiterbarkeit (modulare Bauweise)
- Kompatibilität hinsichtlich der Meßgeräte
- rasche und einfache Installation
- kontinuierliche Datenspeicherung vorort und
- Sicherheit vor Umwelteinflüssen und Vandalismus

Die Obergrenze der zeitlichen Datenauflösung mit Zeitschritt $\Delta T = T(I) - T(I-1)$ folgt aus der Konzentrationszeit TC (d. i. die Zeitspanne zwischen dem Niederschlags- und dem Abflussschwerpunkt). Man wählt $\Delta T \leq 1/6 TC$ (s. 6.7.1.1 in [30]). Damit liegt ΔT in großen Flußgebieten bei 6 Std., sonst bei 3, 2 oder 1 Std. Zweckmäßigerweise werden die synoptischen Termine 6.00, 12.00 ... Uhr UTC gewählt, ggf. mit einer entsprechenden Unterteilung. Die Zuverlässigkeit eines Meßwertes leidet unter der Unzuverlässigkeit (z. B. Ausfall) der Meßstation.

6.1 Wasserstand / Abfluß

Von den rd. 3.800 Pegelanlagen in der Bundesrepublik Deutschland sind 74% mit Registriereinrichtungen ausgerü-

stet, bei wiederum 60% werden Abflüsse ausgewertet, rd. 500 Pegel sind mit Anrufbeantwortern ausgestattet, 40 Pegel verfügen über eine Selbstmeldeeinrichtung und 120 Pegel werden mit Fernübertragung betrieben [25].

Das bedeutet:

Für den Zweck der Nachrechnung und Modelleichung sollte die Zahl von über 2.000 registrierenden und Abflußdaten liefernden Pegel bei weitem genügen. Hier besitzen zwar 500 Pegel einen Anrufbeantworter, aber nur 120 davon eine Fernmeldeeinrichtung (Stand 1982). Erschwerend wirkt sich u. U. aus, daß bislang kein einheitliches System zur Erfassung und Übertragung der Daten besteht. Wer schließlich Vorhersagen in einem internationalen Einzugsgebiet zu erstellen hat (z. B. Rhein, Donau), der muß auf weitere Komplikationen eingestellt sein.

6.2 Niederschlag

Für Abflubvorhersagen auf der Grundlage von Niederschlag-Abflub-Modellen stehen zunächst die Niederschlagsdaten der Wetterdienste zur Verfügung. Der DWD betreibt ein Netz von 484 Klimahauptstationen, das entsprechend einer Fläche von 512 km² je Station für die Nachrechnung und Modelleichung zumeist ausreichen sollte. Im Netz der Klimastationen eingeschlossen sind 141 synoptische Stationen. Das Zentralamt des DWD stellt die Daten dieser und weiterer Stationen zur Verfügung. Die Dichte der synoptischen Stationen ist aber so gering — eine Station repräsentiert eine Fläche von rd. 1.760 km² —, daß sich bei der Gebietsniederschlagsberechnung ein mittlerer Fehler von über $\pm 40\%$ einstellt [22].

Um diesen Fehler auf das noch vertretbare Maß von $\pm 20\%$ zu drücken, müßte die Stationsdichte auf die der Klimahauptstationen erhöht werden, d. h., der erfolgreiche Betrieb einer Abflubvorhersage nach einem Niederschlag-Abflub-Modell ist auf der Grundlage des synoptischen Netzes der Wetterdienste z. B. für kleinräumige Untersuchungen nicht möglich. Als Ergänzung und/oder Ersatz ist denkbar:

1. Verwendung zusätzlicher Meßstationen von Privatpersonen, Gemeinde- und Kurverwaltungen, Wasserwirtschaftsverbänden, Hochschulen, Kraftwerksgesellschaften usw.,
2. Schaffung eines Sondermeßnetzes [8]
3. Die Niederschlagsfernerkundung (Radar, Satellit).

6.3 Weitere Klimadaten

Gelegentlich benötigen die Rechenverfahren zur Wasserstands- und Abflubvorhersage neben Wasserstands-, Abflub- und Niederschlagsdaten noch weitere Klimadaten.

Die *Lufttemperatur* zählt dabei zu denjenigen Klimagrößen, die eine vergleichsweise hohe örtlich-zeitliche Homogenität aufweisen und daher für die Vorhersage unproblematisch sind. Lufttemperaturdaten sind darüberhinaus den synoptischen Meldungen des Wetterdienstes zu entnehmen. Sie werden zur Berechnung der Schneeschmelze und der Evapotranspiration benutzt, wobei allerdings im letzten Fall nicht an einen operationellen Einsatz zu denken ist. Dasselbe gilt für

weitere Klima- und andere Größen, die am Prozeß der Abflußbildung beteiligt sind, z. B. Wind, Strahlung, Bodenfeuchte, Wasseräquivalent der Schneedecke.

7 Organisatorische Aspekte

7.1 Einrichtung einer Vorhersage

Grundsätzlich vollzieht sich die Einrichtung einer Vorhersage in folgenden Schritten:

1. Beschaffung oder Erstellung eines Modells, das den Wünschen des künftigen Betreibers entspricht und das den Abflußprozeß im Einzugsgebiet genau genug abzubilden in der Lage ist.
2. Schaffung eines Systems zur Datenerfassung und -Übertragung. Ein solches System sollte nicht nur billig und sicher sein, es sollte auch der künftigen technologischen Weiterentwicklung angepaßt sein (s. Abschn. 6).
3. Schaffung einer Vorhersagezentrale mit dem Ziel, eine örtliche Konzentration von Geräten und Personal im Bereich der zuständigen Stelle zu erreichen.

Die Personalstärke und -qualifikation ist abhängig

- vom Datenumfang,
- von der Art der Datenbereitstellung,
- vom verwendeten Verfahren bzw. Modell,
- von der Anzahl der Vorhersageberechnungen pro Tag und
- von der Anzahl der Vorhersagebenutzer.

4. Erstellung eines Einsatzplanes zur Abwicklung der Vorhersage.

Der auf Grund gewonnener Erfahrungen stets fortzuschreibene Einsatzplan beschreibt

- die apparative und personelle Ausstattung der Vorhersagezentrale,
- die Bereitstellung der Daten während der Vorhersage und während vorhersagefreier Zeit,
- die Initiierung und Durchführung der operationellen Vorhersage,
- Vorkehrungen zur Vermeidung von Pannen und zu deren Bewältigung und
- die Weitergabe der erstellten Vorhersage an den (die) Nutzer.

8.2 Weitergabe und Anwendung der Vorhersageberechnung

Vor einer Weitergabe der Vorhersageberechnung ist das Rechenergebnis kritisch zu prüfen und zu interpretieren.

Zu empfehlen ist bei Verwendung von Niederschlags-Abfluß-Modellen ggf. ein Vergleich

- der berechneten Abflüsse mit den Vorhersageergebnissen ähnlicher Niederschlags-Abfluß-Ereignisse aus der Vergangenheit und
- der berechneten Abflüsse benachbarter Einzugsgebiete unter Berücksichtigung der Gebietsniederschläge, Schneehöhen und Lufttemperaturen.

Treten nach einem solchen Vergleich Zweifel an der Zuverlässigkeit des Rechenergebnisses auf und werden fehlerhafte Inputdaten (Ausreißer) festgestellt, so ist entsprechend Abbildung 3 mit bereinigten Datensätzen ein neuer Rechenlauf zu starten.

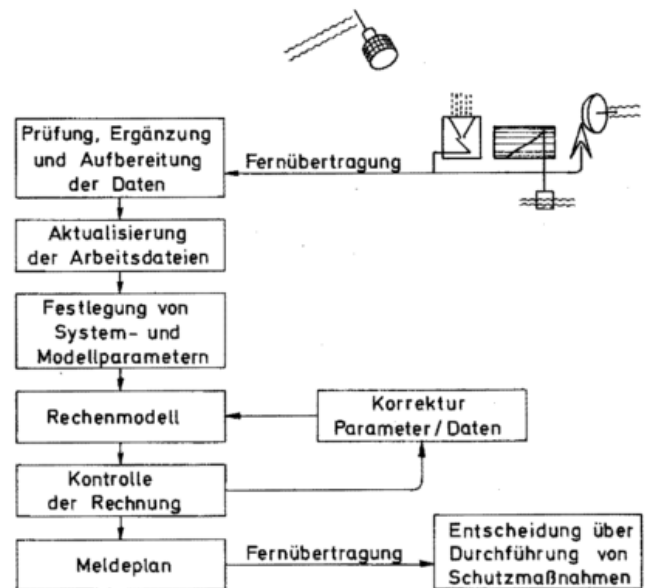


Abb. 3: Aufbau und Betrieb einer operationellen Vorhersage

8 Nationale und internationale Aktivitäten

Bundesrepublik Deutschland: Operationelle Hochwasservorhersagen werden erstellt von den Wasser- und Schifffahrtsdirektionen (WSD) Süd in Würzburg, Südwest in Mainz, West in Münster und Mitte in Hannover sowie in der Bundesrepublik für Gewässerkunde (BfG) in Koblenz. Die WSD verwenden Pegelbezugslinien (Wasserstandsbezugslinien)- und Abflußmengenverfahren (zeitgerechte Abflußsummierung) [6]. Die von der BfG erstellten Hochwasservorhersagen nach einem Mehrkanalfiltermodell [27, 28] — 3 x täglich für z. Zt. 15 Rheinpegel von Speyer bis Emmerich — und einem Niederschlag-Abfluß-Modell [23] — 1 x täglich für z. Zt. 4 Oberrheinpegel — werden nach Absprache mit den Landesdienststellen verbreitet.

Schweiz: Seit den 50er Jahren veröffentlicht die Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich bei Hochwasser eine zweitägige Abflußvorhersage für den Pegel Rheinfelden/Rhein [6].

Österreich: Vorhersagezentrum für die Donau ist der hydrographische Dienst beim Amt der o. ö. Landesregierung in Linz. Kurzfristvorhersagen werden daneben auch von div. Kraftwerksgesellschaften zur Speicherbewirtschaftung erstellt, z. B. für Drau und Steyr [6].

Niederlande: Der Rijkswaterstaat in Den Haag erstellt tägliche Hochwasservorhersagen für den Rheinpegel Lobith mit Hilfe der mehrfach-linearen Regression [13, 15].

USA: Es wird über zahlreiche Vorhersagen berichtet, z. B. in Kalifornien [37], am Ohio (Vorhersagezentrum in Cincinnati, [6]) und am Columbia (Portland, Water Control Branch [6]). Maßgeblich ist das Modell des US-Wetterdienstes NWSRFS, als dessen Ahnherr das berühmte „Stanford-Watershed-Model“ gilt.

Weitere Vorhersagen sind bekannt aus Frankreich (Electricité de France, [6]), dem Moselgebiet [6, 15], aus Großbritannien (Water Research Centre, Medmenham [6]) und aus Kanada.

Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V. (DVWK): Das Thema Wasserstands- und Abflußvorhersage wird im Rahmen der Fortbildungslehrgänge und in der Schriftenreihe des DVWK mehrfach behandelt, z. B. [8]. Eine bereits eingangs zitierte Umfrage erlaubt einen Überblick u. a. über Veranlassung, Datenbedarf und Verfahren der einzelnen Vorhersagen [6].

World Meteorological Organization (WMO): Sie hat erstmals und bisher einzig einen Vergleich von Konzept-Modellen, die zur Vorhersage eingesetzt werden oder eingesetzt werden können, vorgenommen [29] und im Anschluß daran in einer dem DVWK nachempfundenen Fragebogenaktion die europäische Situation hinsichtlich der operationellen Vorhersage ausgelotet (s. 19.3 in [31]); danach glaubt die WMO, 74 Vorhersagesystemen in 17 europäischen Ländern auf die Spur gekommen zu sein.

Internationale Kommission für die Hydrologie im Rheingebiet (KHR): In ihrer Monographie beschreibt sie 6 Modelle, die im Rheingebiet zur Vorhersage eingesetzt werden bzw. nach entsprechenden organisatorischen Maßnahmen eingesetzt werden können [13]. Eine andere Schrift befaßt sich insbesondere mit den operationellen Aspekten dieser Modelle [15].

Die Konferenzen der Donauländer über hydrologische Vorhersagen diskutieren seit dem Jahre 1962 in zweijährigem Turnus auch die kurzfristige Wasserstands- und Abflußvorhersage. Allerdings liegt bislang kein Überblick darüber vor, wo und mit welchem Erfolg im Donauegebiet tatsächlich vorhergesagt wird.

Literatur

- [1] ANDERSON, E. A.: National Weather Service River Forecast System — Snow Accumulation and Ablation Model. NOAA Tech. Memo. NWS HYDRO- 17 (1973).
- [2] Arbeitsgruppe für operationelle Hydrologie: Die Schneedecke in der Schweiz aus hydrologischer Perspektive. Landeshydrologie, Bern, Mitt. Nr. 1 (1985).
- [3] BECKER, A.; GLOS, E.: Grundlagen der Systemhydrologie. Mitt. Inst. f. Wasserwirtschaft, Berlin, H. 32 (1969).
- [4] BERTLE, F. A.: Effect of snow-compaction from rain on snow. Bureau of Reclamation, Washington, Engin. Monogr. No. 35 (1966).
- [5] BRETSCHEIDER, H.; LECHER, K.; SCHMIDT, M. (Hrsg.): Taschenbuch der Wasserwirtschaft. Hamburg, P. Parey (1982).
- [6] DVWK Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V. (DVWK): Operationelle Wasserstands- und Abflußvorhersagen. Schr.-R. d. DVWK H. 51 (1979).
- [7] —: Beiträge zu Oberflächenabfluß und Stoffabtrag bei künstlichen Starkniederschlägen. Schr.-R. d. DVWK H. 71 (1985).

- [8] —: Einführung in der Wasserstands- und Abflußvorhersage (Arbeitstitel) (1986?).
- [9] GUTKNECHT, D.: Methoden der hydrologischen Kurzfristvorhersage. Wiener Mitt. „Wasser-Abwasser-Gewässer“ 26 (1978).
- [10] HUTHMANN, G.: Die Anwendung der multiplen Frequenz-Response-Analyse zur Hochwasservorhersage in ausgebauten großen Gewässern. Beitr. z. Hydrol. (1982).
- [11] Internationales Hydrologische Programm (IHP): Regionalisierung von Hochwasserabflüssen, Systemfunktionen und abflußwirksamen Niederschlägen. Ergebnisse eines Arbeitstreffens in Karlsruhe. Selbstverlag 1982.
- [12] IHRINGER, J.: Entwicklung von Echtzeitvorhersagen für die Anwendung in der Hydrologie. Diss. am Inst. f. Hydrol. u. Wasserwirtschaft d. Univ. Karlsruhe 1985.
- [13] Internationale Kommission für die Hydrologie im Rheingebiet (KHR): Das Rheingebiet; Teil A-Texte. Den Haag 1978.
- [14] —: Objektive quantitative Niederschlagsvorhersage im Rheingebiet. Erstellt v. D. Grebner. Bericht Nr. I-1 d. KHR. Den Haag 1982.
- [15] —: Wasserstands- und Abflußvorhersagen im Rheingebiet (Arbeitstitel). Den Haag 1986.
- [16] KNAUF, D.: Die Berechnung des Abflusses aus einer Schneedecke. Schr.-R. d. DVWK H. 46 (1980) S. 95—135.
- [17] KRÜGER, L.-R.; SCHULTZ, G. A.: Ermittlung abflußwirksamer Niederschläge aus Satellitendaten. Wasserwirtschaft 72/1 (1982) S. 1—5.
- [18] LIEBSCHER, H.-J.: Geschichte der Wasserstands- und Abflußvorhersage. Besondere Mitt. z. Deut. Gewässerkundl. Jahrbuch Nr. 45 (1984) S. 185—210
- [19] LINSLEY, R. K.; KOHLER, M. A.; PAULHUS, J. L. H.: Applied Hydrology. New York: McGraw-Hill Book Co. (1949)
- [20] LUDWIG, K.: Hydrologische Verfahren und Beispiele für die wasserwirtschaftliche Bemessung von Hochwasserrückhaltebecken. Schr.-R. d. DVWK H. 44 (1979).
- [21] MENDEL, H. G.; UBELL, K.: Der Abflußprozeß. DGM, H. 2/3 (1973).
- [22] MENDEL, H. G.: Zur Berechnung von Gebietsniederschlägen aus Punktmessungen. Mitt. d. VAW Zürich Nr. 41 (1979), S. 187—213.
- [23] MENDEL, H. G.: Das Rheinmodell der Bundesanstalt für Gewässerkunde zur täglichen Wasserstandsvorhersage. Bericht BfG-0002 (1981).
- [24] NERC: Flood Studies Report. Vol. I. London (1975).
- [25] ROTHER, K.-H.: Probleme bei Unterhaltung und Ausbau von Meßnetzen. 14. DVWK-Fortbildungslehrgang Hydrologie. Koblenz, BfG-0056 (1982).

- [26] TEUBER, W.: Kontinuierliche Abflußvorhersagen mittels mehrfacher linearer Regression. Diss. d. Fakultät f. Bauwesen T.U. Braunschweig (1970).
- [27] WILKE, K.: Kurzfristige Wasserstands- und Abflußvorhersage am Rhein unter Anwendung ausgewählter mathematischer Verfahren. Schr.-R. d. DVWK H. 65 (1984).
- [28] WILKE, K.: Hochwasservorhersage. Wasserbau-Mitt. TH Darmstadt Nr. 24 (1985) S. 117—128.
- [29] World Meteorological Organization (WMO): Intercomparison of conceptual models used in operational hydrological forecasting. O.H. Rep. No. 7. WMO-No. 429 (1975).
- [30] —: Guide to hydrological practices, Chapter 6: Forecasting. Geneva (1983).
- [31] —: Real-Time data collection systems and hydrological forecasting. Technical Conference in Sacramento, 1983. Geneva (1984).

13

K. MOLLENHAUER

Zur Nutzung hydrometeorologischer Daten bei Problemen der Bodenerosion

1 Einleitung

Die Bodenerosion in Mitteleuropa und die sie auslösenden oder beeinflussenden Faktoren haben in den letzten Jahren ein verstärktes wissenschaftliches Interesse erfahren. Dabei geht es — initiiert vor allem durch die internationale Entwicklung der Erosionsforschung — in besonderem Maße darum, die Bedingungen für das Auftreten von Bodenerosion auch quantitativ möglichst exakt darzustellen und Modelle zu erarbeiten, nach denen das Ausmaß des Bodenabtrags, also der Bodenverlust je Flächeneinheit oder auf die Mächtigkeit des Bodenprofils bezogen, unter den spezifischen Einflüssen von Klima, Boden, Relief, Vegetation und Bodenbewirtschaftung ermittelt und prognostiziert werden kann. Das Ziel dabei ist vor allem auch zu zeigen, in welchem Umfang die Bodenbewirtschaftung zu verändern ist, wenn man den Bodenverlust minimieren bzw. auf ein tolerierbares Maß herabsetzen möchte.

Bei der Bodenerosion durch Wasser — von der Bodenerosion durch Wind soll hier nicht die Rede sein — handelt es sich um einen Prozeß, der von der kinetischen Energie der auf den Boden auftreffenden Niederschläge und des oberflächenhaft abfließenden Niederschlagswassers in Gang gesetzt wird. Die in diesen beiden Formen kinetischer Energie auftretende Fähigkeit von Niederschlägen, Erosion auszulösen, nennt man Erosivität; sie ist eine Funktion der physikalischen Charakteristika des Niederschlags (HUDSON 1981). Darüberhinaus ist die Bodenerosion noch von einigen weiteren zum Komplex Klima und Witterung gehörenden Faktoren abhängig, nämlich von den Bodenfeuchteverhältnissen und der unter anderem davon abhängigen Wasseraufnahmefähigkeit des Bodens (Regelglied für den Oberflächenabfluß), von der Bodentemperatur, nämlich vom Bodenfrost, der ebenfalls Einfluß auf das Ausmaß des Oberflächenabflusses hat, von der Schneedecke und von der Art der Schmelzvorgänge (vgl. dazu SEILER 1981a). Von wesentlicher Bedeutung für die langfristige Entwicklung des Bodenabtrags ist dabei stets, wie häufig bestimmte erosive Witterungssituationen an einem Standort auftreten.

Bodenerosion durch Wasser ist an das Auftreten von Oberflächenabfluß geknüpft; umgekehrt bedeutet aber Oberflächenabfluß nicht in allen Fällen gleichzeitig auch ein nennenswertes Maß an Bodenerosion (im Sinne von Abtrag fester, insbe-

sondere fester mineralischer Bodenbestandteile). Auf Grünland ist bei entsprechend dichtem Pflanzenbestand diese Erosion trotz Oberflächenabfluß meist auf ein Minimum beschränkt; von Interesse bleibt dann aber, welche gelösten Stoffe mit dem Oberflächenabfluß verfrachtet werden. Inwieweit dies der Bodenerosion noch zuzurechnen ist, ist Definitionsfrage. Wichtig ist hier aber festzustellen, daß dieser Oberflächenabfluß (im Sinne von overland flow = Überlandfließen, also nicht Abfließen von Wasser in Wasserläufen oder Gräben) zu einem wesentlichen Teil von den gleichen hydrometeorologisch erfaßbaren Faktoren hervorgerufen wird wie die Bodenerosion. Wenn also in der Folge von erosionsauslösenden hydrometeorologisch erfaßbaren Faktoren die Rede ist, so sind dies großenteils gleichzeitig Faktoren, die auch bei einer Betrachtung der Ursachen für Oberflächenabfluß herangezogen werden müssen.

2 Hydrometeorologisch erfaßbare Faktoren

Zur Darstellung der Witterungseinflüsse im Rahmen der Bodenerosion hat es eine ganze Reihe von Versuchen gegeben. Dabei wurden und werden, je nach Bearbeiter, häufig unterschiedliche hydrometeorologische Parameter herangezogen. Gemeinsam ist diesen Versuchen, daß sie im Hinblick auf die Erfassung und Bewertung der im Beobachtungszeitraum oder im vieljährigen Mittel auftretenden erosiven Energie des Niederschlagswassers in aller Regel in einer indirekten Verfahrensweise bestehen, die erosive Energie, von speziellen, sehr aufwendigen Methoden abgesehen, also nicht direkt erfassen, sondern aus anderen Parametern ableiten.

Grundsätzlich kommen — bei allerdings unterschiedlicher Eignung — folgende hydrometeorologische Parameter für die Erfassung und Beschreibung der Witterungseinflüsse in Frage:

- Niederschlagssummen (Einzelniederschlags-, Tages-, Monats-, Halbjahres-, Jahressummen u.ä.), Niederschlagssummen ergiebiger Stark- oder Dauerregen,
- Dauer bestimmter Niederschläge,
- Intensität von Niederschlägen,
- zeitliche Abstände zwischen einzelnen Niederschlagsereignissen bzw. deren Aufeinanderfolge,

- Häufigkeit von Niederschlagsereignissen mit bestimmten Summen, Intensitäten bzw. bestimmter Dauer,
- Niederschlagsart (Regen, Schnee, Schneeregen, Graupel, Hagel),
- Tropfengrößen, Tropfengrößenspektrum, kinetische Energie von fallenden Tropfen,
- Wind (wegen des Einflusses des Windes auf Fallgeschwindigkeit und Auftreffwinkel von Tropfen),
- Zustand des Bodens, besonders des Oberbodens (Bodenfeuchte, Bodenfrost, Bedeckung durch Schnee),
- Schneedecke: Mächtigkeit, Schmelzvorgänge (bei gefrorenen, oberflächenhaft aufgetauten oder nicht gefrorenen Böden).

Von diesen Parametern werden in der Erosionsforschung je nach Bewertungs- bzw. Berechnungsansatz einige teilweise allein, teilweise in Kombination mit anderen, einige auch nur bei speziellen Fragestellungen bzw. nur im Zusammenhang mit bestimmten Erosionsvorgängen verwendet. In der Folge sollen nun die wesentlichsten Parameter und ihre Verwendung ausführlicher behandelt werden.

3 Verwendung von Niederschlagstagesummen, Niederschlagsdauer und Häufigkeiten bestimmter Stark- und Dauerregen

In älteren Arbeiten wurde häufig versucht, ergiebige Stark- und Dauerregen zu erfassen und in Beziehung zur Bodenerosion zu stellen. Dabei wurde zur Abgrenzung vielfach die Starkregendefinition von WUSSOW (1922) herangezogen, wonach die untere Grenze für Starkregen erreicht ist, wenn die Niederschlagshöhe N (in mm) mit der Niederschlagsdauer t (in Minuten) in folgender Beziehung steht:

$$N = \sqrt{5t - \frac{1}{576} t^2} \quad (1)$$

bzw.

$$N = \sqrt{5t} \quad (2)$$

[Gleichung (1) bei Regendauer bis zu 2 Stunden, Gleichung (2) bei Regendauer von 2 bis 24 Stunden.]

GEGENWART (1952) hat in einer Untersuchung zur Bodenerosion im Rhein-Main-Gebiet die diese Bedingungen erfüllenden Niederschläge erfaßt, allerdings dabei solche Niederschläge ausgeschlossen, deren Niederschlagshöhe $N < 10,0$ mm war, andererseits Niederschläge, die die WUSSOWschen Bedingungen nicht erfüllten, dennoch einbezogen, wenn die Niederschlagshöhe $N \geq 30,0$ mm/24 Stunden betrug.

Diese Einschränkung bzw. Erweiterung erschien notwendig, weil die für die WUSSOWsche Beziehung erforderliche Niederschlagsdauer nur aus den relativ unsicheren Beobachterangaben und nicht aus Registrierungen mittels Niederschlagschreibern entnommen werden konnte. GEGENWART hat die auf diese Weise ausgewählten Niederschläge dann in Form von Monats- und Jahressummen für seine 14 Untersuchungsjahre (Summen der 14 Jahre, nicht Mittel) als Isohyeten ergiebiger Stark- und Dauerregen kartiert, desgleichen in Form von Summen des besonders erosionsträchtigen Zeitraums zwischen dem Beginn der Feldarbeiten und der Frühkartoffelblüte (zeitliche Abgrenzung unter anderem auf der Basis von phänologischen Daten des Deutschen Wetterdien-

stes); außerdem waren die Anteile der ergiebigen Stark- und Dauerregensummen an den allgemeinen Niederschlagssummen und die Anteile der in Verbindung mit Gewittern aufgetretenen ergiebigen Stark- und Dauerregen an den gesamten ergiebigen Stark- und Dauerregen von Interesse; GEGENWART (1952) befaßte sich auch mit der Frage, inwieweit die für den Beobachtungszeitraum ermittelten Ergebnisse auch für längere bzw. andere Zeiträume Geltung haben können.

Anhand der gleichen Auswahlkriterien wie GEGENWART (1952) haben sich HARTKE und RUPPERT (1959) mit den ergiebigen Stark- und Dauerregen in Süddeutschland (Bayern, Baden-Württemberg) befaßt und zusätzlich auch Karten mit Starkregenhäufigkeiten vorgelegt. HARTKE und RUPPERT weisen aber auch darauf hin, daß die Aussagekraft ihrer Ergebnisse im Hinblick auf Erosion bzw. Erosionsgefahr relativ gering sei, daß man durch diese Arbeit nun zwar etwas mehr über die erosionsaktiven Niederschlagsformen im Rahmen der Gesamtniederschläge wisse, daß aber hinsichtlich des Verhältnisses von Transportkraft der Niederschläge einerseits und Gesamtwassermenge aus Starkregen andererseits keine sicheren Erkenntnisse geliefert werden könnten; auch fehlten für eine wichtige Fragestellung, nämlich für die Trennung von winterlicher und sommerlicher Bodenerosion und deren unterschiedlichen Auslöser, wichtige Daten in der notwendigen räumlichen Meßdichte; die Autoren betonen daher die Notwendigkeit möglichst zahlreicher Einzelbeobachtungen von Erosionsvorgängen.

Einen anderen Weg zur Erfassung der bodengefährdenden Niederschläge hat MASUCH (1970) beschritten. Die Autorin verwendete dabei auch die Niederschlagstagesummen aus den amtlichen Niederschlagstabellen des Deutschen Meteorologischen Jahrbuchs. Hinsichtlich der Frage jedoch, welche Tagesummen als potentiell bodengefährdend auszuwählen seien, wurden als untere Grenzwerte für Landregen rund 30 mm, für kurzfristige Starkregen rund 15 mm festgesetzt. Welche der beiden Niederschlagsarten im Einzelfalle vorlag, ergab sich vor allem aus einer Differenzierung anhand der unterschiedlichen Flächenausdehnung von lokal begrenzten Starkregen und regional ausgedehnten Dauerregen. Die Häufigkeiten der auf diese Weise ermittelten erosionsaktiven sommerlichen (April-September, Untersuchungszeitraum 1934–1944) Niederschläge insgesamt (Landregen plus kurzfristige Starkregen) wurden in Karten monatsweise bzw. in Gruppen von Monaten dargestellt; außerdem konnten Angaben zu den Anteilen der begrenzten, kurzfristigen Starkregen und den Anteilen der Landregen an den erosionsaktiven sommerlichen Niederschlägen gemacht werden. Das Verfahren erwies sich als sehr arbeitsaufwendig.

4 Bewertung der Erosivität mit Hilfe registrierter Niederschlagsintensitäten

Die Verwendung von Tagesummen oder Ereignissummen bestimmter Niederschläge reicht für die Beschreibung der erosiven Energie des einzelnen Niederschlags nicht aus. Die verstärkte Einführung von Niederschlagsschreibern (mit Tagesumlauf bzw. mit ausreichend großem Vorschub, z.B. 2 cm pro Stunde) ermöglichte eine speziellere Betrachtung bestimmter Niederschlagscharakteristika, namentlich der Niederschlagsintensität (Niederschlagshöhe pro Zeiteinheit). Aus

der Erosionsforschung ist seit langem bekannt, daß häufig kurzfristige Intensitätsspitzen während eines Starkregens in besonderem Maße Oberflächenabfluß und Bodenerosion beeinflussen können (vgl. KURON, JUNG u. SCHREIBER 1956). JUNG und BRECHTEL (1980) berichten von einem Erfahrungswert von 0,3 mm/min, den sie als „kritische Intensität“ bezeichnen, wobei je nach Erosionsbereitschaft des Bodens auch schon unterhalb, oder aber erst oberhalb dieser Intensität Bodenabtrag beginnen kann, unterhalb auch dann schon, wenn bei geringerer Durchschnittsintensität als 0,3 mm/min kurzfristig — und sei es nur für Sekunden oder Minuten — besondere Intensitätsspitzen auftreten, nach denen sich bei weiterem Regenfall auch geringerer Intensität der Erosionsvorgang fortsetzen kann. JUNG und BRECHTEL bewerten die Erosivität bei ihren Untersuchungen mit Hilfe des Produkts aus der Höhe der Niederschläge mit Intensitäten > 0,3 mm/min und der kinetischen Energie in Joule/m² Boden pro mm Regen (letztere entnommen aus einer Beziehung zwischen Intensität und kinetischer Energie bei HUDSON 1973).

Bei den Versuchen von KURON, JUNG und SCHEIBER (1956) und von JUNG und BRECHTEL (1980) wurde aber auch die Bedeutung der Bodenfeuchte für das Erosionsgeschehen deutlich. Die Autoren haben daher den Bodenfeuchtezustand bei Einsetzen des Niederschlags mitbewertet, allerdings nur halbquantitativ in vier Stufen. Für solche Bewertungen würden sich bis zu einem gewissen Grade auch die Beobachtungen zum „Erbodenzustand“, wie sie von Stationen des Deutschen Wetterdienstes vorgenommen werden, eignen, wenn genauere Messungen fehlen.

Nach Niederschlagsintensitäten stark differenziert hat van ELMERN (1972), der für seinen Untersuchungsstandort u.a. die Häufigkeiten für mittlere Intensitäten von < 0,10 bis 2,19 mm/min bei Mindestzeitdauern von 5, 10, 20, 30, 40 und 60 Minuten ermittelt hat bei Vorgabe einer Mindestregenhöhe von 10 mm (vgl. dazu auch HORNEY 1969).

5 Der Rainfall- und Runoff-Faktor der Universellen Bodenabtragungsgleichung

Einen bedeutsamen Impuls hat die Erosionsforschung durch die Entwicklung der Universellen Bodenabtragungsgleichung der Schule WISCHMEIER (s.u.a. WISCHMEIER u. SMITH 1978; vgl. auch RICHTER 1965) erfahren. In dieser Gleichung wird der Bodenabtrag (A) als eine Funktion von Erosivität der Niederschläge (R, rainfall- and runoff-factor), Bodenerodierbarkeit (K), Hanglänge (L), Hangneigung (S), Bodenbewirtschaftung (C) und Bodenschutzmaßnahmen (P) beschrieben:

$$A = R \cdot K \cdot L \cdot S \cdot C \cdot P \quad (3)$$

Diese Bodenabtragungsgleichung hat inzwischen in die Erosionsforschung und Bodenschutzpraxis auch anderer Länder Eingang gefunden (vgl. u.a.: SCHWERTMANN u. Mitarb. 1981). Diese Adaption ist zwar mit Vorsicht vorzunehmen, da die Zahlenwerte für die Faktoren der Gleichung auf Messungen in den USA beruhen; SCHWERTMANN u. Mitarbeiter (1981) gingen jedoch bei ihren Arbeiten für den bayerischen Raum davon aus, daß die Gleichung im Prinzip auch dort verwendbar ist, wenn die gebietspezifischen

Größen der Faktoren bekannt sind, wozu vieljährige Abflußmessungen auf Dauerparzellen erforderlich sind.

Der R-Faktor der Gleichung wird wie folgt ermittelt (ROGLER u. SCHWERTMANN 1981; BADER u. SCHWERTMANN 1980): Für jeden einzelnen in die Berechnung einzubeziehenden (s.u.) Niederschlag wird das Produkt aus seiner kinetischen Energie E_c und seiner maximalen 30-Minuten-Intensität I_{30} gebildet. Zur Errechnung der kinetischen Energie teilt man die Niederschlagssummenkurve auf dem Registrierstreifen des Niederschlagsschreibers in Abschnitte gleicher Steigung und ermittelt für jeden dieser Abschnitte die Intensität I_i und die Niederschlagshöhe N_i . Für die Beziehung zwischen der Intensität x (mm·h⁻¹) einer Niederschlagshöhen-Einheit (mm) und ihrer kinetischen Energie y (Joule·m⁻²) haben WISCHMEIER und SMITH (1958) die Gleichung (in internationale SI-Einheiten umgerechnet)

$$y = 11,89 + 8,73 \log x \quad (4)$$

angegeben, die empirisch ermittelt wurde und auf Untersuchungen über Tropfengrößenverteilung und Endfallgeschwindigkeit von Tropfen (LAWS and PARSONS 1943; LAWS 1941; GUNN and KINZER 1949 — alle zitiert bei WISCHMEIER u. SMITH 1958) beruhen. Durch das Aufsummieren der Energiebeträge der einzelnen Niederschlagsabschnitte ermittelt man dann die Gesamtenergie aller n Abschnitte nach der Gleichung

$$E_c = \sum_{i=1}^n (11,89 + 8,73 \log I_i) \cdot N_i \quad (5)$$

Diese Energiesumme wird nun noch mit der maximalen 30-Minuten-Intensität multipliziert. Letztere ist die mittlere Intensität des ergiebigsten 30-Minuten-Abschnitts eines Niederschlags (angegeben in mm·h⁻¹). Durch Multiplikation dieses I_{30} -Wertes mit dem E_c -Wert erhält man die Erosivität R_c des Einzelregens. Der eigentliche R-Wert der Universellen Bodenabtragungsgleichung ist dann die vieljährige mittlere Jahressumme der R_c -Einzelwerte, nach ROGLER und SCHWERTMANN (1981) angegeben in kJ·m⁻²·mm·h⁻¹.

Bei den Untersuchungen von WISCHMEIER und SMITH (1958) hatte sich das Produkt aus E_c und I_{30} als die beste Variable zur Vorausschätzung der Bodenerosion aus Niederschlagscharakteristiken erwiesen. Zwar hatte sich aus multiplen Regressionen ergeben, daß die additive Kombination aus (a) Niederschlagsenergie, (b) dem Produkt aus E_c und I_{30} , (c) einem Index für die vorausgegangenen Niederschläge (wegen der Erhöhung der Bodenfeuchte) und (d) der gesamten Niederschlagsenergie seit der letzten Bearbeitung der Versuchsböden (da durch die auf die Bearbeitung folgenden Niederschläge die Oberböden nach und nach wieder verdichtet werden) die Varianz der gemessenen Bodenerosion (bei sonst gleichgehaltenen Boden- und Hangneignungsverhältnissen, Flächen frei von Bewuchs) am besten erklärte (WISCHMEIER 1959); die Beziehung allein zwischen dem Produkt E_c mal I_{30} , also (b), und der gemessenen Bodenerosion war aber bereits so eng, daß sie durch die Einbeziehung der Komponenten (a), (c) und (d) nur noch geringfügig hätte verbessert werden können, was den für die Ermittlung dieser Parameter nötigen hohen Aufwand nicht gerechtfertigt hätte (HUDSON 1981). Die Erosivität eines Niederschlags wird von der Schule WISCHMEIER daher nur mit dem Produkt $E_c \cdot I_{30}$ be-

schrieben. Der darauf basierende R-Wert repräsentiert die Erosivität des fallenden Regens und des in der Folge davon auf der Bodenoberfläche abfließenden Wassers.

Die von JUNG und BRECHTEL (1980 s.o.) als wichtig für die Auslösung des Erosionsvorgangs erkannte und bewertete aktuelle Bodenfeuchte, für deren Berücksichtigung in Simulationsmodellen SEILER (1981 b) einen Vorregenindex vorschlägt, wird also bei der Berechnung des WISCHMEIER-schen R-Faktors nicht eigens gewertet.

Einbezogen in die Berechnung des R-Faktors werden von BADER und SCHWERTMANN (1980) und ROGLER und SCHWERTMANN (1981) alle Niederschläge mit $N \geq 10$ mm, die auf schneefreien Boden fielen. WISCHMEIER und SMITH (1978) ziehen diese Grenze bei 12,7 mm (=0,5 inch); LAURANT und BOLLINNE (1976) fanden für einen Standort in Belgien eine bessere Beziehung zwischen Erosion und Niederschlagserosivität, wenn sie alle Einzelniederschläge mit $N \geq 1,27$ mm einbezogen (vgl. auch BOLLINNE et al. 1980). Hinsichtlich weiterer Einzelheiten bezüglich Niederschlägen mit $N < 10$ mm bei jedoch hoher Intensität bzw. bezüglich der Frage, ab wann eine Unterbrechung dazu führt, daß nicht mehr von einem, sondern von zwei einzelnen Niederschlägen auszugehen ist, sei auf BADER und SCHWERTMANN (1980) bzw. auf WISCHMEIER und SMITH (1978) verwiesen.

Die Bewertung typisch winterlicher Erosivitätskomponenten, die bei der Ermittlung des R-Faktors als Produkt aus E_e und I_{30} nicht berücksichtigt werden (Regen mit zu geringer Niederschlagssumme, aber auf gefrorene, wassergesättigte Böden; Regen auf Schneedecke; Schneeschmelze, namentlich auf gefrorenem oder angetautem Boden) erfolgt bei WISCHMEIER und SMITH (1978) und in Anlehnung daran bei SCHWERTMANN und Mitarbeitern (1981) nur pauschal: Es wird empfohlen, zum normalen Jahres-R-Wert einen Zahlenwert zu addieren, der — in den internationalen SI-Einheiten ausgedrückt — in einem Zehntel der mittleren Niederschläge zwischen 1. Dezember und 31. März besteht; diese Korrektur soll in all denjenigen Gebieten gemacht werden, in denen regelmäßig Bodenerosion infolge Schneeschmelze oder infolge schwacher Regen auf gefrorenen, wassergesättigten Boden beobachtet wird (SCHWERTMANN u. Mitarb. 1981).

Mit Hilfe der von der Schule WISCHMEIER erarbeiteten Methode haben BADER und SCHWERTMANN (1980) und ROGLER und SCHWERTMANN (1981) die R-Werte (ohne die eben behandelte Korrektur für typisch winterliche Situationen) für eine größere Anzahl bayerischer Standorte ermittelt. Weitere R-Werte (Hessen bzw. Raum Erndtebrück) haben MOLLENHAUER et al. (1981, 1983) vorgestellt. Von Interesse sind bei all diesen Untersuchungen neben den eigentlichen R-Werten unter anderem auch die Häufigkeitsverteilungen von R_e -Einzelwerten und die Verteilung der Erosivität auf die einzelnen Monate.

ROGLER und SCHWERTMANN (1981) stellten eine hochsignifikante Korrelation zwischen den in Bayern ermittelten R-Faktoren und den mittleren Sommerniederschlägen (mittlere Niederschlagssummen für den Zeitraum Mai bis Oktober) fest und konnten daher unter Benutzung von Linien gleicher vieljähriger Sommerniederschläge für Bayern eine Karte mit Linien gleicher Erosivität (Isoerodentkarte) erarbeiten.

Inwieweit Erosivitätsberechnungen nach WISCHMEIER auch für Verhältnisse in Regionen außerhalb der USA Gültigkeit besitzen, kann nur mit Hilfe von umfangreichen und vieljährigen Untersuchungen voll beurteilt werden. WISCHMEIER selbst (1977) rät zu kritischer Vorsicht bei der Übertragung seiner Universal Soil Loss Equation auf andere geographische Regionen. Nichtsdestoweniger bietet diese den bislang besten Ansatz zur Abschätzung von Erosionsgefahren.

6 Vereinfachte Verfahren zur Ermittlung des R-Wertes

Angesichts des für die Ermittlung des R-Wertes nach dem oben geschilderten Verfahren notwendigen hohen Aufwandes an Niederschlagsmessungen (dichtes Regenschreibernetz) und an Auswertungsarbeit sind Bemühungen um vereinfachte, aber dennoch zutreffende Berechnungssätze naheliegend. Andererseits wird aber auch vor einer Ableitung von R-Werten aus anderen Niederschlagsparametern gewarnt (HUDSON 1981). Einige bisher angewendete vereinfachte Verfahren sollen hier erwähnt werden.

WISCHMEIER selbst (1962) hat R-Werte verwendet, die er als Funktion eines sog. Dreifaktorenprodukts ermittelt hatte, nämlich als Funktion des Produkts aus dem mittleren Jahresniederschlag, der 1-Stunden-Niederschlagssumme mit 2jähriger Wiederkehr und der 24-Stunden-Niederschlagssumme mit ebenfalls 2jähriger Wiederkehr (vgl. auch ARNOLDUS 1980); die statistisch enge Beziehung dieses Dreifaktorenprodukts zur Erosivität hatte er für große Gebiete zwischen der Ostküste der USA und den Rocky Mountains nachweisen können. WISCHMEIER benutzte die auf diesem Wege für zahlreiche Standorte in dieser Region näherungsweise bestimmten Erosivitäts-Werte für die Festlegung des genauen Verlaufs von Isolinien auf Isoerodentkarten, wofür die exakter ermittelten Erosivitäts-Werte von ihrer Anzahl her nicht ausgereicht hätten. ATESHIAN (1974) ermittelte — ebenfalls für das Gebiet der USA — Gleichungen für die Schätzung von R-Werten mit Hilfe der 6-Stunden-Niederschlagssumme mit 2jähriger Wiederkehr. Beide stützten sich dabei auf vorhandene klimatologische Unterlagen zur Häufigkeit bestimmter Niederschläge, wie sie vergleichbar auch von hiesigen Klimatologen vorgestellt wurden (vgl. THIESS, GANZ u. JOHANNSEN 1976).

Eine andere verschiedentlich verwendete Schätzung des R-Wertes basiert auf vieljährigen mittleren Monats- und Jahresniederschlagssummen; danach errechnet sich die jährliche Erosivität R als Funktion des modifizierten Fournier-Indexes F_m wie folgt (ARNOLDUS 1980):

$$R = f(F_m) = f \left[\sum_{1}^{12} \frac{P^2}{P} \right] \quad (6)$$

(p = langjährige mittlere Niederschlagssumme des einzelnen Monats; P = vieljähriger mittlerer Jahresniederschlag)

Unter Verwendung von auf diese Weise geschätzten R-Werten hat ARNOLDUS (1980) eine Erosivitäts-Karte für Afrika nördlich des Äquators und für den Nahen und Mittleren Osten erarbeitet.

BOLLINNE et al. (1980) haben diesen modifizierten Fournier-Index für Standorte in Belgien berechnet und mit exakt ermittelten R-Werten sowie mit R-Werten, die sie als

Funktion der vieljährigen mittleren Jahresniederschlagssummen errechneten, verglichen. BERGSMA (1980), der R-Werte als Funktion des Dreifaktorenprodukts von WISCHMEIER (1962) für die Niederlande geschätzt und in einer Erosivitätskarte dargestellt hat, verglich diese ebenfalls mit R-Werten auf der Basis des modifizierten Fournier-Indexes. Schließlich sei noch auf Arbeiten verwiesen, in denen Möglichkeiten zur Schätzung der Erosivität für Gebiete bzw. Standorte in den USA anhand von bestimmten typischen Einzelniederschlägen (ATESHIAN 1974; COOLEY 1980) bzw. anhand von Tagesniederschlagssummen (RICHARDSON et al. 1983) vorgestellt werden.

7 Schlußbemerkungen

Daten zur Erosivität der Niederschläge können häufig nur Näherungen sein. Bei ihrer Anwendung ist daher eine kritische Betrachtungsweise geboten. Sie müssen oft auch deshalb Näherungen bleiben, weil in aller Regel das Niederschlags-schreibermeßnetz zu weitmaschig ist und die räumlichen Unterschiede gerade bei den für das Erosionsgeschehen besonders wichtigen starken Schauerniederschlägen sehr gravierend sein können.

Prinzipiell gilt, wie für andere Niederschlagsuntersuchungen auch, daß Aussagen zur Erosivität der Niederschläge eines Standorts oder einer Region nur auf der Basis von vieljährigen Messungen und Beobachtungen möglich sind.

Literatur

- ARNOLDUS, H.M.J.: An approximation of the rainfall-factor in the Universal Soil Loss Equation. In: Assessment of Erosion (Ed. by M. de Boodt, D. Gabriels) S. 127—132. Chichester u.a.: John Wiley & Sons (1980).
- ATESHIAN, J.K.H.: Estimation of rainfall erosion index. J. of the Irrigation and Drainage Division, Proc. of the Amer. Soc. of Civil Engin. 100 (1974) S. 293—307.
- BADER, S.; SCHWERTMANN, U.: Die Erosivität der Niederschläge von Hüll (Bayern) (R-Faktor der Bodenabtragsgleichung nach Wischmeier). Z. f. Kulturtechnik u. Flurbereinigung 21 (1980) S. 1—7.
- BERGSMA, E.: Provisional rain-erosivity map of The Netherlands. — In: Assessment of Erosion (Ed. by M. de Boodt, D. Gabriels) S. 121—126. Chichester u.a.: John Wiley & Sons (1980).
- BOLLINNE, A.; LAURANT, A.; ROSSEAU, P.; PAUWELS, J.M.; GABRIELS, D.; AELTERMAN, J.: Provisional rainerosivity map of Belgium. In: Assessment of Erosion (Ed. by M. de Boodt, D. Gabriels), S. 111—120. Chichester u.a.: John Wiley & Sons (1980).
- COOLEY, K.R.: Erosivity values for individual design storms. — J. of the Irrigation and Drainage Division, Proc. of the Amer. Soc. of Civil Engin. 106 (1980) S. 135—145.
- EIMERN, J. van: Die Häufigkeit erosionsauslösender Stark- und Dauerregen in Freising-Weißenstephan. Bayer. Landwirtschaftl. Jb. 49 (1972) H. 8, S. 918—926.

- GEGENWART, W.: Die ergiebigen Stark- und Dauerregen im Rhein-Main-Gebiet und die Gefährdung der landwirtschaftlichen Nutzflächen durch die Bodenzerstörung. Rhein-Mainische Forsch. H. 36 (1952).
- HARTKE, W.; RUPPERT, K.: Die ergiebigen Stark- und Dauerregen in Süddeutschland nördlich der Alpen. Forsch. z. dt. Landesk. 115 (1959).
- HORNEY, G.: Ein Beitrag zur Frage der Wassererosion im Weinbau. Weinberg u. Keller 16 (1969) S. 629—652.
- HUDSON, N.: Soil conservation. London: Batsford Academic and Educational Ltd (1973 und 1981).
- JUNG, L.; BRECHTEL, R.: Messungen von Oberflächenabfluß und Bodenabtrag auf verschiedenen Böden der Bundesrepublik Deutschland. — Schr.-R. d. Dt. Verb. f. Wasserwirtschaft u. Kulturbau H. 48 (1980).
- KURON, H.; JUNG, L.; SCHREIBER, H.: Messungen von oberflächlichem Abfluß und Bodenabtrag auf verschiedenen Böden Deutschlands. Schr.-R. d. Kuratoriums f. Kulturbauwesen H. 5 (1956).
- LAURANT, A.; BOLLINNE, A.: L'érosivité des pluies à Uccle (Belgique). Bull. d. Rech. Agron. de Gembloux 11 (1976) S. 149—168.
- MASUCH, K.: Häufigkeit und Verteilung bodengefährdender sommerlicher Niederschläge in Westdeutschland nördlich des Mains zwischen Weser und Rhein. Forsch. z. dt. Landesk. 181 (1970).
- MOLLENHAUER, K.; TIEDE, S.; MEUSER, A.: Zur Erosivität der Niederschläge eines Standorts im Rothaargebirge. Z. f. Kulturtechnik u. Flurbereinigung 22 (1981) S. 290—296.
- MOLLENHAUER, K.; CHRISTIANSEN, TH.; RATHJEN, C.-L.; MEUSER, A.: Zur Erosivität der Niederschläge hessischer Standorte. Mitt. d. Dt. Bodenkundl. Ges. 38 (1983) S. 667—672.
- RICHARDSON, C.W.; FOSTER, G.R.; WRIGHT, D.A.: Estimation of erosion index from daily rainfall amount. Trans. of the ASAE (=American Society of Agricultural Engineers), 26 (1983) S. 153—156, 160.
- RICHTER, G.: Bodenerosion — Schäden und gefährdete Gebiete in der Bundesrepublik Deutschland. Forsch. z. dt. Landesk. 152 (1965).
- ROGLER, H.; SCHWERTMANN, U.: Erosivität der Niederschläge und Isoerodentkarte Bayerns. Z. f. Kulturtechnik u. Flurbereinigung 22 (1981) S. 99—112.
- SCHWERTMANN, U. u. Mitarb.: Die Vorausschätzung des Bodenabtrags durch Wasser in Bayern. Hrsg.: Bayer. Staatsmin. f. Ernährung, Landwirtschaft u. Forsten, München (1981).
- SEILER, W.: Vergleich des Abflußverhaltens und der Erosionserscheinungen in zwei kleinen Einzugsgebieten während einer Schneeschmelze mit zusätzlichem Niederschlag bei gefrorenem Untergrund und einem spätwinterlichen Dauerregen (Oberlauf der Ergolz, südöstlich Basel). Mitt. d. Dt. Bodenkundl. Ges. 30 (1981a) S. 229—246.

SEILER, W.: Der Einfluß der Bodenfeuchte auf das Erosionsverhalten und den Gesamtabfluß in einem kleinen Einzugsgebiet auf der Hochfläche von Anwil (Tafeljura, südöstlich Basel). *Z. f. Geomorphol. N.F.*, Suppl.-Bd. 39 (1981b) S. 109—122.

THIESS, N.; GANZ, G.; JOHANNSEN, H. (Bearb.): Verteilungskurven der Niederschläge in Baden-Württemberg. Hrsg.: Landesamt für Umweltschutz Baden-Württemberg (Institut für Wasser- und Abfallwirtschaft) u. Deutscher Wetterdienst (Zentralamt, Klima-Abteilung). Karlsruhe, Offenbach/M. (1976).

WISCHMEIER, W.H.: A rainfall erosion-index for a universal soil-loss equation. *Soil Science Society of America, Proc.* 23 (1959) No. 3, S. 246—249.

WISCHMEIER, W.H.: Rainfall erosion potential. *Agric. Engineering* 42 (1962) No. 4, S. 212—225.

WISCHMEIER, W.H.: Use and misuse of the universal soil loss equation. In: *Soil erosion: Prediction and control*. Soil Conservation Society of America, Spec. publ. No. 21 (1977) S. 371—378.

WISCHMEIER, W.H.; SMITH, D.D.: Rainfall energy and its relationship to soil loss. *Trans., Amer. Geophys. Union* 39 (1958) No. 2, S.285—291.

WISCHMEIER, W.H.; SMITH, D.D.: Predicting rainfall erosion losses — a guide to conservation planning. U.S. Department of Agriculture, *Agriculture Handbook* No. 537 (1978), Washington.

WUSSOW, G.: Untere Grenzwerte dichter Regenfälle. *Meteorol. Z.* 39 (1922) S. 173—178.

Das interessante Satellitenbild

Relativbewegung zwischen Fronten und hoher Bewölkung

Die Satellitenbilder der Abbildung 1 zeigen die Bewölkungsverhältnisse im Bereich einer umfangreichen, voll entwickelten Zyklone. Es handelt sich um Infrarot-Bilder, deren Aussehen weitestgehend durch die weißleuchtend dargestellten hochliegenden bzw. hochreichenden Wolken bestimmt wird. Man erkennt die typischen Strukturen dieser Bewölkung — die Spiralform dort, wo der Zyklonenkern zu vermuten ist, und das anfangs breite und massive, später schmaler und diffuser werdende Wolkenband, das sich vorderseitig des Tiefs im Bogen nach Süden erstreckt und im Laufe der 12 Stunden, die die beiden Bilder zeitlich auseinanderliegen, von der Nordsee und den Britischen Inseln nach Südschweden und Mitteleuropa verlagert. Die Wolkenobergrenzen in diesem Gebiet erreichen 9—10 km Höhe (s. S. 70/71).

Die Vermutung liegt nahe, das hochreichende Wolkenband als frontale Bewölkung anzusprechen und hinsichtlich seiner Position mit dem Frontensystem des Tiefdruckgebietes in Verbindung zu bringen. Vergleicht man die Satellitenbilder mit den Bodenkarten der Abbildung 2, zeigt sich, daß für den ersten Termin diese Annahme zutrifft: Die Bewölkung setzt direkt über Okklusion und Kaltfront an und überdeckt Warmsektor und Warmfront des Tiefs. Anzumerken ist dabei, daß Okklusion und Kaltfront gut ausgeprägt und eindeutig zu analysieren sind, während die Warmfront weniger deutlich definiert ist.

Zwölf Stunden später besteht die beschriebene Kopplung zwischen der Position der Bodenfronten und der Lage der hohen Wolken allerdings schon nicht mehr. Mit einer Ge-

schwindigkeit von ca. 65 kn hat sich nämlich das Wolkenband wesentlich rascher ost-südostwärts bewegt als das okkludierende Frontensystem, das sich mit 40—45 kn verlagerte, und liegt nun in einem großen Bereich weit vor ihm. Der rückseitige Rand dieser Bewölkung — vorher über Okklusion und Kaltfront gelegen — bricht jetzt bereits 300—400 km davor ab. Die Annahme, daß der Wolkenrand immer noch mit der Position dieser Fronten identisch sei, hätte somit zu einer eklatanten Fehlanalyse geführt. Im Warmsektor und an der Kaltfront reicht die Bewölkung nur noch bis in eine Höhe von 3—4 km. Oberhalb davon zeigen die Sondierungen durch große Taupunktdifferenzen recht trockene Luft an.

Die 500 hPa-Topographien der Abbildung 3 zeigen, daß in diesem Fall auch in der Höhe eine signifikante Veränderung hinsichtlich der Position des Bewölkungsfeldes zu verzeichnen war. Lag das Wolkenband anfangs noch ziemlich genau im Bereich der wärmsten Luft und des damit korrespondierenden Höhenrückens, verlagert es sich in den folgenden zwölf Stunden mehr zur Vorderseite des Rückens und zum Bereich der Warmluftadvektion vor der Warmluftzunge.

Ein derartiges rasches Abwandern der höheren Wolken von einem Bodenfrontensystem wird sehr häufig beobachtet. Es ist typisch für den fortschreitenden Okklusionsprozeß. Zweierlei Vorgänge kommen als Ursache für dieses Verhalten in Frage: Zum einen kann eine Relativströmung, die in der Höhe von hinten nach vorn über die Fronten hinwegführt, die Wolken mitnehmen und durch wol-

kenfreie Luft ersetzen. Zum andern können Änderungen im Feld der Vertikalbewegungen zu einer veränderten Position der Bewölkung Anlaß geben.

Daß die baroklinen Wellen der Westwindzone und die mit ihnen gekoppelten Frontensysteme in der oberen Troposphäre von hinten nach vorn durchströmt werden, ist seit langem bekannt. RAETHJEN hat für diese Relativströmung den Begriff „Oberstrom“ geprägt. Auch bei der hier diskutierten Wetterlage läßt sich dieses Verhalten nachweisen: Über der Kaltfront betrug zu beiden Terminen die frontsenkrechte Komponente der gemessenen Winde in 500 hPa ca. 60 kn, in 300 hPa 70—90 kn. Das bedeutet, daß die Kaltfront in 500 hPa mit 15—20 kn, in 300 hPa mit 25—50 kn in Verlagerungsrichtung überströmt wurde. Die Windgeschwindigkeit in 500 hPa entsprach ziemlich genau der Verlagerung der hochreichenden Bewölkung. In 300 hPa dagegen war die Geschwindigkeit höher, d. h. dort wurde nicht nur die untere Front überströmt, sondern auch die bis in dieses Niveau reichende Bewölkung von hinten nach vorn durchströmt.

Offensichtlich wurde bei der hier diskutierten Wetterlage das Abwandern der hohen Wolken im Oberstrom durch entsprechende Änderungen im Vertikalbewegungsregime erleichtert. Analysen der quasigeostrophisch approximierten Antriebsfunktion der Omega-Gleichung für 500 hPa zeigen in dem betreffenden Zeitraum eine deutliche Reduzierung des Antriebs für Hebung über dem Frontensystem und rückseitig davon, gebietsweise sogar den Wechsel zu einer beginnenden Absinkbewegung in diesem Niveau.

M. KURZ, Offenbach

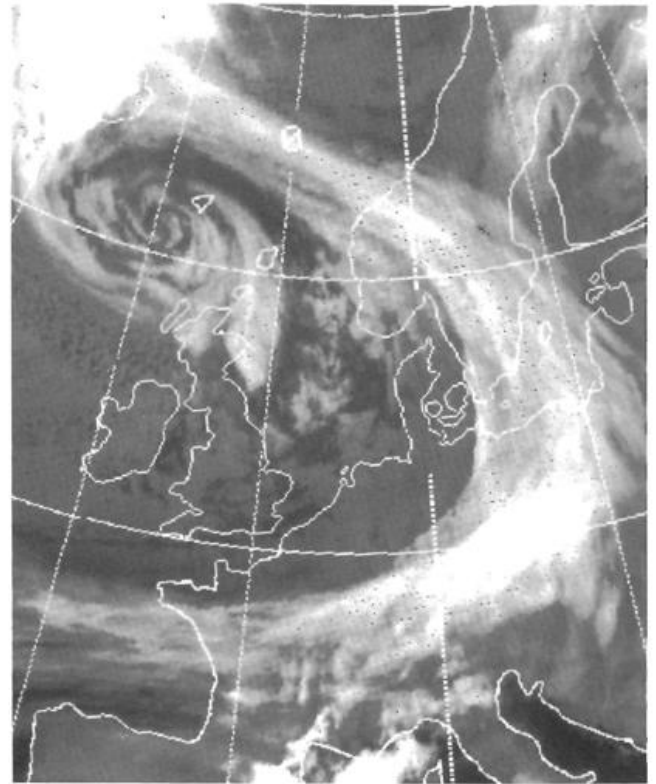
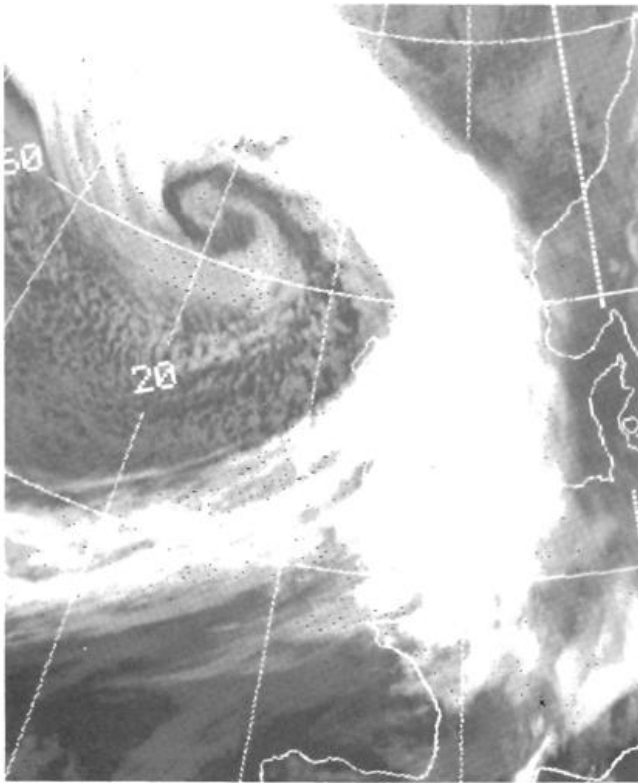


Abb. 1: Infrarot-Satellitenbilder von METEOSAT 2 von 13.01.1986, 12 UTC (links) und 14.01.1986, 00 UTC (rechts)

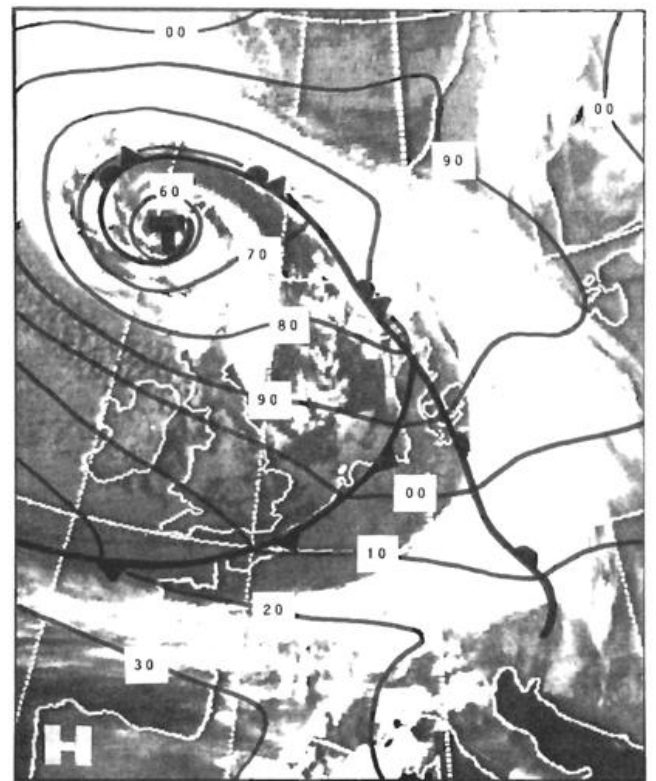


Abb. 2: Satellitenbilder von 13.01.1986, 12 UTC (links) und 14.01.1986, 00 UTC (rechts) mit Bodenfronten und Boden-
druckfeld (Isobaren in hPa, ohne Hunderter und Tausender)

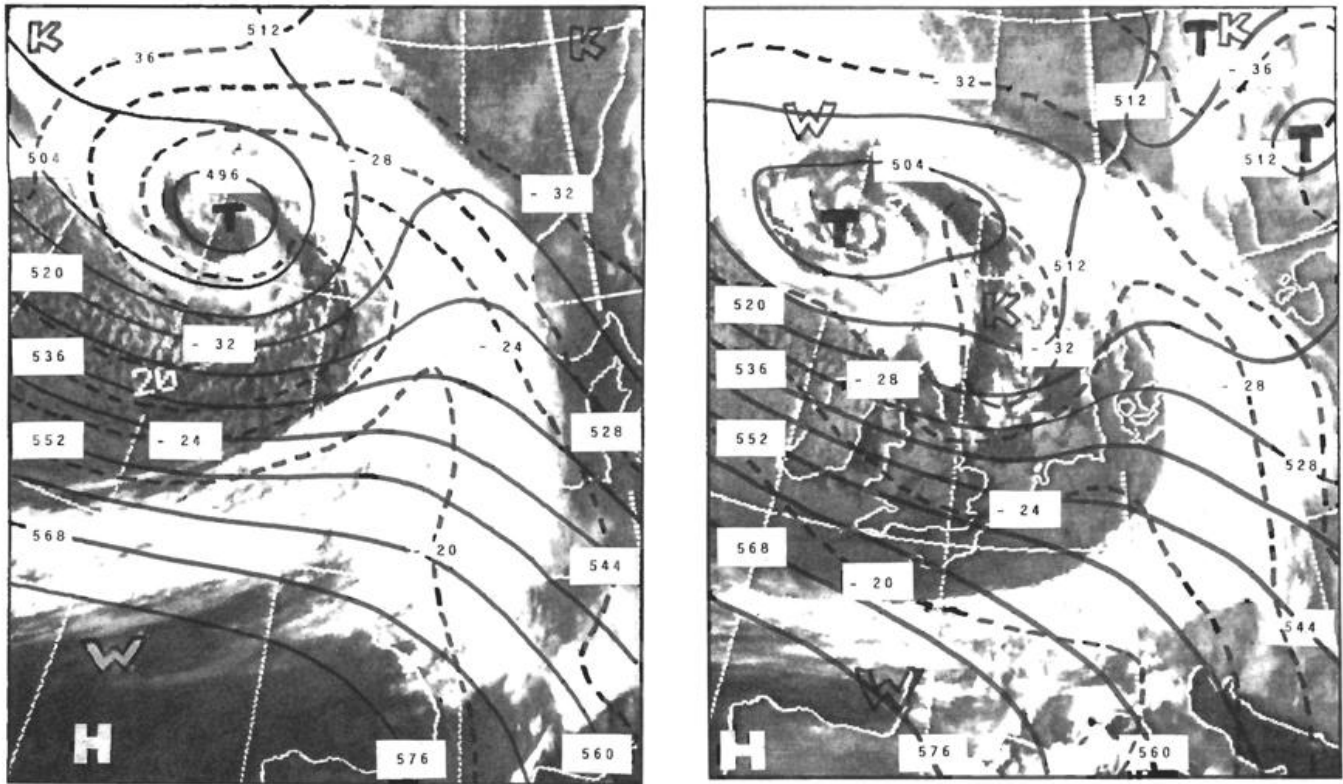


Abb. 3: Satellitenbilder von 13.01.1986, 12 UTC (links) und 14.01.1986, 00 UTC (rechts) mit Isohypsen (ausgezogen, in gpdam) und Isothermen (strichliert, in °C) für 500 hPa

Habilitationen, Promotionen und Diplom-Hauptprüfungen an den Universitäten der Bundesrepublik Deutschland und West Berlins im Jahre 1985

— 1. Teil —

Freie Universität Berlin

Promotion

WEBER, G.: Untersuchung mesoskaliger, troposphärischer Wettersysteme auf der Basis von VHF-Radarbeobachtungen.

Diplom-Hauptprüfungen

BANNER, L.: Die Extinktion der direkten Solarstrahlung im aktinometrischen Spektralintervall.

HEIMANN, U.: Untersuchungen zum Bioklima Berlins.

KIRCH, U.: Ein objektives, dreidimensionales Trajektorienmodell zur Untersuchung großräumiger Strömungen.

KÜMMEL, U.: Die ERTELsche potentielle Vorticity als dynamischer Tracer während verschiedener winterlicher Stratosphärenwärmungen.

LUTZ, M.: Zonale Telekonnektionen im Sommer und Winter entlang 50 Grad nördlicher und südlicher Breite.

NIKETTA, K.: Klimatologische Untersuchungen der Sonnenschein- und Niederschlagsverhältnisse über der Nordsee und der Norddeutschen Tiefebene.

UNGER, J.: Klimatologische Untersuchungen der Wind- und Bewölkungsverhältnisse über der Nordsee und der Norddeutschen Tiefebene.

WEYRES, B.: Die Bedeutung der diffusen Himmelsstrahlung für beliebig orientierte Empfangsflächen unter besonderer Berücksichtigung der anisotropen Verteilung der Himmelsstrahlung.

Universität Bonn

Promotionen

EBEL, U.: Eine einfache Modellierung der Passatgrenzschicht.

EMEIS, S.: Diagnose subsynoptischer vertikaler Enthalpie- und Feuchteflüsse.

Diplom-Hauptprüfungen

DRAUSCHKE, R. L.: Die anthropogene Wärmeproduktion der Stadt Bonn.

KAUP, M.: Parametrisierung des Strahlungshaushaltes in der städtischen Grenzschicht.

KESPE, V.: Die Flugzeugmessungen während des Experiments BONEX I.

KRAHE, P.: Statistische Analyse von langen Gebietsniederschlags- und Abflußreihen aus dem Oberrhein- und Maingebiet.

- SHAO, Y.: Die subsynoptische Impulsflußdichte.
- THIEL, D.: Energiebilanzmodell eines Flachkollektors.
- WICHMANN, M.: Die Berechnung turbulenter Flüsse mittels Schließung zweiter Ordnung.

Technische Universität Braunschweig

Diplom-Hauptprüfungen

- HESSELBARTH, H.: Einfluß der Struktur von Ackerböden auf ihre Wärmeleitfähigkeit.

Technische Hochschule Darmstadt

Diplom-Hauptprüfungen

- DIOP, P. H.: Untersuchung des Zusammenhangs zwischen Häufigkeitsverteilung der Windrichtung und Topographie.

Universität Frankfurt am Main

Promotionen

- CALLIES, U.: Anwendung der Theorie irreversibler Prozesse auf atmosphärische Strahlungsvorgänge.
- METTERNICH, P.: Untersuchungen zum Ferntransport partikelgebundener atmosphärischer Sprengstoffe mittels PIXE.

Diplom-Hauptprüfungen

- BECKER, M.: Die Entwicklung der SO₂-Konzentration in Frankfurt am Main seit 1970.
- BISOLLI, P.: Der Einfluß des Vulkanismus und der hypothetischen Variationen der Emission solarer Strahlung auf die bodennahe Lufttemperatur der Nordhemisphäre 1881—1981.
- ECKER, F.-J.: Experimentelle Untersuchungen zur Impaktion einiger Schwermetall-Aerosole in den Waldgebieten des Taunus.
- FAY, B.: Der Einfluß von Aerosoleigenschaften und meteorologischen Parametern auf Tropfenwachstum, maximale Übersättigung, Teilchenaktivierung und Flüssigwasser in einer Wolke.

- Houben, E.: Modellversuche zum Einfluß wasserunlöslicher Substanzen auf das Teilchenwachstum bei hohen relativen Feuchten.

- Kamm, U. F.: Weiterentwicklung einer thermischen Diffusionskammer zum Nachweis von Wolkenkernen und anschließende Untersuchung der Wolkenkern-Konzentration in Abhängigkeit von der Feuchte.

- Lottermann, K.: Die Entwicklung der CO₂-Konzentration an Regionalstationen in der BRD (1972—1980).

- Schaffner, S.: Analyse und Klassifikation von Wetterfronten mit Hilfe spezieller Parameter.

- Wolter, F. J.: Messung von polyzyklischen aromatischen Kohlenwasserstoffen (PAH) in der Gas-, Aerosol- und Regenphase sowie Bestimmung der PAH-Korngrößenverteilung.

Universität Freiburg

Promotion

- Garthe, H.-J.: Über das langjährige Verhalten der Energiehaushaltskomponenten eines mitteleuropäischen Kiefernwaldes.

Diplom-Hauptprüfung

- Butz, H.: Das thermische Milieu eines jungen Kiefernbestandes in der Rheinaue bei Hartheim unter besonderer Berücksichtigung der Strahlungstemperatur verschiedener Oberflächen.

Universität Hamburg

Promotion

- Gurung, Sh.: UV irradiation and its erythema-dose at high altitude places specially for Nepal.

Diplom-Hauptprüfungen

- DZAAK, V.: Experimentelle Untersuchung des Einflusses von Einleitungsparametern auf die Nahfeldausbreitung schwerer Gase.
- Kollmann, A.: Konstruktion eines linearen stationären hemisphärischen Modells der atmosphärischen Zirkulation.

- Löbe, A.: Der Einfluß des pH-Wertes auf die Absorptionstherme von atmosphärischen Aerosolpartikeln.

- Löwe, P.: Zur Simulation von arktischem Meereis mit einem thermodynamischen Modell.

- Pelkowski, J.: Drei nichtlinear wechselwirkende Wellen in stochastischer Umgebung.

- Piontek, M.: Approximation der Wasserdampf-Transmission und ihr Einfluß auf die Berechnung solarer Erwärmungsraten.

- Voss, P.-H.: Monte Carlo Simulation der Strahlungsübertragung in isolierten zylindrischen Regengebieten zur Untersuchung der Mehrfachstreuungsteile des Empfangssignals eines bistatischen Radargerätes im Mikrowellenlängenbereich.

- Zach, Ch.: Spektralanalyse und Statistik der Wellenhöhe, Windgeschwindigkeit und Schubspannung.

Universität Hannover

Promotion

- Detering, H.: Mischungsweg und turbulenter Diffusionskoeffizient in atmosphärischen Simulationsmodellen.

Diplom-Hauptprüfungen

- Bürger, Th.: Vergleich von verschiedenen Windmeßgeräten zur Bestimmung von mittleren und turbulenten Kenngrößen der atmosphärischen Grenzschicht.

- Franke, J.-M.: Vergleichende Untersuchung von Hangwindmodellen mit gemessenen Wind- und Temperaturprofilen.

- Hartig, R.: Bestimmung von Kenngrößen der planetaren Grenzschicht aus Wind- und Temperaturprofilen über dem Ekström-Schelfeis.

- Hartmann, J.: Statistik der vertikalen Windscherung für nächtliche Grenzschichtstrahlströme über Norddeutschland.

- Sopha, R.: Aktuelle Evapotranspiration unter semiariden Bedingungen.

- Tiedemann, A.: Studie zu zyklonalen Entwicklungsprozessen im süd-atlantischen Sektor der Antarktis. (Forts. H. 4 '86)

Berichtigung

Im Heft 1'86 muß es auf S. 27 Sp. 2, 4. Z. heißen: „dieser neue GRIB-Schlüssel“.

(GRIB: Abk. f. GRIdded Binary; processed data in the form of grid-point values expressed in binary form)

Anschrift der Autoren

(Thema des Heftes)

Dipl.-Met. H. BARTELS
Deutscher Wetterdienst, Zentralamt
Frankfurter Str. 135, 6050 Offenbach
Prof. Dr. R. KELLER
Geographisches Institut der Universität
Freiburg i. Br. — Abt. Hydrologie —
Werderring 4, 7800 Freiburg i. Br.

Dr. K. HOFIUS
Bundesanstalt für Gewässerkunde
Postfach 309, 5400 Koblenz

Dr. H.-J. LIEBSCHER
Bundesanstalt für Gewässerkunde
Postfach 309, 5400 Koblenz

Dr. J. v. HOYNINGEN-HUENE
Deutscher Wetterdienst
Zentrale Agrarmeteorologische
Forschungsstelle
Bundes-Allee 50, 3200 Braunschweig

Dipl.-Ing. J. RIEDL
Deutscher Wetterdienst
Meteorologisches Observatorium
Hohenpeißenberg
Albin-Schwaiger-Weg 10,
8126 Hohenpeißenberg

Prof. Dr. A. HERRMANN
Institut für Geographie,
Techn. Universität Braunschweig
Langer Kamp 19c, 3300 Braunschweig

Dr. H.-J. SCHULTZ-WILDELAU
Niedersächsisches Landesamt für
Wasserwirtschaft
Postfach, 3200 Hildesheim

Dipl.-Met.-H. E. DEISENHOFER
Bayerisches Landesamt für
Wasserwirtschaft
Lazarettstr. 67, 8000 München 19

Dr.-Ing. H. R. VERWORN
Institut für Wasserwirtschaft,
Hydrologie und landwirtschaftlicher
Wasserbau, Universität Hannover
Callinstr. 32, 3000 Hannover 1

Dipl.-Ing. V. ŠIFALDA
Forsthausstraße 13, 6072 Dreieich
Prof. Dr.-Ing. habil. J. GIESECKE
Universität Stuttgart
Institut für Wasserbau
Pfaffenwaldring 61/Postfach 801140
7000 Stuttgart 80

Dr. H.-G. MENDEL
Bundesanstalt für Gewässerkunde
Postfach 309, 5400 Koblenz

Dr. K. MOLLENHAUER
Institut für Mikrobiologie und
Landeskultur der Universität Gießen
Senckenbergerstr. 3, 6300 Gießen

Manuskriptsendungen werden erbeten an:

Deutscher Wetterdienst, Hauptschriftleitung „Promet“
Frankfurter Straße 135, 6050 Offenbach am Main

oder

Hauptschriftleitung „Promet“, Herrn Dipl.-Met. M. Schlegel
Brandsbornstraße 3, 6050 Offenbach am Main, (Tel. 069/83 53 57)