

Christian Leibundgut / Siegfried Demuth (Hrsg.)

Grundwasserneubildung

Unterstützt durch / Supported by:

Förderverein Hydrologie an der Albert-Ludwigs-Universität
Freiburg im Breisgau

Band 5

Christian Leibundgut / Siegfried Demuth (Hrsg.)

Grundwasserneubildung

Beiträge eines Workshops
projektbegleitend zum
„Hydrologischen Atlas von Deutschland“

Mit Beiträgen von:

Siegfried Demuth & Petra Schreiber, Gerhard Glugla & Evelyn Müller
Volker Hennings & Wilhelmus H. M. Duijnisveld, Andrea Müller
Gerd Peschke, Wilhelm Struckmeier, Hellmut Vierhuff
Frank Wendland & Ralf Kunkel, Ulrich Wendling

1997

Institut für Hydrologie der Universität Freiburg i. Br.

Freiburger Schriften zur Hydrologie

Herausgegeben von / Edited by:

Prof. Dr. Christian Leibundgut

PD Dr. Siegfried Demuth

Institut für Hydrologie, Universität Freiburg i. Br.

Schriftleitung / Editorial office:

Ingeborg Vonderstraß

© Copyright: Institut für Hydrologie, Universität Freiburg i. Br., 1997

Verlag und Vertrieb / Published and saled by:

Institut für Hydrologie

Universität Freiburg i. Br.

im Selbstverlag

Anschrift / Address: Fahnenbergplatz, D-79098 Freiburg i. Br.
Germany

ISSN 0945-1609

Anstelle eines Vorwortes:

Grundwasserneubildung – eine thematische Herausforderung

von Christian Leibundgut

Die nachhaltige Nutzung der knapper werdenden Ressource Wasser zwingt zu verbesserter Kenntnis der hydrologischen Größen und Prozesse. Von der Planungsseite her werden zunehmend flächenhaft gültige Aussagen gefordert. Der Hydrologische Atlas von Deutschland (HAD), dessen 1. Lieferung noch 1998 erscheinen wird, wird dazu einen wichtigen Beitrag leisten. Es werden flächendeckende Daten gesammelt, hydrologisch-wasserwirtschaftliche Fragestellungen bearbeitet und die Ergebnisse im Kartenmaßstab 1 : 2 000 000 flächendeckend für das gesamte Bundesgebiet dargestellt. Eine Karte der Grundwasserneubildung wird darin ein wichtiger Bestandteil sein. Im Rahmen eines projektbegleitenden Workshops zum HAD im Oktober 1996 wurden Grundlagen für die Erstellung einer solchen Karte erarbeitet. Der vorliegenden Band enthält ausgewählte Beiträge der Referenten.

Von der methodischen Seite her werden verschiedene Arten von Grundwasserneubildung unterschieden:

- die direkte Neubildung als flächenhafte Infiltration von Niederschlägen,
- die indirekte Neubildung, linear entlang von Gerinnen (Uferfiltrat), punktuell zum Beispiel in Schwinden.

Die Ermittlung der Grundwasserneubildung ist eine der interessantesten aber auch schwierigsten Aufgaben der Hydrologie. Dies gilt bereits im kleinen Maßstab am Standort, trifft aber noch stärker zu für die flächendifferenzierte Darstellung der Grundwasserneubildung in größeren Gebieten. Regionalisierungsätze sind hier wichtige Werkzeuge, die allerdings mit großer Bedachtsamkeit angewendet werden müssen.

Grundwasserneubildung ist auch ein faszinierendes interdisziplinäres Feld der Hydrologie. Verschiedene Teildisziplinen beschäftigen sich mit diesem Thema und so gibt es entsprechend unterschiedliche Ansätze und Betrachtungsweisen. Und es ist ein Charakteristikum der Grundwasserneubildung, daß sie, abgesehen von punktuellen Standortuntersuchungen, nicht direkt gemessen werden kann.

Am Standort wird versucht, den Sickerwasserfluß auf der Basis des Bodenwasserhaushaltes oder über Lysimeter zu ermitteln. Es wird direkt die ungesättigte Zone betrachtet. In größeren Gebieten wird die Grundwasserneubildung indirekt über andere Wasserbilanzglieder erfaßt. Grundlage bilden Abflußmessungen an Fließgewässern und Quellen. Wichtige Größen sind hier der Basisabfluß oder Speicheränderungen.

Hilfreich zum Verständnis der verschiedenen Ansätze könnte es sein, wenn der Begriff *Grundwasserneubildungsrate* für die indirekten Ansätze und der Begriff *Sickerwasserrate*

für bodenkundliche Ansätze verwendet würde. Die Neubildung wird generell als Wasserhaushaltsgröße in mm/a oder als Spende in l/s km² ausgedrückt.

Die Neubildung ist zonenabhängig. Während die direkte flächenhafte Grundwasserneubildung in humiden Gebieten wie Mitteleuropa vorherrscht, tritt sie in semi-ariden und ariden Gebieten stark zurück. Dort erfolgt die Neubildung fast ausschließlich auf indirektem Wege entlang von Wadis mit episodischer Wasserführung oder an lokalen Schwächezonen und geologischen sowie morphologischen Nahtstellen.

Im humiden Bereich dominiert die direkte Neubildung vor allem in flachen Lockergesteinsflächen wie zum Beispiel im Norddeutschen Tiefland. Regional kann die indirekte Grundwasserneubildung jedoch auch eine bedeutende Rolle spielen. Dies insbesondere dann, wenn die zeitliche Auflösung kleiner als ein Jahr sein soll oder die Berechnung der Neubildung für ein regionales Grundwassermodell benötigt wird.

In gebirgigem Gelände sind die Verhältnisse komplizierter. Die Grundwasserneubildung wird hier als Teil der Abflußbildung betrachtet. Die Erforschung der Abflußbildungsprozesse ermöglicht somit einen wichtigen Einblick in die Mechanismen der Grundwasserneubildung.

Grundwasserneubildung als stark praxisrelevante Größe wird bestimmt für Einzelflächen unterschiedlicher Ausdehnung, für Zuflußbereiche von Wasserwerken und für ganze Einzugsgebiete. Für Wasserwerke ist oft nur die Summe wichtig, einschließlich lateraler Zu- und Abflüsse. Im Einzugsgebiet wird auch nur die Summe betrachtet, laterale Zu- und Abflüsse sind bereits verrechnet, sofern keine lateralen Austausche in der ungesättigten Zone erfolgen. Über Verfahren der Ganglinienseparation können die einzelnen Abflußkomponenten ermittelt werden. Bezüglich der hier gestellten Frage interessiert besonders der langsame Grundwasserabfluß. Bei der flächendifferenzierten Zuweisung unterschiedlicher Grundwasserneubildung in Abhängigkeit von der Ausstattung erfolgt keine Berücksichtigung der lateralen Prozesse.

Im vorliegenden Band werden die verschiedenen Ansätze und deren Grundlagen diskutiert. Regionale Studien runden die Darstellung ab. Bei der Diskussion der Methodenvielfalt geht es aber nicht vorrangig um eine Bewertung der jeweiligen Methodik. Grundsätzlich besteht Einigkeit, daß nur die vergleichende Anwendung mehrerer Verfahren eine befriedigende Ermittlung der Grundwasserneubildung ermöglicht. Auf eine zusammenfassende Bewertung wird verzichtet. Es kann aber davon ausgegangen werden, daß für eine flächenhafte Darstellung im HAD die wichtige Grundwasserneubildung mit mindestens zwei unabhängigen Verfahren ermittelt wird, d. h. mit einem direkten, flächendifferenzierten und einem indirekten Verfahren (Basisabflußbestimmung).

Die Herausgeber der "FREIBURGER SCHRIFTEN ZUR HYDROLOGIE" danken allen Teilnehmern des Workshops und den Autoren der folgenden Beiträge für die fruchtbare Zusammenarbeit.

Inhalt

<i>Anstelle eines Vorwortes (Christian Leibundgut)</i> Grundwasserneubildung – eine thematische Herausforderung	I
<i>Gerd Peschke</i> Der komplexe Prozeß der Grundwasserneubildung und Methoden zu ihrer Bestimmung	1
<i>Hellmut Vierhuff</i> Grundwasserneubildung – Einführung in der Problematik ihrer Bestimmung und Darstellung	13
<i>Gerhard Glugla & Evelyn Müller</i> Grundwasserneubildung als Komponente der Abflußbildung	23
<i>Frank Wendland & Ralf Kunkel</i> Gebietsumfassende Analyse von Wasserhaushalt und Grundwasserneubildung im Elbeinzugsgebiet – Modellansätze und Datengrundlagen	36
<i>Andrea Müller</i> Vergleich der Ergebnisse von Grundwasserneubildungs-/Gesamtabflußberechnungen auf dem Blatt Braunschweig	46
<i>Ulrich Wendling</i> Bilanzierung der hydrometeorologischen Grundgrößen korrigierter Niederschlag und Gras-Referenzverdunstung sowie ihre Rückkopplung zu Abfluß und Grundwasserneubildung	60
<i>Volker Hennings & Wilhelmus H. M. Duijnsveld</i> Konzeption zur Ermittlung der Sickerwasserrate aus dem Boden für eine bundesweite Darstellung im Hydrologischen Atlas von Deutschland	71
<i>Wilhelm Struckmeier</i> Grundwasserneubildung und Grundwasserabfluß im Münsterländer Becken	89
<i>Siegfried Demuth & Petra Schreiber</i> Regionalisierung von Niedrigwasser in Südwestdeutschland	103

Die Anschriften der Autoren sind auf den Seiten 120/121 notiert.

Gerd Peschke

Der komplexe Prozeß der Grundwasserneubildung und Methoden zu ihrer Bestimmung

1 Einleitung

Wenn für den neuen Hydrologischen Atlas von Deutschland (HAD) auch Kartentafeln über die Grundwasserneubildung vorgesehen werden, dann haben sich Bearbeiter und Herausgeber des Atlaswerkes für ein besonders schwieriges Problem ein ehrgeiziges Ziel gesetzt. Die Schwierigkeiten werden verursacht durch

- die Vielfalt hydrologischer Prozesse, die mit der Grundwasserneubildung verbunden ist,
- die räumliche Heterogenität und Variabilität von Einflußgrößen und Prozessen,
- die beträchtliche Zahl sehr unterschiedlicher Bestimmungsmethoden der Grundwasserneubildung,
- methodische Unterschiede in den favorisierten Untersuchungsmethoden, die zwischen den alten und neuen Bundesländern über die lange Zeit der Trennung hinweg entstanden sind.

Im vorliegenden Beitrag wird deshalb versucht, ausgehend von einer Diskussion der wesentlichen Prozesse und Probleme sowie der unterschiedlichen Bestimmungsmethoden eine Methodik vorzuschlagen, nach der einheitlich eine großräumige Bestimmung der Grundwasserneubildung für den Hydrologischen Atlas von Deutschland erfolgen könnte. Auf offene Fragen und Forschungsbedarf wird hingewiesen.

2 Einflußgrößen auf die Grundwasserneubildung

Unter Grundwasserneubildung (GWN) verstehen wir die Sickerwassermenge, welche die Grundwasseroberfläche erreicht. Sie wird entweder als Wasserhaushaltsgröße in $\text{mm } \Delta t^{-1}$ (vorwiegend in mma^{-1}) oder als Spendenwert in $\text{ls}^{-1}\text{km}^{-2}$ angegeben. Der Grundwasserneubildung sind demnach die Prozesse der Infiltration von Niederschlags- oder Oberflächenwasser, der Bodenfeuchtespeicherung und der Abflußbildung in der ungesättigten Bodenzone sowie des Entzugs von Bodenfeuchte infolge Evapotranspiration vorgeschaltet. Diese Kausalkette begründet wesentliche Abhängigkeiten der Grundwasserneubildung. Auf sie wirken vor allem folgende direkte Einflußgrößen: Niederschlag als Speisungs-

größe, Evapotranspiration und schnelle Abflußkomponenten als Zehrgrößen, Bodenfeuchtegehalt und Grundwasserflurabstand als Größen, die die aktuelle Speicherung in der ungesättigten Deckschicht beschreiben und damit maßgeblich Sickerwassermenge und -geschwindigkeit. Als indirekte Einflußgrößen gelten Parameter des Niederschlags, des atmosphärischen Verdunstungsanspruchs, der Vegetation, der Morphologie, des Bodens und der hydrogeologischen Lagerungsbedingungen.

Um die nachfolgenden Vorschläge besser verstehen zu können, sollen zunächst einige Prozesse und Probleme diskutiert werden, die mit den Haupteinflußgrößen der Grundwasserneubildung verbunden sind. Wir beginnen mit den Zehrgrößen schnelle Abflußkomponenten und Evapotranspiration und wenden uns dann der Speisungsgröße Niederschlag zu.

3 Grundwasserneubildung als Teil der Abflußbildung

Im Prozeß der Abflußbildung entscheidet sich, welcher Teil des Niederschlags auf der Landoberfläche oder im Boden zeitweise gespeichert und im wesentlichen durch Verdunstung ausgeschöpft wird, und welcher Anteil in Form von Landoberflächenabfluß R_O (klassischer Hortonscher Abfluß - Sättigung von oben oder Sättigungsflächenabfluß - Sättigung von unten), Zwischenabfluß R_H oder Tiefenversickerung (Grundwasserneubildung GWN) abfließt.

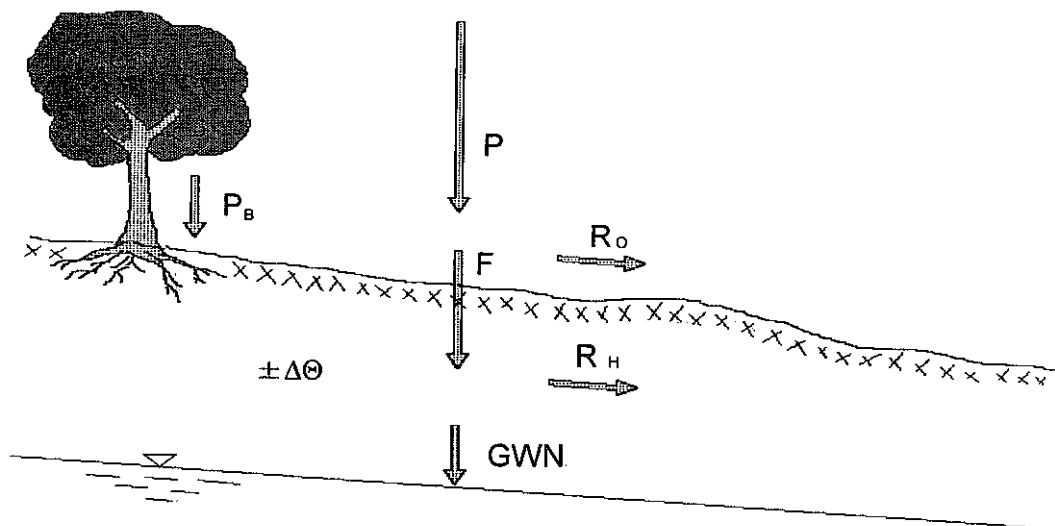


Abb. 1 Illustration von Prozessen, die der Grundwasserneubildung (GWN) vorgeschaltet sind (P : Niederschlag, P_B : Bestandesniederschlag, R_O : Oberflächenabfluß, F : Infiltration, $\Delta \Theta$: Änderung der Bodenfeuchtespeicherung, R_H : Zwischenabfluß)

Diese Einteilung in Abflußkomponenten betont die vertikale Prozeßfolge, während die aus der Ganglinienanalyse resultierende Differenzierung in Direktabfluß RD und Basisabfluß RB auch die Flächenvariabilität und damit Prozesse der Abflußkonzentration einschließt (DYCK & PESCHKE 1995).

Zu welchen Anteilen das mit dem Niederschlag angebotene Wasser gespeichert, oberflächlich oder oberflächennah abgeleitet wird oder ins Grundwasser versickert, hängt von pedologischen, morphologischen und pflanzlichen Parametern ab. Für die Wechselbeziehung zwischen Leit- und Speichervermögen des Bodens ist neben der absoluten Größe der Porosität und dem Verhältnis von Fein- zu Grob- und Makroporen die zu Beginn des Regens oder der Schneeschmelze vorhandene Porenfüllung oder Vorfeuchte sowie die Mächtigkeit einzelner Bodenhorizonte und die Größe bodenphysikalischer Unterschiede zwischen ihnen maßgebend. Skelettreiche, lockere Oberböden nehmen große Regenintensitäten auf, während verdichtete, strukturarme und bindige Böden sehr schnell Abfluß liefern. Das Gefälle der Bodenoberfläche und von Bodenschichten tritt als abflußförderndes Element je nach Bewuchs und Aufnahmefähigkeit des Oberbodens bei unterschiedlich hohen Werten in Erscheinung, in Wäldern z. B. häufig erst ab 15-20 %. Dichte, gut entwickelte Vegetation hat mehrfache Wirkung: Durch Interzeption verringert sie Niederschlagshöhe und -intensität, die Durchwurzelung lockert den Oberboden, schafft zusätzliche Grob- und Makroporen, die selbst stärkste Regenintensitäten aufzunehmen vermögen. Werden geringmächtige Oberböden von verdichteten, stark bindigen Unterböden unterlagert, entsteht an den Schichtgrenzen vorwiegend oberflächennaher Abfluß als eine Form des Zwischenabflusses.

Gute Versickerungsbedingungen bieten Böden ohne stark differenzierte Schichtung mit einer Porengrößenverteilung, die einen hohen Grobporenanteil mit einer mittleren bis geringen nutzbaren Feldkapazität verbinden. Hierzu gehören alle sandigen und kiesigen Böden, während schluffige und tonige Böden mit einem umgekehrten Verhältnis ein gutes Wasserhaltevermögen zeigen mit einem hohen Anteil pflanzenverfügbaren Wassers. Durch einen stärkeren Skelett- und Makroporengehalt im Bodenprofil wird die Wasserleitfähigkeit auf Kosten des Speichervermögens erhöht, so daß auch in bindigen Böden mit hohem Skelettanteil, wie sie häufig über oberflächennahem Festgestein in gebirgigen Regionen auftreten, signifikante Sickergeschwindigkeiten auftreten.

4 Grundwasserneubildung als Wasserhaushaltsgröße

Im mitteleuropäischen Raum ist während der Vegetationsperiode der Entzug von Bodenwasser durch Evapotranspiration größer als der angebotene Niederschlag, so daß nur bei außergewöhnlichen Starkregenereignissen Wasser unterhalb der bodeninneren Wasserscheide (hervorgerufen durch einen aufwärts gerichteten Strom infolge Verdunstung und Kapillaraufstieg einerseits und abwärts gerichteter Bewegung älteren Sickerwassers andererseits) zur GWN beitragen kann (PESCHKE et al. 1987). In den Wintermonaten dagegen dominiert der Niederschlag, so daß dieser Zeitraum die eigentliche Bildungsperiode des Grundwassers ist. Entsprechend der Wasserhaushaltsgleichung entspricht die

Differenz der langjährigen Mittelwerte des Niederschlags \overline{P} und der Verdunstung \overline{ETR} dem des Gesamtabflusses \overline{R} :

$$\overline{P} - \overline{ETR} = \overline{R} \quad (1)$$

Sind die lateralen Abflußkomponenten des Oberflächen- und Zwischenabflusses vernachlässigbar, was z. B. für die unbedeckten Grundwasserleiter des Norddeutschen Tieflands weitestgehend gilt, so entspricht der Mittelwert des Gesamtabflusses der Grundwasserneubildung

$$\overline{GWN} = \overline{P} - \overline{ETR} \quad (2)$$

Bei den z. B. mit Geschiebemergel, Löß oder Auenlehm bedeckten Grundwasserleitern gelangt nur ein Teil der Abflußbildung in das Grundwasser (z. B. ZIESCHANG 1993). Der andere Teil speist laterale Abflußkomponenten, die in den Vorflutern gesammelt werden. Lassen sich in solchen Gebieten geschlossene Einzugsgebiete abgrenzen, so ergibt sich hier die \overline{GWN} , wenn in (2) die Differenz $\overline{P} - \overline{ETR}$ noch um die schnellen Abflußkomponenten \overline{RO} (Oberflächenabfluß) und \overline{RH} (Zwischenabfluß) vermindert wird:

$$\overline{GWN} = \overline{P} - \overline{ETR} - (\overline{RO} + \overline{RH}) \quad (3)$$

Festgesteinsgrundwasserleiter befinden sich vorwiegend unter dem bewegten Relief von Gebirgsgebieten. Die Abflußbildung umfaßt auch hier alle Komponenten, so daß ebenfalls die Gleichung (3) gilt.

Aus den Bilanzgleichungen (1) bis (3) resultiert, daß die mittlere Verdunstung \overline{ETR} für die Bestimmung der Grundwasserneubildung einen hohen Stellenwert besitzt. Das wird um so deutlicher, wenn diese Gleichungen für mitteleuropäische Einzugsgebiete mit Zahlen untersetzt werden. Danach hat die Verdunstung einen mittleren Anteil am Wasserhaushalt von zwei Dritteln bis drei Vierteln und damit die Grundwasserneubildung einen Anteil von oft kleiner als 20 %. Fehler in der Bestimmung von Niederschlag und Verdunstung wirken sich verstärkt auf die kleine Differenzgröße GWN aus und unterstreichen die Bedeutung einer fehlerarmen Ermittlung der Eingangsgrößen.

Für die schwierig zu messende und zu berechnende Größe Verdunstung existiert eine umfangreiche Literatur. Stellvertretend sei hier nur auf die zusammenfassenden Darstellungen in DYCK & PESCHKE (1995) und DVWK (1996) verwiesen. Verschiedene Ansätze zur Bestimmung der Verdunstung spiegeln sich auch in unterschiedlichen Verfahren zur Ermittlung der Grundwasserneubildung wider. An dieser Stelle scheint eine Diskussion des Für und Wider gegenstandslos. Sie soll in Kapitel 7 zusammenfassend unter der Zielsetzung Grundwasserneubildung im Hydrologischen Atlas von Deutschland erfolgen.

5 Niederschlag als Speisungsgröße

Wenn wir die künstliche Grundwasseranreicherung über die zusätzliche Infiltration von Oberflächenwasser ausschließen, dann ist die entscheidende Speisungsgröße der natürlichen Grundwasserneubildung der *natürliche Niederschlag in Erdbodenhöhe* zuzüglich der Beregnungswassermenge, sofern diese regional signifikant ist. In Gebirgsgebieten kann der *Nebelniederschlag* eine deutliche Erhöhung bringen. Nun wird der Niederschlag üblicherweise in 1 m über dem Erdbodenniveau gemessen, und dieser Meßwert ist mit einem erheblichen systematischen Meßfehler behaftet (z. B. SEVRUK 1986). Inzwischen existieren auch Empfehlungen des Deutschen Wetterdienstes zur Korrektur des Niederschlags (RICHTER 1995). Sie beziehen sich natürlich nur auf die Meßwerte und nicht auf die Niederschlagswerte im Oberflächenniveau des Bodens. LUCKNER et al. (1993) schlagen zum Beispiel für den langjährigen Mittelwert des Niederschlags im Erdbodenniveau \overline{PE} für das Gebiet der neuen Bundesländer vor:

$$\overline{PE} = 1,08\overline{P} + \alpha\overline{B} \quad (4)$$

wobei \overline{P} das Gebietsmittel des Niederschlags bezeichnet, abgeleitet aus gemessenen Werten mit dem Hellmann-Regenmesser, \overline{B} die mittlere Beregnungswassermenge, α einen Korrekturfaktor, der notwendig ist, weil sich die innerjährliche Verteilung der Beregnung signifikant von der des Niederschlags unterscheidet.

Die Eingangsgröße Niederschlag unterliegt weiteren zu berücksichtigenden Transformationen. Eine ist in Abbildung 1 durch die Unterscheidung zwischen Freiland- und Bestandesniederschlag angedeutet. Unter Landflächen mit Vegetation stellt der *Interzeptionsverlust* eine maßgebliche Verminderung des infiltrationsfähigen Niederschlags dar. Angaben von Werten in Abhängigkeit von Baumarten und ein Literaturüberblick sind in GROSSMANN (1996) enthalten. Besonders hohe Werte kann der Interzeptionsverlust von Schnee erreichen. Damit wird das Augenmerk auf eine weitere Prozeßkette gerichtet. Da Niederschläge während des Winterhalbjahres besonders zur Grundwasserneubildung beitragen, ist die *Schneesmelze* (BRAUN 1985, RACHNER 1990, ROHRER 1992) zu ermitteln, da erst die Menge und zeitliche Verteilung des Schmelzwassers die eigentliche Speisungsgröße für die Grundwasserneubildung darstellt.

Schließlich wollen wir für den Niederschlag die Regionalisierung explizit hier ansprechen, obwohl dieses Problem auch alle anderen Größen betrifft. Doch für sie muß es nicht explizit behandelt werden, da es implizit mit der für den HAD vorzuschlagenden Methodik zur Bestimmung der Grundwasserneubildung geschieht. Da der Niederschlag eine hohe Flächenvariabilität aufweist, kommt Verfahren der Aggregation von gemessenen Punktwerten zu Gebietsmitteln unter Berücksichtigung der Höhenabhängigkeit eine hohe Bedeutung zu (DYCK & PESCHKE 1995, GRONOWSKI 1992, DVWK 1991).

Diese genannten Probleme erhalten je nach der untersuchten Zeitauflösung ein unterschiedliches Gewicht. Für den HAD kämen vorzugsweise wohl langjährige Mittelwerte der Grundwasserneubildung in Betracht, was den Schwierigkeitsgrad der noch offenen Probleme senkt. Obwohl eine größere Zahl von Untersuchungsergebnissen zu dem

skizzierten Problembereich vorliegt - einige der publizierten wurden genannt - hält der Verfasser eine abschließende Forschungsarbeit für erforderlich mit dem Ziel, eine regional einheitliche Methodik für die Bestimmung der Einflußgröße Niederschlag vorzuschlagen.

6 Bestimmungsmethoden

Verschiedene Einteilungskriterien sind denkbar, um die Vielzahl möglicher und praktizierter Bestimmungsmethoden der Grundwasserneubildung einer gliedernden Übersicht zu unterwerfen. Sachlich wäre eine Einteilung auf der Grundlage unterschiedlicher Raumbetrachtung möglich (WOHLRAB et al. 1992):

- (a) Ungesättigte Bodenzone
- (b) Grundwasserzone
- (c) Abfluß im Gerinnebett

Zu (a) würden die meßtechnische Ermittlung oder die Berechnung der Bodenwasserbilanz gehören (z. B. FEDDES et al. 1978, LUCKNER & SCHESTAKOW 1991, RENGER 1992, DISSE 1995, GROSSMANN 1996), zu (b) Analysen der Grundwasserstandsganglinie in Abhängigkeit von der zeitlichen Verteilung des Niederschlags (die Korrelation ist im allgemeinen nicht sehr eng, deshalb sind solche Analysen von begrenzter Aussagekraft) und sogenannte Wasserwerksmethoden, beruhend auf der Auswertung von Pumpversuchen. Auch sie sind nur von lokaler Bedeutung. Der Gerinneabfluß (c) ermöglicht die Schätzung der Grundwasserneubildung auf der Basis der älteren Verfahren nach WUNDT (1958), NATERMANN (1958), KILLE (1970) und den neueren Ansätzen nach SCHWARZE et al. (1991) und DEMUTH (1993).

Aus der Diskussion in den Kapiteln 2 bis 4 resultiert, daß der Grad der in die Betrachtung einbezogenen Prozeßkomplexität und damit die zeitliche Auflösung ein mögliches Unterscheidungskriterium sind. Da Raum- und Zeitintervall nicht unabhängig voneinander sind, erscheint eine Einteilung in *Standort- und Gebietsuntersuchungen* zweckmäßig. Den standörtlichen Verfahren sind die experimentellen Untersuchungen (Lysimetermessungen, Bestimmung von Bodenfeuchte und -saugspannung) und Simulationsverfahren der Wasserbewegung in der ungesättigten Bodenzone zuzuordnen, wobei wir analytische, numerische und empirische Modelle einschließen. Die Gebietsuntersuchungen umfassen die schon erwähnten Analysen von Abflußganglinien aus Einzugsgebieten und die Wasserhaushaltsuntersuchungen (GLUGLA & TIEMER 1971, RENGER et al. 1977, DÖRHÖFER & JOSOPAIT 1980, SCHMIDT 1986, SCHROEDER & HAMELS 1987, WESSOLEK 1989, GABRIEL et al. 1986, 1989, 1993, GRONOWSKI 1992, MEINERT 1992, 1993, SCHROEDER & WYRICH 1992, WEINZIERL & ZWÖLFER 1992, GLUGLA & EYRICH 1993). Zusammenfassende Darstellungen und Vergleiche von Methoden zur GWN-Bestimmung sind enthalten in RENGER et al. 1977, AUTORENKOLLEKTIV 1981, BIERSTEDT 1991, LfU Baden-Württemberg 1992, HGN 1993, MEINERT et al. 1995.

7 **Schlußfolgerungen für eine zweckmäßige Bestimmung der Grundwasserneubildung**

Angesichts des regionalen Raummaßstabs innerhalb des HAD und bei Bezug auf mittlere jährliche Werte bieten sich *Wasserhaushaltsverfahren* als zweckmäßige Bestimmungsmethode an. In der Bilanzgleichung (2) wird die Grundwasserneubildung dem Gesamtabfluß gleichgesetzt. Dieses Vorgehen ist nur im Flachland mit gut durchlässigen Böden möglich. Im allgemeinen Fall liefert jedoch ein Wasserhaushaltsverfahren den Gesamtabfluß, dessen Aufteilung in Abflußkomponenten erst die Bestimmung der Grundwasserneubildung entsprechend Bilanzgleichung (3) gestattet. Damit sind für die Ermittlung der Grundwasserneubildung zwei Aufgabenstellungen zu lösen (LUCKNER et al. 1993):

- Die hydrometeorologische Aufgabe der Ermittlung der Gesamtabflußspende entsprechend Gleichung (1).
- Die hydrogeologische Aufgabe der Bestimmung des Anteils der unterirdischen Abflußspende \overline{RU} , deren langjähriger Mittelwert dem der Grundwasserneubildung gleich ist:

$$\overline{RU} = \overline{GWN} = \overline{R} - \overline{RO} - \overline{RH} \quad (5)$$

Im Ergebnis führen beide Aufgabenstellungen zur Bilanzgleichung (3):

$$\overline{GWN} = \overline{P} - \overline{ETR} - (\overline{RO} + \overline{RH}) \quad (3)$$

Probleme und notwendigen Forschungsbedarf im Zusammenhang mit der Ermittlung der Eingangsgröße Niederschlag haben wir schon in Kapitel 5 diskutiert. Zur Bestimmung der realen Verdunstung \overline{ETR} schlagen wir das Bagrov-Verfahren vor (GLUGLA & TIEMER 1971, GLUGLA & EYRICH 1993, DYCK & PESCHKE 1995, DVWK 1996). Es verknüpft in der Gleichung

$$d\overline{ETR} / d\overline{P} = 1 - (\overline{ETR} / \overline{ETP})^n \quad (6)$$

die reale Gebietsverdunstung \overline{ETR} mit dem Energieangebot (repräsentiert durch die potentielle Verdunstung \overline{ETP}) und der Verfügbarkeit verdunstbaren Wassers (repräsentiert durch den Niederschlag \overline{P} und das Nachlieferungsvermögen n). Von diesem Verfahren werden die notwendigen Grenzbedingungen $\overline{ETR} \rightarrow \overline{ETP}$ für $\overline{P} \rightarrow \infty$ und $\overline{ETR} = \overline{P}$ für $\overline{P} \rightarrow 0$ erfüllt. Ein weiterer Vorteil des Verfahrens ist die Verknüpfung des Wasserhaushalts mit dem Wärmehaushalt, da \overline{ETP} nach Penman oder Turc ermittelt wird (DVWK 1996). Im Effektivitätsparameter n wird die Wirkung aller Standortfaktoren integral erfaßt. Seine Werte wurden aus in- und ausländischen Lysimeterversuchen und Wasserbilanzen vieler Einzugsgebiete bestimmt. Das Verfahren wird für größere Gebiete im allgemeinen rasterbezogen abgearbeitet.

Die Ableitung der Grundwasserneubildung aus dem so ermittelten Gesamtabfluß ist unter komplizierten hydrogeologischen Bedingungen ein bisher weitgehend ungelöstes Problem (ZIESCHANG 1993). Gleiches gilt für die großräumige Bestimmung von Oberflächen- und Zwischenabfluß. Wesentliche Hilfe kann hier von den *Analyseverfahren von Abflußganglinien* erwartet werden. Wir verweisen insbesondere auf die rechnergestützte Separationsmethode DIFGA (SCHWARZE et al. 1991, DYCK & PESCHKE 1995), mit deren Hilfe aus langjährigen Abflußganglinien die folgenden vier Abflußkomponenten separiert werden können:

- schneller Direktabfluß RD1 (er erfaßt die Arten des Oberflächenabflusses),
- verzögerter Direktabfluß RD2 (wesentliche Form des Zwischenabflusses),
- kurzfristiger Basisabfluß RG1 (verzögerter Zwischenabfluß),
- langfristiger Basisabfluß RG2 (Grundwasserabfluß).

Die gesuchte Grundwasserneubildung resultiert überwiegend aus RG2, gelegentlich aus der Summe RG2 und RG1. Das Verfahren wird durch eine kontinuierliche Wasserhaushaltsbilanz gestützt, in der die reale Verdunstung als Restglied erscheint. Hierin sehen wir einen besonders interessanten Aspekt der Kopplung mit dem Bagrov-Verfahren, mit dem die reale Verdunstung berechnet wird. Da DIFGA bisher an weit über 100 deutschen Einzugsgebieten getestet wurde, stehen reichhaltige Erfahrungen zur Verfügung, die gegenwärtig innerhalb eines Schwerpunktprogramms der DFG zur Regionalisierung genutzt werden und hoffen lassen, daß für eine flächendeckende Bearbeitung der Analyseaufwand beträchtlich gesenkt werden kann. Im genannten DFG-Schwerpunktprogramm wird gleichzeitig an einer Methodik zur *Regionalisierung schneller Abflußkomponenten* gearbeitet. Die Kopplung beider Regionalisierungsverfahren scheint möglich und lohnend.

Für den Festgesteinsbereich wurde von GABRIEL et al. (1986, 1989, 1993) ein ebenfalls auf der Bagrov-Gleichung beruhendes Ermittlungsverfahren für \overline{RU} vorgeschlagen. In ihm wird der Effektivitätsparameter n durch die „Gewässerzahl“ ersetzt, eine Höhenabhängigkeit des Niederschlages berücksichtigt und eine Abflußseparation vorgenommen.

Der Verfasser sieht in diesen Verfahren die aussichtsreichste Möglichkeit, flächendeckend die Grundwasserneubildung für den HAD zu bestimmen. Forschungsbedarf besteht in der sinnvollen Verknüpfung der genannten Verfahren unter Berücksichtigung regionaler Erfahrungen, die mit anderen Methoden gewonnen wurden.

Abschließend sei betont, daß damit das Problem der Bestimmung der kurzfristigen Grundwasserneubildung unzureichend lösbar ist. Hierfür könnten Infiltrationsmodelle innerhalb Geographischer Informationssysteme (HOLZMANN 1994) eine mögliche Lösung bieten.

Literatur

- Autorenkollektiv (1981): KDT-Empfehlung zur Ermittlung der Grundwasserneubildung. ZGI-WTI Sonderheft, Berlin.
- Bierstedt, W. (1991): Vergleich von Berechnungsverfahren zur Grundwasserneubildung. Wasserwirtschaft - Wassertechnik 41, H. 3, 102-114.
- Braun, L. (1985): Simulation of Snowmelt-Runoff in Lowland and Lower Alpine Regions of Switzerland. Zürcher Geograph. Schriften, H. 21, Zürich.
- Disse, M. (1995): Modellierung der Verdunstung und der Grundwasserneubildung in ebenen Einzugsgebieten. Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Universität Karlsruhe, H. 53.
- Dörhöfer, G., Josopait, V. (1980): Eine Methode zur flächendifferenzierten Ermittlung der Grundwasserneubildungsrate. Geol. Jb., Reihe C, H. 27, 45-65.
- DVWK (1991): Starkniederschläge der Bundesrepublik Deutschland - Erläuterungen und Ergänzungen zu KOSTRA. DVWK-Schriften, H. 97, Verlag Paul Parey Hamburg.
- DVWK (1996): Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen. DVWK-Merkblätter zur Wasserwirtschaft 238. Wirtschafts- und Verlagsgesellschaft Gas und Wasser mbH, Bonn.
- Dyck, S., Peschke, G. (1995): Grundlagen der Hydrologie. 3. Aufl., Verlag für Bauwesen, Berlin.
- Feddes, R. A., Kowalik, P. J., Zaradny, H. (1978): Simulation of field water use and crop yield. Pudoc Wageningen, Simulation Monographs.
- Gabriel, B., Ziegler, G., Jacobs, H. (1986): Das Festgesteinsmodell GEOFEMLAW als Grundlage für die neue Methodik der Grundwasserneubildungsberechnung im Festgesteinsbereich. Wasserwirtschaft - Wassertechnik 36, H. 2, 33-36.
- Gabriel, B., Ziegler, G. (1989): Lithofazieseinheiten - ein neues Konzept zur Berechnung der Grundwasserneubildung im Festgesteinsbereich. Wasserwirtschaft - Wassertechnik 39, H. 7, 163-165.
- Gabriel, B., Ziegler, G., Jacobs, H. (1993): Zur GWN-Berechnung für Festgesteinsgrundwasserleiter auf der Grundlage des Modells GEOFEMLAW und seiner Weiterentwicklungen. In: HGN, Hydrogeologie GmbH (Hrsg.): Kolloquium Hydrogeologie - Grundwasserneubildung, Okt. 1993, Erfurt, Nordhausen.
- Glugla, G., Eyrich, A. (1993): Ergebnisse und Erfahrungen bei der Anwendung des Bagrov-Verfahrens zur Berechnung von Grundwasserhaushalt und GWN im Lockergestein Norddeutschlands. In: HGN, Hydrogeologie GmbH (Hrsg.):

- Kolloquium Hydrogeologie - Grundwasserneubildung, Okt. 1993, Erfurt, Nordhausen.
- Glugla, G., Tiemer, K. (1971): Ein verbessertes Verfahren zur Berechnung der Grundwasserneubildung. *Wasserwirtschaft - Wassertechnik* 21, H. 10, 340-351.
- Gronowski, T. V. (1992): Die natürliche Grundwasserneubildung in einem urban beeinflussten Einzugsgebiet im Voralpenraum. *Zürcher Geograph. Schriften*, H. 50, Zürich.
- Grossmann, J. (1996): Eingangsdaten und Parameter zur Berechnung der Grundwasserneubildung mit einem Einschicht-Bodenwasserhaushaltsmodell. *DGM* (40), 5, 204-211.
- HGN Hydrogeologie GmbH (Hrsg.) (1993): Vorträge des Kolloquiums Hydrogeologie - Grundwasserneubildung im Oktober 1993 in Erfurt, Nordhausen.
- Holzmann, H. (1994): Modellierung und Regionalisierung der Grundwasserneubildung und des Bodenwasserhaushaltes. *Wiener Mitteilungen*, Bd. 123.
- Kille, K. (1970): Das Verfahren MoMnQ, ein Beitrag zur Berechnung der mittleren langjährigen Grundwasserneubildung mit Hilfe der monatlichen Niedrigwasserabflüsse. *Z. Dt. Geol. Ges., Sonderheft Hydrogeologie, Hydrochemie*, 89-95.
- LfU Baden-Württemberg (Hrsg.) (1992): Grundwasserüberwachungsprogramm - Grundwasserneubildung aus Niederschlägen. Vorträge eines Workshops im Mai 1992 in Karlsruhe.
- Luckner, L., Schestakow, W. M. (1991): *Migration Processes in the Soil and Groundwater Zone*. Lewis Publishers.
- Luckner, L., Tiemer, K., Werner, F. (1993): Aktuelle Fragen zur Bestimmung der GWN. In: HGN, Hydrogeologie GmbH (Hrsg.): *Kolloquium Hydrogeologie - Grundwasserneubildung, Okt. 1993, Erfurt, Nordhausen*.
- Meinert, N. (1992): Die Grundwasserneubildung aus der Sicht praktischer Erfahrungen bei der einheitlichen Oberflächen- und Grundwasserbilanzierung. In: LfU Baden-Württemberg (Hrsg.): *Grundwasserüberwachungsprogramm - Grundwasserneubildung aus Niederschlägen. Vorträge eines Workshops im Mai 1992 in Karlsruhe*.
- Meinert, N. (1993): Grundwasservorratsprognosen und Karten der GWN der NBL. In: HGN, Hydrogeologie GmbH (Hrsg.): *Kolloquium Hydrogeologie - Grundwasserneubildung, Okt. 1993, Erfurt, Nordhausen*.
- Meinert, N., Glugla, G., Zieschang, J., Peschke, G. (1995): Bestimmung der Grundwasserneubildung unter dem Aspekt der flußgebietsbezogenen Bilanzierung von Grund- und Oberflächenwasser. In: *Dresdner Grundwasserforschungszentrum*

- e.V. (Hrsg.), Ehrenkolloquium „Wasserbewirtschaftung als komplexe Aufgabe“ für Herrn Professor Lauterbach, Berlin Mai 1995.
- Natermann, E. (1958): Der Wasserhaushalt des oberen Emsgebietes nach dem A_n-Linien-Verfahren. Ministerium für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten NRW, Düsseldorf.
- Peschke, G., Gurtz, J., Walther, J. (1987): Groundwater accretion and nitrate leaching. Int. Symp. on Groundwater Monitoring and Management, Dresden, Proceedings, Complex I, 15.
- Rachner, M. (1990): Ableitung von Korrekturverfahren für Meßwerte des Schnees. In: Beiträge zur Schneehydrologie. Abh. Meteorol. Dienst der DDR, Nr. 145.
- Renger, M. (1992): Bestimmung der Grundwasserneubildung und Evapotranspiration in Abhängigkeit von Standorteigenschaften und Nutzung. In: LfU Baden-Württemberg (Hrsg.): Grundwasserüberwachungsprogramm - Grundwasserneubildung aus Niederschlägen. Vorträge eines Workshops im Mai 1992 in Karlsruhe.
- Renger, M., Strebel, O. (1980): Jährliche Grundwasserneubildung in Abhängigkeit von Bodennutzung und Bodeneigenschaften. Wasser und Boden 32, 362-366.
- Renger, M., Strebel, O., Münnich, K. O., Sonntag, C. (1977): Methoden zur Bestimmung der Grundwasserneubildungsrate. Geol. Jb., Reihe C, H. 19, Hannover.
- Richter, D. (1995): Ergebnisse methodischer Untersuchungen zur Korrektur des systematischen Meßfehlers des Hellmann-Niederschlagsmessers. Berichte des Deutschen Wetterdienstes 194, Selbstverlag des DWD, Offenbach.
- Rohrer, M. (1992): Die Schneedecke im Schweizer Alpenraum und ihre Modellierung. Zürcher Geograph. Schriften, H. 49, Zürich.
- Schlinder, K. (1993): Die Grundwasserneubildung im Lockergesteinsbereich des Landes Mecklenburg-Vorpommern und die auf Nutzung und Bewirtschaftung einflussnehmenden Faktoren. In: HGN, Hydrogeologie GmbH (Hrsg.): Kolloquium Hydrogeologie - Grundwasserneubildung, Okt. 1993, Erfurt, Nordhausen.
- Schmidt, O. (1986): Hydrologische Modellierung der Grundwasserneubildung. Wasserwirtschaft 76, 378-382.
- Schroeder, M., Hamels, B.-P. (1987): Vergleich zweier Methoden zur Simulation der Prozesse des Bodenwasserhaushalts, vornehmlich der Grundwasserneubildung. DGM 31, H.2/3, 73-76.
- Schroeder, M., Wyrich, D. (1992): Eine in Nordrhein-Westfalen angewendete Methode zur flächendifferenzierten Ermittlung der Grundwasserneubildung. In: LfU Baden-Württemberg (Hrsg.): Grundwasserüberwachungsprogramm - Grundwasserneubildung aus Niederschlägen. Vorträge eines Workshops im Mai 1992 in Karlsruhe.

- Schwarze, R., Herrmann, A., Münch, A., Grünewald, U., Schöniger, M. (1991):
Rechnergestützte Analyse von Abflußkomponenten und Verweilzeiten in kleinen Einzugsgebieten. *Acta hydrophys.*, 35, H. 2, 143-184.
- Sevruk, B. (ed.) (1986): Intern. Workshop on the Correction of Precipitation Measurements, Zürich 1985. *Zürcher Geograph. Schriften*, H. 23.
- Weinzierl, W., Zwölfer, F. (1992): Berechnung der Grundwasserneubildung aus Niederschlägen unter Berücksichtigung der realen Verdunstung und der nutzbaren Feldkapazität der Böden. In: LfU Baden-Württemberg (Hrsg.): Grundwasserüberwachungsprogramm - Grundwasserneubildung aus Niederschlägen. Vorträge eines Workshops im Mai 1992 in Karlsruhe.
- Wessolek, G. (1989): Einsatz von Wasserhaushalts- und Photosynthesemodellen in der Ökosystemanalyse. Schriftenreihe „Landschaftsentwicklung und Umweltforschung“, Nr. 61, TU Berlin, FB Landschaftsentwicklung.
- Wohlrab, B., Ernstberger, H., Meuser, A., Sokollek, V. (1992): Landschaftswasserhaushalt. Verlag Paul Parey Hamburg.
- Wundt, W. (1958): Die Kleinstwasserführung der Flüsse als Maß für die verfügbaren Grundwassermengen. In: Grahmann, R.: Die Grundwässer in der Bundesrepublik Deutschland und ihre Nutzung. *Forsch. dt. Landeskunde*, BA für Landeskunde, Remagen, 104, 47-54.
- Zieschang, J. (1993): Bemerkungen zur GWN bedeckter Grundwasserleiter. In: HGN, Hydrogeologie GmbH (Hrsg.): Kolloquium Hydrogeologie - Grundwasserneubildung, Okt. 1993, Erfurt, Nordhausen.

Hellmut Vierhuff

Grundwasserneubildung - Einführung in die Problematik ihrer Bestimmung und Darstellung

Zusammenfassung

Zahlreiche Methoden sind bekannt, mit denen die Grundwasserneubildung als wichtige Größe im Wasserhaushalt eines Gebietes bestimmt werden kann. Diesen Bestimmungsmethoden liegen verschiedene Vorstellungen und Definitionen der Neubildung zugrunde. Zur Einführung in die Diskussion, ob die Grundwasserneubildung als ein Teilthema des Themenbereichs „Grundwasser“ im neuen Hydrologischen Atlas von Deutschland (HAD) aufgenommen werden kann, wird in der folgenden Übersicht versucht, die unterschiedlichen Betrachtungsweisen darzustellen.

1 Einleitung

Im „Hydrologischen Atlas der Bundesrepublik Deutschland“ (1978) war die Grundwasserneubildung nicht bearbeitet worden. Da aber diese Fragestellung ohne Zweifel eine große praktische Bedeutung haben kann, ist im Konzept für den neuen Hydrologischen Atlas von Deutschland im Themenbereich „Grundwasser“ eine Kartentafel „Grundwasserneubildung“ vorgesehen.

Der Begriff Grundwasserneubildung ist zwar in der Fachliteratur eingehend behandelt worden und wurde in der DIN 4049 (1994) neu normiert. Es ist nun aber zu überlegen, wie diese Größe für die Zwecke der Darstellung in einem Atlas flächendeckend und einheitlich bestimmt werden kann, und ob und wie sie sich von der im Themenbereich „Bodenwasser“ des HAD behandelten Größe „Sickerwassermenge“ unterscheidet.

Im folgenden soll für den Beginn der Diskussion zunächst der fachliche Inhalt des Begriffs Grundwasserneubildung erläutert und beschrieben werden, damit eventuell darauf aufbauend Konzepte und Methoden für ihre flächendeckende Darstellung überlegt werden können.

2 Grundlagen

Im großräumigen Wasserkreislauf der Erde steigt das Wasser vom Meer in die Atmosphäre auf, regnet über dem Festland wieder ab und fließt von dort zum Meer zurück. Der Abfluß verteilt sich auf verschiedene Kompartimente, die sich darin unterscheiden, welche Wege sie durchlaufen und wie sehr sie dabei verzögert werden. Diese unterschiedlichen Abflußarten werden entweder nach ihrem Ort benannt, in dem sie sich zeitweise befinden (z. B. Oberflächen-, Boden-, Grundwasser), oder in bezug auf ihre Dynamik (z. B. Direkt-, Zwischen-, Basisabfluß).

Die Abflußkomponenten auf dem Festland sind in unterschiedlichem Maße der erneuten Verdunstung ausgesetzt. In unserem gemäßigten Klima geschieht diese Verdunstung nur zu einem kleinen Teil von der freien Oberfläche der Gewässer oder der Erdoberfläche aus (Evaporation), sondern sie speist sich als Pflanzenverdunstung (Transpiration) hauptsächlich aus dem in der ungesättigten Zone gespeicherten Wasser. In einem komplizierten Zusammenspiel von Klima, Gesteinseigenschaften und Geländeform und den daraus entstehenden oder davon und untereinander abhängigen weiteren Faktoren wie Bodeneigenschaften, Bewuchs, Kleinklima etc. entsteht als Endglied des Bodenwasserhaushalts der "Zugang von infiltriertem Wasser zum Grundwasser", das heißt die *Grundwasserneubildung aus Niederschlag* (Nr. 3.6.17 in DIN 4049, 1994).

Diese Grundwasserneubildung aus dem Niederschlag (auch "direkte Neubildung") erfolgt über die gesamte Bodenoberfläche eines Gebietes, wenn auch lokal unterschiedlich. Dagegen tritt das Grundwasser nach der Untergrundpassage meist an bestimmten Punkten, z. B. geologisch bedingten Quellen, oder entlang von linienförmigen Vorflutern wieder an die Erdoberfläche aus, wo es sich mit dem Oberflächenabfluß mischt. Die Höhenlage der Wasseroberfläche in Hohlräumen des Untergrundes, d. h. die Höhe des Grundwasserspiegels, ergibt sich dabei aus dem dynamischen Gleichgewicht zwischen der flächenhaft verteilten, im wesentlichen vertikal nach unten gerichteten *Versickerung* und dem überwiegend horizontal fließenden und lokal austretenden *Grundwasserabfluß*.

In zusammenfassenden Darstellungen von Methoden zur Bestimmung der Grundwasserneubildung (s. Kap. 3) werden beide Größen verwendet mit der Voraussetzung, daß sie, über längere Zeiträume betrachtet und auf die gleichen Gebiete bezogen, identisch sind.

Auch in der DIN 4049 werden dementsprechend zwei Definitionen für den Begriff Grundwasserneubildung gegeben, die sich jeweils auf diese beiden, vom Ort der Bestimmung und vom Vorgang her unterschiedlichen Teile des Grundwasserumsatzes beziehen:

(a) Grundwasserneubildung als Zugang von infiltriertem Wasser zum Grundwasser (Nr. 3.6.17 in DIN 4049)

Hier wird die Grundwasserneubildung als der Vorgang definiert, durch den sich Sickerwasser aus der ungesättigten Zone in Grundwasser verwandelt. Die Abläufe sind meist in Raum und Zeit sehr variabel und in verschiedene, voneinander abhängige Teilsysteme aufteilbar. Im komplizierten Ablauf zwischen Versickerung, Zwischenspeicherung und Pflanzenverdunstung kann sich der Übergang vom Sicker- zum Grundwasser

an der Grenzfläche mehrmals umkehren. Da die Unterscheidung von Sicker- und Grundwasser durch einen Druckzustand definiert ist (Saugspannung ist null), kann Sickerwasser auch ohne wesentliche Massenbewegung zu Grundwasser werden und umgekehrt. Andererseits wird nach DIN nur der „Zugang“ zum Grundwasser mit Neubildung bezeichnet, so daß eine kurzfristige Hebung des Grundwasserspiegels durch die Verwandlung von Kapillarwasser in Grundwasser nicht als Neubildung gedeutet werden darf.

Man kann davon ausgehen, daß in unserem humiden Klima die Sickerwasserbewegung im Mittel und großräumig nach unten, zum Grundwasser gerichtet ist, da mehr Wasser durch Niederschlag in das System eingebracht wird als Energie verfügbar ist, dieses Wasser wieder zu verdunsten. Das Sickerwasser bewegt sich im Mittel vertikal nach unten, bis es auf die Grundwasseroberfläche trifft; der Vorgang wird deshalb meist in der Form eines eindimensionalen Modells betrachtet, das für bestimmte gleichwertige Flächen oder für Rasterpunkte gilt. Der Zutritt geschieht über eine große Fläche und ist örtlich stark unterschiedlich, besitzt aber kaum laterale Fließkomponenten (abgesehen vom „Interflow“), so daß die Teilbeträge unterschiedlicher Areale sich zu Flächenwerten summieren lassen.

Neben dieser flächenhaften („direkten“) Neubildung aus dem Niederschlag gibt es verschiedene Neubildungsarten, die von influenten Oberflächengewässern stammen („indirekte“ Neubildung), z. B. Seihwasser und Uferfiltrat. Während in Gebieten mit trockenem Klima der größte Teil des Grundwassers aus indirekter Neubildung stammen kann, ist diese im humiden Klima an außergewöhnliche hydrogeologische Verhältnisse gebunden, z. B. an Festgesteine mit inhomogenem Aufbau, oder ist künstlichen Ursprungs (vgl. u. a. die Diskussion DÖRHÖFER & JOSOPAIT 1997 und HÖLTING 1997).

(b) Grundwasserneubildung als Gebietsniederschlag minus Gebietsverdunstung minus Direktabfluß (DIN 4049, Bild 2, S.69)

Hier wird die Grundwasserneubildung in der Wasserbilanz eines Gebietes als ein Teil des Niederschlag-Abfluß-Vorganges verstanden; es wird nicht der Eintritt des Wassers in das unterirdische Abflußsystem betrachtet, sondern dessen Austritt. Die Grundwasserneubildung ist ein Teil des Wasserhaushalts eines Gebietes; die Wassermenge bezieht sich auf eine Fläche und deren Untergrund. Das Gebiet ist von einem Meßpunkt (meist einem Abflußpegel oder eine Fassungsanlage) her definiert, zu dem das Wasser unter- und oberirdisch und im wesentlichen horizontal hinfließt, und an dem der integrale Wert der gebietsbezogenen Grundwasserspende bestimmt werden kann.

Im Gegensatz zum ersten Fall, wo sich die Teilbeträge ohne großen Fehler summieren lassen, da sie parallel und normal zur Bezugsfläche verlaufen, verläuft der Grundwasserabstrom etwa parallel zur Bezugsfläche und ist im Bilanzgebiet unregelmäßig verteilt. Zudem können die Endpunkte des Grundwasserabstromes in einem Abflußgebiet an verschiedensten Stellen der Erdoberfläche enden. Mehrere Teilströme des horizontalen unterirdischen Abflusses werden so in einem Meßpunkt des oberirdischen Abflusses (dem Pegel) zusammen erfaßt und es ist schwierig, diese sinnvoll zu unterscheiden. Je größer das Bilanzgebiet, desto schwieriger ist es, aus den Abflußmessungen auf differenzierte Neubildungen zu schließen (DÖRHÖFER & JOSOPAIT 1997).

Eine weitere Schwierigkeit bei der Definition und Erfassung der Grundwasserneubildung liegt in der erwähnten Verzögerung des Abflusses und der damit verknüpften Zwischenspeicherung in den verschiedenen Teilgliedern des Wasserhaushalts im Untergrund. Für bestimmte Zeiträume wird deshalb die Wasserhaushaltsgleichung mit einem Speicherglied versehen:

$$P(\text{Niederschlag}) = ET(\text{Verdunstung}) + R(\text{Abfluß}) + S(\text{Speicher})$$

Der Abfluß R kann in mehrere Teile

$$R = R_s (\text{Direktabfluß}) + R_{g1}, R_{g2}, \dots (\text{verschiedene zeitlich verzögerte Abflüsse})$$

aufgeteilt werden. Je nach betrachtetem Teilstrom und Zeitraum kann als Speicher das Blätterdach (Interzeption), die ungesättigte (Bodenwasser) oder die gesättigte Zone (gespannter Grundwasserleiter) wirken.

Manche Bestimmungsmethoden der Grundwasserneubildung beruhen darauf, die Veränderung des Speicherinhalts des Wassers im gesättigten Untergrund aus der Porosität und der Änderung der Standrohrspiegelhöhen zu erfassen. Für einen bestimmten Zeitraum wird die Speicheränderung, wenn sie positiv ist, als Grundwasserneubildung (durch „Zugang von Sickerwasser“) angesehen. Bei der anderen Betrachtungsweise wird mit Hilfe der zeitlichen Variabilität des Abflusses die Entleerung des Speichers, d. h. eine negative Speicheränderung, bestimmt und diese dann als unterirdischer Abstrom gedeutet, der der Grundwasserneubildung gleichgesetzt wird, wenn der Speicher langfristig wieder aufgefüllt wird.

Die regionale Grundwasserströmung im Untergrund variiert, bedingt durch unveränderliche Gesteinseigenschaften und nur wenig veränderliches Gefälle tatsächlich nur sehr wenig mit der Zeit, so daß es meist sinnvoll ist, den Grundwasserabstrom und damit die Grundwasserneubildung einer Region als eine im langjährigen Mittel konstante Größe anzusehen. Hierbei wird also die Speicherung nicht betrachtet, und man beschreibt den quasi-stationären Grundwasserabstrom unabhängig von den kurzfristigen Teilströmen. Es liegt auf der Hand, daß die unterschiedlichen Betrachtungsweisen nicht ohne weiteres zu gleichen Ergebnissen kommen können, und daß man sehr auf die Maßstabsabhängigkeit in Raum und Zeit achten muß (HÖLTING 1997).

Die verschiedenen hydraulischen Vorgänge laufen unterschiedlich schnell ab: der Ausgleich von Druck- oder Saugspannungen vollzieht sich schneller als die Wasserbewegung selber. Im kurzfristig austretenden Zwischenabfluß findet sich daher Wasser, das schon lange Zeit im Untergrund gespeichert war. Deswegen müssen qualitätsbezogene Betrachtungen unabhängig von Quantitätsbetrachtungen durchgeführt werden, sowohl im Bereich der ungesättigten als auch der gesättigten Zone, wenn nicht sicher ist, daß bestimmte einfache Modellvorstellungen zutreffen (DVWK 1995).

3 Bestimmungsmethoden

Zahlreiche Publikationen befassen sich mit der Bestimmung der Grundwasserneubildung, wobei auch mehrere zusammenfassende Darstellungen erschienen sind (AK GRUNDWASSERNEUBILDUNG 1977, LERNER et al. 1990, u.a.). Die große Zahl der Publikationen zu diesem Thema beruht auf dem Problem, daß es nur in Ausnahmefällen möglich ist, die Grundwasserneubildung, sowohl der einen als auch der anderen Betrachtungsweise, direkt zu bestimmen. Auch die indirekte Bestimmung, nämlich durch Messung der anderen Größen der Wasserbilanz auf die Grundwasserneubildung zu schließen, ist häufig nicht möglich, so daß man auf empirische Abschätzungen angewiesen ist. Je nach den vorhandenen Daten und der Problemstellung werden verschiedene Bestimmungs- oder Abschätzungsmethoden angewendet.

3.1 Die Grundwasserneubildung als Endglied des Bodenwasserhaushalts

Die meisten Methoden zur Bestimmung der Grundwasserneubildung beschäftigen sich mit dem Abschnitt des Wasserkreislaufs zwischen Niederschlag und Grundwasserabstrom, d. h. in der ungesättigten Zone zwischen Erdoberfläche und freier Grundwasseroberfläche.

Es gibt direkte Meßmethoden, die die Wasserbewegung oder die wechselnden Wassergehalte im Sickerraum bestimmen können (Lysimeter, Neutronensonde, Tracerverfahren, Multilevel-Tensiometer); eine Zusammenstellung findet sich in AK GWN (1977).

Die indirekten Methoden kümmern sich nicht um die Vorgänge im einzelnen, sondern bestimmen mit Hilfe der Energiebilanz und verschiedener empirischer Faktoren das Korrekturglied des Sickerwasserhaushalts, die Verdunstung aus dem Sickerraum. Als Rest ergibt sich daraus die Grundwasserneubildung (u. a. GLUGLA et al. 1987, RENGER & STREBEL 1980, DÖRHÖFER & JOSOPAIT 1980). Je nach dem empirischen Ansatz und den vorhandenen Daten gibt es unterschiedlich einfache oder anspruchsvolle Verfahren, wobei diejenigen, die die höchste zeitliche und räumliche Datendichte benötigen, auch Ergebnisse liefern, die am stärksten standortbezogen sind. Für flächenbezogene Aussagen müssen sie dann wiederum mit empirischen Ansätzen extrapoliert werden.

Da der Ausgangspunkt solcher Abschätzungen die Niederschlagsmenge ist, muß immer auch der Direktabfluß-Teil berücksichtigt werden, wenn er nicht auf besonderen Standorten offensichtlich vernachlässigbar klein ist.

3.2 Die Grundwasserneubildung als Teil des Wasserhaushalts eines Gebietes (Grundwasserabfluß/Grundwasseraustritt)

Wenn die Grundwasserneubildung dadurch bestimmt wird, daß man die Menge des *Grundwasseraustrittes* mißt, ist dies im Idealfall durch die Messung der Schüttung einer Quelle möglich. Kann dann noch das zugehörige Einzugsgebiet abgegrenzt werden, läßt sich die mittlere Grundwasserspense für dieses Gebiet angeben ("Naturlysimeter", EINSE-

LE et al. in AK GRUNDWASSERNEUBILDUNG 1977). Ein Problem liegt darin, daß eine Quelle eine hydrogeologische Besonderheit darstellt, und das zugehörige Einzugsgebiet deshalb meist heterogen aufgebaut ist. Die so bestimmte Grundwasserspense entsteht also durch Mittelung von meist stark unterschiedlichen Werten für durchlässige und undurchlässige Böden und geologische Schichten.

Eine ähnliche Methode ist die sog. Wasserwerksmethode, bei der nach längerem kontinuierlichem Betrieb die geförderte Wassermenge auf das Einzugsgebiet des oder der Brunnen bezogen wird. Wenn mittels eines gut belegten Grundwasserspiegelplanes der Verlauf des neutralen Wasserweges bekannt ist, kann die Grundwasserspense leicht ermittelt werden. Sie ist dann allerdings häufig nicht mit der natürlichen Grundwasserneubildung in diesem Gebiet gleichzusetzen, da sich durch die künstliche Spiegelabsenkung die Höhe der Neubildung oder die Größe des Einzugsgebiets verändern kann.

In den meisten Fällen kann man keine eindeutigen Grundwasserabflüsse nutzen, sondern ist auf die Messung von oberirdischen Abflüssen (R) an Pegelstellen angewiesen. Hierbei müssen die Anteile des Direktabflusses (R_s) (und Zwischenabflusses (R_{g1}) vom Gesamtabfluß abgezogen werden, um zum Basisabfluß zu kommen, der mit dem Grundwasseraustritt gleichgesetzt wird. Die zahlreichen hydrologischen Auswertemethoden (in Deutschland z. B. WUNDT 1958, NATERMANN 1958) beruhen darauf, daß jeweils die Abflußspitzen nach einem Niederschlagsereignis dem Oberflächen-(Direkt-)abfluß (R_s) sowie eventuell dem Zwischenabfluß und die späteren Abflüsse (Trockenwetterabflüsse) dem langsameren Grundwasserabfluß (R_{g2}) zugeordnet werden. Je größer das Bilanzgebiet oder je komplizierter die hydrogeologische Situation, desto weniger gesichert ist im allgemeinen die Gleichsetzung des Basisabflusses mit der Grundwasserneubildung (DÖRHÖFER & JOSOPAIT 1997).

Für Aussagen über langfristige Neubildungsraten von ausgedehnten gleichförmigen Grundwassersystemen werden auch Methoden genutzt, die die Veränderungen des stofflichen Inhalts des Grundwassers in Raum und Zeit untersuchen. Dazu gehören z. B. die Chlorid-Methode (SCHULZ 1972) und die Bestimmung der mittleren Verweilzeit oder der Fließgeschwindigkeit des Grundwassers mit Hilfe von stabilen oder radioaktiven Umwelt-Isotopen (in Deutschland zuerst MÜNNICH 1967).

4 Probleme der Bestimmung und Darstellung der Grundwasserneubildung

Es ist immer nötig, die beiden Betrachtungsweisen zu unterscheiden: entweder man wertet Grundwasserabflüsse aus, wobei die Meßstellen im Normalfall ein geologisch/hydrographisch heterogenes Einzugsgebiet repräsentieren, oder man wertet den Bodenwasserhaushalt aus, der immer nur für eine bestimmte pedo-ökologische Situation gültig ist.

Durch Vergleiche der verschiedenen Betrachtungsweisen und Meßmethoden der Grundwasserneubildung (einerseits als Grundwasserabfluß eines Einzugsgebietes, anderer-

seits als Endglied des Bodenwasserhaushalts) sind die empirischen Ansätze recht gut belegt. Es wurden viele Werte von Sickerwasserraten aus Lysimetern, Bodenwasserhaushaltsbestimmungen, Verdunstungsberechnungen, Quellschüttungs- und Abflussauswertungen und Erfahrungen aus Wasserwerken publiziert (z. B. in AK GRUNDWASSER-NEUBILDUNG 1977).

Der Größenordnung nach kann die Grundwasserneubildung aus der klimatischen Wasserbilanz meist ziemlich gut abgeschätzt werden, denn der Niederschlag teilt sich beim Auftreffen auf den Boden in nur drei Glieder auf. Von diesen ist die Verdunstung der Größenordnung nach bekannt, und der Direktabfluß kann häufig vernachlässigt werden. Die Bandbreite der Durchlässigkeit des Gesteins in einem Einzugsgebiet ist in der Regel so groß, daß es viele Möglichkeiten für plausible Korrekturen des Restgliedes, der Grundwasserneubildung, gibt.

Anders als in unserem humiden Klima sind die Verhältnisse in Trockengebieten, wo die potentielle Verdunstung die Niederschlagshöhe weit übertrifft. Die Grundwasserneubildung aus dem Niederschlag ist deshalb häufig vernachlässigbar klein, und die indirekte Neubildung aus Oberflächenabfluß geschieht nur selten und an wenigen außergewöhnlichen Orten. Auch spielt die natürliche Grundwasserneubildung in manchen Gebieten, besonders in trockenem Klima, nur eine kleine Rolle neben vielen anderen möglichen Zuflüssen zum Grundwasser, so daß es gar nicht sinnvoll ist, sie genau bestimmen zu wollen.

Wenn in einem Einzugsgebiet beide Bestimmungsmethoden angewendet werden, oder wenn Neubildungsraten aus dem Bodenwasserhaushalt als Eingangsgrößen für ein geohydraulisches Modell verwendet werden, erkennt man häufig, daß die jeweiligen Ergebnisse nicht übereinstimmen. Das kann daran liegen, daß in Gebieten mit großem topographischen Gefälle oder mit gering durchlässigen Schichten der oberflächennahe Grundwasserabfluß (Zwischenabfluß) sehr stark gegenüber der großräumigen Grundwasserströmung überwiegt; oder daß im Flachland der Wasserumsatz z. B. durch Drainage beeinflusst ist. Sie stimmen natürlich auch dann nicht überein, wenn der Trockenwetterabfluß aus einem tieferen Stockwerk gespeist wird, oder wenn das ober- und das unterirdische Einzugsgebiet sich nicht decken (vgl. Diskussion DÖRHÖFER & JOSOPAIT 1997 und HÖLTING 1997).

Bei der Auswertung der Abflüsse muß man auch beachten, daß die gemessenen Wassermengen nur vom Volumen, aber nicht von der Genese her mit den Vorgängen des Bodenwasserhaushaltes gleichzusetzen sind. In der Hochwasserwelle sind große Menge an altem Grundwasser enthalten, und Oberflächenwasser kann das Grundwasser auffüllen. Dadurch sind die Wasser- und Stoffbilanzen nicht eindeutig miteinander verknüpft.

Die Probleme der flächendeckenden Ermittlung und Darstellung liegen jedoch hauptsächlich in der Variabilität der klimatischen Einflußgrößen in Zeit und Raum und der örtlichen Unterschiede der standortbezogenen Größen.

Die zeitlichen Änderungen von Wetter und Klima umfassen die ganze Skala von Stunden, Tagen, Dekaden, Monaten, Jahreszeiten, Klimaschwankungen. Da die unterschiedlichen zeitabhängigen Daten meist nicht aus der gleichen Skala vorliegen und die Einflüsse auf

den Wasserhaushalt nicht linear sind, benötigen Mittelwertbildungen empirische Korrekturen.

Die örtliche Variabilität betrifft ebenfalls viele Größenordnungen (Trockenriß, Baumscheibe, Schlaggröße, verschiedene Größenordnungen von Einzugsgebieten und geologischen Einheiten). Die genaue Erfassung an einem begrenzten Ort mit hoher zeitlicher Auflösung bringt keinen Nutzen für eine Aussage über eine Fläche, wenn nicht klar ist, wie die Werte sinnvoll extrapoliert und gemittelt werden.

Verzichtet man auf die zeitliche Variabilität und beschränkt sich bei der Auswertung und Darstellung auf langjährige Mittelwerte, dann kann man die ortsabhängigen Unterschiede herausarbeiten. Diese lassen sich in Karten gut darstellen, und darauf ist auch meist das Interesse der Anwender gerichtet.

5 Welchen Nutzen haben Darstellungen der Grundwasserneubildung?

Die übersichtliche Darstellung der mittleren Höhe der Grundwasserneubildung für abgegrenzte hydrogeologische Einheiten ist für folgende Fragestellungen wichtig, wobei wieder die beiden unterschiedlichen Betrachtungsweisen des Grundwasserhaushalts beachtet werden müssen:

Für eine Darstellung der *Sickerwassermenge* (bzw. -geschwindigkeit) interessiert man sich hauptsächlich im Zusammenhang mit Fragestellungen zur Verlagerungsgeschwindigkeit und Verdünnung von Schadstoffen aus der Bodennutzung, wodurch Aussagen zur Verschmutzungsempfindlichkeit des Grundwassers bzw. zur Barrierewirkung des Bodens abgeleitet werden. Für landwirtschaftliche Fragestellungen ist es sinnvoll, nicht nur das langjährige Mittel, sondern auch die jahreszeitlichen Schwankungen (Sommer-/Winterhalbjahr) getrennt zu betrachten. Es muß überlegt werden, welche Aussagen über die Sickerwassermenge und welcher Detaillierungsgrad im geplanten Maßstab des Atlases sinnvoll sind, und man sollte nicht zu große Hoffnungen auf direkte praktische Anwendungen wecken, denn diese würden sich auf lokale Besonderheiten beziehen, die nur in weitaus größeren Maßstäben erfaß- und darstellbar sind. Da die verschiedenen Methoden zur Bestimmung dieser Größe, wie oben beschrieben, auf empirisch begründeten Berechnungen des Bodenwasserhaushalts beruhen, wird ihre Bearbeitung und Darstellung im Themenbereich „Bodenwasser“ des HAD vorgenommen.

Die Verteilung der *Grundwasserabflüsse* (Grundwasserspenden) interessiert hauptsächlich im Verhältnis von Wasserwirtschaft zu Natur- und Umweltschutz: Sie dient zur Abschätzung der langfristig sicheren Entnahmemengen an Grundwasser, der Größe von Einzugsgebieten für bestimmte Entnahmemengen, des Einflusses von Entnahmen auf Vorfluter und Feuchtbiotope und zur Ausweisung von Wasserschutzgebieten. Die Methoden zu ihrer Bestimmung stammen aus der Hydrologie, sofern es sich um Trockenwetterabflüsse aus Niederschlagsgebieten handelt, die durch Pegel erfaßt sind. Die entsprechenden Auswertungen werden im Themenbereich „Oberirdische Gewässer“ des HAD vorgenommen.

Hydrogeologische Bearbeitungen der Grundwasserneubildung werden hauptsächlich dann eine Rolle spielen, wenn praktische wasserwirtschaftliche Fragestellungen vorliegen, die sich nicht auf ganze Abflußgebiete, sondern auf bestimmte hydrogeologische Einheiten und nutzungsabhängige Standorte beziehen, z. B. Einzugsgebiete von Grundwasserfassungen, bestimmte zu schützende Grundwasserleiter. Da in einem Übersichts atlas möglichst flächendeckend und nach gleichen Schema vorgegangen werden soll, erscheint es zunächst als schwierig, hierbei solchen örtlichen Fragestellungen nachzugehen, die sich auf Räume beziehen, deren Grenzen sich mit anderen hydrologischen Grenzen im Atlas nicht decken und für die im praktischen Fall besondere Untersuchungen angesetzt werden müßten.

Möglicherweise lassen sich im Übersichtsmaßstab jedoch für bestimmte hydrogeologisch abgegrenzte Einheiten Größenordnungen der Grundwasserneubildung/Grundwasserspende abschätzen und darstellen. In der weiteren Planung der Atlastafeln im Themenbereich „Grundwasser“ wird die BGR ein Konzept für eine entsprechende Kartentafel zur Diskussion stellen.

Literatur

- Ad-hoc-AG Hydrogeologie der Geol. Landesämter (1993): Konzept zur Ermittlung der Schutzfunktion der Grundwasserüberdeckung, Hannover.
- Arbeitskreis Grundwasserneubildung der FH-DGG (1977): Methoden zur Bestimmung der Grundwasserneubildungsrate. Geol.Jb. C 19, 98 S., Hannover 1977.
- Degen, U., Müller, C. & Jürging, C. (1992) : Dokumentation zur Methodenbank des Fachinformationssystems Bodenkunde (FIS BODEN), Techn. Berichte zum NIBIS, H.3, Hannover.
- DIN Deutsches Institut für Normung e.V. (1994): DIN 4059-3 Hydrologie, Teil 3: Begriffe zur quantitativen Hydrologie, Beuth-Verlag, Berlin.
- Dörhöfer, G. & Josopait, V. (1980): Eine Methode zur flächendifferenzierten Ermittlung der Grundwasserneubildung. Geol. Jb., Reihe C 27, 45-46, Hannover.
- DVWK (1995): Speicher-Durchfluß-Modelle zur Bewertung des Stoffein- und Stoffaustrags in unterschiedlichen Grundwasser-Zirkulationssystemen. Schriftenreihe des Deutschen Verbandes für Wasser- und Kulturbau e.V., 109, Bonn.
- Hölting, B. (1997): Modellrechnungen zur Grundwasserneubildung - eine kritische Anmerkung. Grundwasser 2 (1): 22-24, Springer, Berlin/Heidelberg.

- Keller, R. (Hrsg.) (1976): Hydrologischer Atlas der Bundesrepublik Deutschland im Auftr. der Dt. Forschungsgemeinschaft, Karten und Erläuterungen, Boldt-Verlag, Boppard.
- Lerner, D. N., Issar, A. S. & Simmers, I. (1990): Groundwater Recharge, IAH-Contributions, Vol 8, Hannover.
- Münnich, K. O. (1967): Isotopen-Datierung von Grundwasser. Physik. Institut der Universität Heidelberg.
- Natermann, E. (1958): Der Wasserhaushalt des oberen Emsgebietes nach dem A_u -Linien-Verfahren. Min. f. Ernähr., Landwirtsch. u. Forsten Nordrhein-Westfalen, 44 S., Düsseldorf.
- Renger, M. & Strebel, O. (1980): Jährliche Grundwasserneubildung in Abhängigkeit von Bodennutzung und Bodeneigenschaften. Wasser & Boden 32, (8): 362-366, 4 Abb., 3 Tab., Wiesbaden.
- Schulz, H. D. (1997): Grundwasserneubildung berechnet aus der Chlorid-Bilanz. Geol. Mitt., 12: 53-60, Aachen.
- Wundt, W. (1958): Die Kleinstwasserführung der Flüsse als Maß für die verfügbaren Grundwassermengen. Forsch. dt. Landeskunde, 104: 47-54, Remagen.

Grundwasserneubildung als Komponente der Abflußbildung

Zusammenfassung

In diesem Beitrag werden die Wechselbeziehungen zwischen Grundwasserneubildung und Gesamtabfluß in Abhängigkeit von den hydrogeologischen Gebietseigenschaften analysiert. Zur Berechnung langjähriger Mittelwerte der Verdunstung und des Gesamtabflusses von Gebieten hat sich das BAGROV-Verfahren bewährt. Dieses wird als Referenzverfahren für einen Methodenvergleich mit gängigen Berechnungsverfahren der Grundwasserneubildung genutzt. Verbesserungen für das Referenzverfahren werden diskutiert.

1 Einleitung

Abflußbildung und Grundwasserneubildung sind – ebenso wie die hydrometeorologischen Größen Niederschlag und tatsächliche (reale) Verdunstung – Komponenten des Wasserhaushalts. Bei Verwendung langjähriger Mittelwerte kann die Wasservorratsänderung im Boden sowie im Oberflächen- und Grundwasser gegenüber den übrigen Wasserhaushaltskomponenten vernachlässigt werden. Treten laterale Abflüsse auf, so gilt für den Bereich bis zur Grundwasseroberfläche

$$\overline{P} - \overline{ET}_a - \overline{R}_0 - \overline{R}_i - \overline{GWR} = 0 \quad (1)$$

mit	\overline{P}	=	Niederschlag
	\overline{ET}_a	=	tatsächliche Verdunstung (je nach Standortbedingungen einschließlich Interzeptionsverdunstung, Transpiration, Evaporation vom unbewachsenen Boden, Schnee- und Gewässerverdunstung, ...)
	\overline{R}_0	=	Abfluß an der Geländeoberfläche
	\overline{R}_i	=	bodeninnerer Abfluß auf geneigten Zwischenschichten („Interflow“)
	\overline{GWR}	=	Grundwasserneubildung (Zusickerung zur Grundwasseroberfläche)

Überstriche symbolisieren hier/im Folgenden das langjährige Mittel der Jahressummen.

Die Abflußbildung ergibt sich aus der Differenz $\bar{P} - \bar{ET}_a$ und wird bei Auftreten lateraler Abflüsse um \bar{R}_0 und \bar{R}_i gemindert. Für ausschließlich vertikale Sickerung bis zur Grundwasseroberfläche (z. B. in Gebieten der Urstromtäler) gilt

$$\bar{P} - \bar{ET}_a - \bar{GWR} = 0 \quad (2)$$

d. h. die Abflußbildung ($\bar{P} - \bar{ET}_a$) entspricht der Grundwasserneubildung \bar{GWR} .

In urbanen Gebieten ist infolge geringer Speicherkapazität der Versiegelungsmaterialien – abhängig vom Versiegelungsgrad – die tatsächliche Verdunstung stark vermindert und die Abflußbildung entsprechend erhöht. Vom lateralen Abfluß \bar{R}_0 in die Vorfluter (abhängig vom Kanalisierungsgrad) hängt es ab, welcher Anteil der erhöhten Abflußbildung noch zur Versickerung und Speisung des Grundwassers beiträgt.

Die Abflußbildung hängt direkt ab von den hydrometeorologischen Größen Niederschlag \bar{P} und tatsächliche Verdunstung \bar{ET}_a . Korrigiert man die Niederschlagssumme hinsichtlich systematischer Fehler bei der Niederschlagsmessung, so wird sich dies bei einer Bilanzierung auch auf den Wert der tatsächlichen Verdunstung und – sofern die Verdunstung nicht identisch der Niederschlagssumme korrigiert wird – auch auf den Wert der Abflußbildung auswirken.

Bei Standorten mit flurnaher Grundwasseroberfläche kann Grundwasser kapillar in die verdunstungsbeeinflusste Bodenzone aufsteigen, je nach Jahreszeit verdunsten und die zu anderen Jahreszeiten erfolgte Grundwasserneubildung um diesen Betrag mindern. Ist die mittlere jährliche Verdunstung höher als der Jahresniederschlag, dann tritt Grundwasserzehrung in Höhe der Differenz Verdunstung minus Niederschlag auf.

Durch die Abflußbildung wird der Maximalwert der Grundwasserneubildung vorgegeben. Die Minderung dieses Maximalwertes hängt von den geologischen Bedingungen im Gebiet ab, die Quantifizierung dieser Minderung muß Gegenstand geohydrologischer bzw. hydrogeologischer Untersuchungen sein. Oft lassen sich Nähr- und Zehrgebiete einem Einzugsgebiet oder einer Grundwasserlagerstätte nur schwer zuordnen.

An einem Beispiel (vgl. Abb. 1) soll erläutert werden, wie problematisch die Begriffszuweisung „Grundwasserneubildung“ und deren Berechnung sein kann:

Für den südwestlichen Randbereich der Grundmoränenhochfläche des Barnim im Nordosten Berlins wurden als mittlere jährliche Abflußbildung aus der Differenz von Niederschlag und Verdunstung rund 170 mm/a errechnet. Die Mächtigkeit der Grundmoräne liegt in diesem Randbereich der Hochfläche zwischen 10 und 20 m. Die Wassermenge aus der Abflußbildung durchsickert die Grundmoräne und speist das gespannte Grundwasser der Hochfläche. Über die in die Grundmoräne eingeschnittenen Täler der Fließe und ihrer fluviatilen Sedimente („Schlauchsander“) gibt das gespannte Grundwasser Wasser an die Fließe ab. Die aus Durchflußbeobachtungen ermittelten abfließenden Wassermengen MQ betragen – auf die Hochfläche (mit der Fläche A) bezogen – im langjährigen Mittel ca. 100 mm/a. Die restlichen durch die Grundmoräne gesickerten Wassermengen fließen über den die Grundmoräne unterlagernden Hauptgrundwasserleiter in den Urstromtalbereich unterirdisch ab. Sie speisen hier die Fassungen von Wasserwerken.

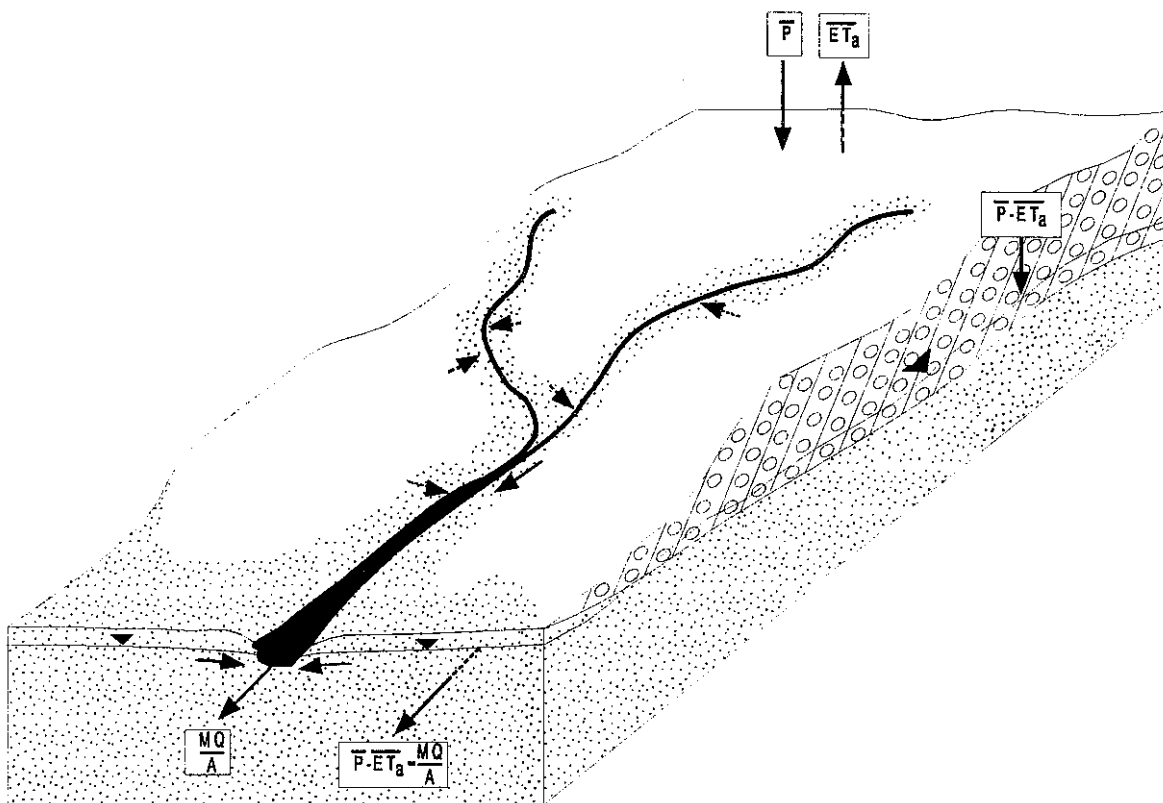


Abb. 1 Prinzipskizze zu Abflussbildung, Grundwasserneubildung und Abfluß in Vorflutern für bedeckte Grundwasserleiter

Die Höhe des aus der Differenzbildung ($170 - 100 = 70 \text{ mm/a}$) ermittelten unterirdischen Abflusses aus dem Gebiet der Grundmoränenhochfläche konnte aus den Ergebnissen geohydraulischer Untersuchungen im etwa 25 m mächtigen Grundwasserleiter für den Randbereich Hochfläche/Urstromtal bestätigt werden. Obwohl per definitionem als Grundwasserneubildung das Wasser der Fließe sowie das des Grundwasserstroms im Hauptgrundwasserleiter aus der Speisung des gespannten Grundwassers im Bereich der Hochfläche stammt, kann es nur nach Abzug der Oberflächenwassermengen in den Fließen als Grundwassermenge genutzt werden.

2 Anforderungen an die Erarbeitung der Karteninhalte zum Hydrologischen Atlas von Deutschland (HAD)

Wie die vorangegangenen Ausführungen zeigen, stehen die Inhalte der Kartentafeln „Mittlere jährliche Abflußhöhe“ und „Mittlere jährliche Grundwasserneubildung“ in einem engen Zusammenhang: Die Höhe der mittleren Grundwasserneubildung wird durch die des mittleren Gesamtabflusses – Abflußbildung einschließlich des lateralen Abflusses an der Geländeoberfläche und als „Interflow“ auf geneigten Schichten innerhalb und

außerhalb des verdunstungsbeeinflussten Bodenbereiches – begrenzt. Andererseits muß gewährleistet sein, daß für jeden Standort bzw. für jede Rasterfläche (1 km²) die Höhe des mittleren korrigierten Niederschlags der Summe von mittlerer tatsächlicher Verdunstung und mittlerem Gesamtabfluß entspricht. Die nachfolgenden Ausführungen zu den Anforderungen an die Erarbeitung der Karteninhalte von Abfluß und Grundwasserneubildung weisen daher auch auf die Verbindung zu den anderen Karteninhalten hin.

a) Angesichts der örtlichen Differenziertheit der Abflußbildung müssen die wesentlichen Einflußgrößen berücksichtigt und deren flächendeckende Verfügbarkeit gewährleistet sein. Wesentliche Einflußgrößen sind

- Niederschlag (korrigiert)
- Energieangebot bzw. als Wasseräquivalent die „potentielle“ Verdunstung (oder besser „maximale“ Verdunstung bei ausreichender Wasserversorgung) und als Vergleichsgröße die „Referenzverdunstung für Gras“
- Landnutzung
- Boden
- Grundwasserflurabstand

b) Bei der Erarbeitung der Karteninhalte sind die geologischen und morphologischen Unterschiede bei der Abflußbildung und Grundwasserneubildung im Locker- und Festgesteinsbereich zu berücksichtigen.

- Im Lockergesteinsbereich stimmen für Urstromtäler und Sandergebiete bei ausschließlich vertikaler Sickerung Abflußbildung und Grundwasserneubildung überein. Bei Grund- und Stauchmoränen mindern dagegen die in der Abflußbildung enthaltenen lateralen Abflüsse (\bar{R}_0 , \bar{R}_i) die Speisung des Grundwassers.
- Im Festgesteinsbereich müssen für die Ermittlung der Abflußbildung zusätzlich zu den in Pkt. a) erwähnten Einflußgrößen auch Hangneigung und -exposition berücksichtigt werden. Diese Größen verändern z. B. das Energieangebot und damit tatsächliche Verdunstung und Abflußbildung.

Hinsichtlich der Grundwasserneubildung führen laterale Abflüsse (\bar{R}_0 , \bar{R}_i) auf den Hanglagen zur Reduzierung möglicher Grundwasserneubildung. Bei fehlenden Speicherräumen für das Grundwasser kann keine Grundwasserneubildung wirksam werden. In den Talauen können die lateralen Abflüsse zu zusätzlicher Versickerung und Grundwasserneubildung führen.

c) Die für die Berechnung der Abflußbildung gewählte Methodik (und indirekt auch für die Grundwasserneubildung) muß für die unterschiedlichen klimatologischen und geographischen Bedingungen von Deutschland insgesamt gültig sein.

Die Methodik muß den geltenden Randbedingungen genügen:

$$\overline{ET}_a \rightarrow \overline{ET}_{max} \quad \text{falls } \overline{P}_K \rightarrow \infty \quad (\text{„humide“ Bedingungen}) \quad (3)$$

$$\overline{ET}_a \rightarrow \overline{P}_K \quad \text{falls } \overline{ET}_{max} \rightarrow \infty \quad (\text{„aride“ Bedingungen}) \quad (4)$$

mit \overline{P}_K = korrigierter Niederschlag
 \overline{ET}_{max} = maximale Verdunstung bei ausreichendem Wasserangebot (abhängig von der Landnutzung)

Die je nach Boden, Vegetation u.a. unterschiedlichen Standorteigenschaften müssen hinsichtlich der Wasserverfügbarkeit im Verdunstungsvorgang berücksichtigt werden.

3 Referenzverfahren nach BAGROV und Methodenvergleich

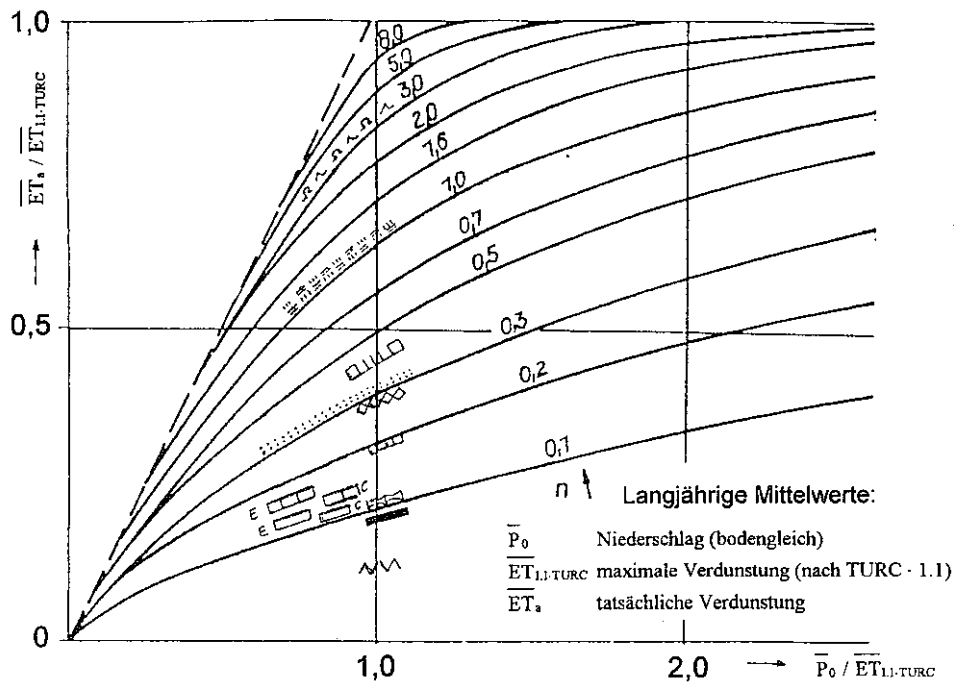
Den in Kapitel 2 formulierten Anforderungen an das Berechnungsverfahren der tatsächlichen Verdunstung - und verbunden über die Differenz zum Niederschlag auch der Abflußbildung - genügt nach den bisherigen Erfahrungen am besten das BAGROV-Verfahren (GLUGLA & TIEMER 1971). Bei diesem wird die Verdunstung \overline{ET}_a aus den Klimagrößen Niederschlag (\overline{P} , \overline{P}_K) und maximale Verdunstung (\overline{ET}_{max}) sowie mit dem sog. Effektivitätsparameter n zur Quantifizierung der Standorteigenschaften berechnet. Die genannten Einflußgrößen werden in die BAGROV-Beziehung wie folgt einbezogen:

$$\frac{d\overline{ET}_a}{d\overline{P}_K} = 1 - \left(\frac{\overline{ET}_a}{\overline{ET}_{max}} \right)^n \quad (5)$$

Die Lösung der Differentialgleichung (5) ist in Abbildung 2 graphisch wiedergegeben. Der weitere Gang zur Berechnung des Gesamtabflusses aus der tatsächlichen Verdunstung ist in Abbildung 3 schematisch dargestellt. Hierbei wird – bezogen auf den gegenwärtigen Bearbeitungsstand – der zur Zeit gültige Wert des Effektivitätsparameters n auf den bodengleichen Niederschlag $\overline{P}_0 \sim 1.09 \overline{P}_1$ (\overline{P}_1 = Meßwert in 1m Aufstellungshöhe) bezogen und als maximale Verdunstung die um 10 % erhöhte TURC-Verdunstung $\overline{ET}_{1.1:TURC}$ verwendet.

Das BAGROV-Verfahren wurde im Osten Deutschlands erfolgreich angewendet (GLUGLA & KÖNIG 1989). Flächendeckend für das Gebiet der ehemaligen DDR wurde für Quadratraster von $2.5 \times 2.5 \text{ km}^2$ der Gesamtabfluß berechnet und auf Deckfolien zur N-A-U-Karte dargestellt (GLUGLA, EYRICH & KÖNIG 1986). Für den Festgesteinsbereich kam eine Variante des BAGROV-Verfahrens zum Einsatz, bei der der Effektivitätsparameter n durch die sogenannte Gewässerszahl ersetzt wurde (GABRIEL & ZIEGLER 1989).

Die Genauigkeit des Verfahrens wurde anhand von Vergleichen von Berechnungs- und Meßwerten des mittleren Abflusses bewertet. Für Flußeinzugsgebiete mit einer Fläche von 50 bis zu einigen 100 km^2 liegen die Abweichungen bei maximal ± 5 bis ± 10 % des Meßwertes, für größere Einzugsgebiete unter 5%.



- | | |
|---|--|
| 1 $\Omega \wedge$ sandige Böden, forstl. Nutzung | 9 \square E Betonfläche (Lysimeter Eberswalde) |
| 2 $\equiv \equiv$ sandige Böden, landw. Nutzung | 10 \square C Betonfläche (Lysimeter Colbitz) |
| 3 $:\ ::$ vegetationslose sandige Böden | 11 \square Betonverbundsteine |
| 4 $\square \square$ Rasengittersteine | 12 \blacksquare Asphalt (Straße) |
| 5 $\diamond \diamond$ Bernburger Mosaikpflaster | 13 $\wedge \wedge$ Dachflächen |
| 6 $\square \square$ Kunststeinplatten mit Mosaikpflaster (Gehweg) | |
| 7 $E \square$ Mosaikpflaster (Gehweg), Lysimeter Eberswalde | |
| 8 $C \square$ Betongittersteine (20% Fugenanteil, mit Sand ausgefüllt), Lysimeter Colbitz | |
- (Positionen 4, 5, 6, 11, 12 und 13 nach WESSOLEK 1994)

Abb. 2 Graphische Darstellung der BAGROV-Beziehung mit Berücksichtigung der Standorteinflüsse (aus GLUGLA & KRAHE 1995)

Das Grundkonzept des BAGROV-Verfahrens eignet sich – nach Einbeziehung neuer Erkenntnisse auf dem Gebiet des Wasser- und Wärmehaushaltes – somit für die flächendeckende Ermittlung der Abflußbildung und als methodische Grundlage für die Erarbeitung des Karteninhalts der Abflußkarte des HAD. An den damit berechneten Abflußwerten sollten sich auch die Maximalwerte der Grundwasserneubildung orientieren. Die Eignung des BAGROV-Verfahrens bestätigt auch ein Methodenvergleich: In Abb. 4 werden ausgewählte Berechnungsverfahren der tatsächlichen Verdunstung mit dem Referenzverfahren nach BAGROV verglichen. Dabei zeigt sich, daß die Verfahren nach

$$\text{BUDYKO} \quad \overline{ET}_a = \sqrt{\overline{ET}_{\max} \cdot \text{th}\left(\overline{P}_K / \overline{ET}_{\max}\right) \cdot \overline{P}_K \cdot \left(1 - \exp\left(-\overline{ET}_{\max} / \overline{P}_K\right)\right)} \quad (6)$$

(geometrisches Mittel der Gleichungen von OLDEKOP und SCHREIBER)

$$\text{OLDEKOP} \quad \overline{ET}_a = \overline{ET}_{\max} \cdot \text{th}\left(\overline{P}_K / \overline{ET}_{\max}\right) \quad (7)$$

(Lösung der BAGROV-Gleichung für $n = 2$)

$$\text{SCHREIBER} \quad \overline{ET}_a = \overline{P}_K \left(1 - \exp\left(-\overline{ET}_{\max} / \overline{P}_K\right)\right) \quad (8)$$

(Budyko 1948, Oldekop 1911, Schreiber 1904)

zwar unter Nutzung wesentlicher klimatologischer Einflußgrößen den Randbedingungen des Verdunstungsprozesses genügen, aber nicht die Vielfalt der Standorteigenschaften hinsichtlich Wasserspeicherung und -verfügbarkeit für die Verdunstung in die Berechnung einbeziehen.

Eine weitere Gruppe von Verfahren nutzt empirisch gewonnene lineare Regressionsbeziehungen. Diese sind jedoch nur an Standorten gültig, an denen sich sowohl der Wert der – insbesondere klimatologischen (Niederschlag!) – Eingangsgrößen, als auch im Ansatz nicht explizit enthaltene Standortparameter (z. B. zur Vegetation) nicht wesentlich von denen des Originalstandortes unterscheiden. Das Verfahren RENGER/WESSOLEK berücksichtigt neben den klimatologischen Einflußgrößen auch die Standorteigenschaften von Boden und Vegetation.

In den Methodenvergleich dieser Verfahrensgruppe wurden u. a. folgende Berechnungsgleichungen einbezogen:

RENGER/WESSOLEK (DVWK 1996):

$$\overline{ET}_a = 0.39 \cdot \overline{P}_{So} + 0.08 \cdot \overline{P}_{Wi} + 153 \cdot \log(\overline{W}_{Pfl}) + 0.12 \cdot \overline{ET}_{HAUDE} - 109 \quad (\text{mm/a}) \quad (9)$$

mit

\overline{P}_{So}	=	Sommerniederschlag ^{**}) in mm, Summe 01.04. bis 30.09.
\overline{P}_{Wi}	=	Winterniederschlag ^{**}) in mm, Summe 01.10. bis 31.03. des Folgejahres
\overline{W}_{Pfl}	=	pflanzenverfügbare Wassermenge im Boden in mm
\overline{ET}_{HAUDE}	=	potentielle Evapotranspiration nach HAUDE (Gras) in mm, Summe 01.04. bis 31.03. des Folgejahres

Diese Gleichung entspricht – bei vertikaler Wasserversickerung mit $\overline{GWR} = \overline{P} - \overline{ET}_a$ – der „Verknüpfungsregel 45“ der Methodendokumentation Bodenkunde (1994).

^{**}) In diesem Fall symbolisiert die Überstreichung den langjährigen Mittelwert.

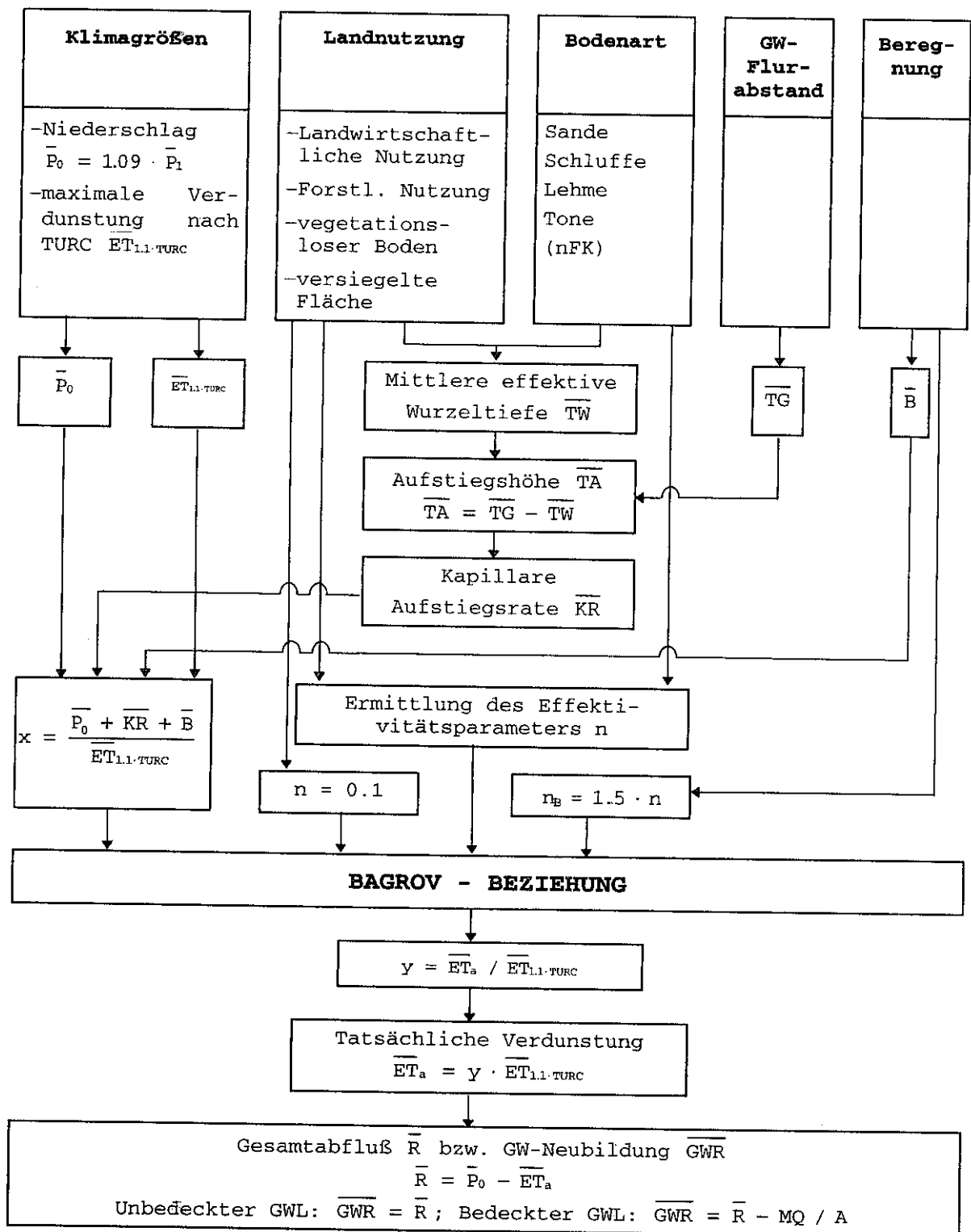


Abb. 3 Bisheriges Berechnungsschema für die Abflußbildung

LIEBSCHER/KELLER (WENDLAND et. al. 1993):

$$\bar{R} = 0.86 \cdot \bar{P}_j - 111.6 \cdot \bar{P}_{So} / \bar{P}_{Wi} - 241.4 \quad (\text{mm/a}) \quad (10)$$

mit	\bar{R}	=	Gesamtabfluß (mm/a)
	\bar{P}_j	=	Niederschlag (mm/a)
	\bar{P}_{So}	=	Niederschlag des Sommerhalbjahres ^{**}) (Mai - Okt.) (mm)
	\bar{P}_{Wi}	=	Niederschlag des Winterhalbjahres ^{**}) (Nov. - Apr.) (mm)

Die Gleichung (10) wurde für den Methodenvergleich mit $\overline{ET}_a = \bar{P}_j - \bar{R}$ nach \overline{ET}_a aufgelöst (Gleichung (10) gilt als mittlere Regression für das Gebiet der alten Bundesländer ohne Donaugebiet).

LIEBSCHER (Hydrologischer Atlas der Bundesrepublik Deutschland 1978):

$$\bar{R} = -152.4 + 1.61 \cdot \bar{P}_{Wi} - 35.2 \cdot \bar{T} + 124.1 \cdot \bar{P}_{So} / \bar{P}_{Wi} \quad (\text{mm/a}), \quad (11)$$

mit	\bar{T}	=	Lufttemperatur (°C)
-----	-----------	---	---------------------

Im Verfahren von DÖRHÖFER und JOSOPAIT (DÖRHÖFER/JOSOPAIT 1980, Abb. 5) wird die tatsächliche Verdunstung \overline{ET}_a zwar abhängig von Boden und Vegetation, aber unabhängig vom Niederschlag ermittelt. Beim Methodenvergleich mit dem BAGROV-Verfahren ergeben sich somit Parallelen zur Abszisse.

Die in den Abbildungen 4b bis 4e dargestellten Regressionsgeraden der Gleichungen (9) bis (11) und des Verfahrens DÖRHÖFER/JOSOPAIT zeigen, daß diese Verfahren außerhalb der Gültigkeitsbereiche – sowohl in niederschlagsarmen als auch in niederschlagsreichen Gebieten Deutschlands – zu hohe Werte der tatsächlichen Verdunstung und damit zu kleine Werte des Abflusses liefern. Dieses wird auch durch die den Wertebereich $\overline{ET}_a / \overline{ET}_{\max} = 1$ verlassenden Geraden verdeutlicht.

4 Vorstellungen zum weiteren Vorgehen

Im Ergebnis eines umfangreichen Methodenvergleichs – von dessen Ergebnissen in Kapitel 3 einige mitgeteilt wurden – wird das Referenzverfahren nach BAGROV als Grundlage für die zu erarbeitende Methodik der Abflußberechnung favorisiert. Defizite im Referenzverfahren erfordern eine Verbesserung des jetzigen Berechnungsverfahrens. Im einzelnen

müssen u. a. folgende Fragen geklärt werden:

- Anwendbarkeit des Grundkonzepts nach BAGROV zur Berechnung des Gesamtabflusses (Abflußbildung) für Gebiete des Festgesteinsbereichs durch Berücksichtigung von Hangneigung und Hangexposition,
- Verwendung einer landnutzungsspezifischen „maximalen“ Verdunstung auf der Basis des PENMAN-MONTEITH-Ansatzes mit Bezug zur Gras-Referenzverdunstung (gegenwärtig wird im BAGROV-Verfahren eine um 10 % erhöhte TURC-Verdunstung verwendet),
- Präzisierung des Effektivitätsparameters „n“ unter Nutzung neuerer Lysimeterdaten, Überprüfung der mit dem präzisierten Verfahren berechneten Ergebnisse durch gemessene Gebietswerte des Abflusses,
- Untersuchungen zum Einfluß des Grades der Parallelität von Jahregängen des Wasserangebots (Niederschlag, Beregnung, kapillarer Wasseraufstieg) und der „maximalen“ Verdunstung auf den Effektivitätsparameter n.

Korrigierter Niederschlag \bar{P}_K , tatsächliche Verdunstung \bar{ET}_a und Gesamtabfluß \bar{R} sind durch die Wasserhaushaltsgleichung

$$\bar{P}_K = \bar{ET}_a + \bar{R} \quad (12)$$

miteinander verknüpft. In Gebieten mit ausreichendem Feuchteangebot kann davon ausgegangen werden, daß \bar{ET}_a sich der „maximalen“ Verdunstung \bar{ET}_{\max} nähert, die wiederum von der Energiebilanz abhängt. Andererseits entspricht \bar{ET}_a der Differenz von korrigiertem Niederschlag \bar{P}_K und gemessenem Abfluß \bar{R} . Diese Wechselwirkung zwischen den genannten Wasserhaushaltsgrößen soll zunächst in 28 ausgewählten Einzugsgebieten der Kammlagen deutscher Mittelgebirge in abgestimmter Zusammenarbeit von Bundesanstalt für Gewässerkunde und Deutschem Wetterdienst untersucht werden. Eine weitere Zusammenarbeit ist u. a. mit der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe zu den Standorteigenschaften Boden und Grundwasserflurabstand erforderlich. Zur Quantifizierung der Bodeneigenschaften müssen Kennwerte für die nutzbare Feldkapazität und für eine Berücksichtigung des Einflusses des Grundwassers auf die Verdunstung detaillierte Angaben zum Grundwasserflurabstand im Bereich flurnahen Grundwassers (etwa bis 1.5 m unter Gelände) flächendeckend für Deutschland in die Berechnung eingehen.

Die Arbeiten zur Konzipierung einer für die Erstellung der Abflußkarte zum HAD erforderlichen Methodik werden von der Deutschen Forschungsgemeinschaft mit dem Projekt „Wasserhaushaltsverfahren“ wesentlich gefördert.

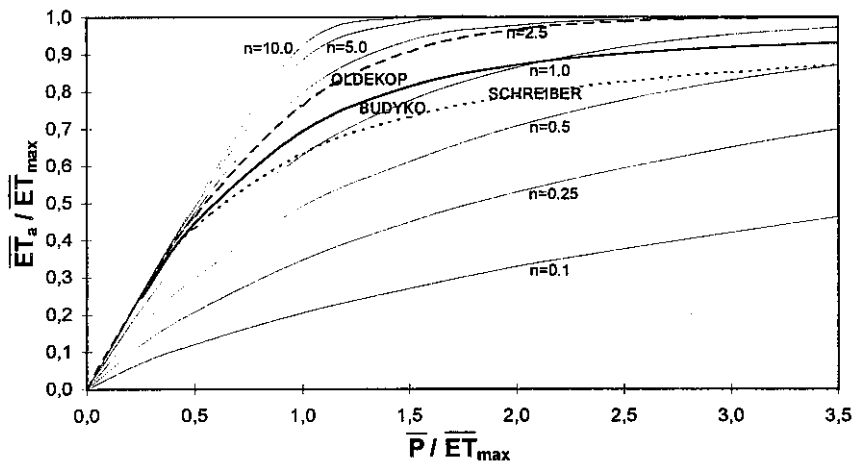


Abb. 4a

Ansatz (6) nach
BUDYKO

Ansatz (7) nach
OLDEKOP

Ansatz (8) nach
SCHREIBER

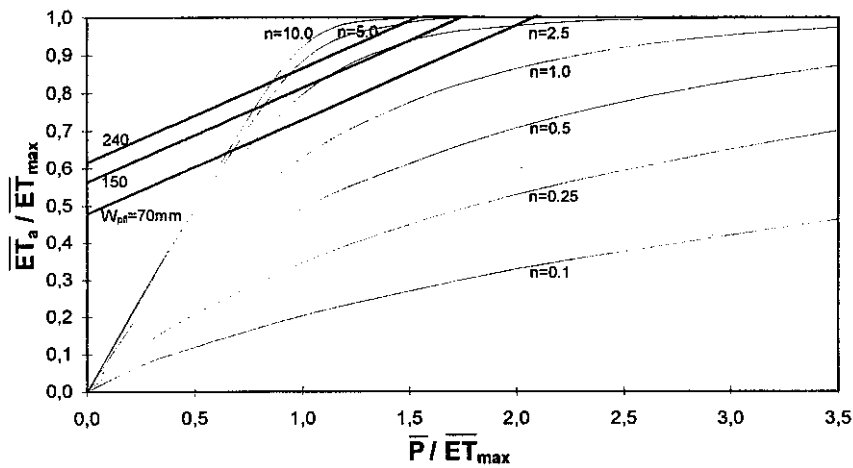


Abb. 4b

Ansatz (9) nach
RENGER/
WESSOLEK
für Ackerland

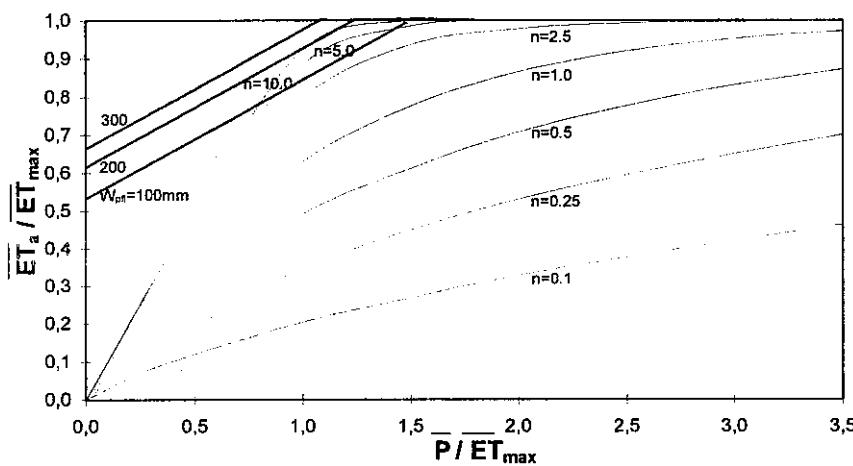


Abb. 4c

Ansatz (9) nach
RENGER/
WESSOLEK
für Nadelwald

Abb. 4 Fortsetzung nächste Seite

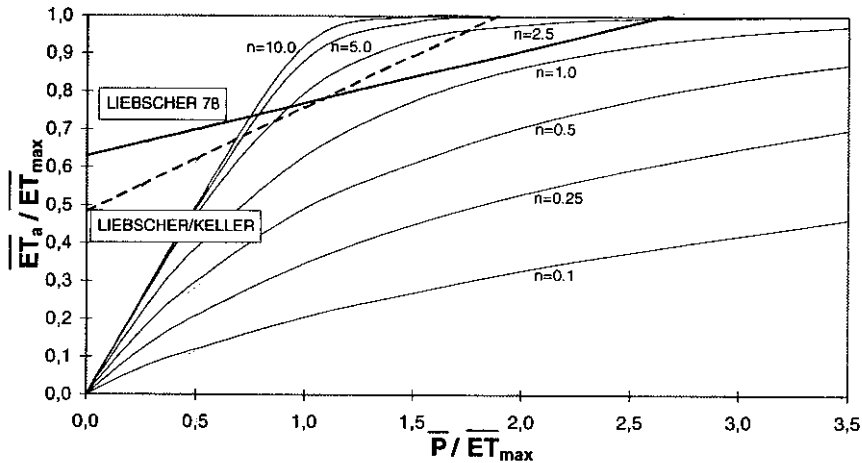


Abb. 4d

Ansatz (10) nach
LIEBSCHER/
KELLER

Ansatz (11) nach
LIEBSCHER im
Hydrol. Atlas der
BRD 1978
($\bar{T} = 8.2 \text{ }^\circ\text{C}$)

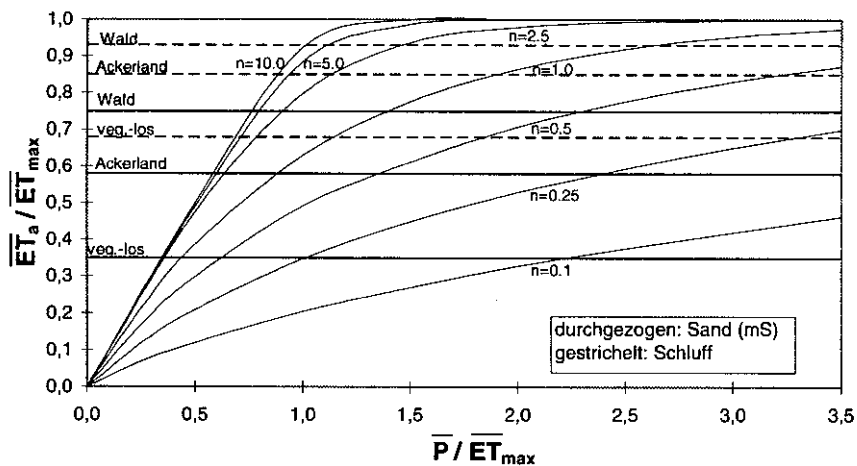


Abb. 4e

Ansatz (12) nach
DÖRHÖFER/
JOSOPAIT

Abb. 4 Methodenvergleich (Es wurde ein Wert von 600 mm für die maximale Verdunstung angenommen, des weiteren wurde in den entsprechenden Formeln $P_{s0} = 0.55 \cdot P_0$ und $P_{w1} = 0.45 \cdot P_0$ gesetzt)

Literatur

- Budyko, M. I. (1948): Isparenie v estvennych uslovjach (Verdunstung unter natürlichen Bedingungen). Leningrad.
- Dörhöfer, G. & Josopait, V. (1980): Eine Methode zur flächendifferenzierten Ermittlung der Grundwasserneubildungsrate. Geol. Jb. C 27, 45-65.
- DVWK (1996): Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen. DVWK-Merkblätter 238.

- Gabriel, B. & Ziegler, G. (1989): Lithofaziesseinheiten – ein neues Konzept zur Berechnung der Grundwasserneubildung im Festgesteinsbereich. *Wasserwirtschaft - Wassertechnik* 39, Heft 7, 163-165.
- Glugla, G. & Tiemer, K. (1971): Ein verbessertes Verfahren zur Berechnung der Grundwasserneubildung. *Wasserwirtschaft - Wassertechnik* 21, Heft 10, 349-351.
- Glugla, G., Eyrich, A. & König, B. (1986): Wasserhaushaltsuntersuchungen – Bedeutung für die wasserwirtschaftliche Praxis. *Wasserwirtschaft - Wassertechnik* 36, Heft 8, 177-180.
- Glugla, G. & König, B. (1989): Der mikrorechnergestützte Arbeitsplatz Grundwasserdargebot. *Wasserwirtschaft-Wassertechnik* 39, Heft 8, 178-181.
- Glugla, G. & Krahe, P. (1995): Abflußbildung in urbanen Gebieten. *Schriftenreihe Hydrologie/Wasserwirtschaft* 14, Ruhr-Univ. Bochum, 140-160.
- Methodendokumentation Bodenkunde (1994): *Geolog. Jahrbuch, Reihe F (Bodenkunde)*, Heft 31, Hannover.
- Oldekop, E.M. (1911): Ob isparenii s poverchnosti recnych bassejnov (Über die Verdunstung von der Oberfläche der Flußgebiete). *Arbeiten des Jurgenievschen Observatorium, Dorpat*.
- Schreiber, P. (1904): Über die Beziehungen zwischen dem Niederschlag und der Wasserführung der Flüsse in Mitteleuropa. *Meteorol. Zeitschr.*, 21, 441-452.
- Wendland, F., Albert, H., Bach, M. & Schmidt, R. (1993): *Atlas zum Nitratstrom in der Bundesrepublik Deutschland*. Springer, Berlin.
- Wessolek, G. (1994): Auswertung von Versuchen zur Ermittlung der Abflußverhältnisse unterschiedlich versiegelter und kanalisierter Flächen Berlins. Unveröff. Bericht im Auftrag der Bundesanstalt für Gewässerkunde, Außenstelle Berlin.

Frank Wendland & Ralf Kunkel

Gebietsumfassende Analyse von Wasserhaushalt und Grundwasserneubildung im Elbeeinzugsgebiet - Modellansätze und Datengrundlagen

Zusammenfassung

Ziel eines von den Autoren seit Juli 1996 im Rahmen des BMBF-Förderschwerpunktes "Elbe-Ökologie" bearbeiteten Forschungsvorhabens ist es, auf Basis bestehender und erprobter Verfahren unter Verwendung flächendeckend verfügbarer aktueller Datengrundlagen GIS-gestützte Gesamtübersichten u. a. zur langjährigen räumlichen Variabilität des Wasserhaushaltes im deutschen Teil des Elbeeinzugsgebietes zu erstellen.

Im vorliegenden Beitrag werden die Ergebnisse der in der ersten Projektphase notwendigen konzeptionellen Bearbeitungsschritte zusammengefaßt. Diese betreffen die Auswahl eines für die überregionale Maßstabsebene einsetzbaren Berechnungsverfahrens vor dem Hintergrund sowohl der übergeordneten Zielstellung als auch Datenverfügbarkeit für das gesamte Elbeeinzugsgebiet. Der sich aus diesem Zusammenhang ergebende Modellaufbau und die erforderlichen Erweiterungen des Verfahrens werden erläutert.

1 Einleitung

Die Elbe gehört trotz der Produktionsveränderungen, -einschränkungen und -einstellungen zahlreicher landwirtschaftlicher Betriebe, die den Fluß durch diffuse Nährstoffeinträge (N und P) belastet haben, noch immer zu den stark verschmutzten Gewässern Europas. Nach überschlägigen Schätzungen werden etwa 130 000 t Stickstoff und 10 000 t Phosphor aus dem Elberaum in die Nordsee verfrachtet. Die Verwirklichung der von der Bundesrepublik Deutschland auf der Nordseeschutzkonferenz eingegangenen internationalen Verpflichtung zu einer 50 %igen Verringerung der Nährstoffeinträge macht eine umfassende Reduzierung der diffusen Stoffeinträge erforderlich.

Um diesem Ziel näher zu kommen, sollen im Rahmen des BMBF-Förderschwerpunktes "Ökologische Forschung in der Stromlandschaft Elbe (Elbe-Ökologie)" umwelt-, sozial- und wirtschaftsverträgliche Konzepte für die nachhaltige Landnutzung im Einzugsgebiet

der Elbe erarbeitet werden (PROJEKTGRUPPE ELBE-ÖKOLOGIE 1995). Das von den Autoren seit Juli 1996 bearbeitete Forschungsvorhaben "Gebietsumfassende Analyse von Wasserhaushalt, Verweilzeiten und Grundwassergüte zur naturräumlichen Klassifizierung und Leitbildentwicklung im Elbe-Einzugsgebiet" gliedert sich in diese Aufgabenstellung ein.

2 Aufgaben und Ziele

Zur Reduzierung der diffusen Nährstoffeinträge in die Elbe und in die Nordsee ist die Ausweisung von besonders austragsgefährdeten Teilregionen wichtig. Der Austrag von Pflanzennährstoffen ist immer an den Wasserstrom, d. h. an die aus einer Region abfließende Wassermenge gebunden. Aus diesem Grund soll im Rahmen des BMBF-Förderschwerpunktes "Elbe-Ökologie" eine systemanalytische, auf das gesamte Einzugsgebiet bezogene Übersicht über den Wasserhaushalt und die regional dominante Gebietsentwässerung erstellt werden.

Vor diesem Hintergrund sollen von den Autoren Grundaussagen zur langjährigen räumlichen Variabilität der realen Verdunstungs- und Abflußhöhen in seiner Abhängigkeit vom regionalen Zusammenspiel der Gebietskenngrößen (Klima, Boden, Geologie, Morphologie und Landnutzung) im deutschen Teil des Elbeeinzugsgebietes mit Hilfe eines GIS-gestützten Modells erarbeitet werden. Durch den Einsatz bestehender, erprobter Methoden und verfügbarer aktueller Datengrundlagen soll gewährleistet werden, daß die Gesamtübersicht zum Wasserhaushalt zu einem möglichst frühen Zeitpunkt verfügbar ist.

Die in Kartenform zu erstellenden Gesamtübersichten über die naturräumlichen Gebietskenngrößen und Modellergebnisse sollen neben dem Einstieg in regionale Problemstellungen einen Hintergrund liefern, vor dem Ergebnisse aus Teilregionen auf ihre Repräsentanz und Übertragbarkeit für das gesamte Elbeeinzugsgebiet überprüft werden können.

3 Methoden zur Bestimmung des Wasserhaushalts für überregionale Fragestellungen

Die Bestimmung der Wasserhaushaltsgrößen für das gesamte Elbeeinzugsgebiet macht die Anwendung empirischer Verfahren notwendig. Hierbei werden die realen Verdunstungs- und Abflußhöhen durch Regressionsgleichungen aus relevanten räumlich und/oder zeitlich gemittelten klimatischen, bodenkundlichen und hydrologischen Eingabedaten abgeleitet. Diese Ansätze erlauben es, die Wasserhaushaltsgrößen auf der betrachteten (überregionalen) Maßstabsebene flächendifferenziert anzugeben. Sie werden daher verbreitet bei der Erstellung wasserwirtschaftlicher Übersichten verwendet.

Eine zentrale Randbedingung für die Auswahl des geeigneten Verfahrens betrifft die über den Modellansatz ableitbaren Aussagen. Für die Aufgabenstellung im Rahmen des

Projektes zur "Elbe-Ökologie" sind vor allem Aussagen über die regional dominante Gebietsentwässerung wichtig, d. h. über diejenigen Abflußanteile, die schnell abgeführt werden (Direktabfluß, Oberflächenabfluß, Interflow) und diejenigen Anteile, die langsam abfließen (Base flow, Grundwasserneubildung).

Eine weitere wichtige Randbedingung für die Auswahl des geeigneten Verfahrens sind die benötigten Datengrundlagen. Diese müssen flächendifferenziert für das gesamte Einzugsgebiet verfügbar bzw. mit vertretbarem Arbeitsaufwand erstellbar und qualitativ konsistent sein. Unter diesen Rahmenbedingungen sind folgende Verfahren zur Bestimmung der Wasserhaushaltsgrößen im Einzugsgebiet der Elbe einsetzbar:

- DÖRHÖFER & JOSOPAIT (1980)
- LIEBSCHER & KELLER (1979)
- GABRIEL & ZIEGLER (1986, 1993)
- GLUGLA (1986, 1989)
- RENGER & WESSOLEK (1996)

Mit dem Verfahren von DÖRHÖFER & JOSOPAIT (1980) wird die Grundwasserneubildungshöhe direkt berechnet. Zur Abtrennung der Verdunstungshöhe werden dabei Ergebnisse von Lysimeterversuchen auf größere Teilflächen (Bodengruppen) generalisiert. Der Direktabflußanteil an der Gesamtabflußhöhe wird in Abhängigkeit von der Reliefenergie und der Grundwassernähe des Standortes aus dem Verhältnis von Gesamtabfluß zu Grundwasserabfluß bestimmt. Das Verfahren von DÖRHÖFER & JOSOPAIT (1980) wird für die Erstellung wasserwirtschaftlicher Rahmenpläne in Niedersachsen eingesetzt.

Das Verfahren von LIEBSCHER & KELLER (1979) wurde zur Bestimmung der Gesamtabflußhöhe im Rahmen des Hydrologischen Atlases der Bundesrepublik Deutschland (1979) eingesetzt. Es beruht auf einer in 144 Einzugsgebieten abgeleiteten korrelativen Beziehung zwischen registrierten Niederschlags- und Abflußwerten und deren Übertragung auf die Fläche. Die darauf aufbauenden Verfahren von BACH (1987) bzw. WENDLAND ET AL. (1993) dienen der Ausgliederung der Grundwasserneubildungshöhe. Die Modifikationen von BACH (1987) betreffen die Erweiterung um eine Gleichung zur Abtrennung der Höhe des Oberflächenabflusses. Durch die Modifikation von WENDLAND ET AL. (1993) wird die Grundgleichung von LIEBSCHER & KELLER um einen Term erweitert, der tendenziell den Einfluß bodenphysikalischer Parameter auf die Höhe des Gesamtabflusses (und damit die Grundwasserneubildung) berücksichtigt.

Bei dem Verfahren von GLUGLA (1986, 1989) wird die reale Verdunstungshöhe aus dem Niederschlag, der potentiellen Verdunstung und der Verfügbarkeit von Wasser für den Verdunstungsprozeß (pflanzenverfügbare Bodenwassermenge) auf Basis der Bagrow-Gleichung abgeleitet. Das Verfahren ist für die Erarbeitung von kleinmaßstäbigen Karten der mittleren Verdunstungs- und Abflußhöhe für das Gebiet der ehemaligen DDR eingesetzt worden. Zur Zeit wird das Verfahren von GLUGLA im Rahmen eines DFG-Projektes der BFG für die Anwendung in der gesamten Bundesrepublik Deutschland weiterentwickelt.

Mit dem Verfahren von GABRIEL & ZIEGLER (1986, 1993) ist es möglich, die einzelnen Abflußkomponenten zu berechnen. In diesem Zusammenhang wurden Abflußspendenschlüssel für verschiedene hydrogeologische Einheiten in hydrologisch abgrenzbaren Einzugsgebieten (Gebietslysimeter) abgeleitet und mit Abflußwerten in Vorflutern korreliert. Das Verfahren wird erfolgreich für Festgesteinsregionen (z. B. in Thüringen) eingesetzt.

Das Verfahren von RENGER & WESSOLEK (1996) baut auf den Arbeiten von RENGER et al. (1980, 1990) zur Bestimmung der Grundwasserneubildungshöhe auf. Es beruht auf Feldversuchen und hieraus abgeleiteten korrelativen Beziehungen zwischen Bodenbewuchs und Klimadaten sowie Bodeneigenschaften. Für eine Anzahl unterschiedlicher Nutzungsarten (z. B. Ackerland, Grünland) wird jeweils eine Regressionsbeziehung angegeben, mit deren Hilfe die Grundwasserneubildung als Funktion klimatischer Größen bzw. bodenphysikalischer Größen berechnet werden kann. Das Verfahren ist gültig für grundwasserferne Standorte mit Hangneigungen kleiner als 3,5 %, d. h. für Standorte, bei denen der Anteil des nicht grundwasserbürtigen Abflußanteils vernachlässigt werden kann.

4 Modellansatz zur Bestimmung der Wasserhaushaltsgrößen im Einzugsgebiet der Elbe

4.1 Auswahl des Berechnungsverfahrens

Alle in Kapitel 3 aufgeführten Verfahren sind prinzipiell geeignet, die Wasserhaushaltsgrößen flächendeckend bzw. für größere zusammenhängende Landschaftseinheiten des Elbegebietes zu bestimmen.

Vor dem Hintergrund der Aufgabenstellung im Rahmen des BMBF-Förderschwerpunktes "Elbe-Ökologie" wurde das Verfahren von RENGER & WESSOLEK (1996) ausgewählt. Folgende Gründe waren hierfür ausschlaggebend:

- Das Verfahren beruht auf klar definierten, standardisierten Pedotransferfunktionen, die sowohl in die 4. Auflage der Bodenkundlichen Kartieranleitung (AG Boden 1995) wie auch in die Merkblätter zur Wasserwirtschaft (DVWK 1996) und die Neuauflage der E DIN 42220-1 (DIN 1996) Eingang gefunden haben.
- Das Verfahren ist durch Modellrechnungen des Bodenwasserhaushaltes an einer Vielzahl von Standorten bestätigt worden. Wichtig ist in diesem Zusammenhang, daß die Übertragbarkeit auf ostdeutsche Standorte mit mehr kontinental geprägtem Klima nachgewiesen ist (MÜLLER et al. 1996).
- Das Verfahren berücksichtigt eine hohe Anzahl unterschiedlicher Standortfaktoren. Die umfassende Berücksichtigung des Einflusses von Boden- und Bodenbedeckungsformen weist das gewählte Verfahren als geeignet für Szenarioanalysen zur Untersuchung der Auswirkungen von Änderungen der Landnutzung auf den Wasserhaushalt aus.

4.2 Allgemeiner Ansatz

Das Verfahren von RENGER & WESSOLEK (1996) wurde für grundwasserferne, ebene, unversiegelte Flächen entwickelt. Bei diesen Standortbedingungen entspricht die Gesamtabflußhöhe der Grundwasserneubildung. Dem Verfahren liegt folgende Grundgleichung zugrunde:

$$A = Au = N_{wi} + N_{so} - V$$

$$V = a \cdot N_{wi} + b \cdot N_{so} + c \cdot \log(Wpfl) + d \cdot ETpot + e$$

mit	A	= mittlere jährliche Höhe des Gesamtabflusses	(mm/a)
	Au	= Höhe des mittleren jährlichen unterirdischen Abflusses	(mm/a)
	V	= mittlere jährliche Höhe der realen Verdunstung	(mm/a)
	N _{so}	= mittlerer Niederschlag im hydrologischen Sommerhalbjahr	(mm/a)
	N _{wi}	= mittlerer Niederschlag im hydrologischen Winterhalbjahr	(mm/a)
	Wpfl	= pflanzenverfügbares Bodenwasser	(mm)
	ETpot	= mittlere jährliche potentielle Evapotranspiration nach HAUDE	(mm/a)
	a,b,c,d,e	= landnutzungsspezifische Regressionskoeffizienten für die Bodenbedeckungstypen Ackerland, Grünland, Laubwald, Nadelwald	

Mit dieser Grundgleichung wird die mittlere jährliche Höhe der realen Verdunstung flächendifferenziert berechnet. Die höchstmögliche Zeitauflösung, die mit dem Verfahren erzielt werden kann, liegt bei einem Jahr. Um jedoch belastbare Aussagen über die für eine Region typische Wasserhaushaltssituation treffen zu können (vor allem über die Abflußhöhen), wird im Projektrahmen die im langjährigen Mittel auftretende Situation modellgestützt abgebildet. Dies wird erreicht durch Berücksichtigung der für das Modell relevanten klimatischen Gebietsparameter (Niederschlag, potentielle Verdunstung) für die hydrologische Referenzperiode 1961-1990.

Um das Verfahren von RENGER flächendeckend einsetzen zu können, müssen bestimmte Erweiterungen vorgenommen werden. Die erste betrifft die potentielle Verdunstung. Diese Eingabegröße wurde vom Deutschen Wetterdienst auf Grundlage der von der FAO als Standard empfohlenen "Gras-Referenzverdunstungshöhe" berechnet (WENDLING 1995). Dieses Verfahren auf der Grundlage der Penman-Monteith-Beziehung mit festen Verdunstungswiderständen ergibt im Mittel etwa 8 % niedrigere Werte als die bisher in Deutschland gebräuchliche potentielle Verdunstung nach HAUDE. Die potentielle Verdunstung nach WENDLING wurde daher über einen Umrechnungskoeffizienten von 1,08 (WENDLING 1996 und DVWK 1996) an die potentielle Verdunstung nach HAUDE angepaßt.

Da der Anwendungsbereich des RENGER-Verfahrens auf ebene Standorte beschränkt ist, wurde das Verfahren um Komponenten ergänzt, mit denen der Wasserhaushalt in reliefiertem Gelände abgeschätzt werden kann. Hierzu wurde zunächst berücksichtigt, daß an Hangstandorten veränderte Verdunstungsverhältnisse vorliegen. In Anlehnung an GOLF (1981) wurde ein Korrekturfaktor der mittleren jährlichen Verdunstung in Abhängigkeit von der mittleren Hangexposition und Hangneigung berücksichtigt. Dieser Korrekturfaktor führt bei Hangneigungen größer als 3,5 % (1,7°) zu einer modifizierten Verdunstungshöhe.

Zusätzlich wird für grundwasserbeeinflusste Standorte und für reliefiertes Gelände eine Abtrennung der schnell abfließenden Abflußanteile (Direktabfluß, Oberflächenabfluß, Interflow) von den langsam abfließenden grundwasserbürtigen Abflußanteilen durch Einbeziehung des Abflußverhältnisses (A/A_u) vorgenommen. Das Abflußverhältnis wird nach HENNINGS et al. (1994) aus den Eingabegrößen Grundwasserstufe bzw. Staunässestufe und Hangneigung ermittelt.

Die Bestimmung der Wasserhaushaltsgrößen in urbanen Gebieten wird auf Basis der von WESSOLEK et al. (1993) für verschiedene Versiegelungsgrade im Raum Berlin erzielten Ergebnisse abgeschätzt. Diese zeigten eine lineare Abnahme der realen Verdunstung sowie eine Zunahme der Oberflächenabflußanteile und steigendem Versiegelungsgrad. Die von WESSOLEK ermittelten Abflußverhältnisse in urbanen Gebieten wurden in Abhängigkeit von der Versiegelungsstufe auf alle urbanen Regionen des Elbeeinzugsgebietes übertragen.

4.3 Modellvalidierung

Ein wesentlicher Aspekt bei der Modellierung ist die Überprüfung der Genauigkeit der Modellergebnisse. Im Projektrahmen soll dies sowohl anhand von gemessenen Abflußdaten als auch anhand eines Vergleichs mit Ergebnissen regionaler Untersuchungen erfolgen.

Die Modellvalidierung durch langjährige monatliche Abflußdaten soll an ausgewählten Pegeln in einzelnen Einzugsgebieten erfolgen, indem die Summen der für das betreffende Einzugsgebiet modellierten Abflußhöhen integral anhand von dort beobachteten Abflußmengen überprüft werden. Aus Kontinuitätsgründen werden die an den ausgewählten Pegeln beobachteten monatlichen Mittelwerte der Jahresreihe ausgewertet, deren Niederschlagswerte in die Modellrechnungen eingehen (Zeitraum 1961-1990).

Anhand der monatlichen Mittelwerte der mittleren Tagesabflüsse (MQ) sollen die berechneten Gesamtabflußhöhen eines betrachteten Teileinzugsgebietes überprüft werden. In Anlehnung an WUNDT (1956) und ROTHASCHER (1987) wird angenommen, daß die monatlichen Mittelwerte der kleinsten Tagesabflüsse (MNQ) für diese Zeitreihe der Grundwasserneubildung des Einzugsgebietes (Base flow, langsam abfließende Abflußkomponenten) entsprechen. In diesem Fall können die berechneten unterirdischen Abflußhöhen anhand der gemessenen MNQ überprüft werden.

5 Eingabedaten

Für die Projektarbeiten wird von einem Bearbeitungsmaßstab von 1 : 500 000 ausgegangen. Hierdurch kann der Anspruch erfüllt werden, einerseits eine hinreichend detaillierte, großräumige Übersicht über das gesamte Elbeinzugsgebiet zu erarbeiten und andererseits die benötigten Datengrundlagen flächendeckend zur Verfügung stellen zu können. Alle Datengrundlagen und Modellergebnisse werden auf eine Grundkarte für das Elbeinzugsgebiet (1 : 500 000) bezogen, die im Rahmen des Projektes erstellt wurde. Diese Karte beinhaltet Angaben zur Topographie, zum Gewässernetz und zu politischen Grenzen.

Tab. 1: Datengrundlagen für die Analyse des Wasserhaushaltes im Einzugsgebiet der Elbe, basierend auf dem Verfahren von RENGGER & WESSOLEK (1996)

	Modelleingangsgröße	Datengrundlage	Datenformat
Klimadaten	mittlere jährliche Niederschlagshöhe (1961-1990) mittlere jährliche Niederschlagshöhe im hydrologischen Winterhalbjahr (1961-1990) mittlere jährliche Niederschlagshöhe im hydrologischen Sommerhalbjahr (1961-1990) potentielle Verdunstung nach Wendling (1961-1990)	Deutscher Wetterdienst	Raster (1km x 1km)
Bodenphysikalische Daten	Durchwurzelungstiefe nutzbare Feldkapazität pflanzenverfügbare Bodenwassermenge	Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe	Vektor, Datenbank
Landnutzungsdaten	Bodenbedeckung	Statistisches Bundesamt	Vektor, Datenbank
Hydrogeologische Daten	Grundwasserbeeinflussung	Forschungszentrum Jülich	Raster (1km x 1km)
Topographische Daten	mittlere Hangneigung mittlere Handexposition	USGS; Forschungszentrum Jülich	Raster (1km x 1km)
Pegeldaten	MQ MNQ	Bundesanstalt für Gewässerkunde	Datenbank

Die in Tabelle 1 aufgeführten Datengrundlagen zur Bestimmung der Grundwasserneubildung werden aktuellen hydrologischen, klimatischen und pedologischen Datenbeständen entnommen, die von offiziellen Stellen erhoben worden sind und flächendeckend für das Einzugsgebiet der Elbe verfügbar sind. Diese Datensätze, von unterschiedlichen Stellen unter unterschiedlichen Fragestellungen und in unterschiedlichem Detaillierungsgrad erstellt, werden im Rahmen der Projektarbeiten auf Basis der Grundkarte "Elbeeinzugsgebiet" zusammenfaßt.

Die verwendeten klimatischen Datengrundlagen wurden vom Deutschen Wetterdienst (DWD) in einer 1 km x 1 km Rasterauflösung erstellt. Als Datenbasis für die Erstellung der klimatologischen Karten dienen die an den Niederschlagsstationen des Deutschen Wetterdienstes registrierten Werte.

Für die Ableitung der bodenphysikalischen Kennwerte wird die digitale Bodenübersichtskarte im Maßstab 1 : 1 000 000 der Bundesrepublik Deutschland (BÜK 1000) der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) verwendet. Diese Karte ist die einzige derzeit digital verfügbare bodenkundliche Datengrundlage, die das gesamte Elbeeinzugsgebiet abdeckt und eine konsistente Ableitung der für die Modellierungsarbeiten benötigten bodenphysikalischen Parameter erlaubt. Diese wurden von der BGR auf Basis der Profil- und Labordatenbank des Fachinformationssystems Bodenkunde (FISBo BGR) für jede der im Elbeeinzugsgebiet auftretenden Bodeneinheiten abgeleitet.

Die Daten zur Bodenbedeckung entstammen dem Datensatz "Daten zur Bodenbedeckung für die neuen Länder und Berlin", die im Rahmen des EU-Programms CORINE vom Statistischen Bundesamt erhoben worden sind. Dem Vektordatenbestand liegt ein Erhebungsmaßstab von 1:100.000 zugrunde. Die dort aufgeführten Bodenbedeckungsarten (30 Klassen) werden für die Modellrechnungen in die betrachteten Gruppen zusammengefaßt.

6 Vorgehensweise und Stand der Bearbeitung

Alle relevanten Modellvorgänge, d. h. vom Import der Grunddaten über die Durchführung der Modellierung bis hin zur Ausgabe der Grunddaten und Modellergebnisse in Kartenform, erfolgen eingebettet in das Geographische Informationssystem GRASS. Die Modellrechnungen werden auf der Basis von Rasterkarten mit der Auflösung 1 km x 1 km durchgeführt. Auf diese Weise wird das Elbeeinzugsgebiet in ca. 100 000 Rasterzellen untergliedert. Diese Auflösung garantiert eine dem Maßstab angemessene Diskretisierung des Elbeeinzugsgebietes.

Die Aufbereitung bzw. die Erstellung der Eingabedatensätze für die Modellierung in den beteiligten Institutionen (BGR, DWD, FZJ, BFG, Stat. BA) wird im ersten Quartal 1997 fertiggestellt. Im Anschluß werden die Gesamtabflußhöhen und die Grundwasserneubildungshöhen berechnet und validiert. Abschließend wird eine naturraumbezogene Klassifizierung des Wasserhaushaltes im Elbeeinzugsgebiet durchgeführt.

Literatur

- AG Bodenkunde (1995): Bodenkundliche Kartieranleitungen. 4. Auflage, Hannover.
- Bach, M. (1987): Die potentielle Nitratbelastung des Sickerwassers durch die Landwirtschaft in der Bundesrepublik Deutschland. Göttinger Bodenkundliche Berichte, 93.
- Dörhöfer, G. & Josapait, V. (1980): Eine Methode zur flächendifferenzierten Ermittlung der Grundwasserneubildungsrate. Geol. Jb., C27, 45-65, Hannover.
- DVWK (1996): Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen. DVWK-Merkblätter zur Wasserwirtschaft, Heft 238, Bonn.
- Gabriel, B. et al. (1986): Das Festgesteinsmodell GEOFEMLAW als Grundlage für die neue Methodik der Grundwasserneubildungsberechnung im Festgesteinsbereich. Wasserwirtschaft-Wassertechnik, Berlin 36, 2, S. 33-36.
- Gabriel, B., Jacobs, H. und Ziegler, G. (1993): Zur Grundwasserneubildungsberechnung für Festgesteinsgrundwasserleiter auf der Grundlage des Modells GEOFEMLAW und seiner Weiterentwicklungen (GEOFEM). In: HGN Hydrogeologie GmbH - Vorträge Kolloquium Hydrogeologie, S. 38-56.
- Glugla, G., Eyrich, A. & König, B. (1986): Wasserhaushaltsuntersuchungen - Bedeutung für die wasserwirtschaftliche Praxis. Wasserwirtschaft-Wassertechnik, Berlin 36, 8, S. 177-180.
- Glugla, G. & König, B. (1989): Der mikrorechnergestützte Arbeitsplatz Grundwasserdargebot. Wasserwirtschaft-Wassertechnik 39, H. 8, S. 178-181.
- Golf, W. (1981): Ermittlung der Wasserressourcen im Mittelgebirge. Wasserwirtschaft-Wassertechnik 31, S. 93-95.
- Hennings, V. (Koord.) (1994): Methodendokumentation Bodenkunde. Auswertungsmethoden zur Beurteilung der Empfindlichkeit und Belastbarkeit von Böden. Geologisches Jahrbuch, Reihe F, Hannover.
- Liebscher, H. J. & Keller, R. (1979): Abfluß. - In: Hydrologischer Atlas der Bundesrepublik Deutschland (Textband), 90-159, Deutsche Forschungsgemeinschaft, Bonn.
- Müller, L., Dannowski, R., Schindler, U., Eulenstein, F. & Meissner, R. (1996): Gebietsabflüsse aus Agrarlandschaften Nordost- und Mitteldeutschlands. Arch. Acker-Pfl.-Boden (40), S. 345-362.
- Projektgruppe Elbe - Ökologie (1995): Ökologische Forschung in der Stromlandschaft Elbe (Elbe - Ökologie), Berlin.

- Renger, M., König, R., Swartjes, S., Wessolek, G., Fahrenhorst, C. & Kaschianian, B. (1990): Modelle zur Ermittlung und Bewertung von Wasserhaushalt, Stoffdynamik und Schadstoffbelastbarkeit in Abhängigkeit von Klima, Bodengemeinschaften und -Nutzung. Endbericht zum BMFT-Projekt 0374343, Univ. Berlin, Inst. f. Ökologie, FB Bodenkunde.
- Renger, M. & Strebel, O. (1980): Jährliche Grundwasserneubildung in Abhängigkeit von Bodennutzung und Bodeneigenschaften. *Wasser & Boden* 32 (8): 362-366.
- Renger, M. & Wessolek, G. (1996): Berechnung der Verdunstungsjahressummen einzelner Jahre. In: DVWK-Merkblätter zur Wasserwirtschaft, Heft 238, S. 47, Bonn.
- Rothascher, A. (1987): Die Grundwasserneubildung in Bayern berechnet aus den Niedrigwasserabflüssen der oberirdischen Gewässer. *Informationsberichte des LfW Bayern*, Heft 3.
- Wundt, W. (1956): Die Kleinstwasserführung der Flüsse als Maß für die verfügbaren Grundwassermengen. In: *Grahamm, R., Die Grundwässer in Deutschland und ihre Nutzung*. *Forsch. dt. Landeskunde*, 104: 47-54, Remagen.
- Wendland, F., Albert, H., Bach, M., & Schmidt, R. (1993): *Atlas zum Nitratstrom in der Bundesrepublik Deutschland*. Heidelberg.
- Wendling (1995): Berechnung der Gras-Referenzverdunstung mit der FAO Penman-Monteith-Beziehung. *Wasserwirtschaft* 85 (12): 602-604.
- Wessolek, G. (1993): Erarbeitung eines Schlüssels zur Einschätzung von Versickerung und Oberflächenabfluß versiegelter Flächen Berlins. Unveröff. Bericht im Auftrag der Bundesanstalt für Gewässerkunde, Außenstelle Berlin.

Andrea Müller

Vergleich der Ergebnisse von Grundwasserneubildungs- /Gesamtabflußberechnungen auf dem Blatt Braunschweig

Zusammenfassung

Im Rahmen des Hydrologischen Atlas von Deutschland (HAD) ist eine Atlastafel „Mittlere jährliche Grundwasserneubildung“ geplant. Da für verschiedene Gebiete Darstellungen der Grundwasserneubildung verfügbar sind, soll mit dem Vergleich der Ergebnisse zweier wechselseitig angewandter Berechnungsverfahren gezeigt werden, welche Auswirkungen sich auf die kartographische Darstellung ergeben, wie diese in Grenzen gehalten werden können und welche Voraussetzungen für eine homogene Darstellung erforderlich sind.

1 Einleitung

Bei der Erarbeitung flächendeckender kleinmaßstäbiger Karten für die Bundesrepublik Deutschland, wie hier beim HAD, entsteht oft das Problem, daß die darzustellenden Parameter in den einzelnen Bundesländern nach Methoden ermittelt worden sind, die von unterschiedlichen Annahmen, Voraussetzungen und Genauigkeitsanforderungen ausgehen.

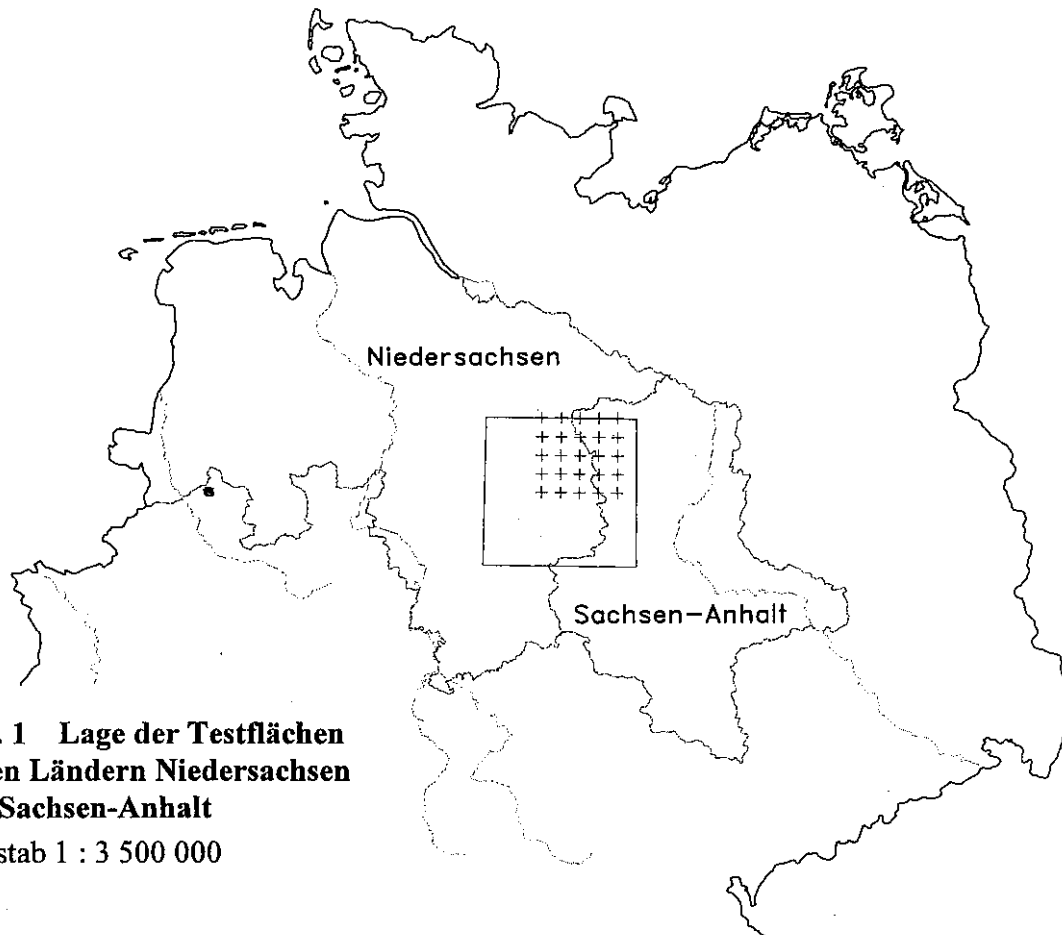
Deshalb muß bei länderübergreifenden Darstellungen, die auf separate Einzelergebnisse zurückgreifen, abgewogen werden, ob über Ländergrenzen ohne weiteres interpoliert werden kann oder ob prinzipielle Unterschiede dem entgegenstehen.

Zur Grundwasserneubildung liegt in den neuen Bundesländern vor

- Karte des Gesamtabflusses 1 : 200 000 als Deckfolie zur Abflußkarte des NAU-Atlases

für die Länder Niedersachsen und Bremen

- Geowissenschaftliche Karte des Naturraumpotentials von Niedersachsen und Bremen 1 : 200 000 (NATPOT-Karte)



**Abb. 1 Lage der Testflächen
in den Ländern Niedersachsen
und Sachsen-Anhalt**

Maßstab 1 : 3 500 000

Ausgehend von diesen Darstellungen und Ergebnissen hat die GFE-GmbH Halle im Auftrag der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) die Grundwasserneubildungsberechnung im NE-Quadranten des Blattes Braunschweig nach den Methoden DÖRHÖFER/JOSOPAIT und BAGROV/GLUGLA durchgeführt, mit den veröffentlichten Ergebnissen verglichen sowie Abweichungen und Darstellungsunterschiede bewertet (vgl. Abb. 1). Die dabei gewonnenen Erkenntnisse und abzuleitenden Schlußfolgerungen werden im folgenden dargelegt.

2 Gegenüberstellung der Berechnungsmethoden

Die Berechnungsmethode nach DÖRHÖFER/JOSOPAIT (1980) wurde entwickelt, um für großräumige grundwasserwirtschaftliche Planungen in Niedersachsen ein einfaches Verfahren zur Ermittlung und flächendifferenzierten Darstellung der Grundwasserneubildung im Maßstab 1 : 200 000 für Locker- und Festgesteinsgebiete zur Verfügung zu haben. Dafür wurde durch Auswertung zahlreicher Lysimeterergebnisse eine Beziehung zwischen Verdunstung und Bodenart, in Abhängigkeit von der Nutzungsart, bezogen auf die ausgewiesenen Kartiereinheiten in Blättern der Geowissenschaftlichen Karte des Naturraumpotentials von Niedersachsen und Bremen - Bodenkundliche Standortkarte (BSK) 1 : 200 000, aufgestellt. Der Gesamtabfluß wird aus der Differenz von Niederschlag und Verdunstung ermittelt. Die Reduzierung des Gesamtabflusses um den Direktabfluß zur Grundwasserneubildung erfolgt über eine Beziehung von Reliefenergie und Flurabstand zum Quotienten Gesamtabfluß/unterirdischer Abfluß.

Die Berechnungsmethode nach BAGROV/GLUGLA (1971) wurde in der ehemaligen DDR als einheitliches Verfahren zur Ermittlung des sog. mittleren potentiellen Wasserdargebotes (Gesamtabfluß) in Lockergesteinsgebieten u.a. im Rahmen wasserwirtschaftlicher Planung angewandt. Dieses Verfahren ermöglicht die Berechnung der tatsächlichen Verdunstung aus den Klimagrößen Niederschlag und maximaler (potentieller) Verdunstung sowie dem sogenannten Effektivitätsparameter zur komplexen Beschreibung der Standorteigenschaften im mitteleuropäischen Klimabereich und unterschiedliche Maßstabbereiche.

Tab. 1 Berechnungsmethoden nach DÖRHÖFER/JOSOPAIT und BAGROV/GLUGLA

Verfahren	DÖRHÖFER/JOSOPAIT	BAGROV/GLUGLA
Berechnungsgrundlage	lineare Beziehung zwischen Niederschlag und Abfluß	numerische Integration der BAGROV-Gleichung (Differentialgleichung)
Eingangsgrößen: - hydrometeorologisch - Gebietskenngrößen	Niederschlag Verdunstung Nutzungsform Acker/Grünland Wald unbewachsen Bodenart GW-Flurabstand Relief	Niederschlag potentielle Verdunstung Nutzungsform Acker Wald Gewässer (Zehrflächen) Ortslage (Kanalisationsgrad) (Bebauungsdichte) Bodenart GW-Flurabstand u.a. Ertragsklassen
Anwendungsmöglichkeiten:	Lockergestein Festgestein regional	Lockergestein (bedingt im Festgestein) überregional

3 Quellen zu den Eingangsgrößen

Für die Ermittlung der Eingangsgrößen lagen verschiedene Unterlagen vor, die allerdings für das Blatt Braunschweig insgesamt betrachtet nicht als homogen angesehen werden können. Trotzdem wurde versucht, die gleichen Ausgangsunterlagen für die Bestimmung der Eingangsgrößen für die jeweils zu testende Methode heranzuziehen. Als Datenquellen standen die Unterlagen zur Verfügung, die in Tabelle 2 aufgeführt sind.

Tab. 2 Datenquellen zu den Eingangsgrößen

Niederschlag	Niederschlagskarten des DWD bzw. MD (<i>Reihe 1931-1960</i>) <i>Stationswerte (Reihe 1901-1950)</i>
Potentielle Verdunstung	Karten des DWD bzw. MD, Berechnung aus Klimadaten z. B. nach TURC, HAUDE, PENMAN
Nutzungsform	Topographische Karte (1 : 50 000, 1 : 200 000)
Bodenart	Bodenkundliche Standortkartierung (BSK) 1 : 200 000, <i>Blatt Braunschweig</i> Mittelmaßstäbige Standortkartierung (MMK) 1 : 10 000, <i>Blatt Klötze</i> Geologische Karten 1 : 25 000 Karten der Bodenschätzung 1 : 10 000
GW-Flurabstand	Grundwassergleichenkarten Flächeninhaltsbeschreibungen der BSK (<i>Feld: Mittlerer Grundwasserstand</i>)
Relief	Topographische Karten (1 : 50 000, 1 : 200 000) Flächeninhaltsbeschreibungen der BSK (<i>Feld: Neigungsstufe</i>)

4 Verfahrenshinweise

Die Methode DÖRHÖFER/JOSOPAIT wurde für den *Flächenanteil Sachsen-Anhalt* angewendet und erfolgte auf die gleichen Rasterelemente bezogen wie für den NAU-Atlas. Für die Bestimmung der Bodenart und damit die Zuordnung der Verdunstungsstufen und des A/Au-Verhältnisses wurden die vorliegenden Standorttypen der MMK den Kartiereinheiten der BSK zugeordnet. Die Niederschlagsverteilung (Reihe 1930-61) konnte nur aus einer Darstellung 1 : 1 000 000 abgeleitet werden.

Die Methode BAGROV/GLUGLA wurde für den *Flächenanteil Niedersachsen* angewendet und erfolgte flächenbezogen auf sog. "Hydrotöpfe". Die aus der Niederschlagsverteilung vorliegenden Werte wurden entsprechend der Methode auf den bodengleichen Wert korrigiert (Faktor 1,09). Für die Ermittlung des Effektivitätsparameters wurde die Standort- und Horizontbeschreibung der Kartiereinheiten der BSK ausgewertet. Da mit der Methode BAGROV/GLUGLA streng genommen der mittlere jährliche Gesamtabfluß bestimmt wird, wurde - um die Vergleichbarkeit mit der NATPOT-Karte zu ermöglichen - die Abtrennung des direkten Abflusses analog der Methode DÖRHÖFER/JOSOPAIT über die Reliefenergie vollzogen. Die Klasseneinteilung für

die Grundwasserneubildung erfolgte analog der in der NATPOT-Karte verwendeten Klassifizierung.

Feinheiten der Methode BAGROV/GLUGLA werden durch die Darstellung in relativ breiten Klassen verwischt, das Ergebnis kommt deshalb dem aus der Verschneidung von Niederschlagsverteilung und Bodenart (Bodeneinheit) nahe.

5 Diskussion der Ergebnisse

Eine Ergebnisdiskussion ist nur anhand der Werte für den Gesamtabfluß möglich. Die Ergebnisdifferenzen lassen sich am eindruckvollsten für die in Tabelle 3 ausgewählten Bodenarten verdeutlichen.

Gleichzeitig werden zwei unterschiedliche Nutzungsformen Acker und Wald ausgewählt und gegenübergestellt.

Feinsandböden (Abb. 2a):

- Differenzen für die Nutzungen Acker und Wald sind nahezu gleich.
- Im Niederschlagsbereich von 550 bis 700 mm/a sind die geringsten Differenzen.

Lehmböden (Abb. 2b):

- Differenzen für Wald sind geringer als für Acker.
- Nichtlinearität der Bagrov-Gleichung wird sichtbar.
- Im Niederschlagsbereich über 600 mm/a sind die geringsten Differenzen.

Tonböden (Abb. 2c):

- Differenzen zwischen den unterschiedlichen Nutzungsformen Acker und Wald sind geringer als zwischen den Methoden.

Diese visuell erkennbaren Unterschiede lassen sich durch theoretische Betrachtungen erklären, die jedoch nicht Gegenstand dieses Beitrages sollen.

1. Bei mittleren Niederschlägen um bzw. unter 600 mm/a ergeben sich nach der Methode BAGROV/GLUGLA im Testgebiet durchschnittlich etwas höhere Abflüsse als nach DÖRHÖFER/JOSOPAIT.
2. Die Methoden liefern dann ähnliche Ergebnisse, wenn der Niederschlag mäßig (ca. 20 bis 100 mm/a) über der potentiellen Verdunstung liegt und es sich gleichzeitig um leichte Böden handelt.
3. Die Abflüsse nach der Methode DÖRHÖFER/JOSOPAIT übersteigen die nach BAGROV/GLUGLA bei leichten Böden (geringer Feinanteil, niedrige Verdunstungsgruppe) und hohen Niederschlägen, weil durch die Bagrov-Gleichung der Tatsache Rechnung getragen wird, daß bei steigenden Niederschlägen sich die reale Verdunstung der potentiellen asymptotisch nähert, während bei DÖRHÖFER-/JOSOPAIT die reale Verdunstung linear mit dem Niederschlag wächst.

4. Bei Böden mit sehr hohem Feinanteil (Tonböden) wird nach der Methode BAG-ROV/GLUGLA der Abfluß generell höher berechnet als nach der Methode von DÖRHÖFER/JOSOPAIT.
5. Bei grundwassernahen Flächen, wo also die reale Verdunstung die potentielle erreicht, ergibt sich eine systematische Abweichung in Höhe der Niederschlagskorrektur von 9 %, d. h. bei einem mittleren Niederschlag von 600 mm/a im Testgebiet ergeben sich 54 mm/a. Diese Differenz erhöht sich formal um den Betrag, den die Verdunstung z. B. von Wald die potentielle Verdunstung übersteigt.

Tab. 3 Ergebnisdifferenzen am Beispiel von drei ausgewählten Bodenarten

Grafik	Bodenschätzung	BSK Beschreibung	MMK Beschreibung
Feinsandböden	anlehmiger Sand	321 trockene bis sehr trockene, nährstoffarme, meist steinige Sandböden 323 trockene, steinige, schwach lehmige, schluffige Sandböden 331 sehr trockene, nährstoffarme, steinige, verbreitet grobkörnige Sandböden	D1a sickerwasserbestimmte Sande D3c sickerwasserbestimmte Decklehmsande
Lehmböden	Lehm	325 mäßig trockene, stellenweise frische, örtl. kurzfristig staunasse, steinige, lehmige Sandböden mit Lehm im Untergrund, örtl. im Unterboden 326 mäßig trockene bis frische, örtl. staunasse, lehmige Schluffböden, verbreitet mit Sand, örtl. mit Lehm im Unterboden, in Hanglagen leicht erodierbar	D4a sickerwasserbestimmte Tieflehme D5a sickerwasserbestimmte Lehme und Tieflehme D5c sickerwasser- und staunässebeeinflusste Sandlöße D4b Staunässe- und/oder grundwasserbestimmte Tieflehme D5b Staunässe- und/oder grundwasserbestimmte Lehme und Tieflehme D6b Staunässe- und/oder grundwasserbestimmte Lehme und Tone
Tonböden	Ton	011 frische bis feuchte, in tieferen Lagen naße, grundwasserbeeinflusste Sandböden, z. T. lehmig, örtl. anmoorig 411 frische, meist schwach staunasse, lehmig-tonige Kalkmergel-Verwitterungsböden	A13a Anhydromorphe, z. Z. halbhudromorphe Auenlehme und -decklehme

Abb. 2a

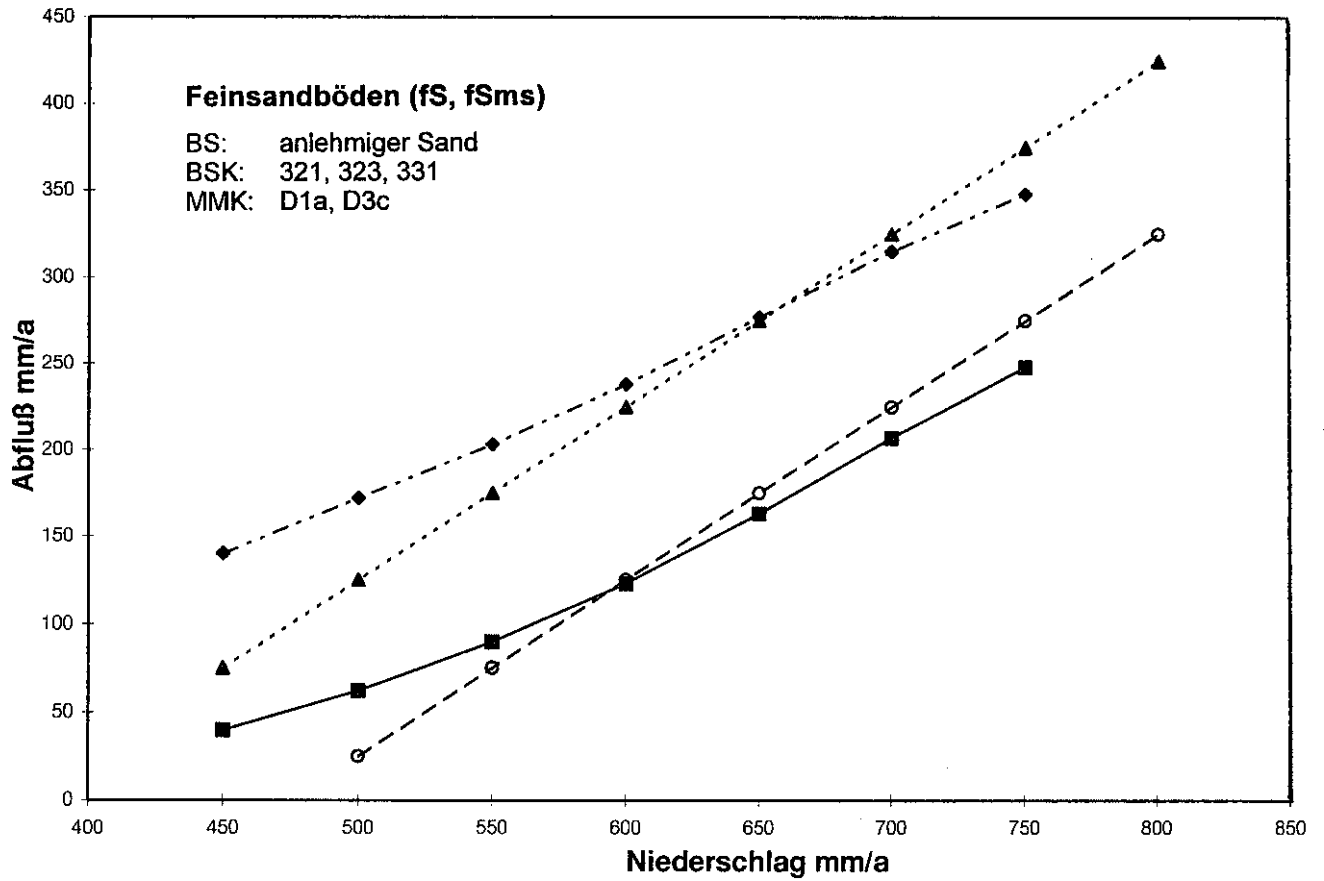


Abb. 2b

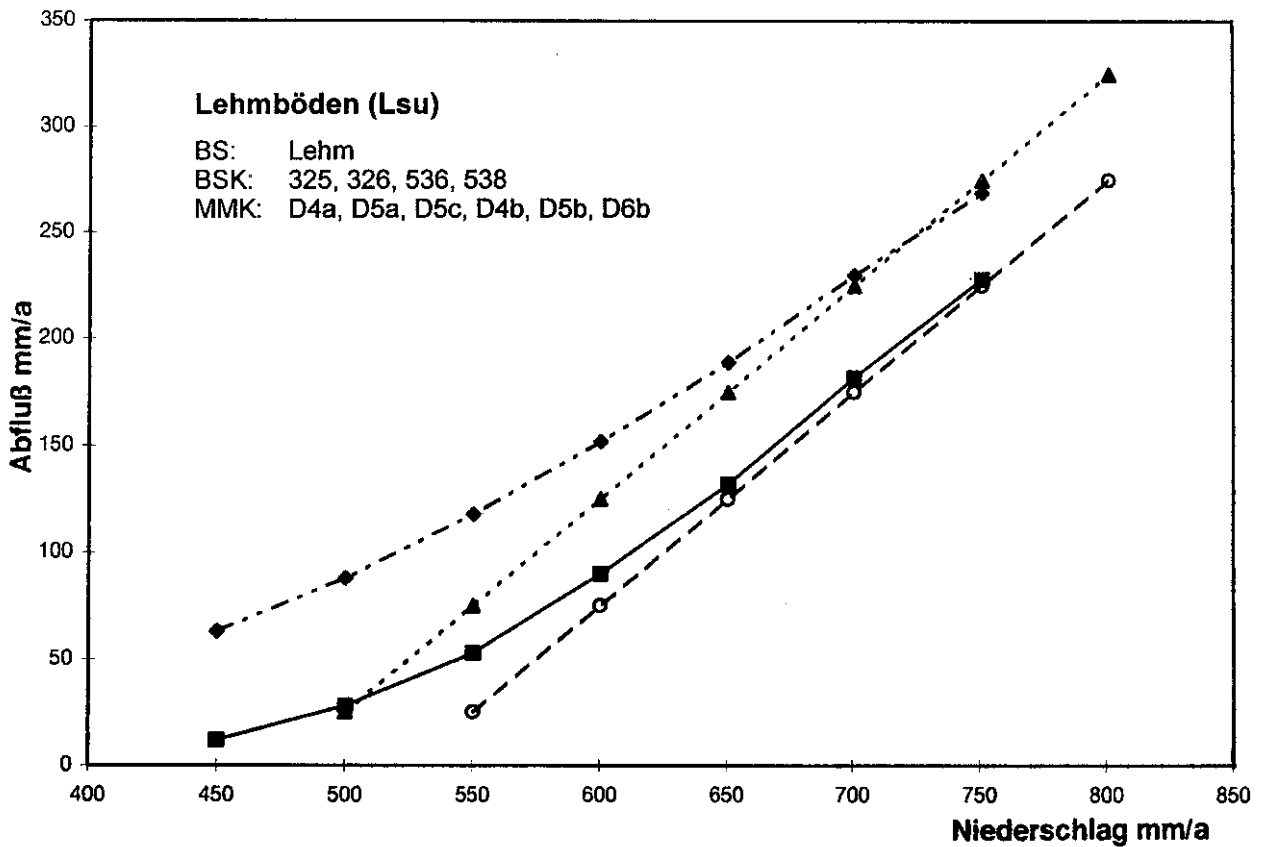


Abb. 2c

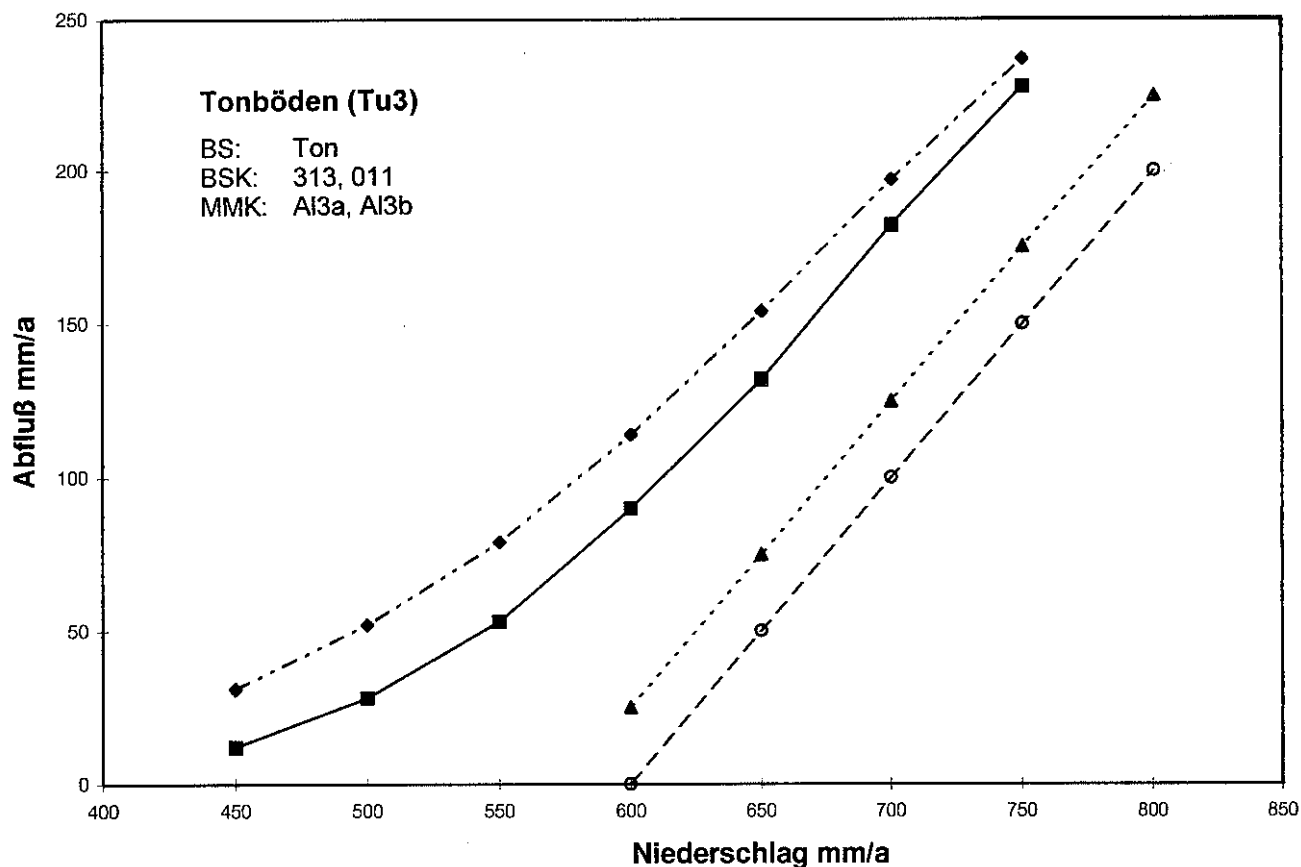


Abb. 2 (a-c) Vergleich der Nutzungsformen Acker und Wald auf Feinsandböden, Lehm Böden und Tonböden

- ◆ - Acker (G)
- ▲ - Acker (D)
- ■ - Wald (G)
- ● - Wald (D)

Die kartographische Umsetzung der Ergebnisse für den Anteil von Sachsen-Anhalt ist in den Abbildungen 3.1 bis 3.3 wiedergegeben. Sie zeigen die Grundwasserneubildungsrate, die Höhe des Gesamtabflusses und die Differenz der Gesamtabflußhöhe zwischen den Methoden BAGROV/GLUGLA und DÖRHÖFER/JOSOPAIT. Für den Anteil von Niedersachsen zeigt Abbildung 4.1 die kartographische Darstellung der Grundwasserneubildungsrate nach der Methode BAGROV/GLUGLA. Abbildung 4.2 erklärt die Differenzen gegenüber der NATPOT-Karte.

6 Schlußfolgerungen

Eine einheitliche Niederschlagsverteilung für das zu betrachtende Gebiet und damit eine definierte Bezugsreihe sind notwendig. Eine einheitliche Bodenkarte bzw. Zuordnungsvorschriften in Form von Schlüssellisten zur Überführung in eine Bodenartbeschreibung (lt. DIN 4220-1) muß gesichert sein. Bei Anwendung einer

Methode muß gewährleistet sein, daß klimatische Verhältnisse, insbesondere der Zusammenhang zwischen Boden und Verdunstung, überregionale Gültigkeit haben. Je breitere Klasseneinteilungen gewählt werden, desto mehr werden regionale Unterschiede verwischt. Mit breiten Klasseneinteilungen können Ergebnisse verschiedener Verfahren relativ problemlos aneinandergespaßt werden. Die Anpassung von flächenbezogenen an rasterbezogene Daten ist problematisch.

Abb. 3.1 Grundwasserneubildungsrate (mm/a) nach DÖRHÖFER & JOSOPAIT

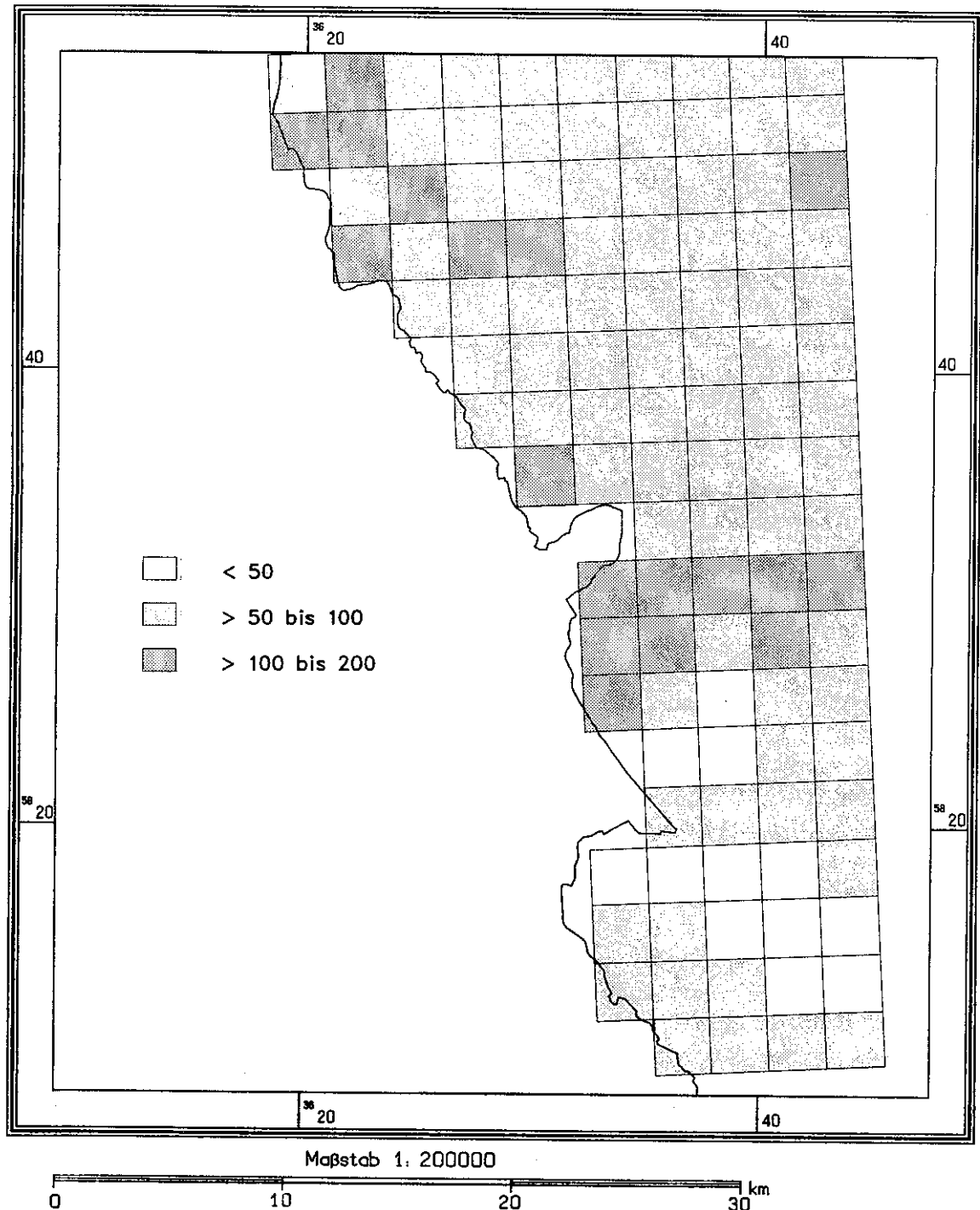


Abb. 3.2 Gesamtabflußhöhe in mm/a nach DÖRHÖFER & JOSOPAIT

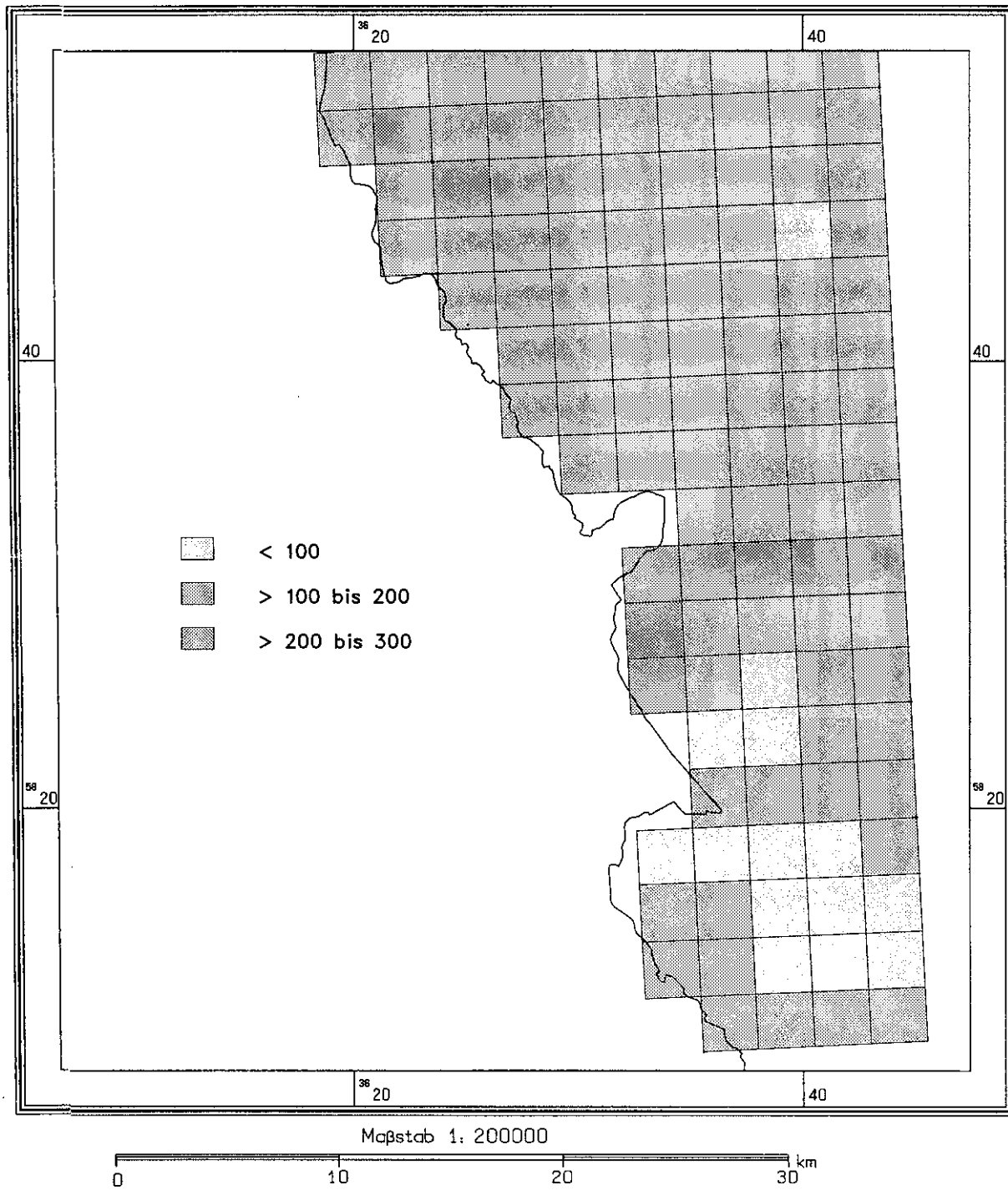


Abb. 3.3 Differenz der Gesamtabflußhöhe (mm/a)
zwischen den Methoden BAGROV/GLUGLA und DÖRHÖFER/JOSOPAIT

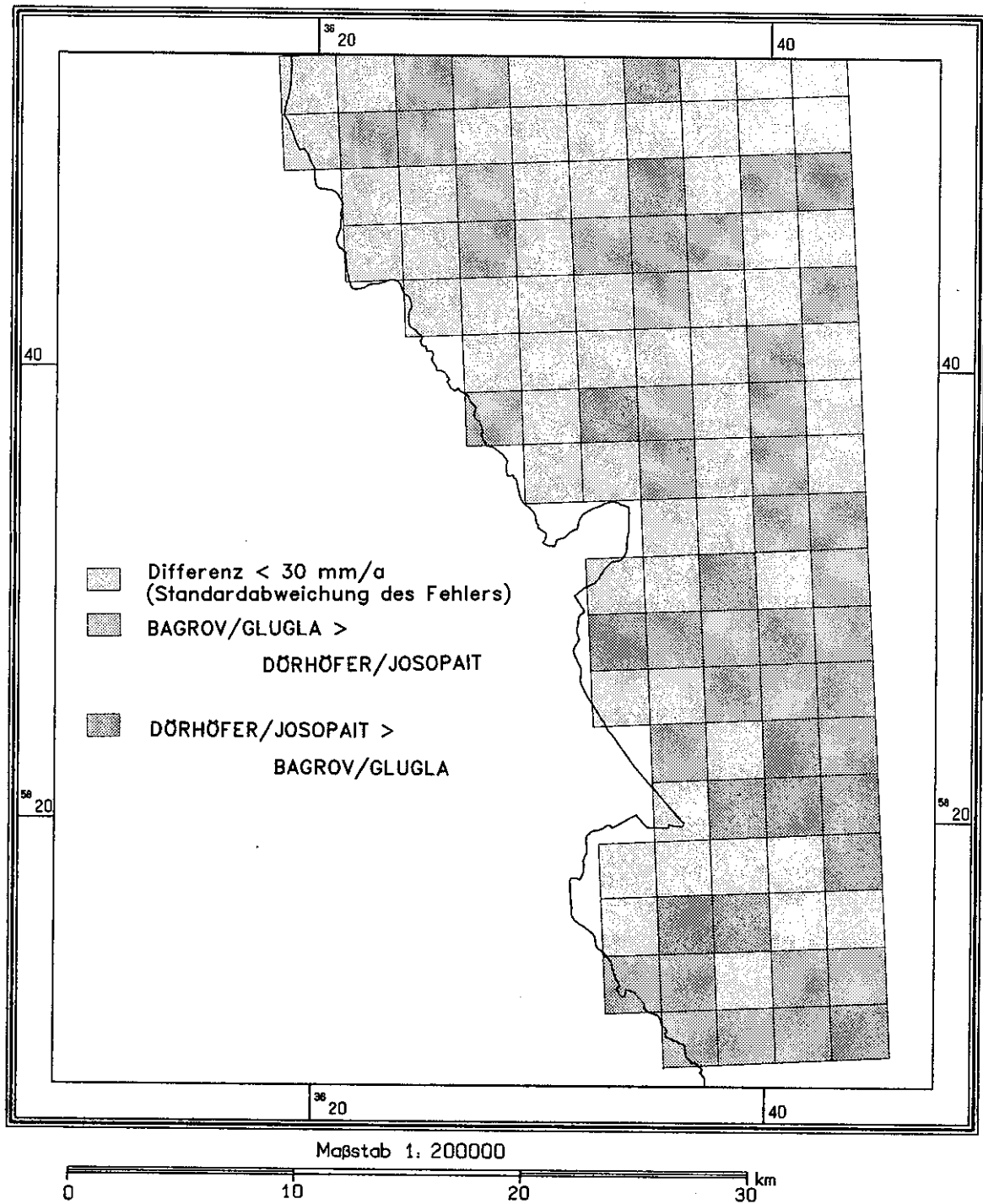


Abb. 4.1 Grundwasserneubildungsrate (mm/a) nach BAGROV & GLUGLA

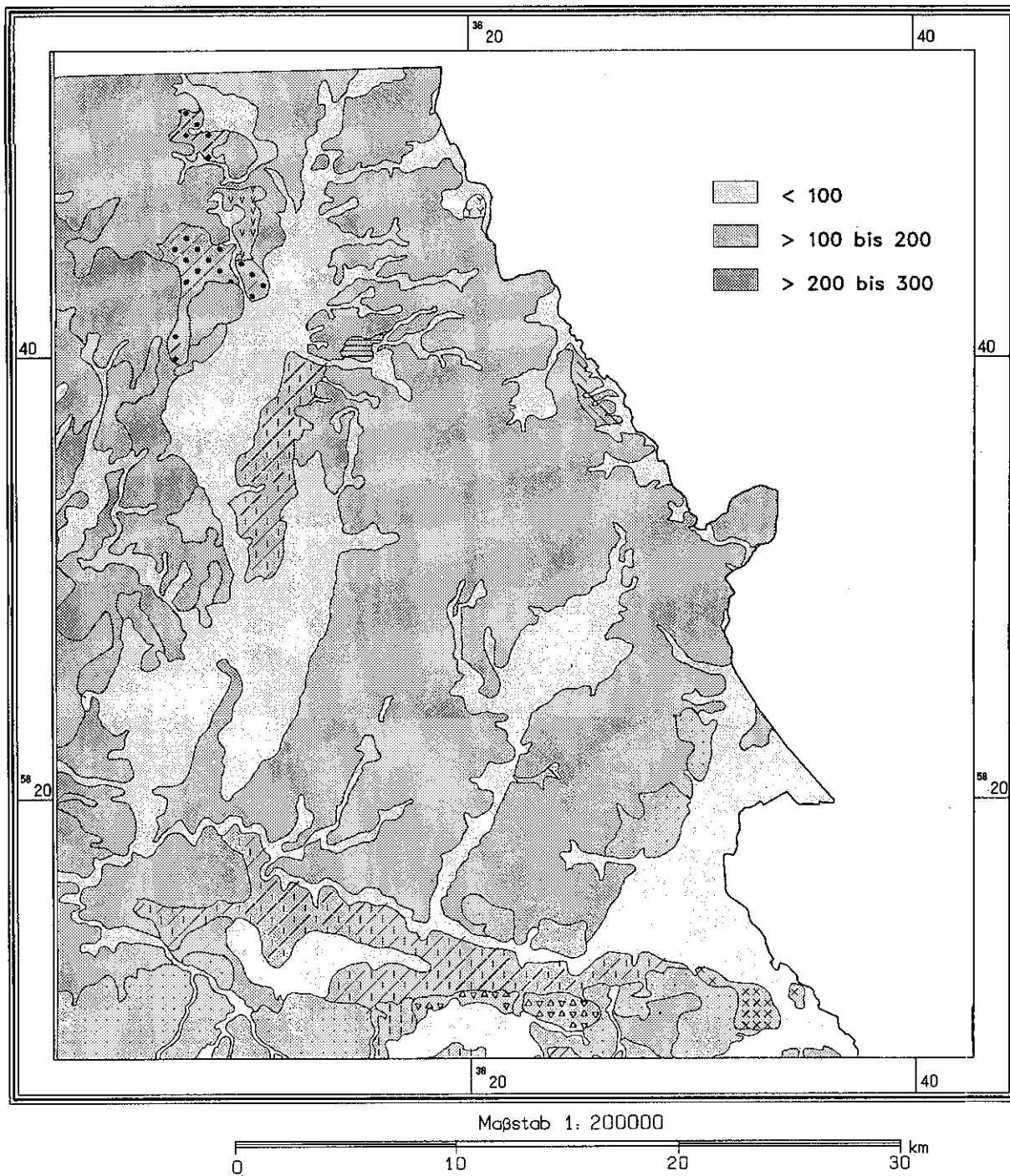













Abb. 4.2 Differenzen der Grundwasserneubildungsrate (mm/a) zwischen DÖRHÖFER/JOSOPAIT und BAGROV/GLUGLA

Signatur	BSK	Bodenart BS	Niederschlag mm/a	Nutzung	Grundwasserneubildung mm/a	
					DÖRHÖFER/ JOSOPAIT	BAGROV/ GLUGLA
	325	anlehmiger Sand	600–650	A	<100	110–120
	537	anlehmiger Sand	650	A/G	<100	147–158
	323	sandiger Lehm über anlehmiger Sand	550–600	A	<100	134–145
	311	Sand	620–650	A+ GW-nahes G	<100	100–108
	312	anlehmiger Sand über Sand	625–650	A+ GW-nahes G	<100	106
	533	schwerer Lehm	625–650	A/W	<100	Kalkstein
	412	Lehm	625–650	A	<100	108
	223	sandiger Lehm	650–675	A	>200	171
	227	schwerer Lehm	625–650	A+G	<100	117
	321	Sand	650–675	A+W	>200	199
	326	schwerer Lehm	620	A+W	<100	99

Literatur

- Bamberg, H.-F., Busse, W., Ginzel, G. Glugla, G., Schlinker, K. & Ziegler, G. (1980): Kdt-Empfehlung zur Ermittlung der Grundwasserneubildung. WTI-Sonderheft 5/81: 87 S., 23 Abb., 3 Anl., Berlin (Zentrales Geologisches Institut).
- Borkert, M., Häntze, T., Hanzlik, P. & Lampe, V. (1994): Methodische Untersuchungen zur Berechnung der Grundwasserneubildung und Verschmutzungsgefährdung des Grundwassers für das Kartenblatt Braunschweig CC3926 (Nordostquadrant). GFE GmbH Halle.
- Dörhöfer, G. & Josopait, V. (1980): Eine Methode zur flächendifferenzierten Ermittlung der Grundwasserneubildungsrate. Geol. Jb., C 27, 45-65, Hannover.
- Dörhöfer, G. & Josopait, V. (1979): Verfahrensgang zur flächendifferenzierten Kartendarstellung der Grundwasserneubildungsrate in Locker- und Festgesteinsgebieten im Maßstab 1 : 200 000. Ber. Arch. Niedersächs. Landesamt Bodenforsch., Hannover.
- Glugla, G., Enderlein, R. & Eyrich, A. (1976): Das Programm RASTER - ein effektives Verfahren zur Berechnung der Grundwasserneubildung im Lockergestein. Wasserwirtschaft - Wassertechnik, 26, 11, 377-382, Berlin.
- Glugla, G. & Tiemer, K. (1971): Ein verbessertes Verfahren zur Berechnung der Grundwasserneubildung. Wasserwirtschaft - Wassertechnik, 21, 10, 349-353, Berlin.
- Geowissenschaftliche Karte des Naturraumpotentials von Niedersachsen und Bremen 1 : 200 000 (1989). Grundwasser. Grundlagen. Blatt Braunschweig. Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover.
- Karte des Gesamtabflusses 1 : 200 000 (Deckfolien zur Abflußkarte des NAU-Kartenwerkes über das Gebiet der DDR) (1985). Blatt A5/westl. Kartenhälfte. Institut für Wasserwirtschaft, Berlin.
- Karte des Naturraumpotentials von Niedersachsen und Bremen. Bodenkundliche Standortkarte 1 : 200 000 (1978). Blatt Braunschweig. Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover.
- Mittelmaßstäbige landwirtschaftliche Standortkartierung 1 : 100 000 (1979). Blatt Klötze. Akademie der Landwirtschaftswissenschaften der DDR, Forschungszentrum für Bodenfruchtbarkeit Müncheberg, Bereich Bodenkunde Eberswalde.

Ulrich Wendling

Bilanzierung der hydrometeorologischen Grundgrößen korrigierter Niederschlag und Gras-Referenzverdunstung sowie ihre Rückkopplung zu Abfluß und Grundwasserneubildung

Zusammenfassung

Auf der Grundlage der FAO-Referenzverdunstung wird ein Verfahren entwickelt, um aus Klimadaten eine Grundkarte der Verdunstung für Deutschland zu berechnen. Sie kann zusammen mit der entsprechenden Karte der korrigierten Niederschlagshöhen für weitere Modelluntersuchungen zum Wasserhaushalt dienen. Entsprechend den jeweiligen Anwendungsfällen muß die Höhe der Referenzverdunstung, die ganzjährig für einen 12 cm hohen Grasbestand ohne Wasserstreß definiert ist, je nach Landnutzung und Wasserversorgung aus dem Boden modifiziert werden. Für einige Bebielsgebiete werden die Ergebnisse von Vergleichen zur Gebietsverdunstung aus Niederschlags- und Abflußhöhen mitgeteilt.

1 Einleitung

Für Wasserhaushaltsuntersuchungen sind Angaben zur Niederschlags- und Verdunstungshöhe wichtige Voraussetzungen. Niederschlagshöhen liegen aus langen Meßreihen mit dem Hellmann-Gerät vor. Neuere Untersuchungen ermöglichen die Korrektur der systematischen Meßfehler des Hellmann-Niederschlagsmessers (RICHTER 1995). Verdunstungshöhen bewachsener Flächen sind schwierig zu erfassen. Meßreihen mit wägbaren Lysimetern oder anderen Verfahren gibt es nur von wenigen Punkten. Meist hilft man sich mit Modellrechnungen zur Abschätzung dieser Größe. Dazu müssen verschiedene andere meteorologische Größen gemessen werden und bestimmte Boden- und Pflanzenparameter bekannt sein. Die regionale Anwendung erfordert vereinfachte, empirische Ansätze, um zunächst die potentiellen Evapotranspiration ET_p zu berechnen. Die stark differierenden Ergebnisse dieser empirischen Verfahren sind für den Anwender ungünstig. Heute steht die Forderung, einheitlich berechnete Verdunstungskarten oder Einzelwerte zur Verfügung zu stellen, aus denen die Abschätzung der spezifischen Verdunstungshöhe am Standort möglich ist.

Ausgehend von der Penman-Monteith-Beziehung definieren daher ALLEN u. a. (1994) eine "Gras-Referenzverdunstung", die unabhängig von den Parametern der Pflanzenentwicklung und des Bodens ist. Sie wird als FAO-Standard empfohlen und soll die mit den verschiedenen empirischen Berechnungen der potentiellen Evapotranspiration entstandenen Abweichungen beseitigen. Die Referenzverdunstung ist eine komplexe Klimagröße, d. h. Boden- und Pflanzenparameter bleiben unberücksichtigt. In Verbindung mit dem korrigierten Niederschlag kann sie zur Bilanzierung verwendet werden.

2 Definition der Gras-Referenzverdunstung als internationale Bezugsgröße

Die von ALLEN u. a. (1994) empfohlene Referenzverdunstung ET_0 beruht auf der bekannten Penman-Monteith-Beziehung zur Berechnung der realen Verdunstung. Setzt man einen über das ganze Jahr einheitlichen Grasbestand von 0,12 m Höhe und fehlenden Wasserstreß der Pflanzen (Bodenfeuchte größer als 50...70 % nFK) an, ist ET_0 von der jeweiligen Pflanzenentwicklung und dem Bodenwasservorrat unabhängig. Nach umfangreichen Untersuchungen legen die Autoren für obige Bedingungen als Verdunstungswiderstände die Werte $r_{c,min} = 70$ s/m und $r_a = 208$ s/m (bei Windgeschwindigkeit von 1 m/s) fest. Setzt man diese Verdunstungswiderstände in die Penman-Monteith-Beziehung ein, so ergibt sich die Höhe der Referenzverdunstung ET_0 aus meteorologischen Daten nach folgender Beziehung:

$$ET_0 = \frac{s \cdot \frac{R_n - G}{L} + \gamma \cdot \frac{90}{T + 273} \cdot v_2 \cdot (e_s - e)}{s + \gamma \cdot (1 + 0,34 \cdot v_2)} \quad (1)$$

Eingangsgrößen sind Tageswerte der Globalstrahlung R_G zur Berechnung von $(R_n - G)$, der Lufttemperatur T , des Sättigungsdefizits $(e_s - e)$ sowie der Windgeschwindigkeit v_2 (in 2 m Höhe gemessen oder aus einer anderen Meßhöhe transformiert). Die Größe $R_n - G$ ist dabei die Differenz aus Strahlungsbilanz und Bodenwärmestrom, wobei eine kurzwellige Albedo von 0,23 angesetzt wird. Die Lufttemperatur T geht zusätzlich in die Funktionen s (Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve) und e_s (Sättigungsdampfdruck) ein. L ist die spezielle Verdunstungswärme, bezogen auf 1 mm Verdunstungshöhe ($L \approx 245$ J/cm²). Damit existiert eine eindeutige Vorschrift, nach der weltweit Tages- und Monatswerte der Referenzverdunstung von Meteorologischen Stationen mit vollem Beobachtungsprogramm berechnet werden können. Weiterhin lassen sich alle empirischen Verfahren zur Verdunstungsberechnung damit kalibrieren.

Diese neue, quantitativ definierte Referenzverdunstung ersetzt heute den qualitativ und damit unscharf beschriebenen Begriff der potentiellen Evapotranspiration. Die Möglichkeit einer Kalibrierung mit der Referenzverdunstung ist besonders bei der Verdunstungskartierung von Vorteil, wo auch die Daten des Klimanetzes mit reduziertem Meß-

programm einbezogen werden müssen. Auch für benachbarte Länder ist damit durch Kalibrierfaktoren eine Vereinheitlichung der unterschiedlichen Formeln der potentiellen Evapotranspiration möglich.

3 Kalibrierung der zur Kartierung verwendeten Verdunstungsbeziehung

Durch ihre einfache Struktur ist eine von WENDLING et al. (1991) angegebene modifizierte Turc-Verdunstungsformel zur Berechnung von Monatswerten und langjährigen Mitteln besonders geeignet. Sie lautet in der Schreibweise analog zur Turc-Beziehung:

$$ETp_{Turc, \text{ mod.}} = (R_G + 93 \cdot k) \cdot \frac{(T + 22) \cdot n}{150 \cdot (T + 123)} \quad (2)$$

wobei n die Monatslänge in Tagen ist und die Globalstrahlung R_G aus der relativen Sonnenscheindauer S/S_0 sowie der extraterrestrischen Strahlung R_0 nach der bekannten Ångström-Beziehung errechnet wird. Der Faktor k korrigiert den Küsteneinfluß und steigt vom Küstenbereich bis in 50 km Küstenentfernung von 0,5 auf 1,0 an.

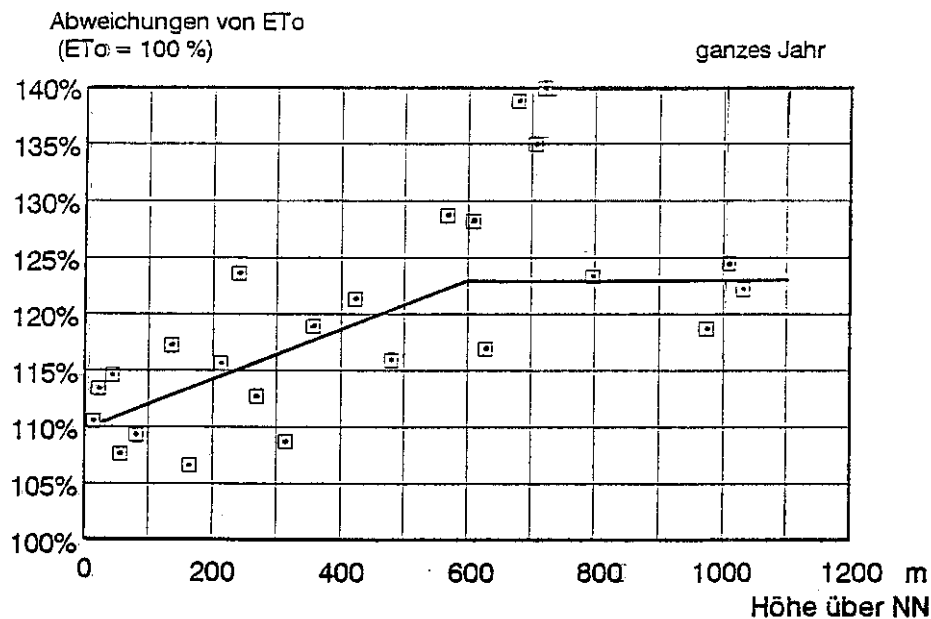


Abb. 1 Kalibrierfaktoren der modifizierten Turc-Beziehung nach Gleichung (2) in Abhängigkeit von der Höhe der Stationen über NN in einem Nord-Süd-Schnitt durch Deutschland

Die Beziehung Gl. (2) kann Basis einer einheitlichen Kartierung sein. Dazu ist sie mit der Referenzverdunstung ET_0 zu kalibrieren, wobei für hauptamtliche Wetterstationen die

Verdunstungshöhen nach beiden Verfahren zu berechnen sind. Die Kalibrierfaktoren der modifizierten Turc-Beziehung zeigen in dem Nord-Süd-Schnitt von Schleswig bis Garmisch-Partenkirchen eine deutliche Abhängigkeit von der Höhe h in NN+m (Abb. 1). Mit dieser höhenabhängigen Kalibrierung werden Sättigungsdefizit und Windgeschwindigkeit berücksichtigt, die in die Koeffizienten der für das Flachland entwickelten Beziehung Gl. (2) als mittlere Werte eingehen. Mit der Geländehöhe nimmt bei abnehmendem Sättigungsdefizit die Verdunstung zunächst ab, oberhalb 700 m überwiegt der Einfluß der höheren Windgeschwindigkeit und stoppt die weitere Abnahme. Daraus ergibt sich die Kalibrierfunktion:

$$\frac{ET_{P_{Turc, mod.}}}{ET_0} = 1,10 + 0,00021 \cdot h \quad \text{mit } h \leq 600 \quad (3)$$

Bei Höhen über 600 m ist $h = 600$ in Gl. (3) einzusetzen, was als Korrekturwert 1,23 ergibt. Im Alpenvorland fallen drei Stationen mit Höhen um 700 m über NN durch hohe Korrekturwerte auf, sie werden zunächst nicht berücksichtigt.

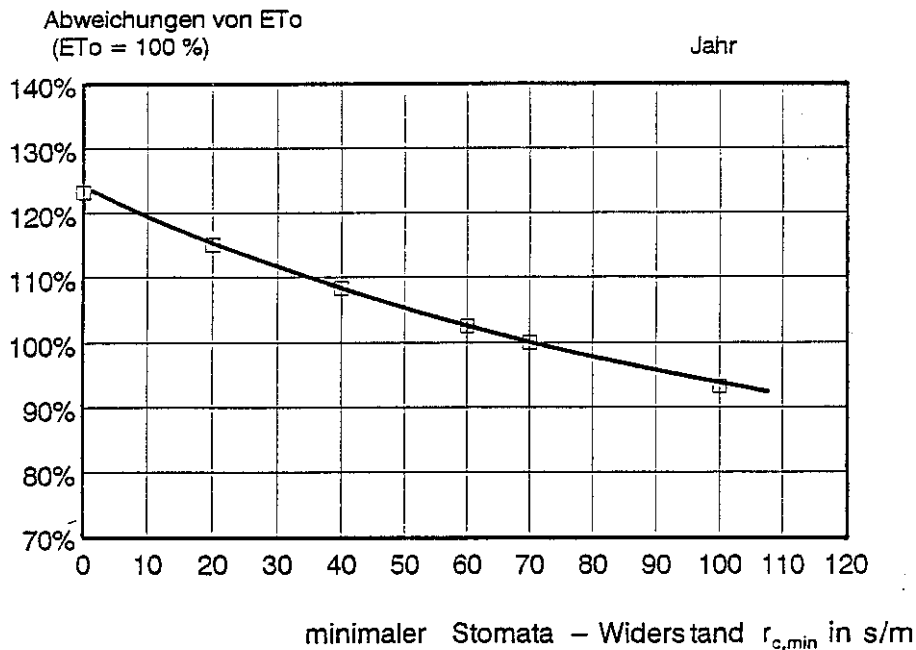


Abb. 2 Abweichungen zur Höhe der Referenzverdunstung bei verschiedenen Annahmen zum minimalen Stomata-Verdunstungswiderstand $r_{c, min}$

ET_0 ist etwas kleiner als die bisher verwendete potentielle Evapotranspiration, bedingt durch den hierbei verwendeten minimalen Stomatawiderstand von $r_{c, min} = 70$ s/m. Nach Untersuchungen von BRADEN (1995) ergaben sich für landwirtschaftliche Bestände kleinere Werte, die von $r_{c, min} = 37$ bis 70 s/m reichen und im Mittel bei $r_{c, min} = 50$ s/m liegen. Dann wäre der Verdunstungswert um etwa 6 % höher anzusetzen, als ET_0 angibt (s. Abb. 2). Wird dagegen $r_{c, min} = 0$ eingesetzt, geht die Penman-Monteith-Beziehung in die ursprüngliche Penman-Formel über, die die Verdunstung frei verfügbaren Wassers auf

Pflanzenteilen angibt (z. B. bei der Interzeptionsverdunstung). Sie ist um mehr als 20 % größer als ET_0 .

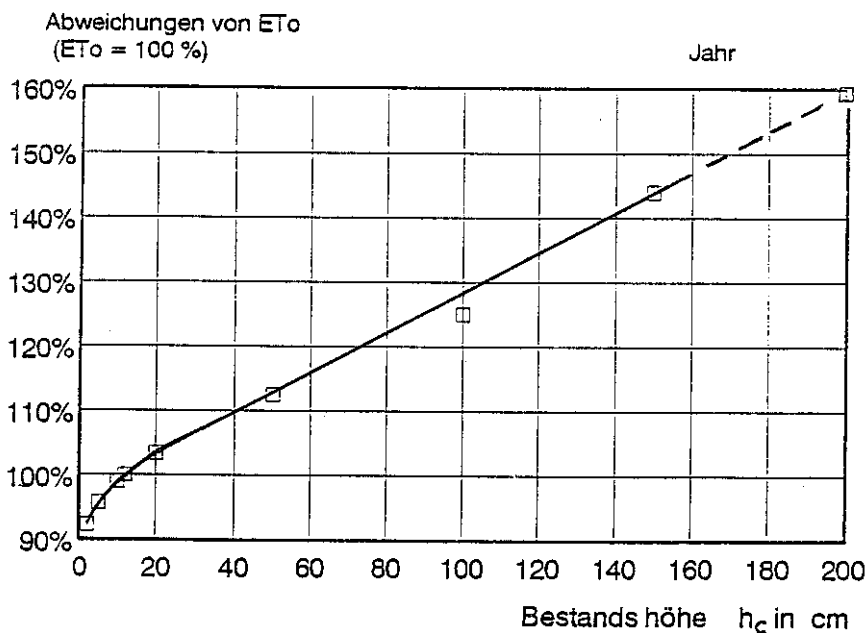


Abb. 3 Abweichungen zur Höhe der Gras-Referenzverdunstung bei veränderter Bestandshöhe (ergibt einen veränderten aerodynamischen Verdunstungswiderstandes r_a)

Ändert sich die Bestandshöhe gegenüber der bei ET_0 , die mit 12 cm angesetzt ist, so ergeben sich ähnliche Änderungen der Verdunstungshöhe, d. h. sie steigt bei höherem Beständen wie Getreide oder Mais (s. Abb. 3). Für forstliche Bestände mit größeren Höhen sind gesonderte Berechnungsansätze erforderlich.

Die beschriebene Kalibrierung mit der Referenzverdunstung ET_0 gemäß Gl. (1) macht aus Gl. (2) unter Einschluß der Höhenkorrektur nach Gl. (3) ein praxisreifes, kartierbares Verfahren zur Berechnung von Monatssummen der Referenzverdunstung für klimatologische Zwecke, mit den Eingangsgrößen Sonnenscheindauer (Monatssummen in h) und Lufttemperatur (mittlere Tagesmittel des Monats). Aus methodischen Gründen wird die identische Beziehung in zwei verschiedenen Schreibweisen verwendet, und zwar in Gl. (4) analog der Penman-Monteith-Gleichung sowie in Gl. (5) analog zur Turc-Gleichung. Die Beziehungen lauten nach DIN 19 685:

$$ET_0 = \frac{s}{s + \gamma} \cdot \left(0,65 \cdot \frac{R_G}{L} + 0,25 \cdot n \cdot k \right) \cdot \frac{1}{1 + 0,00019 \cdot h} \quad (4)$$

und nach WENDLING (1995):

$$ET_0 = \frac{(R_G + 93 \cdot k) \cdot (T + 22)}{165 \cdot (T + 123) \cdot (1 + 0,00019 \cdot h)} \quad (5)$$

Dabei gilt in beiden Gleichungen die Bedingung, daß bei Höhen über 600 NN+m konstant der Wert $h = 600$ einzusetzen ist.

In gleicher Weise wie oben beschrieben läßt sich auch eine Kalibrierung der HAUDE-Beziehung zur Berechnung der potentiellen Evapotranspiration von Gras durchführen (WENDLING 1995). Dabei streuen die Koeffizienten ET_{PHAUDE}/ET_0 bei den schon in Abbildung 1 verwendeten Stationen mehr, und zwar zwischen 80 und 140 %. Es läßt sich keine eindeutige Höhenabhängigkeit erkennen. Im Bereich bis zu 600 m über NN ist die HAUDE-Verdunstung im Mittel um 8 % größer als die Gras-Referenzverdunstung ET_0 , in höheren Lagen werden die Abweichung aber wieder kleiner und sinken sogar bis auf 80 % von ET_0 .

4 Bilanzierung unter Einbeziehung der korrigierten Niederschlagshöhen

Die systematischen Fehler der Niederschlagsmessung mit dem üblichen Regenschirm nach Hellmann, bedingt durch Benetzung des Auffangtrichters, Verdunstungsverluste aus der Sammelkanne und den Windeinfluß, sind schon länger bekannt. Eine generelle quantitative Berücksichtigung war jedoch nicht möglich. Jetzt liegt ein im Deutschen Wetterdienst entwickeltes Korrekturverfahren vor, das flächendeckend für die Bundesrepublik Deutschland angewandt werden kann (RICHTER 1995). Dabei werden der Wind- und der Benetzungsfehler zusammengefaßt und in Abhängigkeit von der Niederschlagshöhe nach der Windexposition der Niederschlagsstationen differenziert, und zwar in den vier Gruppen "frei", "leicht geschützt", "mäßig geschützt" und "stark geschützt". Außerdem werden die Niederschlagsarten Regen, Mischniederschlag und Schnee gesondert betrachtet. Entsprechend dem regional unterschiedlichen Niederschlagsregime lassen sich für die Zwecke der Korrektur von Mittelwerten 12 Gebiete ausgliedern, in denen die Fehler sich zum Teil auch nach der Höhenlage der Station unterscheiden. Einzelheiten sind in der Originalarbeit nachzulesen.

Für 30jährige Mittel und die Summierung über das Jahr bzw. die hydrologischen Jahreszeiten müssen analog zum Sammelgebietsverfahren gesonderte Berechnungen der korrigierten Niederschlagshöhen erfolgen. Dazu ist die Erfassung der Horizontabschirmung aller Meßstellen erforderlich, nach der die Eingliederung in die vier Gruppen der Windexposition erfolgt. Das ist zwar noch nicht abgeschlossen, jedoch ist die große Mehrzahl der Meßstellen als "stark geschützt" einzuordnen (nach persönlicher Mitteilung von Dr. D. Richter/DWD Berlin) Für diese Stationslage sind bei RICHTER (1995) Korrekturwerte angegeben, die für ausgewählte Beispielsgebiete zu ersten Testrechnungen genutzt werden können.

Die langjährig gemittelten Niederschlagshöhen P stehen gemäß Wasserhaushaltsgleichung mit den tatsächlichen Verdunstungshöhen E und den Abflußhöhen R in Beziehung, so daß gilt:

$$E = P_{\text{korr}} - R \quad \text{bzw.} \quad P_{\text{korr}} - E = R \quad (6)$$

Liegen langjährige Mittel der Abflußwerte R eines Gebietes vor, kann aus ihnen in Verbindung mit den mittleren korrigierten Gebietsniederschlägen P_{kor} desselben Zeitraumes die tatsächliche Verdunstung E abgeschätzt werden (linker Teil von Gl. 6). Andererseits läßt sich mit dem Gebietsabfluß R die Kontrolle der Wasserbilanz Niederschlag minus Verdunstung vornehmen (rechter Teil von Gl. 6). Wird für E näherungsweise die Referenzverdunstung ET_0 eingesetzt, dann gilt das nur für einen sehr niedrigen Bewuchs und unter den Bedingungen ohne Verdunstungsreduktion durch Wasserstreß der Vegetation. Für höheren Bewuchs muß ET_0 nach den Angaben in Abbildung 3 vergrößert werden.

Von der Bundesanstalt für Gewässerkunde wurden zunächst acht kleine Beispielsgebiete mit hohen Niederschlägen ausgewählt, so daß keine Verdunstungsreduzierung durch Wasserstreß zu erwarten ist (s. Tab. 1). Allerdings sind die Gebiete teilweise bewaldet und von Ackerflächen durchzogen, so daß bei der Bestandshöhe die Bedingungen für ET_0 nicht erfüllt sind. Die mittleren Abflußhöhen R der Gebiete beziehen sich auf unterschiedlich lange Reihen von 20 bis 80 Jahren, die zugehörigen Niederschlagshöhen des jeweils gleichen Zeitraums wurden nach dem Sammelgebietsverfahren berechnet. Beide Angaben sind aus den Gewässerkundlichen Jahrbüchern entnommen.

Werden die Niederschlagshöhen wie oben beschrieben korrigiert, so vergrößert sich die Bilanzgröße. Die Niederschlagskorrektur ist je nach regionaler Zuordnung unterschiedlich und liegt bei einem Zuschlag von 7 bis 9 %, wodurch sich in den ausgewählten Gebieten aus der Bilanz eine um etwa 18 % höhere Gebietsverdunstung E errechnet.

Als Vergleichsgröße wird für die ausgewählten Gebiete die Gras-Referenzverdunstung ET_0 herangezogen, die in Tabelle 1 eingetragen ist. Die näherungsweise Ermittlung für die Gebiete erfolgt hier aus regionalen Regressionsbeziehungen (s. Tab. 2), die aus 30jährigen Mitteln der Referenzverdunstung, berechnet nach Gl. (5) für 200 Stationen mit dem Datenmaterial 1951-1980, abgeleitet wurden. Aus den geographischen Koordinaten und ihrer geschätzten mittleren Höhe über NN ergibt sich aus den Regressionsbeziehungen ein erster Näherungswert für die Referenzverdunstung der vorgegebenen acht Gebiete.

In den ausgewählten Einzugsgebieten der höheren Lagen der Mittelgebirge ist die so ermittelte Gras-Referenzverdunstung stets kleiner als die, die sich aus der Differenz von Niederschlag und Abfluß ergibt. Wie aus der letzten Spalte der Tabelle 1 zu ersehen, liegen die Unterschiede im Bereich von 13 und 35 %, in einem Fall, beim Einzugsgebiet Obere Argen, bei 54 %. Abweichungen um 20-30 % sind infolge der spezifischen Landnutzung der Gebiete erklärlich, da die Flächen überwiegend bewaldet sind, höhere und häufigere Niederschläge haben, wobei eine hohe Interzeption auftritt. Beim Beispiel Obere Argen ist jedoch möglicherweise der Niederschlag zu hoch angegeben. Die im oberen Teil des Einzugsgebiet liegende Klimastation Isny (s. Tab. 1, letzte Zeile) verzeichnet um 150 mm weniger mittleren Jahresniederschlag. Dann ordnet sich der Quotient E/ET_0 besser in die Reihe der anderen Einzugsgebiete ein.

Tab. 1 Ergebnisse erster überschlägiger Vergleiche von Gras-Referenzverdunstung ET_0 und der hydrologisch aus den korrigierten Niederschlagshöhen $P_{\text{kor.}}$ und den Abflüssen R ermittelten Gebietsverdunstung für acht kleine Einzugsgebiete

A = Fläche des Einzugsgebietes, h = Höhe über NN (Pegel bzw. Einzugsgebiet), P = Gebietsniederschlagshöhe, R = Abflußhöhe, ET_0 = Höhe der Referenzverdunstung nach Gl. (5) (Niederschlagskorrektur wurde für eine stark geschützte Stationslage angesetzt)

Pegel / Einzugsgebiet Region	A_{Gebiet} km ²	h_{Pegel} NN + m	h_{Gebiet} (Mittel) NN + m	P_{Gebiet} mm/a	R_{Gebiet} mm/a	Nied.- Korr.	$P_{\text{kor.}}$ mm/a	E $P_{\text{kor.}}-R$ mm/a	ET_0 mm/a	E/ET_0
Hattorf / Sieber Westharz	129	180	ca. 500	1123	610	1,086	1220	610	475	1,28
Hoffnungsthal / Sülz Bergisches Land	219	78	ca. 200	1198	720	1,082	1296	576	511	1,13
Hettenhausen / Fulda Rhön	56	365	ca. 450	1019	534	1,086	1107	573	474	1,21
Kötzting / Weißer Regen Böhmerwald	227	392	ca. 600	1113	604	1,086	1209	605	513	1,18
Altensteig Steg / Nagold Schwarzwald	134	439	ca. 650	1194	605	1,073	1281	676	527	1,28
Schenkenzell / Kleine Kinzig Schwarzwald	76	351	ca. 650	1410	796	1,073	1513	717	532	1,35
Beuteisau / Untere Argen Alpenvorland	261	554	ca. 620	1656	1057	1,073	1777	720	544	1,32
Wangen-Eppings / Obere Argen, Alpenvorland	166	563	ca. 700	1778	1077	1,073	1908	831	540	1,54
(Klimastation Isny zum Vergleich)			(708)	(1625)		1,073	(1744)	(667)	(540)	(1,24)

Die unterschiedlichen Abweichungen bei diesem ersten Test, der als Voruntersuchung zur Berechnung einer Karte der tatsächlichen Verdunstung dient, werfen eine Reihe von noch zu klärender Fragen auf:

1. Mit welcher Genauigkeit ist bei den Abflußmessungen und den über das Sammelgebietsverfahren bestimmten Gebietsniederschlägen zu rechnen ?
2. Welche Niederschlagskorrekturen sind für Gebietsmittelwerte bei den hohen Jahresniederschlägen anzusetzen?
3. Welche Werte ergeben sich für die Referenzverdunstung in den höheren Lagen der Mittelgebirge über 1000 m ?
4. Welche Veränderungen gegenüber der Referenzverdunstung bewirkt die unterschiedliche Landnutzung (Wirkung veränderter Verdunstungswiderstände und Albedowerte) ?

Tab. 2 Regressionskoeffizienten zur überschlägigen Bestimmung von Gebietswerten der Referenzverdunstung ET_0 als Jahressumme in mm, in Abhängigkeit von geographischer Breite und Länge sowie Höhe über NN (Reihe 1951-1980)

Regressionsbeziehung: $ET_r = a_1 \times \text{Breite} + a_2 \times \text{Länge} + a_3 \times \text{Höhe} + b$					
$R = \text{Bestimmtheit der Regression in \%}$					
Region	a_1	a_2	a_3	b	R %
Tiefland, Höhen bis 200 m über NN	-17,92	5,46	-0,219	1467	60,7
Mittelgebirge, Höhen 200 - 600 m über NN	-15,87	0,71	-0,192	1404	70,7
Höhenlagen der Mittelgebirge, Höhen > 600 m über NN	-20,04	-1,20	-0,082	1564	87,9

Wie groß die Verdunstungswiderstände und die Albedo für die einzelnen Gebiete konkret anzusetzen sind in Abhängigkeit von der Landnutzung, der Bestandeshöhe und des Anteils an Interzeptionsverdunstung, ist noch zu klären. In Abbildung 2 und 3 werden dazu erste Abschätzungen gegeben, für die genaue Berechnung sind Spezialuntersuchungen für die einzelnen Landnutzungsarten nötig. Das bezieht sich auf alle Regionen, vor allem auf die mit negativer Wasserbilanz und stärkerer sommerlicher Austrocknung des Bodens. Dann steigt durch Wasserstreß der Vegetation der Stomata-Verdunstungswiderstand stark an und die Verdunstungshöhe verringert sich. Insgesamt unterstreichen die vorgelegten Beispiels-

untersuchungen, daß zur Klärung der genannten Fragen noch ein erheblicher Forschungsbedarf besteht.

5 **Schlußfolgerungen**

Insgesamt ist einzuschätzen, daß die in Tabelle 1 dargestellten Abweichungen zwischen Gras-Referenzverdunstung und der hydrologischen Ermittlung der Gebietsverdunstung aus Niederschlag und Abfluß einzelner Einzugsgebiete nicht dagegen spricht, auch für Deutschland die von der FAO international empfohlene Referenzverdunstung als Grundlage für weitere Wasserhaushaltsuntersuchungen einheitlich zu berechnen und zu kartieren. Dieses Vorgehen entspricht dem aktuellen Stand der Wissenschaft. Das hier zunächst gewählte Vorgehen zur Berechnung von Gebietswerten der Referenzverdunstung nach einer Regressionsbeziehung gemäß Tabelle 2 ist eine stark vereinfachte Form, die sich nur für Überschlagsrechnungen eignet. Die spätere Erstellung der Karten der Referenzverdunstung ET_0 für den HAD mit dem numerischen Verfahren von MÜLLER-WESTERMEIER (1995) erfolgt weitgehend ohne manuelle Arbeitsschritte. Unter Nutzung einer topographischen Datei im 1 km-Raster werden zunächst die benötigten Eingangsgrößen, in diesem Falle die Monatswerte von relativer Sonnenscheindauer und Lufttemperatur. Dabei werden bei jeder einzelnen Größe alle verfügbaren Stationen verwendet. Anschließend erfolgt die Berechnung der Verdunstungshöhen jedes Rasters für die Monate, was dann in einer Karte mit einer entsprechenden farbigen Signatur wiedergegeben wird. Möglich sind dann alle Zusammenfassungen, z. B. zu Halbjahres- und Jahressummen.

Im Vergleich zur potentiellen Evapotranspiration hat die Referenzverdunstung nach Gl. (1) in Verbindung mit sorgfältig an diese durch Kalibrierung angeschlossene vereinfachte Verfahren den Vorteil, daß die Verdunstungsermittlung auf eine einheitliche Grundlage gestellt wird. Die Referenzverdunstung ist nicht mehr als eine obere Grenze definiert, die die potentielle Evapotranspiration ohnehin nicht war. Dagegen können jetzt von den Modellierern der unterschiedlichen Fachrichtungen je nach ihren Erkenntnissen über die Größe der einzelnen Verdunstungswiderstände diese durch Koeffizienten oder Funktionen berücksichtigt werden und die einmal im Deutschen Wetterdienst berechnete Referenzverdunstung nach oben oder unten modifizieren.

Literatur

Allen, R. G., Smith, M., Perrier, A., Pereira, L. S. (1994): An update for definition of reference evapotranspiration. ICID Bulletin 43, No. 2, 1-34.

Braden, H. (1995): The model AMBETI - a detailed description of a soil-plant-atmosphere model. Berichte des Deutschen Wetterdienstes 195, Offenbach am Main, 117 S.

- Müller-Westermeier, G. (1995): Numerisches Verfahren zur Erstellung klimatologischer Karten. Berichte des Deutschen Wetterdienstes 193, Offenbach am Main, 18 S.
- Richter, D. (1995): Ergebnisse methodischer Untersuchungen zur Korrektur des systematischen Meßfehlers des Hellmann-Niederschlagsmessers. Berichte des Deutschen Wetterdienstes 194, Offenbach am Main, 93 S.
- Wendling, U., Schellin, H.-G., Thomä, M. (1991): Bereitstellung von täglichen Informationen zum Wasserhaushalt des Bodens für die Zwecke der agrarmeteorologischen Beratung. Z. Meteorol. 41, 468-475.
- Wendling, U. (1995): Berechnung der Gras-Referenzverdunstung mit der FAO Penman-Monteith-Beziehung. Wasserwirtschaft 85, 602-604.
- DIN 19 685 (1996): Klimatologische Standortuntersuchung, Ermittlung der meteorologischen Größen. DIN - Normenausschuß Wasserwesen, 10 S.

Konzeption zur Ermittlung der Sickerwasserrate aus dem Boden für eine bundesweite Darstellung im Hydrologischen Atlas von Deutschland

Zusammenfassung

Für die Karte der Sickerwasserrate aus dem Boden im neuen Hydrologischen Atlas von Deutschland (HAD) stellt sich die Frage, nach welchem Verfahren und auf welcher Datengrundlage die Zielgröße für eine flächendeckende Darstellung im Maßstab 1 : 2 000 000 zu ermitteln ist. Zu diesem Zweck werden verschiedene empirische Ansätze nach einem themenspezifischen Kriterienkatalog verglichen. Aus bodenkundlicher Sicht wird das Regressionsverfahren nach RENGER & WESSOLEK (1990) favorisiert. Weitere Validierungsarbeiten sind notwendig, speziell zur besseren Berücksichtigung von kapillarem Aufstieg und Oberflächenabfluß sowie zur Übertragung auf Klimaregionen außerhalb des bisherigen Gültigkeitsbereiches. Als bodenkundliche Datengrundlage ist die Bodenübersichtskarte 1 : 1 000 000 (BGR 1994) vorgesehen, deren Legendeneinheiten aktuell nur durch eine repräsentative Profilbeschreibung ihres Leitbodens näher charakterisiert werden. Mögliche Strategien zur stufenweisen Erweiterung dieses Inventars an Referenzprofilen und zur Zuordnung regionalisierter Klima-, Relief- und Landnutzungsdaten werden vorgestellt. Die Ergebnisse der Sickerwasserrate aus dem Boden sollten mit denen empirischer Ansätze anderer Autoren verglichen werden.

1 Begriffsbestimmung

Die „Sickerwasserrate aus dem Boden“ ist als die Sickerwassermenge pro Zeit- und Flächeneinheit definiert, die den Boden unter Berücksichtigung des kapillaren Aufstiegs abwärts verläßt. Damit bildet sie einen Teil der Grundwasserneubildung, die nach DIN 4049 (DIN 1990) den gesamten Zugang von infiltriertem Wasser zum Grundwasser umfaßt und sich aus drei Teilmengen zusammensetzt: dem Sickerwasser aus der ungesättigten Zone zuzüglich Seihwasser und Influenz. Dieser Definition entspricht die Verwendung der Begriffe in der „Methodendokumentation Bodenkunde“ im Geologischen Jahrbuch F 31 (HENNING (Koord.) 1994) bzw. die Begriffstrennung zwischen Hydro-

geologie und Bodenkunde (vgl. HÖLTING & REICHMANN 1996). Die Sickerwasserrate aus dem Boden stellt den Teil der Grundwasserneubildung dar, der primär durch den Bodenwasserhaushalt bestimmt und vorzugsweise mit bodenkundlichen Methoden ermittelt wird. Die Versickerung bestimmt in entscheidender Weise den Ablauf bodenbildender Prozesse und die Verlagerung und Auswaschung von Nähr- und Schadstoffen.

Für den neuen Hydrologischen Atlas von Deutschland ist eine Darstellung langjähriger Mittelwerte beabsichtigt.

2 Methodenauswahl und Methodenbewertung

2.1 Kriterien der Methodenauswahl

Für eine bundesweite Darstellung auf der Grundlage der Bodenübersichtskarte 1 : 1 000 000 (BÜK 1000) ist zur Ermittlung der Sickerwasserrate aus dem Boden ein Verfahren/Modell anzuwenden, das möglichst alle auf den Bodenwasserhaushalt einflussnehmenden Faktoren in ihrer räumlichen Differenzierung zu berücksichtigen erlaubt. Kriterien der Methodenauswahl sind folgende Ansprüche an das Verfahren:

Das anzuwendende Verfahren soll

- eine optimale Verwertung bodenkundlicher Informationen garantieren, wie sie in Form repräsentativer Profilbeschreibungen der Leit- und Begleitböden der BÜK 1000 mit horizontbezogenen Angaben zu bodenkundlichen Eigenschaften vorliegen,
- bodenartspezifische Ergebnisse liefern,
- nutzungsspezifische Ergebnisse liefern,
- grundwasserstandsspezifische Ergebnisse liefern,
- der Darstellung im Zielmaßstab angepaßt sein,
- für unterschiedliche Klimaregionen geeignet sein,
- für unterschiedliche Reliefbedingungen geeignet sein und den auf Oberflächenabfluß entfallenden Niederschlagsanteil abzuschätzen erlauben,
- eine Prognose der Veränderung der Sickerwasserrate bei Landnutzungs- und Klimaänderungen ermöglichen.
- Alle für das Verfahren benötigten Eingangsdaten müssen flächenhaft vorhanden oder mindestens aus verfügbaren Daten ableitbar sein.

Da keines der in Frage kommenden Verfahren/Modelle allen Kriterien in gleicher Weise gerecht werden kann, ist bei der Methodenwahl für den Hydrologischen Atlas ein Kompromiß erforderlich.

2.2 Methodenklassifikation

Eine Gliederung von Verfahren/Modellen zur Berechnung von Kenngrößen des Wasser- und Stoffhaushalts kann zunächst in deterministische und stochastische Ansätze unterscheiden und nach der Art der Prozeßrealisierung eine weitere Typisierung vornehmen.

Zur Auswertung bodenkundlicher Grundlagenkarten gelangen vorrangig deterministische Verfahren zur Anwendung. Eine weitere Klassifikation kann einem Vorschlag von WAGENET et al. (1991) folgen, der Modelle zur Simulation von Wasser- und Stofftransport in mechanistische und nicht-mechanistische Ansätze einteilt.

Mechanistische Modelle simulieren den Wasserfluß im Boden als Folge von Potentialgradienten und basieren auf der Richards-Gleichung, die mittels finiter Differenzen oder finiter Elemente gelöst wird. Aus einer Vielzahl entsprechender Modelle, die sich in der räumlichen und zeitlichen Diskretisierung unterscheiden, seien exemplarisch die Modelle genannt

SWATRE (BELMANS et al. 1983)

SWMS-2D (SIMUNEK et al. 1992)

SWATRE (BELMANS et al. 1983) ist ein weit verbreitetes eindimensionales Bodenwasserhaushalts- und Pflanzenwachstumsmodell. Die numerische Lösung der Richards-Gleichung zur Berechnung der Wasserflüsse im Boden erfolgt nach einem impliziten Finite-Differenzen-Ansatz.

SWMS-2D ist ein von SIMUNEK et al. (1992) entwickeltes Modell für die zwei-dimensionale Simulation von Bodenwasserhaushalt und Stofftransport in ungesättigten/gesättigten Böden. Das Modell löst die Richards-Gleichung und die Konvektions-Dispersions-Gleichung für den Transport gelöster Stoffe numerisch nach linearen Finite-Elemente-Ansätzen.

Nicht-mechanistische oder *funktionale Modelle* abstrahieren vom Ablauf der beteiligten physikalischen Prozesse, basieren auf Massenbilanz-Prinzipien und drücken den Wassergehalt häufig in Prozent der Feldkapazität aus. Zu ihnen gehören Kapazitätsmodelle wie zum Beispiel

Modell von ADDISCOTT & WHITMORE (1987)

GWNEU (RENGER & STREBEL 1982, WESSOLEK 1989)

Aufgrund ihres Eingangsdatenbedarfs sind beide Arten von Simulationsmodellen für eine flächenhafte Anwendung im Maßstab von 1 : 1 000 000 nicht einsetzbar.

Den am stärksten vereinfachenden Typ unter den nicht-mechanistischen oder funktionalen Modellen repräsentieren Nomogramme und Regressionsgleichungen zur Bestimmung der mittleren jährlichen Sickerwasserrate, die ausschließlich auf empirischen Zusammenhängen beruhen, modular aus Pedotransferfunktionen zusammengesetzt sind und nur

näherungsweise eine Abschätzung der gesuchten Zielgröße liefern. Zu dieser Gruppe gehören die Verfahren von

LIEBSCHER & KELLER (1979) mit der Ergänzung von BACH (1987)

BAGROV/GLUGLA (GLUGLA & KÖNIG 1989, DVWK 1996)

RENGER & STREBEL (1980), modifiziert von RENGER & WESSOLEK (1990)

Die drei letztgenannten empirischen Verfahren sind zur Ermittlung der Sickerwasserrate für den Hydrologischen Atlas geeignet. Zur Methodenauswahl ist ein Vergleich ihrer Anwendbarkeit nach den in Kapitel 2.1 genannten Kriterien erforderlich.

2.3 Methodenvergleich

Einen Methodenvergleich der empirischen Verfahren nach den in Kapitel 2.1 genannten Kriterien veranschaulicht die Matrix in Tabelle 1.

Tab. 1: Vergleich empirischer Methoden zur Bestimmung der Sickerwasserrate aus dem Boden

Kriterium	LIEBSCHER & KELLER	BAGROV/ GLUGLA	RENGER & WESSOLEK
Möglichkeit zur Verwertung bodenkundlicher Informationen gemäß BÜK 1000	- ¹⁾	+ ²⁾	+
Bodenartspezifische Ergebnisse	- ¹⁾	+ ²⁾	+
Nutzungsspezifische Ergebnisse	-	+	+
Grundwasserstandsspezif. Ergebnisse	-	+	+
Maßstabgerechtes Verfahren	+	+	+
Erforderliche Daten flächenhaft vorhanden	+	+	+
Eignung f. unterschiedl. Klimaregionen	+	+/-	+/-
Eignung für unterschiedliche Reliefbedingungen (Oberflächenabfluß)	+	+/-	+/-
Möglichkeit zur Prognose der Änderung der Sickerwasserrate bei Nutzungs- oder Klimaänderungen	-	+/-	+/-

+ = Kriterium wird erfüllt

- = Kriterium wird nicht erfüllt

+/- = Kriterium ist durch Weiterentwicklung der Algorithmen erfüllbar

¹⁾ = Kriterium wird nur indirekt zur Plausibilitätskontrolle des Ergebnisses berücksichtigt

²⁾ = siehe Erklärung im Text

Die Verwertung profilspezifischer bodenkundlicher Informationen wird von den drei betrachteten Verfahren in sehr unterschiedlicher Weise realisiert. Das Verfahren von LIEBSCHER & KELLER (1979) basiert auf der Wasserhaushaltsgleichung und berücksichtigt zunächst nur klimatische Eingangsdaten, indem der jährliche Gesamtabfluß und der jährliche Oberflächenabfluß aus dem Jahresniederschlag und dem Niederschlag im Sommerhalbjahr über regressive Beziehungen geschätzt werden. Erst die Ergänzung von BACH (1987) verwendet bodenkundliche Standortdaten zur Ermittlung des pflanzenverfügbaren Bodenwassers, das jedoch nicht direkt in die Bilanzgleichung eingeht, sondern nur der Plausibilitätskontrolle des Ergebnisses dient. Beim BAGROV/GLUGLA-Ansatz werden die Gebietseigenschaften vom Effektivitätsparameter der BAGROV-Gleichung repräsentiert; sein Detaillierungsgrad in Abhängigkeit von Bodenart, effektiver Durchwurzelungstiefe und dem Betrag des mittleren kapillaren Aufstiegs entscheidet über die Berücksichtigung standortspezifischer bodenkundlicher Informationen. Trotz erweiterter Nomogramme (GLUGLA & KÖNIG 1989, DVWK 1996) muß zur Ableitung des Effektivitätsparameters auf homogene Profile mit einheitlicher Bodenart im Wurzelraum vereinfacht werden, und die mittlere Durchwurzelungs- bzw. Ausschöpfungstiefe wird für alle Nutzungsarten als sehr gering angenommen. In die Regressionsgleichungen von RENGER & WESSOLEK (1990) gehen bodenkundliche Informationen in Form des pflanzenverfügbaren Bodenwassers ein, das profilspezifisch aus mehreren horizontbezogenen bodenkundlichen Eigenschaften ermittelt werden kann.

Eine ähnliche Bewertung gilt für die Kriterien nutzungs- und grundwasserstandsspezifischer Ergebnisse. Da der Ansatz von LIEBSCHER & KELLER (1979) nur klimatische Eingangsdaten berücksichtigt, sind entsprechende Fallunterscheidungen nicht möglich. Beim BAGROV/GLUGLA-Ansatz erlauben nutzungs- und grundwasserstandsspezifische Nomogramme die Abschätzung standortspezifischer Effektivitätsparameter. Die Regressionsgleichungen von RENGER & WESSOLEK (1990) differenzieren vorab nach der Nutzungsart, und das Eingangsdatum des pflanzenverfügbaren Bodenwassers stellt eine grundwasserstandsspezifische Kenngröße dar.

Die drei betrachteten Verfahren sind für den Maßstab 1 : 1 000 000 geeignet. Die benötigten Eingangsdaten sind für die drei Verfahren flächenhaft vorhanden, wenn Referenzprofile für die Legendeneinheiten der BÜK 1000 bereitgestellt werden.

Nach dem Kriterium der Eignung für unterschiedliche Klimaregionen ist der Ansatz von LIEBSCHER & KELLER (1979) als einziges bundesweit anzuwendendes Verfahren einzustufen, während die beiden anderen Ansätze zunächst nur regional begrenzte Gültigkeit kennzeichnen. Für den Ansatz von RENGER & WESSOLEK (1990) sind drei Gebiete eingeschränkter Übertragbarkeit zu identifizieren: Standorte in Ostdeutschland mit einem Defizit der klimatischen Wasserbilanz, Standorte in den Hochlagen der Mittelgebirge mit Niederschlägen von >900 mm/Jahr sowie Standorte in Süddeutschland mit einer potentiellen Evapotranspiration von >700 mm/Jahr. Da für die Karte der potentiellen Verdunstung im HAD anstelle der bisher in Deutschland üblichen Formeln der potentiellen Evapotranspiration mit der FAO-Gras-Referenzverdunstung eine neue, einheitliche Verdunstungsberechnung vereinbart wurde (vgl. WENDLING 1995), sind beide anderen Ansätze zu modifizieren und dem neuen Eingangsdatum anzupassen. Für den BAGROV/GLUGLA-Ansatz bedeutet dies neue Nomogramme zur Schätzung der Effektivitätspara-

meter, für den Ansatz von RENGER & WESSOLEK (1990) neue Regressionsgleichungen zur Ermittlung der Sickerwasserrate aus dem Boden.

Eine ähnliche Bewertung gilt für das Kriterium der Eignung für unterschiedliche Reliefbedingungen. Der auf Oberflächenabfluß entfallende Niederschlagsanteil wird von LIEBSCHER & KELLER (1979) empirisch geschätzt, während die Ansätze von BAGROV/GLUGLA und RENGER in ihrer Anwendbarkeit auf ebene oder nur wenig geneigte Flächen begrenzt sind (vgl. Kapitel 2.4). Eine Prognose der Änderung der Sickerwasserrate bei veränderter Landnutzung ist nach der Struktur der Eingangsdaten nur nach BAGROV/GLUGLA und RENGER möglich.

Der zusammenfassende Vergleich der drei empirischen Verfahren zeigt, daß die Methoden nach BAGROV/GLUGLA und RENGER & WESSOLEK die in Kapitel 2.1 genannten Kriterien am besten erfüllen. Für die Ermittlung der Sickerwasserrate aus dem Boden wird für den neuen Hydrologischen Atlas von Deutschland wird das Regressionsverfahren von RENGER & WESSOLEK aus folgenden Gründen favorisiert:

- Als einziges der drei betrachteten Verfahren ist der Ansatz von RENGER & WESSOLEK (1990) aus bodenkundlichen und bodenhydrologischen Geländemessungen und Modellvorstellungen hervorgegangen.
- Das Modell GWNEU, auf dessen Simulationsergebnissen die Regressionsgleichungen von RENGER & STREBEL (1980) bzw. RENGER & WESSOLEK (1990) u. a. beruhen, erlaubt die Ableitung weiterer Regressionsgleichungen auch für andere Klimaregionen. Damit ist eine der Voraussetzungen erfüllt, das Verfahren auf Klimaregionen erweitern zu können, die bisher außerhalb des Gültigkeitsbereiches lagen.
- Die Ableitung der für die Regressionsgleichungen als Eingangsdaten benötigten bodenphysikalischen Kennwerte beruht auf klar definierten, standardisierten Pedotransferfunktionen, die in gleicher Weise in die 4. Auflage der Bodenkundlichen Kartieranleitung (AG BODEN 1995), in die Merkblätter zur Wasserwirtschaft des DVWK (DVWK 1996) und in die Neuauflage der E DIN 4220-1 (DIN 1996) Eingang gefunden haben. Als einziges der drei betrachteten Verfahren erlaubt der Ansatz von RENGER & WESSOLEK (1990) die Berechnung individueller Ergebnisse für alle nach der Bodenkundlichen Kartieranleitung (AG BODEN 1995) vorgesehenen Bodenarten, Lagerungsdichte- und Humusgehaltsklassen in profilspezifischer Differenzierung.

Die Ergebnisse sollten mit denen des Ansatzes von BAGROV/GLUGLA verglichen werden.

2.4 Das Regressionsverfahren nach RENGER & WESSOLEK (1990)

2.4.1 Grundlagen

Grundlage für die Ableitung der multiplen Regressionsgleichungen von RENGER & WESSOLEK (1990) sind zahlreiche Geländemeßdaten der Sickerwasserrate aus dem Boden sowie Ergebnisse von Modellrechnungen mit dem Wasserhaushaltsmodell GWNEU. Dieses Wasserhaushaltsmodell ist in RENGER et al. (1977), RENGER & STREBEL (1982) und WESSOLEK (1989) ausführlicher beschrieben. An dieser Stelle soll nur kurz dargestellt werden, auf welchen Grundlagen das Wasserhaushaltsmodell GWNEU basiert, damit Anwendungsmöglichkeiten und -einschränkungen der daraus abgeleiteten Regressionsverfahren deutlich werden.

In Abbildung 1 sind die wichtigsten Prozesse des Wasserhaushaltes im System Boden-Pflanze-Atmosphäre dargestellt. Die aktuelle Evapotranspiration hängt im wesentlichen vom Bodenwasserhaushalt sowie Klima- und Pflanzenfaktoren ab und kann in Interzeptionsverdunstung, Evaporation (Verdunstung von der Bodenoberfläche) und Transpiration (Verdunstung durch Pflanzen) unterteilt werden. Die vertikale Wasserbewegung in der ungesättigten Bodenzone wird durch Niederschlag, Evaporation, Wasseraufnahme durch Pflanzenwurzeln und kapillaren Aufstieg aus dem Grundwasser bzw. durch Versickerung zum Grundwasser beeinflusst. Eine wichtige Rolle spielen dabei die bodenhydrologischen Eigenschaften (Beziehung zwischen Wassergehalt und Wasserspannung bzw. zwischen Wassergehalt und ungesättigter Wasserleitfähigkeit). Die potentielle und aktuelle Evapotranspiration wird nach der Methode von RIJTEMA (1965) berechnet (WESSOLEK 1989). Die Rijtema-Methode basiert auf der Kombinationsgleichung (Energiebilanzverfahren und aerodynamisches Verfahren) und ist dem Verfahren nach Penman-Monteith (MONTEITH 1965) ähnlich.

Das Wasserhaushaltsmodell ist ein Kapazitätsmodell, das die ungesättigte Bodenzone in zwei Schichten unterteilt (Abb.1): den effektiven Wurzelraum und den Unterboden (=Bereich Untergrenze des effektiven Wurzelraums bis Grundwasserspiegel). Im effektiven Wurzelraum wird über die Wasserhaushaltskomponenten Niederschlag, Evapotranspiration und kapillarer Aufstieg Buch geführt, so daß zu jedem Zeitpunkt mittlere Wassergehalts- und Wasserspannungswerte im Wurzelraum bekannt sind. Der kapillare Aufstieg aus dem Grundwasser an die Untergrenze des effektiven Wurzelraums ergibt sich aus der Beziehung zwischen Wasserspannung und ungesättigter Wasserleitfähigkeit des Unterbodens sowie der Wasserspannung an der Untergrenze des Wurzelraums und dem Abstand zwischen dem Grundwasserspiegel und der Untergrenze des effektiven Wurzelraums. Versickerung aus dem Wurzelraum zum Grundwasser findet statt, wenn der Wassergehalt im effektiven Wurzelraum die Feldkapazität überschreitet. Eine Tiefenauflösung der Wasserflüsse im Profil ist mit diesem Modell nicht möglich. Die Kalibrierung des Modells für eine große Zahl von Standortbedingungen und Fruchtarten in Norddeutschland erfolgte anhand von Vergleichen mit gemessenen Wassergehalts- und Wasserspannungswerten und der daraus abgeleiteten aktuellen Evapotranspiration und Sickerwasserrate aus dem Boden. Das Modell wurde für Nadelwald, Grünland und acht verschiedene landwirtschaftliche Fruchtarten kalibriert (z. B. RENGER & STREBEL 1980) und mittlerweile für eine große Zahl von Fallstudien eingesetzt (z. B. RENGER et

al. 1986, WESSOLEK 1989, RENGER & WESSOLEK 1990, RENGER 1992). WESSOLEK (1983) zeigt in einer Analyse die Empfindlichkeit des Wasserhaushaltsmodells. Als Beispiel einer Fallstudie ist in Abbildung 2 die Beziehung zwischen Grundwasserneubildung und nutzbarer Feldkapazität im effektiven Wurzelraum (nFK_{we}) für unterschiedliche Klimagebiete dargestellt.

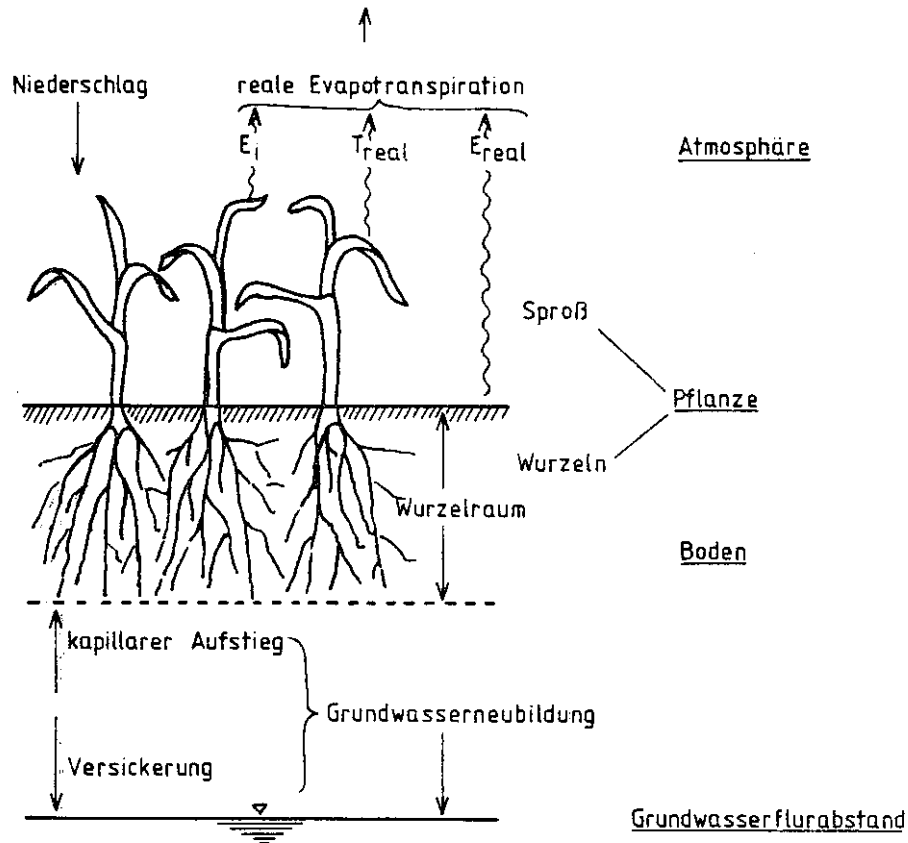


Abb. 1: Komponenten des Bodenwasserhaushaltes bei einem Standort in ebener Lage (DUJNISVELD et al. 1983)

E_i = Interzeptionsverdunstung, T_{real} = reale Transpiration, E_{real} = Evaporation

Ein Vergleich dieses Modells mit einem numerischen Simulationsmodell mit hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung hat gezeigt, daß die Ergebnisse (aktuelle Evapotranspiration und Sickerwasserrate aus dem Wurzelraum) beider Modelle sehr gut übereinstimmen (DUJNISVELD et al. 1983). Da der Aufwand (z. B. Rechenzeit und erforderliche Eingabedaten) für das einfache Modell wesentlich geringer ist, ist für routinemäßige Berechnungen von Evapotranspiration und Sickerwasserrate dieses Modell vorzuziehen. Für Fragestellungen bezüglich Stofftransport und Stoffauswaschung sind jedoch zeitlich und räumlich hoch auflösende numerische Simulationsmodelle einzusetzen.

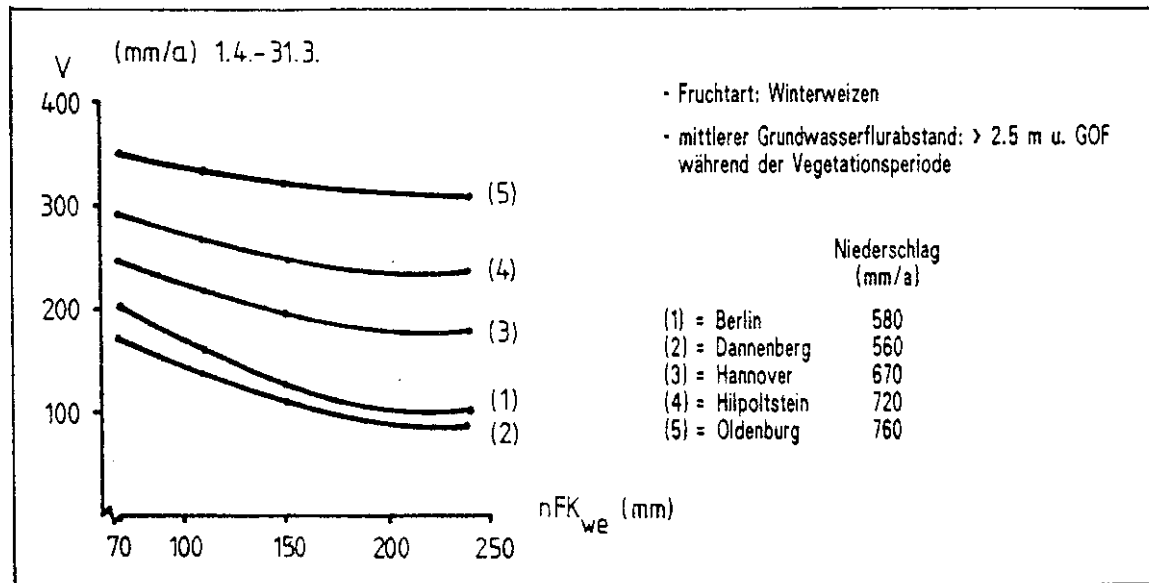


Abb. 2 Beziehung zwischen Sickerwasserrate aus dem Boden und der nutzbaren Feldkapazität im effektiven Wurzelraum (nFK_{we}) für unterschiedliche Klimagebiete (RENGER 1992)

2.4.2 Die Regressionsgleichungen - Gültigkeitsbereich und erforderliche Weiterentwicklungen

Für die Bestimmung von Evapotranspiration und Sickerwasserraten mit geringerer zeitlicher Auflösung, z. B. jährliche Sickerwasserraten aus dem Boden, wurden empirische Gleichungen und Nomogramme entwickelt. Ausgangsbasis für diese Verfahren sind zahlreiche Geländemeßdaten der jährlichen Sickerwasserrate sowie Ergebnisse von Modellrechnungen mit dem Wasserhaushaltsmodell GWNEU. Bei der Entwicklung der empirischen Verfahren wurde darauf geachtet, daß die Eingangsdaten (bodenkundliche und klimatologische Größen) für diese Verfahren einfach zu bestimmen sind bzw. routinemaßig vorgehalten werden, so daß eine breite Anwendung der Regressionsgleichungen in der Praxis gewährleistet ist. Auf dieser Basis wurden von RENGGER & STREBEL (1980) die ersten Regressionsgleichungen abgeleitet. Nach weiteren Untersuchungen wurden von RENGGER & WESSOLEK (1990) die in Tabelle 2 aufgeführten verbesserten multiplen Regressionsgleichungen entwickelt, mit denen es möglich ist, die jährliche Sickerwasserrate für Nadelwald, Acker und Grünland mit einer Standardabweichung von 20 - 30 mm/a für Norddeutschland zu bestimmen (RENGER 1992).

Von MÜLLER et al. (1995) wurde für die Fläche von Mecklenburg-Vorpommern, Brandenburg und Sachsen-Anhalt der mittlere jährliche Gebietsabfluß mit dem Verfahren von RENGGER & STREBEL (1980) berechnet und mit den an Flußpegeln gemessenen Werten verglichen. Aus der guten Übereinstimmung zwischen gemessenen und berechneten Werten (Abb.3) kann die Schlußfolgerung gezogen werden, daß die Regressionsgleichungen auch unter den Standortbedingungen der östlichen Bundesländer gute

Ergebnisse liefern. Einschränkungen werden von MÜLLER et al. (1995) für grundwasser-nahe Standorte und Waldgebiete gemacht. Hier sind Verbesserungen notwendig.

Tab.2 Sickerwasserrate (V) in Abhängigkeit von Winter- (Wj) und Sommer-niederschlag (Sj), der pflanzenverfügbaren Bodenwassermenge (Wpfl) und der potentiellen Evapotranspiration nach HAUDE (E_{HAUDE}) in mm/a (RENGER & WESSOLEK 1990)

Nutzung	Regressionsgleichung	r
Ackerland	$V = 0.92(Wj) + 0.61(Sj) - 153(\log Wpfl) - 0.12(E_{HAUDE}) + 109$	0.84
Grünland	$V = 0.90(Wj) + 0.52(Sj) - 286(\log Wpfl) - 0.10(E_{HAUDE}) + 330$	0.95
Nadelwald	$V = 0.71(Wj) + 0.67(Sj) - 166(\log Wpfl) - 0.19(E_{HAUDE}) + 127$	0.95

R = Korrelationskoeffizient

log Wpfl = dek. Logarithmus der pflanzenverfügbaren Bodenwassermenge

Der derzeitige Gültigkeitsbereich der Regressionsgleichungen wird außerdem bestimmt durch das Spektrum der Standortbedingungen, die der Ableitung der Regressionsgleichungen zugrunde gelegen haben: nur Hangneigungen kleiner als 3,5%, kein Oberflächenabfluß, maximale Jahresniederschläge von 800 mm bei landwirtschaftlicher und 1300 mm bei forstwirtschaftlicher Nutzung. In derzeit laufenden Arbeiten wird u. a. der Einfluß von Exposition und Hanglage/-neigung auf Evapotranspiration, Oberflächenabfluß und Sickerwasserrate mit dem Ziel ermittelt, die Regressionsgleichungen für entsprechende Bedingungen zu modifizieren oder zu erweitern. Für Mittelgebirge und den süddeutschen Raum liegen bisher kaum Vergleiche zwischen den über Simulationsmodelle und Regressionsgleichungen ermittelten Sickerwasserraten vor. Hier kann die Standardabweichung der mit den Regressionsgleichungen berechneten Sickerwasserraten deutlich höher ausfallen (RENGER 1992). Aus den genannten Einschränkungen und Problembereichen geht hervor, daß zusätzliche Arbeiten notwendig sind, um die Regressionsgleichungen auch zur Anwendung zu bringen für

- weitere Klimaregionen,
- geneigte Flächen (Berücksichtigung des Oberflächenabflusses bei ackerbaulicher Nutzung),
- Niederschläge größer als 800 mm/a bei ackerbaulicher Nutzung,
- Schneeschmelze und gefrorene Böden (Einfluß auf den Oberflächenabfluß und damit auf das Sickerwasser) und
- grundwasser-nahe Böden (bessere Berücksichtigung der kapillaren Nachlieferung aus dem Grundwasser).

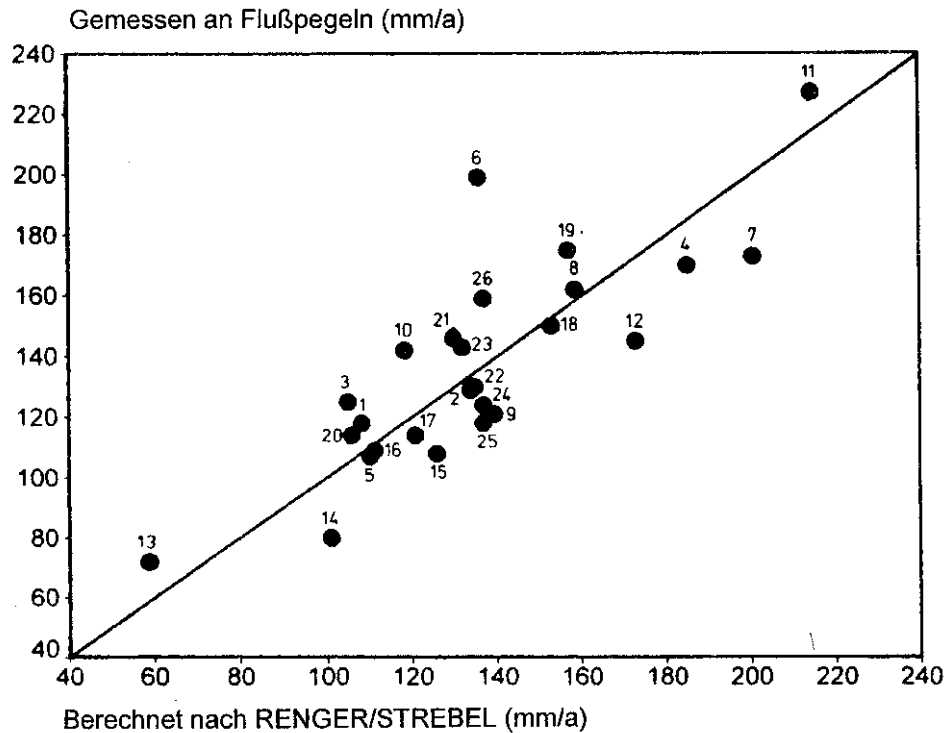


Abb. 3 Vergleich von an Flußpegeln gemessenen mittleren langjährigen Gebietsabflüssen mit nach RENGER & STREBEL (1980) berechneten Werten (MÜLLER et al. 1995)

Für die Ableitung von erweiterten und neuen Regressionsgleichungen soll das Wasserhaushaltsmodell GWNEU modifiziert und eingesetzt werden. Auf diese Weise soll die Bestimmung der Sickerwasserrate aus dem Boden auch für die entsprechenden Standortbedingungen und damit flächendeckend für die Bundesrepublik gewährleistet werden.

3 Aktuelle und zukünftige bodenkundliche Datengrundlage

Die Bodenübersichtskarte 1 : 2 000 000 im neuen Hydrologischen Atlas ist eine geringfügig inhaltlich sowie maßstabsbedingt kartographisch generalisierte Ableitung aus der Bodenübersichtskarte 1 : 1 000 000 (BÜK 1000). Die BÜK 1000 stellt das Ergebnis einer Synthese älterer Kartenwerke dar, die in den alten und neuen Bundesländern auf unterschiedliche Weise entstanden sind (HARTWICH et al. 1995). Grundlagen waren die in den 70er Jahren für den „Atlas DDR“ erstellte und im Maßstab 1 : 750 000 gedruckte Bodenkarte (HAASE & SCHMIDT 1985), und die für die alten Bundesländer 1986 von ROESCHMANN unter Mitarbeit der Bodenkunde-Abteilungen der Geologischen Landesämter bearbeitete und von der BGR herausgegebene Bodenkarte 1 : 1 000 000 (BGR 1986). Mindestens in den alten Bundesländern handelt es sich dabei um ein Kartenwerk, das interpretativ vor allem aus geologischen Karten und nicht durch Generalisierung aus

flächendeckenden groß- oder mittelmaßstäbigen Kartierbefunden entstanden ist. Dies bedeutet für die aktuelle BÜK 1000, daß bei allen Legendeneinheiten die Angabe sowohl des Leitbodentyps als auch der Flächenanteile der Leit- und Begleitböden nur auf Schätzungen beruht. Grundlage der vorliegenden Schätzung der Flächenanteile war die Datenbank der von der Europäischen Union herausgegebenen Bodenkarte gleichen Maßstabs (CEC 1985).

Die BÜK 1000 umfaßt 71 Legendeneinheiten, deren Kennzeichnung über die Nennung aller Leit- und Begleitböden erfolgt. Zum gegenwärtigen Zeitpunkt ist jedoch nur der Leitboden durch ein repräsentatives Profil mit horizontbezogenen Angaben zu Bodenart, (klassiertem) Humusgehalt etc. unterlegt. Die Auswahl dieser Referenzprofile erfolgte für die alten Bundesländer aus einem Inventar von ca. 675 Profilbeschreibungen nach den Kriterien

- Übereinstimmung auf dem Niveau des Haupttyps,
- Übereinstimmung in der (5-fach gestuften, spezifisch für die Bodenkarte von Europa (CEC 1985) definierten) Bodenartenklasse sowie
- (weitgehende) Übereinstimmung in der regionalen Herkunft.

Für die neuen Bundesländer konnten die Referenzprofile aus der PRODAT-Datei des vormaligen Forschungszentrums für Bodenfruchtbarkeit Müncheberg abgeleitet werden.

Mit diesem ersten Inventar an Referenzprofilen der Leitböden sind folgende mögliche Schwächen verbunden:

- Die Angaben zum Profilaufbau können im beschriebenen Tiefenintervall variieren
- Es besteht eine ungleiche Repräsentanz der ausgewählten Profile in alten und neuen Bundesländern.
- Die Profilbeschreibungen können sowohl hinsichtlich der taxonomischen Kennzeichnung als auch hinsichtlich der Mächtigkeit typbestimmender Horizonte, Bodenart, Tiefenlage mittlerer Grundwasserstände etc. in Einzelfällen nicht repräsentative Angaben beinhalten.

Um die BÜK 1000 für Auswertungskarten wie die bundesweite Darstellung der Sickerwasserrate aus dem Boden nutzen zu können, ist das Inventar der Referenzprofile ihrer Legendeneinheiten schrittweise nach Repräsentanzkriterien zu erweitern. Dabei werden folgende sechs Stufen verbesserten Kenntnisstandes angestrebt:

(A) Verbesserung der Repräsentanz der Referenzprofile der Leitböden hinsichtlich einzelner Merkmale, speziell der diagnostischen Horizonte

(B) Räumliche Differenzierung der Legendeneinheiten nach Bodengroßlandschaften durch Ausweisung separater, regionalspezifischer Referenzprofile

(C) Nutzungsabhängige Differenzierung der Bodengesellschaft jeder Legendeneinheit durch Ausweisung nutzungsspezifischer Referenzprofile

(D) Zuordnung von Referenzprofilen zu den Begleitböden, zunächst ohne Überprüfung ihrer Flächenanteile

(E) Vollständige Flächeninhaltsbeschreibung je Legendeneinheit mit quantitativ abgesicherter Angabe der Flächenanteile von Leit- und Begleitböden

(F) Angabe des Variationsspektrums der Merkmale je Leit- und Begleitboden

Da die einzelnen Stufen des Kenntnisstandes einander nur bedingt voraussetzen, stellt die Reihung von (A) bis (F) nicht die einzige logistisch sinnvolle Abfolge von Arbeitsschritten dar. Die Stufen (A), (B), (C), (D) und (F) sind durch Auswertung der Profil- und Laboratenbanken bodenkundlicher Fachinformationssysteme zu erreichen, Stufe (E) setzt dagegen die Existenz flächendeckender Bodenkarten eines Maßstabs größer als 1 : 1 000 000 voraus und ist zunächst von allen anderen Stufen unabhängig. Die Stufen (B) und (C) sind auch in umgekehrter Reihenfolge realisierbar. Im Prinzip würde durch Verwirklichung der Stufen (B), (C) und (D) jeder Legendeneinheit eine dreidimensionale Matrix zugeordnet, die bei vollständiger Belegung eine Zahl von (x Leit- und Begleitböden) * (y Bodengroßlandschaften) * (z Nutzungsarten) umfaßte. Detaillierte Informationen im Sinne von (F) sind dabei jedem zwischenzeitlich erreichten Kenntnisstand und ggf. auch nur einzelnen Legendeneinheiten zuzuordnen. Die vorgeschlagene Reihung von (A) bis (F) spiegelt also nur eine Variante aus einer Vielzahl möglicher Abfolgen von Arbeitsschritten wider.

Zur Überprüfung der aktuellen und Auswahl der zukünftigen Referenzprofile der BÜK 1000 kann auf die Profil- und Laboratenbank des FISBo BGR zurückgegriffen werden; in Klammern ist die Zahl der aktuell aufgenommenen Profile vermerkt:

- im Rahmen von Projektaufträgen untersuchte Profile (1334)
- von der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft veröffentlichte Profile (172)
- für die landwirtschaftliche Nutzfläche der ehemaligen DDR die Profile des Datenspeichers "PRODAT", einer Laboratenbank des ehemaligen Forschungszentrums für Bodenfruchtbarkeit Müncheberg (2437)
- Musterstücke der Bodenschätzung (ca. 2000)

Da diese Datengrundlage die Fläche der Bundesrepublik Deutschland nicht gleichmäßig abdeckt, ist es sinnvoll, in Einzelfällen zusätzlich das regionale Fachwissen der Geologischen Landesämter miteinzubeziehen.

Mit einer Auswertung der Profil- und Laboratenbanken bodenkundlicher Fachinformationssysteme können die Referenzprofile der BÜK 1000 schrittweise im Sinne der Stufen (A) bis (D) überprüft und ergänzt werden. Ein Kenntnisstand im Sinne von Stufe (E) liegt als Schätzung bereits vor, jedoch ohne Verifizierung auf der Grundlage flächendeckender Kartierbefunde größeren Maßstabs. Da für die neuen Bundesländer die Ergebnisse der Mittelmaßstäbigen Landwirtschaftlichen Standortkartierung (MMK) der ehemaligen DDR vorliegen, könnte Stufe (E) für diesen Teil Deutschlands für die damalige landwirtschaftliche Nutzfläche unter Verwendung der klassierten Angaben der Flächenanteile von Leit- und Begleitbodenformen in den MMK-Dokumentationsblättern und nachfolgender

Auswertung der PRODAT-Datenbank bereits zum gegenwärtigen Zeitpunkt realisiert werden. Nach bundesweit einheitlichem Konzept und auf der Grundlage eines bundesweit einheitlichen mittelmaßstäbigen Kartenwerks kann ein Kenntnisstand im Sinne von (E) erst nach Fertigstellung der Bodenübersichtskarte 1 : 200 000 (BÜK 200) erreicht werden. Bodenkundliche Datengrundlage einer Karte der Sickerwasserrate aus dem Boden im HAD wird daher eine Bodenübersichtskarte im Maßstab 1 : 1 000 000 sein, deren Referenzprofile im günstigsten Fall den Kenntnisstand der Stufe (D) repräsentieren.

4 Regionalisierung von Klima-, Nutzungs- und Reliefinformationen

Zur Ableitung einer Bodenfunktion wie der Sickerwasserrate aus der BÜK 1000 werden additiv zu den bodenkundlichen Inhalten der Legendenbeschreibung Informationen benötigt über

- geometrische Reliefparameter wie die mittlere Hangneigung,
- langjährige Mittelwerte einzelner Klimaelemente wie Niederschlag und potentieller Evapotranspiration in Sommer- und Winterhalbjahr,
- Art der Landnutzung in mindestens vier Varianten (Acker-/Grünland/Laub-/Nadelwald).

Bei der Verschneidung dieser Informationsebenen mit der BÜK 1000 entstehen als kleinste geometrische Elemente Flächen gleicher Eingangsdaten für die Regressionsgleichungen nach RENGER & WESSOLEK (1990). In diese Raumeinheiten ist nicht die vollständige Bodengesellschaft aus Leit- und Begleitböden mit allen Referenzprofilen zu projizieren, wie sie gemäß Kapitel 3 kreiert wurden. Stattdessen sind bekannte Korrelationen zwischen Böden und bodenbildenden Faktoren zu berücksichtigen und bestimmte Böden wahrscheinlichen Nutzungsarten zuzuordnen.

Die unterschiedliche Ausgangssituation bei Relief, Klima und Landnutzung (Darstellbarkeit als Isolinienkarte, Grad der räumlichen Auflösung, Vektor-/Rasterformat etc.) legt verschiedenartige Vorgehensweisen bei der Verknüpfung regionalisierter Fremddaten mit der BÜK 1000 nahe.

Trotz extremer kleinräumiger Differenzierung entfällt für die Hangneigung die Notwendigkeit zur Verschneidung mit der BÜK 1000, da eine Zuordnung mittlerer, klassierter Angaben zu den Legendeneinheiten bzw. Referenzprofilen ausreicht.

Eine bundesweite Isoliniendarstellung der potentiellen Evapotranspiration mit ca. 25 mm Äquidistanz wirkt relativ zur BÜK 1000 nicht mehr räumlich differenzierend. Eine einmalige Verschneidung mit Zuweisung individueller Werte je Polygon erscheint ausreichend, eine verdunstungsabhängige Differenzierung in Leit- und Begleitböden nicht begründet.

Eine bundesweite Isoliniendarstellung der Winter- oder Sommerniederschläge wirkt je nach Äquidistanz relativ zur BÜK 1000 in geringem Maße räumlich differenzierend, so

daß sich die Zahl der Referenzprofile ca. um den Faktor 1,2 erhöhen dürfte. Eine einmalige Verschneidung mit Zuweisung individueller Werte je Polygon erscheint ausreichend, eine niederschlagsabhängige Differenzierung in Leit- und Begleitböden nicht begründet.

Eine bundesweite Darstellung der dominierenden Nutzungsart wirkt relativ zur BÜK 1000 in extremem Maße räumlich differenzierend. Werden bestehende Korrelationen zu bodenkundlichen Standortverhältnissen interpretativ genutzt, so erhöht sich bei mindestens vier Nutzungsarten die Zahl der Referenzprofile gegenüber der aktuellen Datengrundlage nur ca. um den Faktor 2-3 (vgl. Kapitel 3).

Um Rasterzellen als räumliche Bezugsgröße thematischer Karten für den Hydrologischen Atlas zu vermeiden, sind vorab aus den Primärdaten Flächen gleicher Nutzungsartenverteilung im Vektorformat zu generieren. Der Grad der räumlichen Auflösung wird dabei primär durch kartographische Kriterien bestimmt.

Das vorgestellte Konzept einer Zuordnung regionalisierter Klima-, Relief- und Nutzungsdaten zu den Bodengesellschaften der Legendeneinheiten der BÜK 1000 erscheint geeignet,

- den bestehenden und bekannten Korrelationen zwischen Böden und bodenbildenden Faktoren gerecht zu werden,
- die nicht-bodenkundlichen Daten entsprechend ihrer räumlichen Variabilität zu regionalisieren und
- insgesamt alle Eingangsdaten so zu berücksichtigen, daß die Karte der Sickerwasserrate im neuen Hydrologischen Atlas ihre relative Bedeutung für die Zielgröße maßstabsangemessen widerspiegelt.

5 Fazit

Nach bodenkundlichen Kriterien wird zur Ermittlung der Sickerwasserrate aus dem Boden für den neuen Hydrologischen Atlas von Deutschland das Regressionsverfahren nach RENGER & WESSOLEK (1990) favorisiert. Vor Anwendung dieses Verfahrens sind weitere Entwicklungs- und Validierungsarbeiten notwendig (s. Kap. 2.4.2). Die Ergebnisse sollten mit denen des Ansatzes von BAGROV/GLUGLA verglichen werden.

Ein umfassendes Inventar an Referenzprofilen zur Bodenübersichtskarte 1 : 1 000 000, das für jede Legendeneinheit für alle Leit- und Begleitböden je eine repräsentative Profilbeschreibung für jede Bodengroßlandschaft und Nutzungsart bereithält, wird erst in einigen Jahren zu erschließen sein. Eine verlässliche Schätzung der Flächenanteile von Leit- und Begleitböden wird erst langfristig auf der Grundlage der flächendeckend fertiggestellten Bodenübersichtskarte 1 : 200 000 (BÜK 200) möglich sein.

Für die Karte der Sickerwasserrate im HAD wird der zum Zeitpunkt ihrer Bearbeitung erreichte Stand der bodenkundlichen Datengrundlage maßgeblich sein.

Literatur

- AG Boden (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung, 4. Aufl., Hannover.
- Addiscott, T. M. & Whitmore, A. P. (1987): Computer simulation of changes in soil mineral nitrogen and crop nitrogen during autumn, winter and spring. *Journal of Agricultural Science* 109, 141-157, Cambridge.
- Bach, M. (1987): Die potentielle Nitratbelastung des Sickerwassers durch die Landwirtschaft in der Bundesrepublik Deutschland. *Göttinger Bodenkundliche Berichte* 93.
- Belmans, C., Wesseling, J. G. & Feddes, R. A. (1983): Simulation of the water balance of a cropped soil: SWATRE. *Journal of Hydrology* 63, 3/4, 271-286.
- Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) (1986): Bodenkarte der Bundesrepublik Deutschland 1 : 1 000 000. Hannover.
- Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) (Hrsg.) (1994): Bodenübersichtskarte der Bundesrepublik Deutschland 1 : 1 000 000. Hannover.
- Commission of the European Communities (CEC) (1985): Soil map of the European communities at 1 : 1 000 000. Directorate General for Agriculture. Office for official publications of the European communities, Luxembourg.
- Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau (DVWK) (1996): Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen. Merkblätter zur Wasserwirtschaft 238, Bonn.
- Deutsches Institut für Normung (DIN) (1990): Hydrologie; Begriffe, Unterirdisches Wasser. DIN 4049-5, Berlin.
- Deutsches Institut für Normung (DIN) (1996): Bodenkundliche Standortbeurteilung, Teil 1: Kennzeichnung, Klassifizierung und Ableitung von Bodenkennwerten. E DIN 4220-1, Berlin.
- Duijnisveld, W. H. M., Renger, M. und Strebel, O. (1983): Vergleich von zwei Simulationsmodellen zur Ermittlung von Wasserhaushaltskomponenten in der ungesättigten Bodenzone. *Z. dt. geol. Ges.* 134, 679-686
- Glugla, G. & König, B. (1989): Der mikrorechnergestützte Arbeitsplatz Grundwasserdargebot. *Wasserwirtschaft - Wassertechnik* 39, H. 8, 178-181.
- Haase, G. & Schmidt, R. (1985): Konzeption und Inhalt der Karte "Böden" 1 : 750 000 im "Atlas DDR". *Petermanns Geographische Mitteilungen* 129, 199-204.

- Hartwich, R., Adler, G., Behrens, J., Eckelmann, W. & Richter, A. (1995): Die Bodenübersichtskarte der Bundesrepublik Deutschland im Maßstab 1 : 1 000 000. Z. f. Angew. Geol. 44, 31-36.
- Hennings, V. (Koord.) (1994): Methodendokumentation Bodenkunde. Geol. Jb. F 31, Hannover.
- Hölting, B. & Reichmann H. (1996): Grundwasser - Grundwasserneubildung. Wasser u. Boden 48, H. 10, 22-24.
- Liebscher, H. J. & Keller, R. (1979): Abfluß. In: Hydrologischer Atlas der Bundesrepublik Deutschland (Textband), 90-159, Deutsche Forschungsgemeinschaft, Bonn.
- Monteith, J. L. (1965): Evaporation and Environment. Proc. Sympos. Soc. Exp. Biol. 19, 205 - 234.
- Müller, L., Dannowski, R., Schindler, U., Eulenstein, F. & Meißner, R. (1995): Mittlere Gebietsabflüsse aus Agrarlandschaften Nordost- und Mitteldeutschlands. Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 76, 1251-1254.
- Renger, M. (1992): Bestimmung der Bodenwasserhaushaltskomponenten. DVGW-Schriftenreihe Wasser 72, 283-298.
- Renger, M. & Strebel, O. (1980): Jährliche Grundwasserneubildung in Abhängigkeit von Bodennutzung und Bodeneigenschaften. Wasser und Boden 8, 362-366.
- Renger, M. & Strebel, O. (1982): Beregnungsbedürftigkeit der landwirtschaftlichen Nutzflächen in Niedersachsen. Geol. Jb. F13, 66pp.
- Renger, M., Strebel, O. & Brunke, H. (1977): Auswirkungen von Absenkungen des Grundwassers auf Evapotranspiration und Grundwasserneubildung. Mitt. Dtsch. Bodenkdl. Ges. 25, 89-100.
- Renger, M., Strebel, O., Wessolek, G. & Duijnsveld, W. H. M. (1986): Evapotranspiration and groundwater recharge- a case study for different climate, crop patterns, soil properties and groundwater depth conditions. Z. Pflanzenernähr. Bodenk. 149, 371-381.
- Renger, M. & Wessolek, G. (1990): Auswirkungen von Grundwasserabsenkungen und Nutzungsänderungen auf die Grundwasserneubildung. Mitt. Inst. für Wasserwesen, Bundeswehr Hochschule München, Band 38 B, 295-305.
- Rijtema, P.E. (1965): An analysis of actual evapotranspiration . Agricultural Research Reports, PUDDOC, Wageningen, Niederlande.

- Simunek, J., Vogel, T. & Van Genuchten, M. Th. (1992): The SWMS-2D code for simulating water flow and solute transport in two-dimensional variably saturated media, Version 1.1. Research Report No. 126, U.S. Salinity Laboratory, USDA, ARS, Riverside, California, USA.
- Wagenet, R. J., Bouma, J. & Grossman, R. B. (1991): Minimum data sets for use of soil survey information in soil interpretive models. In: Mausbach, M. J. & Wilding, L. P. (Eds.): Spatial variability of soils and landforms. SSSA Special Publication No. 28, 161-182, Madison/Wisconsin, USA.
- Wendling, U. (1995): Berechnung der Gras-Referenzverdunstung mit der FAO Penman-Monteith-Beziehung. *Wasserwirtschaft* 85, H. 12, 602-604.
- Wessolek, G. (1983): Empfindlichkeitsanalyse eines Bodenwasser-Simulationsmodells. *Mitt. Dtsch. Bodenkdl. Ges.* 38, 165-170.
- Wessolek, G. (1989): Einsatz von Wasserhaushalts- und Photosynthesemodellen in der Ökosystemanalyse. *Landschaftsentwicklung und Umweltforschung. Schriftenreihe des FB Landschaftsentwicklung der TU Berlin*, Nr. 61, 1-170.

Wilhelm Struckmeier

Grundwasserneubildung und Grundwasserabfluß im Münsterländer Becken

Zusammenfassung

Für die hydrogeologische Großstruktur des Münsterländer Beckens werden mit verschiedenen Methoden die Grundwasserneubildungs- und Grundwasserabflußraten bestimmt. Die flächendifferenziert ermittelte mittlere Grundwasserneubildungsrate liegt zwischen 150 und 450 mm/a, im zentralen und südwestlichen Teil des Münsterländer Beckens unter 150 mm/a. Demgegenüber liegen die aus den mittleren monatlichen Niedrigwasserabflüssen bestimmten Grundwasserabflüsse meist nur zwischen 100 und 270 mm/a, im Zentrum sogar nur bei etwa 50 mm/a.

Die Betrachtung der Prozesse und Mengenflüsse im hydrologischen System, von der Grundwasserneubildung durch Niederschläge (Input) über Eingriffe in den natürlichen Wasserhaushalt wie Drainage, Wasserentnahmen, Flußregulierungen und Überleitungen bis zum Grundwasserabfluß in Vorflutern (Output) erlaubt es, die Flüsse zu quantifizieren und die Abweichungen zwischen den Einträgen in das System und den Austrägen aus dem System zu erklären.

Die Ergebnisse der vorliegenden Untersuchung sind für die Wasserwirtschaft bedeutungsvoll. Sie zeigen, daß Grundwasserentnahmen unterhalb der mittleren Grundwasserabflußraten in der Regel unbedenklich sind. Planungen, bei denen die Grundwasserneubildungsrate als Bemessungsgrundlage herangezogen werden, erfordern jedoch eine genauere Untersuchung der hydrologischen Prozesse und Auswirkungen der Grundwasserentnahme in Trockenzeiten. Die zeitliche Auflösung der Prozesse muß dafür deutlich verbessert werden.

1 Einleitung

Das Münsterländer Becken ist eine große geologische Struktureinheit in Nordwestdeutschland. Es bedeckt eine Fläche von nahezu 11 000 km². Hydrologisch und hydrogeologisch wurde es in Teilen gut untersucht. Dabei standen Fragen des Wasserhaushaltes, z. B. der oberen Emsebene (NATERMANN 1958), methodische Lysimeteruntersuchungen (SCHROEDER 1976), das Problem der Wasserhaltung in der Steinkohlenbergbauregion des Ruhrgebietes (SEMMLER 1960), das Nebeneinander von Süß- und

Mineralwasser (MICHEL 1983a,b) sowie die spezielle Problematik des Paderborner Karstes im Südosten des Münsterländer Beckens (GEYH & MICHEL 1983, MICHEL 1984) im Vordergrund.

Die Struktur und der Wasserhaushalt des Münsterländer Beckens wurden von STRUCKMEIER (1990) in einer geologischen und hydrologischen Gesamtdarstellung beschrieben. Dabei konnten die Zusammenhänge zwischen Oberflächenabfluß, Grundwasserbewirtschaftung, Grubenwasserhebung und Mineralwasservorkommen erläutert werden. Ein Teilthema dieser Arbeit, nämlich der Vergleich unterschiedlicher Methoden zur Ermittlung der Grundwasserneubildung und des Grundwasserabflusses, wird im folgenden näher betrachtet.

Konzeptionell wurde dabei angestrebt, verschiedene Verfahren einzusetzen, die auf unterschiedlichen Eingangsgrößen beruhen: Einerseits wurden langjährige Abflußmeßreihen (1959-1976) ausgewertet, andererseits kamen Verfahren zum Einsatz, mit denen die mittlere Grundwasserneubildungsrate aus Niederschlagskarten und Flächenaussagen zu Geländegestalt und Geländebeschaffenheit aufgrund von geowissenschaftlichen Kartierungen flächig ermittelt werden konnte. Die Ergebnisse beider Verfahrensansätze sollten verglichen werden, wobei quantitativ nicht erfaßbare Randeffekte wegen der in sich geschlossenen hydrologischen Struktur des Untersuchungsgebietes auszuschließen waren.

2 Das hydrogeologische System

Aufgrund der geologischen Gegebenheiten bildet das Münsterländer Becken eine hydrogeologische Großstruktur, gleichsam einen Großlysimeter (Abb. 1). Über mehrere hundert Kilometer decken sich die Grenzen des basalen Grundwasserleiters und die Oberflächenwasserscheiden nahezu vollständig, so daß an der Oberfläche die hydrologischen und geologischen Konturen fast identisch sind. Lediglich im Südwesten ist der Übergang zum Niederrheinischen Senkungsfeld nicht hydrologisch eindeutig durch Wasserscheiden begrenzt. Im Untergrund ist jedoch auch hier eine hydrogeologische Grenze ausgebildet. Eine mächtige Serie wenig durchlässiger Tonschichten begrenzt hier das Becken im Westen.

Vereinfacht betrachtet kann das hydrogeologische System des Münsterländer Beckens als ein Dreischicht-Aquifer-Modell beschrieben werden (KARRENBERG 1974). Es besteht aus einem basalen Festgesteinsgrundwasserleiter (Sandsteine, Kalksandsteine und Kalksteine der Oberkreide), der an den Rändern zutage ausstreicht. Lediglich im Westen und Südwesten ist er durch überlagernde quartäre Lockergesteine verhüllt. Darüber folgt ein bis zu 800 m mächtiger Grundwasserstauer aus Mergel- und Tonstein (sog. Emschermergel). An der Oberfläche sind lokal Lockergesteine und Grundwasserleiter der höchsten Kreide und des Quartär (eiszeitliche Ablagerungen) verbreitet.

Das Becken erreicht im Bereich nordöstlich von Münster mit nahezu 1000 m Tiefe sein Muldentiefstes. Hydrogeologisch sind die Tiefenstrukturen, von wenigen tiefen Störungen abgesehen, jedoch belanglos. Der quantitativ bedeutende Grundwasserumsatz, das heißt

Grundwasserneubildung und -abfluß, vollzieht sich in der Regel in den oberen 200 m der Gesteinsflöte. Auf die hydrogeologisch komplexen, für die quantitative Bestimmung der Grundwasserneubildung jedoch weniger bedeutenden Fragestellungen des tiefen Karstwasservorkommens des Paderborner Raumes und der Solevorkommen am Rande des Münsterländer Beckens wird hier nicht eingegangen.

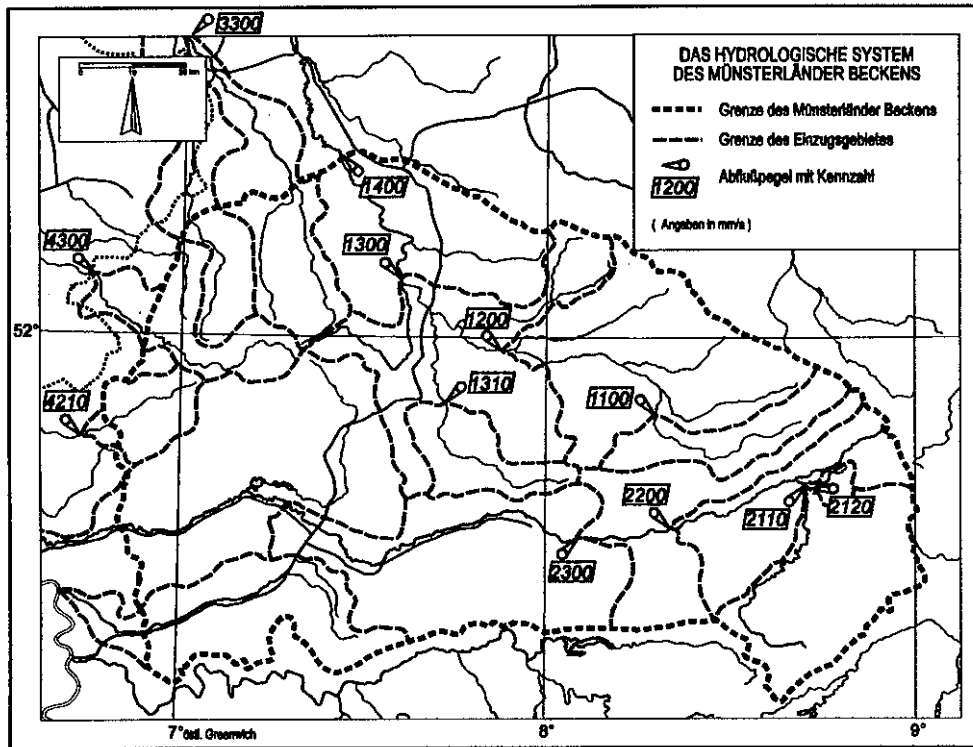


Abb. 1 Die hydrologische Struktur des Münsterländer Beckens

3 Methodischer Vergleich zur Bestimmung der Grundwasserneubildung

3.1 Grundlagen

Quantitative Wasserhaushaltsuntersuchungen zur Bestimmung der Wasserhaushaltskomponenten, u. a. der Grundwasserneubildung, werden verstärkt seit den 60er Jahren von Hydrologen, Wasserwirtschaftlern, Bodenkundlern und Hydrogeologen betrieben. Die entwickelten, meist empirischen Methoden spiegeln dabei die Ausbildung und den speziellen Erfahrungshintergrund wider: Hydrologen und Wasserwirtschaftler bevorzugen klimatische Wasserbilanzansätze und lysimetrische Methoden, Bodenkundler Bodenwasserhaushaltsbetrachtungen und Hydrogeologen lithologisch-hydrogeologische Verfahren zur Bestimmung der Grundwasserneubildung. Eine umfassende methodische Gesamtdarstellung der Methoden zur Bestimmung der Grundwasserneubildungsrate erschien 1977 (AK GRUNDWASSERNEUBILDUNG DER FH-DGG 1977). Bis heute wird unter

Hydrogeologen trefflich über die Aussagefähigkeit der verschiedenen Methoden gestritten (HÖLTING 1997a,b; DÖRHÖFER & JOSOPAIT 1997).

Mit den verschiedenen Methoden, häufig an Teststandorten oder kleinen Einzugsgebieten entwickelt und getestet, lassen sich Zahlenwerte der Grundwasserneubildung ermitteln. Deren Genauigkeit muß kritisch hinterfragt und ihre Bedeutung für wasserwirtschaftliche Fragestellungen bewertet werden. Selten liegen für ein Gebiet und eine definierte Zeitreihe Zahlenangaben vor, die mit unterschiedlichen, auf verschiedenartigen Eingangsgrößen beruhenden Verfahren gewonnen wurden. In der Regel entscheidet man sich für eine (die „richtige“) Methode und ist bemüht, Fehler bei den meist schwierig zu messenden Eingangsgrößen zu minimieren und den Berechnungsweg zu perfektionieren. Im vorliegenden Fall liegt der Schwerpunkt bewußt auf dem Vergleich von Ergebnissen völlig verschiedener Methoden, die einerseits den Eintrag in ein definiertes System, andererseits den Austrag aus diesem System quantifizieren. Dabei erweist es sich als notwendig, auch die Prozesse im System zu analysieren.

Für die Untersuchung der Grundwasserneubildung im Münsterländer Becken wurden folgende grundlegende Überlegungen angestellt: Einerseits sollten langjährige Mittelwerte betrachtet werden, um zeitlich wenig beeinflusste Aussagen über die Wasserhaushaltskomponenten treffen zu können; andererseits sollte eine Gegenüberstellung von Methoden erfolgen, die auf unterschiedlichen, unabhängig voneinander gemessenen Eingangsdaten beruhen. Randeffekte, wie sie z. B. in Lysimetern und kleinen Untersuchungsgebieten auftreten, sind dabei ebenso zu vernachlässigen wie Unsicherheiten einer zu kurzen Beobachtungszeit oder Meßreihe. Grundlage für die Untersuchung des gesamten Systems war die Gültigkeit der Wasserhaushaltsgleichung

$$N = ET + A + S$$

wobei der mittlere jährliche Niederschlag N sich aufgliedert in die mittlere jährliche Evapotranspiration ET , den Abfluß A und die Speicheränderung im Boden S . Der Abfluß umfaßt die oberirdische Komponente A_0 und den unterirdischen (Grundwasser-) Abfluß A_{GW} . Im langjährigen Mittel geht S gegen Null, so daß der Grundwasser- oder Basisabfluß A_{GW} aus der Gleichung

$$A_{GW} = N - A_0 - ET$$

bestimmt werden kann.

Methodisch immer noch problematisch sind dabei sowohl die Bestimmung der Evapotranspiration ET als auch die Abtrennung von Direkt- und Basisabfluß. Letztere wurden nach WUNDT (1958) und KILLE (1970) untersucht.

Für ein geschlossenes und hydrologisch eindeutig definiertes System wie das Münsterländer Becken ist zu fordern, daß die langjährigen, flächendifferenziert nach lysimetrischen Methoden ermittelten Werte der mittleren Grundwasserneubildung dem aus der Analyse der Abflüsse bestimmten Basisabflüssen entsprechen, die den grundwasserbürtigen Abfluß darstellen. Die Mittel der Grundwasserneubildung $GWNb$ sollten also genauso hoch sein wie die des Basisabflusses A_{GW} .

Ausgehend von dem Gedanken eines geschlossenen Systems wurde daher zunächst betrachtet, wieviel (Grundwasserneubildung) in das System hineingeht, nachfolgend wieviel (Grundwasserabfluß) das System im langjährigen Mittel verläßt. Ein unterirdischer Grundwasserzustrom und -abstrom sind aufgrund der beschriebenen hydrogeologischen Struktur des Münsterländer Beckens auszuschließen. Ein nicht quantifizierbarer Zustrom von Oberflächenabfluß kommt ebenfalls nicht in Betracht, weil alle Vorfluter ihre Quelle im Münsterländer Becken haben und die Einzugsgebiete bis zu den Wasserscheiden klar definiert sind. Lediglich in wenigen Fällen sind Abflußpegel nicht dort vorhanden, wo sie aus hydrogeologischer Sicht optimal plaziert wären. Entsprechende mögliche Meßungenauigkeiten wirken sich jedoch auf das Ergebnis kaum aus, da die Basisabflüsse meist in der Größenordnung einiger Dekaliter bis Kubikmeter pro Sekunde liegen und ein Unterströmen der Abflußpegel quantitativ unbedeutend ist.

3.2 Grundwasserneubildung

Die langjährige Grundwasserneubildung im Münsterländer Becken wurde mit Hilfe eines empirischen lysimetrischen Ansatzes bestimmt. Dafür wurden die Verfahren nach DYCK & CHARDABELLAS (1963) und DÖRHÖFER & JOSOPAIT (1980) sowie Niederschlags-/Sickerwasserbeziehungen aus der umfangreichen einschlägigen Literatur verwendet (STRUCKMEIER 1990). Im einzelnen wurden folgende fünf Arbeitsschritte durchgeführt:

1. Abgrenzung der geologisch-pedologischen Einheiten
2. Abgrenzung der Landnutzungs- und Bewuchseinheiten
3. Einteilung in Klassen potentieller Grundwasserneubildung
4. Abgrenzung von Gebieten unterschiedlichen Oberflächenabflusses
5. Einteilung in Klassen der mittleren jährlichen aktuellen Grundwasserneubildung

Die Abgrenzung erfolgte auf der Grundlage topographischer, geologischer, hydrogeologischer und bodenkundlicher Karten in den Maßstäben 1 : 50 000, 1 : 100 000 und 1 : 200 000, die für das Untersuchungsgebiet flächendeckend vorliegen. Darüber hinaus wurden die mittleren Jahresniederschläge des Deutschen Wetterdienstes (Karte im Maßstab 1 : 500 000) ausgewertet.

Spezielle Gegebenheiten, die sich auf die Sickerwasserrate auswirken, zum Beispiel Geländeneigung, Flurabstand des Grundwassers, Bebauung und Versiegelung der Erdoberfläche, wurden durch entsprechende Abzüge berücksichtigt.

Die so ermittelten Klassen der jährlichen aktuellen Grundwasserneubildungsraten sind in Abbildung 2 dargestellt. Dabei wurde ein 1x1 km²-Raster zugrunde gelegt (Karte im Maßstab 1 : 500 000 in STRUCKMEIER 1990).

Die regionale Verteilung der Grundwasserneubildungsraten spiegelt die unterschiedlichen hydrogeologischen und klimatischen Gegebenheiten im Münsterländer Becken wider. Die höchsten Raten (400 bis 550 mm/a) sind in den nordöstlichen Teilen des Beckens

(Vorland des Teutoburger Waldes und Osnings) sowie im Westen (Halterner Sande, oberes Dinkel- und Vechtegebiet) verbreitet. Geringe Raten (50 bis 150 mm/a) beschränken sich auf das südwestliche Ruhrgebiet und die zentralen Bereiche des Münsterländer Beckens (vorwiegend Geschiebemergel- und „Emschermergel“-Gebiete).

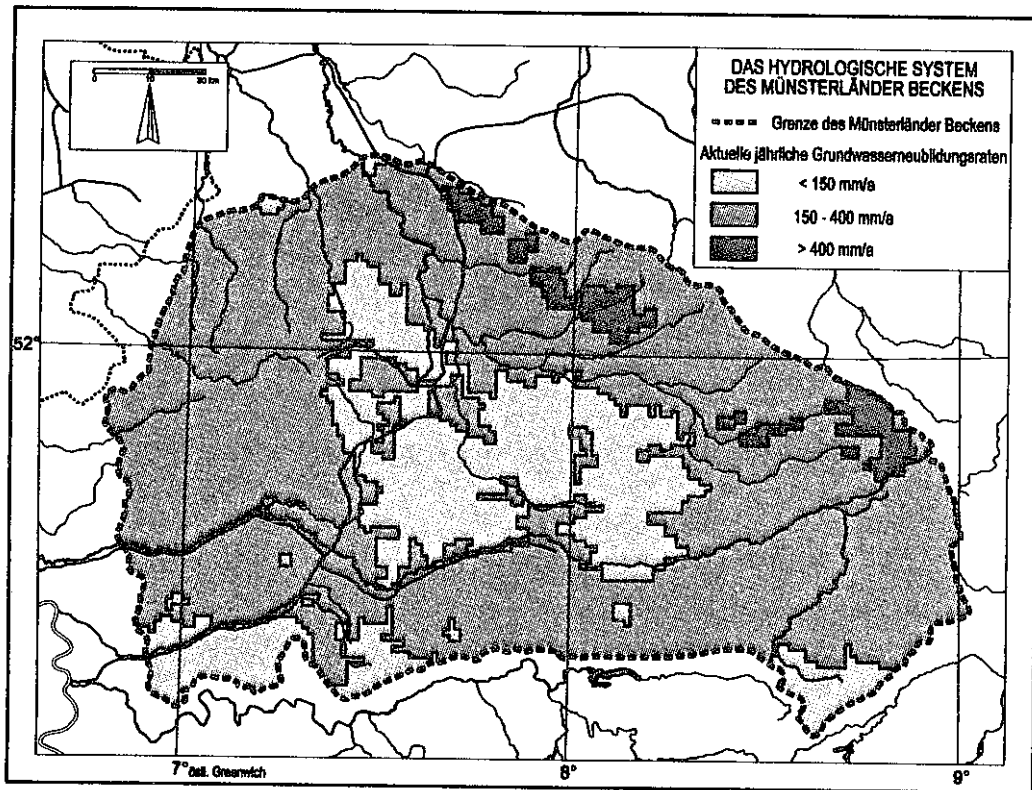


Abb. 2 Mittlere jährliche aktuelle Grundwasserneubildung im Münsterländer Becken

3.3 Wasserhaushalt

Die Beziehungen zwischen Niederschlag, Oberflächenabfluß, Verdunstung, potentieller und aktueller Grundwasserneubildung sind halbschematisch in Abbildung 3 wiedergegeben.

Das nach Abzug der Verdunstung und des Oberflächenabflusses infiltrierende Sickerwasser stellt meist weniger als die Hälfte des Niederschlages dar. Ein Teil der Infiltration (potentielle Grundwasserneubildung) geht über Evapotranspirationsverluste aus der Bodenfeuchte verloren. Die verbleibende aktuelle Grundwasserneubildung wird durch den Zwischenabfluß (Interflow) und die Drainage des oberflächennahen Grundwassers weiter geschmälert. Nur ein geringer Teil sitzt dem Grundwasser zu und strömt im Untergrund bis zu den Quellen und Vorflutern.

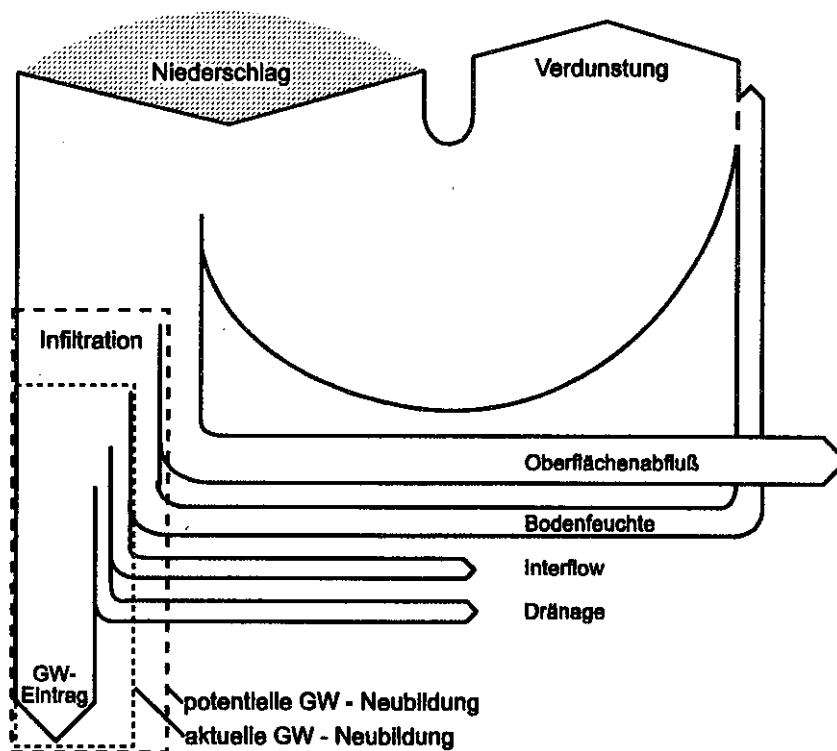


Abb. 3 Halbschematische Darstellung der Komponenten des Wasserhaushaltes

3.4 Grundwasserabfluß

Aus den Gewässerkundlichen Jahrbüchern und Angaben der Staatlichen Ämter für Wasser und Abfall wurden die monatlichen mittleren Abflüsse und Niedrigwasserabflüsse an 12 Abflußpegeln der Vorfluter des Münsterländer Beckens für den Zeitraum 1959 bis 1976 zusammengestellt und ausgewertet. Die Ergebnisse der Auswertungen nach WUNDT (1958) und KILLE (1970) sind in Tabelle 1 wiedergegeben und in den Kästchen der Abbildung 4 dargestellt. Da - wie die Analyse der Abflußpegel belegt - die Vorfluter durchweg Grundwasserzustrom erhalten, konnten der mittlere Abfluß und der Grundwasserabfluß auch in den Teilgebieten durch Differenzenbildung ermittelt werden. Lediglich im Südwestteil des Beckens, im unteren Lippe- und Emschergebiet, sind die natürlichen Abflußverhältnisse durch wasserbauliche Maßnahmen gestört. Auswertungen der Abflußpegel sind hier nicht möglich. Insgesamt lassen sich also etwa 60 % der Fläche auf diese Weise miteinander vergleichen.

Die recht hohen Abweichungen zwischen den flächendifferenziert ermittelten Werten der Grundwasserneubildung und den auf die Abflußgebietsfläche bezogenen Höhen bzw. Spenden des Grundwasserabflusses nach WUNDT und KILLE fallen auf. Lediglich im Gebiet der oberen Lippe (Pegel 2300), in dem der Abfluß wesentlich durch die gleichmäßig stark schüttenden Paderquellen des Paderborner Karstgebietes gespeist wird, sind die Abweichungen geringer.

Tab. 1 Grundwasserneubildung und Grundwasserabfluß im Münsterländer Becken

Teilgebiet		Fläche (km ²)	Grundwasserneubildung		Grundwasserabfluß (WUNDT)		Grundwasserabfluß (KILLE)	
			(mm/a)	(l/s-km ²)	(mm/a)	(l/s-km ²)	(mm/a)	(l/s-km ²)
(1) 1400-1300	(Ems)	848	270	8,6	180	5,7	157	5,0
(2) 1300-(1200+1310)	(Ems)	1.048	191	6,1	154	4,9	108	3,4
(3) 1310	(untere Werse)	304	120	3,8	72	2,3	47	1,5
(4) 1200-1100	(Ems)	1.137	259	8,2	120	3,8	87	2,7
(5) 1100	(Ems)	348	253	8,0	139	4,4	116	3,6
(6) 2300	(obere Lippe)	1.971	240	7,6	221	7,0	183	5,8
(7) 4330	(Ijssel-Zuflüsse)	333	234	7,4	(161)	(4,1)	(82)	2,6
(8) 3300	(Vechte und Dinkelgebiet)	617	252	8,0	(129)	(5,1)	(120)	3,8

() Vergleichswerte, da Abflußgebiete nicht übereinstimmen

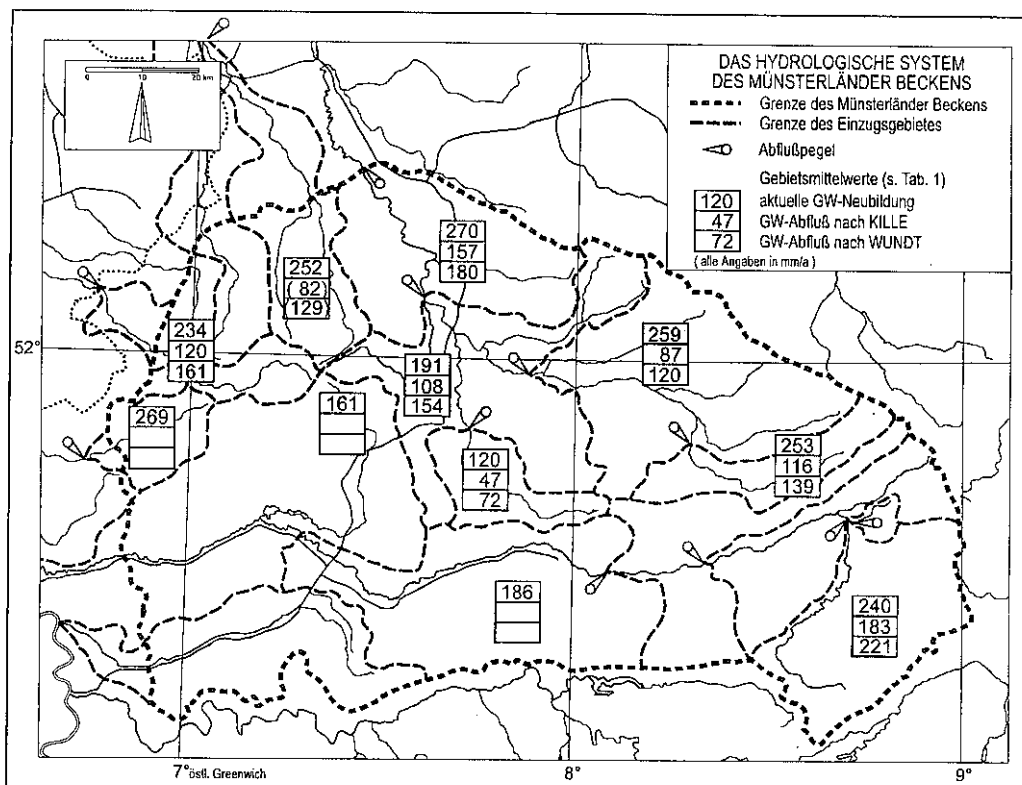


Abb. 4 Gebietsmittelwerte der Höhen der aktuellen Grundwasserneubildung sowie der Grundwasserabflüsse nach WUNDT und KILLE (in mm/a)

4 Diskussion der Ergebnisse

4.1 Methoden zur flächendifferenzierten Bestimmung der Grundwasserneubildung aufgrund von Niederschlag-/Sickerwasserbeziehungen in Lysimetern

Unter Berücksichtigung der umfangreichen Literatur (in STRUCKMEIER 1990) wurden lineare Beziehungen zwischen Niederschlag und Sickerwasserrate für die flächenmäßig wichtigsten hydro-lithologischen Einheiten des Münsterländer Beckens zugrunde gelegt (Tab. 2):

- Sand, Sand und Kies (1)
- Geschiebelehm (2)
- Ton und Schluff (3)
- verkarsteter Kalkstein (4)
- Kalkstein, Kalkmergelstein und Kalksandstein (5)
- Mergelstein und Tonmergelstein (6)
- Sandlöß über Sand oder Kalkstein (7)
- geringmächtiger Sand über Ton, Schluff oder Mergelstein (8)
- Geschiebelehm über Sand oder Kalkstein (9)
- Geschiebelehm über Mergelstein oder Tonstein (10)

Bei der Landnutzung wurden jeweils zwei Typen unterschieden: Acker- und Grünlandgebiete sowie Waldgebiete (Tab. 2).

Die Linearität der Gleichungen ist für den Niederschlagsbereich zwischen 650 und 900 mm approximiert.

Empirische Methoden zur Bestimmung der Grundwasserneubildung, die aus Niederschlag-Sickerwasserbeziehungen in Lysimetern abgeleitet werden, entsprechen den für Lysimeterstandorte typischen Randbedingungen, nämlich

- nahezu horizontale Geländeoberfläche
- kein Oberflächenabfluss
- vertikaler Sickerprozess einschl. Interflow
- keine Versiegelung der Oberfläche

Diese Bedingungen sind aber im Gelände nur selten erfüllt. Es ist daher anzunehmen, daß diese Methoden für die meisten Flächen grundsätzlich zu hohe Sickerwasserraten ergeben. DÖRHÖFER & JOSOPAIT (1980) haben daher Korrekturen für Gebiete mit geneigter Geländeoberfläche und erhöhtem Interflow vorgeschlagen. Diese wurden ebenso berücksichtigt wie erhöhte Verdunstungsraten aufgrund geringer Flurabstände des Grundwassers und Versiegelung durch städtische Bebauung.

Die so bestimmten Flächenwerte der mittleren aktuellen Grundwasserneubildung wurden schließlich für jede Rasterzelle (1x1 km²) gemittelt (s. Abb. 2).

Tab. 2 Beziehungen zwischen Niederschlag und Sickerwasserrate

Geologisch-pedologische Einheit	Bodennutzung	
	Acker- und Grünland	Wald
(1)	$S_w = Mh_N - 360$	$S_w = Mh_N - 440$
(2)	$S_w = Mh_N - 480$	$S_w = Mh_N - 490$
(3)	$S_w = Mh_N - 530$	$S_w = Mh_N - 530$
(4)	$S_w = Mh_N - 400$	$S_w = Mh_N - 500$
(5)	$S_w = Mh_N - 500$	$S_w = Mh_N - 580$
(6)	$S_w = Mh_N - 530$	$S_w = Mh_N - 580$
(7)	$S_w = Mh_N - 420$	$S_w = Mh_N - 480$
(8)	$S_w = Mh_N - 510$	$S_w = Mh_N - 550$
(9)	$S_w = Mh_N - 430$	$S_w = Mh_N - 460$
(10)	$S_w = Mh_N - 700$	$S_w = Mh_N - 700$

Alle diese Arbeitsschritte enthalten empirische Approximationen, sind aber methodisch reproduzierbar. Aufgrund der Betrachtung der jährlichen Mittelwerte ist zeitliche Auflösung gering, so daß einzelne Niederschlagsereignisse und -intensitäten nicht berücksichtigt werden. Insgesamt dürften die so ermittelten Flächenwerte die Verteilung der mittleren aktuellen Grundwasserneubildungsraten im Münsterländer Becken recht zuverlässig wiedergeben.

4.2 Grundwasserabflußbestimmungen

Um den grundwasserbürtigen Anteil des Abflusses zu ermitteln, wurden die monatlichen Niedrigwasserabflüsse von 12 Abflußpegeln mit langjährigen Abflußmessreihen (1959-1970) nach den Verfahren von WUNDT (1958) und KILLE (1970) ausgewertet. Die ermittelten Werte geben den mittleren jährlichen Grundwasserabfluß an (s. Tab. 1). Beide Verfahren zielen darauf ab, nur den grundwasserbürtigen Anteil des Abflusses zu bestimmen und die Anteile des Direkt- und Zwischenabflusses (Interflow) auszuschließen.

Die alleinige Betrachtung der monatlichen Niedrigwasserabflußwerte hat zur Folge, daß kurzfristige Grundwasserneubildungsereignisse nicht berücksichtigt werden. Mit den Verfahren von WUNDT (1958) und KILLE (1970) werden Mindestwerte der Grundwasserabflüsse bestimmt. Sie liefern systematisch Resultate, die wasserwirtschaftlich „auf der sicheren Seite“ liegen. Die so ermittelten Mengen sind also wasserwirtschaftlich nutzbar, ohne das Grundwassersystem negativ zu beeinflussen.

Als Beispiel wird die Ganglinie der monatlichen Niedrigwasserabflußspende des oberen Emsgebietes, gemessen am Pegel Rheine ($A = 3\,696\text{ km}^2$), in Abbildung 5 dargestellt.

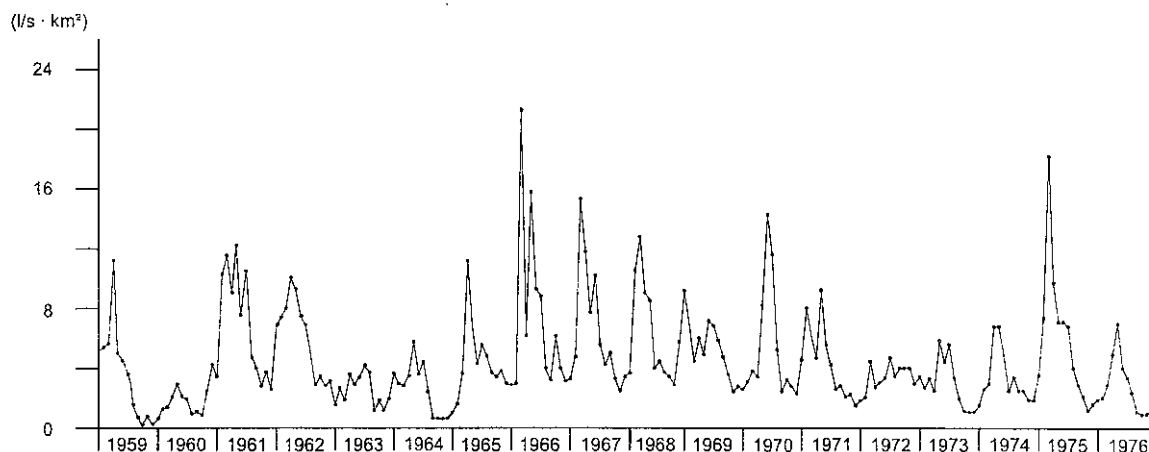


Abb. 5 Gang der monatlichen Niedrigwasserabflüsse am Pegel Rheine

Für den Zeitraum 1959-1976 wurden nach WUNDT mittlere Grundwasserabflußspenden von $2,65 \text{ l/s km}^2$ (sommerliche Trockenwetterabflußspende) und $4,4 \text{ l/s km}^2$ (mittlere Trockenwetterabflußspende) bestimmt. Nach KILLE beträgt die mittlere Trockenwetterabflußspende $3,4 \text{ l/s km}^2$. Aus der planimetrierten Fläche unterhalb der Ganglinie in Abbildung 5 ergibt sich ein Durchschnittswert von $3,9 \text{ l/s km}^2$, also deutlich mehr, als die sommerliche Trockenwetterabflußspende nach WUNDT und die Grundwasserabflußspende nach KILLE, aber deutlich weniger als die mittlere Niedrigwasserabflußspende nach WUNDT.

Mit den vorliegenden Auswertungen werden weitere Abflußanteile ebenfalls nicht als Basisabfluß erfaßt, z. B. die Evapotranspiration aus oberflächennahen Grundwasservorkommen und Entnahmen aus dem Grundwasser.

In Abbildung 6 sind die Beziehungen zwischen der Grundwasserbeubildung und dem zu messenden Grundwasserabfluß halbschematisch dargestellt.

Die Evapotranspiration aus dem oberflächennahen Grundwasser beschränkt sich auf Flußniederungen und Auengebiete. Dort steht das Grundwasser oft weniger als 1 m unter der Geländeoberfläche an. Im Münsterländer Becken nehmen sie weniger als 8 % der Gesamtfläche ein. Da für diesen Fall die potentielle Evapotranspiration zugrunde gelegt wird, ist der entsprechende Verlust nicht zu vernachlässigen. Er liegt in der Größenordnung einiger hundert Millionen m^3 pro Jahr.

Quantitativ unbedeutender ist die Entnahme von Grundwasser für die öffentliche und industrielle Wasserversorgung und für die landwirtschaftliche Bewässerung. Kumuliert liegt sie in dem etwa $6\,500 \text{ km}^2$ großen Gebiet der oberen Ems und der oberen Lippe bei etwa 60 Mio m^3 , d. h. etwa 5 % der jährlichen Grundwasserneubildung oder einer theoretischen mittleren Entnahmerate von $0,3 \text{ l/s km}^2$.

Als Letztes darf nicht unerwähnt bleiben, daß die Daten aus unterschiedlichen Zeitreihen stammen: Während die Niederschlagsdaten das Mittel der Standardperiode 1931-1960

widerspiegeln, sind die monatlichen Trockenwetterabflüsse dem Zeitraum 1959-1976 zuzuordnen. Da für diesen Zeitraum die mittleren Jahresniederschläge etwa 10 % unter der Standardperiode liegen, wäre für den Zeitraum 1959-1976 mit um etwa 40 bis 100 mm geringeren Grundwasserneubildungshöhen zu rechnen.

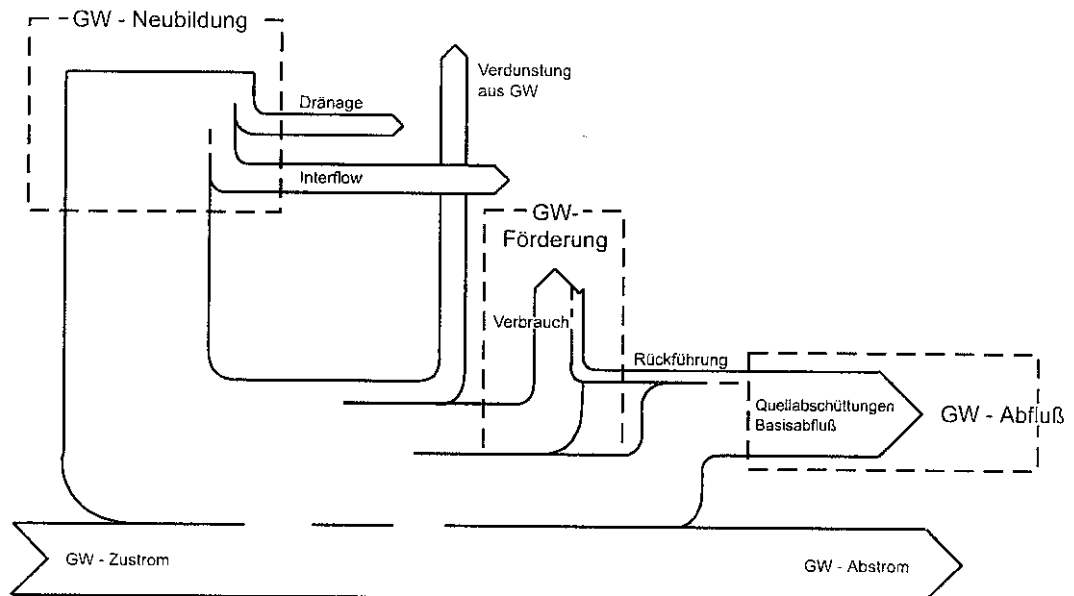


Abb. 6 Beziehungen zwischen Grundwasserneubildung, Grundwasserförderung und Grundwasserabfluß (halbschematisch)

4.3 Schlußfolgerungen

Verschiedene methodische Wege zur Ermittlung der Grundwasserneubildungsrate führen trotz der hydrogeologisch eindeutig definierten, abgeschlossenen Struktur des Münsterländer Beckens zu unterschiedlichen Ergebnissen. Die flächendifferenziert ermittelte Grundwasserneubildungsrate ist deutlich höher als der durch die Monatsabflüsse gemessene Grundwasserabfluß. Letzterer wird als integrale Größe eines Einzugsgebietes allgemein der Grundwasserneubildung dieser Einzugsgebietsfläche gleichgesetzt.

Berücksichtigt man konzeptionell plausible, meist schwer zu quantifizierende Abzüge (Dränage, Interflow) bei der flächendifferenziert ermittelten Grundwasserneubildung sowie Zuschläge bei den Niedrigwasserabflüssen (Verdunstungsverluste aus flurnahen Grundwasservorkommen, Grundwasserentnahmen), so schließt sich die Lücke zwischen den auf unterschiedliche Weise bestimmten Werten. Eine weitere Annäherung der Werte wäre zu erwarten, wenn die Zeitreihen zur Deckung gebracht werden könnten.

Schließlich ist zu fordern, daß die Prozesse vom Niederschlag über die Grundwasserneubildung und Grundwasserstandserhöhung bis zur Quellschüttung und zum Grundwasserabfluß im Vorfluter zeitlich und räumlich genauer aufgelöst werden. Gleichwohl behält die Auswertung der auf langen Zeitreihen beruhenden Mittelwerte ihre Berechtigung, da sie tragfähige Maßzahlen für wasserwirtschaftliche Maßnahmen, z. B. der langfristig möglichen Entnahme von Grundwasser, liefern.

Literatur

- Arbeitskreis Grundwasserneubildung der Fachsektion Hydrogeologie der Deutschen Geologischen Gesellschaft (1977): Methoden zur Bestimmung der Grundwasserneubildungsrate. - Geol. Jb., C 19: 3-98, 30 Abb., 9 Tab.; Hannover.
- Dörhöfer, G. & Josopait, V. (1980): Eine Methode zur flächendifferenzierten Ermittlung der Grundwasserneubildungsrate. - Geol. Jb., C 27: 45 - 65, 13 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- Dörhöfer, G. & Josopait, V. (1997): Grundwasserneubildung und ihre Ermittlung - eine Anmerkung zum Beitrag von HÖLTING: Modellrechnungen zur Grundwasserneubildung. - Grundwasser (Z. FH-DGG) 2/97: 77-80, 1 Abb.; Berlin.
- Dyck, S. & Chardabellas, P. (1963): Wege zur Ermittlung der nutzbaren Grundwasserreserven. - Ber. geol. Ges. DDR, 8: 245-262, 7 Abb., 2 Tab.; Berlin.
- Höltling, B. (1997a): Modellrechnungen zur Grundwasserneubildung. - Grundwasser (Z. FH-DGG) 1/97: 34-35; Berlin.
- Höltling, B. (1997b): Stellungnahme zur Erwiderung von DÖRHÖFER & JOSOPAIT. - Grundwasser (Z. FH-DGG) 2/97: 81-82, Berlin.
- Geyh, M. A. & Michel, G. (1983): Tiefes Grundwasser in der Senne. - Z. dt. geol. Ges., 134: 885-903, 5 Abb., 4 Tab.; Hannover.
- Karrenberg, H. (1974): Über neuere hydrogeologische Forschungsarbeiten im Aufgabebereich des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 20: 355-370, 5 Abb.; Krefeld.
- Kille, H. (1970): Das Verfahren MoMnQ, ein Beitrag zur Berechnung der mittleren langjährigen Grundwasserneubildung mit Hilfe der monatlichen Niedrigwasserabflüsse. - Z. dt. geol. Ges., Sonderh. Hydrogeol. Hydrogeochem.: 89-95, 6 Abb.; Hannover.

- Michel, G. (1984): Die Paderquellen und ihr Einzugsgebiet. - Kölner Geogr. Arb., 45: 449-460, 4 Abb.; Köln.
- Natermann, E. (1958): Der Wasserhaushalt des oberen Emsgebietes nach dem A_n-Linien-Verfahren. - Min. f. Ern., Landw. und Forsten, Land Nordrh.-Westf., 44 S., 20 Abb., 15 Taf.; Düsseldorf.
- Renger, M. & Strebel, O. (1983): Einfluß des Grundwasserflurabstandes auf Grundwasserneubildung, Evapotranspiration und Pflanzenertrag. - Z. dt. geol. Ges., 134: 669-678, 6 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- Schroeder, M. (1976): Grundsätzliches zum Einsatz von Lysimetern - Erfahrungen aus Nordrhein-Westfalen. - DGM, 20: 8-13, 5 Abb.; Koblenz.
- Semmler, W (1964): Hydrogeologie in Bergbaugebieten.- Z. dt. geol. Ges., 116, 1: 38-54, 11 Abb.; Stuttgart.
- Struckmeier, W. (1990): Wasserhaushalt und Hydrologische Systemanalyse des Münsterländer Beckens. - LWA Schriftenreihe, 45: 72 S., 21 Abb., 13 Tab., 5 Ktn.; Düsseldorf (Landesamt Wasser und Abfall NW).
- Wundt, W. (1958): Die Kleinstwasserführung der Flüsse als Maß für die verfügbaren Grundwassermengen. - In: Grahmann, R.: Die Grundwässer der Bundesrepublik Deutschland und ihre Nutzung. - Forsch. dt. Landeskd., 105: 47-54, 2 Abb.; Remagen.

Regionalisierung von Niedrigwasser in Südwestdeutschland

Zusammenfassung

Die hydrogeologischen Eigenschaften eines Einzugsgebietes beeinflussen das Verhalten des Niedrigwasserabflusses. Eine Quantifizierung der hydrogeologischen Eigenschaften eines Einzugsgebietes sowie deren Einsatz in Schätzmodellen stoßen auf große Schwierigkeiten. Bisher wurden hierzu nur wenige Lösungsansätze in der Literatur vorgestellt. Die vorliegende Arbeit stellt eine Methode vor, die es erlaubt, mit Hilfe der hydrogeologischen Eigenschaften eines Einzugsgebietes den mittleren Niedrigwasserabfluß 10 aufeinanderfolgender Tage (MAM(10)) abzuschätzen. Dieser neue Ansatz, der sich am Gewässernetz orientiert, erlaubt eine flächenhafte Abschätzung der Abflußkenngrößen und wurde in Südwestdeutschland getestet. Ein Vergleich zwischen gemessenen und abgeschätzten Abflußkenngrößen zeigt eine gute Übereinstimmung. Der gewässernetzorientierte Regionalisierungsansatz kann insbesondere für wasserwirtschaftliche Fragestellungen genutzt werden.

1 Einführung

In den letzten Jahrzehnten traten Niedrigwasserperioden immer häufiger auf und rückten damit in das Interessensfeld der Wissenschaft. Es wurden zahlreiche Anstrengungen unternommen, um Methoden zur Beschreibung des Niedrigwassers und die Übertragung von Niedrigwasserkennwerten auf ungemessene Gebiete zu entwickeln. Die bekanntesten Methoden dieser Art der Regionalisierung basieren auf statistischen oder empirischen Ansätzen (STALL 1962, GODDARD 1963, SPEER et al. 1964). Bei den empirischen Ansätzen benötigt man neben detaillierten Kenntnisse zur Physiographie eines Einzugsgebietes (z. B. Morphologie, Geologie, Pedologie) zusätzliche Informationen über das hydrogeologische Verhalten. Statistische Ansätze lassen sich in Korrelationsanalysen und multiple Regressionsanalysen einteilen. Letztere sind eine einfache Methode zur Abschätzung der Niedrigwasserkennwerte in ungemessenen Gebieten und werden daher in der Hydrologie und der Wasserwirtschaft am häufigsten verwendet (DEMUTH 1994).

In Europa wurden die ersten statistischen Methoden zur Abschätzung einzugsgebietsbezogener Niedrigwasserabflüsse in Großbritannien entwickelt. Die erstellten Modelle basieren auf einem hydrometrischen Flächenansatz und sind im Low Flow Study Report (Institute of Wallingford 1980) zusammengefaßt. Die im Low Flow Study Report

entwickelten Variablen wurden von McMAHON und NATHAN für die Gebiete New South Wales und Victoria regionalisiert (NATHAN & McMAHON 1990).

Die umfassendste Studie in der Niedrigwasserregionalisierung wurde im Rahmen des FRENED-Projektes (1985-1988) für die Region Westeuropa durchgeführt (GUSTARD et al. 1989). In dieser Studie wurden beide Modelltypen entwickelt: globale statistische Modelle für den gesamten Untersuchungsraum und detaillierte regionale statistische Modelle, die nur einzelne Länder, Cluster der Länder oder einzelne Regionen abdecken (GUSTARD & GROSS 1989, DEMUTH 1989). Teilweise basierten dort die statistischen Modelle auf Daten aus bis zu 1500 Einzugsgebieten und es zeigte sich der große Einfluß der Hydrogeologie und der Pedologie auf die Regionalisierung des Niedrigwassers.

In den Vereinigten Staaten führten THOMAS und BENSON (1970) die ersten wichtigen Untersuchungen zur Niedrigwasserregionalisierung durch. WETZEL und BETTENDORFF (1986) entwickelten Regionalisierungsmodelle, die auf Daten von insgesamt 489 Einzugsgebieten basierten. Im Gegensatz zu den europäischen Regionalisierungsstudien wurden in den Vereinigten Staaten keine hydrogeologischen und pedologischen Eigenschaften in den Modellen verwendet.

Variablen, die hydrogeologische Eigenschaften eines Einzugsgebietes gut charakterisieren, sind ebenso schwierig zu finden wie zu quantifizieren. Die meisten vorangegangenen Studien untersuchten den Einfluß der Geologie auf das Niedrigwasser durch Gruppierung der Einzugsgebiete nach der Geologie (DEMUTH & SCHREIBER 1994). In anderen Studien wurde das Niedrigwasserverhalten unter verschiedenen geologischen Voraussetzungen verglichen (z. B. WEYER & KARRENBERG 1970, EINSELE 1978). In den meisten Arbeiten wurden jedoch keine Ansätze unter Miteinbeziehung der hydrogeologischen Eigenschaften als Einzugsgebietsfaktoren in Regressionsmodellen angewendet. Eine Verbesserung der Parametrisierung der Speichereigenschaften (Geologie, Hydrogeologie, Bodeneigenschaften usw.) und die Verbindung dieser Charakteristika mit dem Niedrigwasserabfluß führen zu einer genaueren Abschätzung des Niedrigwassers in ungemessenen Gebieten. Darüber hinaus bieten sie anwendungsorientierte Designtechniken für die wasserwirtschaftliche Planung, die sich durch eine erhöhte Genauigkeit auszeichnen. VOGEL & KROLL beschreiben ein Verfahren zur Abschätzung des Niedrigwassers mittels einer Beziehung zwischen der Geomorphologie und Geohydrologie (VOGEL & KROLL 1988). Eine Studie in Südwestdeutschland beschreibt ein Verfahren, das die Erstellung eines numerischen Indexes für die Geologie erlaubt. Die Anwendung des hydrogeologischen Indexes für die Regressionsanalyse war erfolgreich und unterstreicht die Bedeutung der Geologie für die Niedrigwasserregionalisierung (DEMUTH & HAGEMANN 1994).

GUSTARD & IVRING (1994) entwickelten ein anderes Verfahren. Für das Gebiet von Großbritannien wurde eine Klassifikation der Böden (HOST classes) entwickelt. Das Klassifikationsschema kombiniert Daten der Bodencharakteristika mit nationalen hydrologischen Daten, um die Böden Großbritanniens in 29 HOST-Klassen (Hydrology of Soil Types) zu untergliedern. Das HOST-Klassifikationsschema wurde in BOORMAN & HOLLIS (1990) und BOORMAN et al. (1991) vorgestellt. Die 29 HOST-Klassen wurden in 12 Niedrigwasser-HOST-Gruppen eingeteilt, um das Regressionsmodell zu verbessern. Mit dieser auf Böden bezogene Annäherung erhielt man erfolgreiche Abschätzungen des MAM(7) und Q95(1).

In Verbindung mit den Erfahrungen der oben beschriebenen Studien beschäftigt sich dieser Beitrag mit der Anwendung eines multiplen Regressionsmodells im regionalen Maßstab, basierend auf Einzugsgebietscharakteristika, im besonderen Hydrogeologie, Petrographie und Landnutzung. Für die Evaluierung des räumlichen Verhaltens von Niedrigwasser im Untersuchungsgebiet wurde ein neues Verfahren entwickelt, um das Niedrigwasser nicht nur für eine ungemessene Stelle (Punktdaten), sondern auch räumlich differenziert abschätzen zu können. Im Gegensatz zu den klassischen, einzugsgebietsbezogenen Verfahren bezieht sich das neue Verfahren auf das Gewässernetz. Das multiple Regressionsmodell basiert auf den nominal skalierten Einzugsgebietseigenschaften.

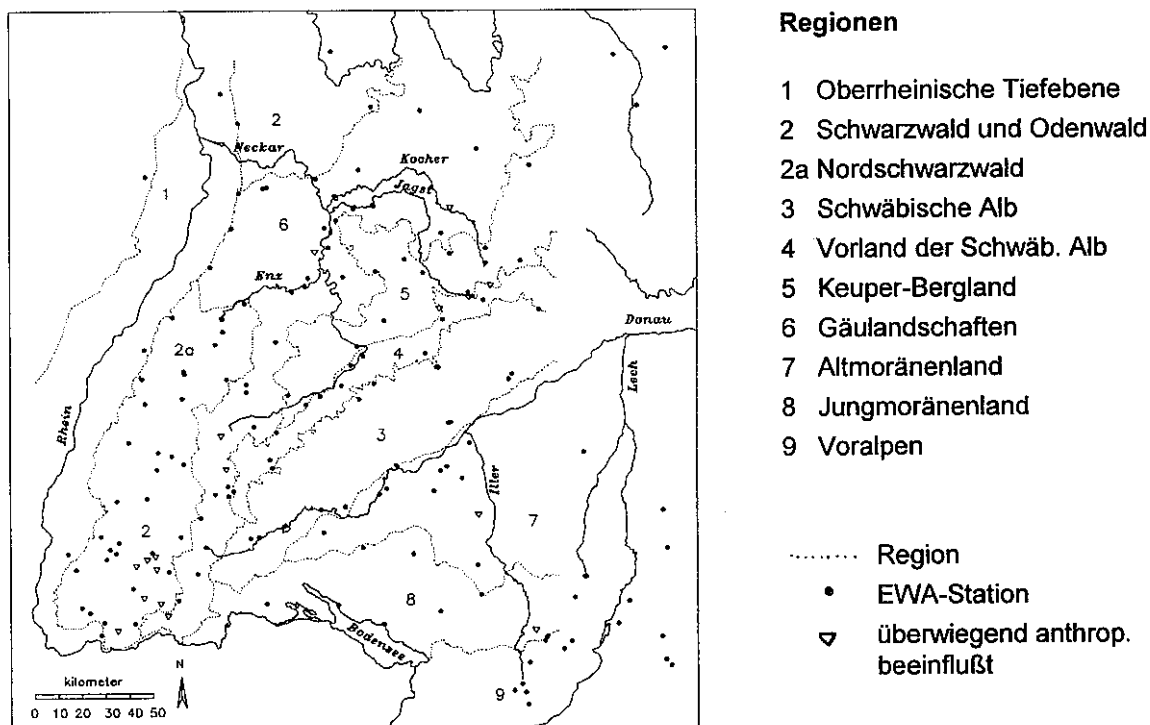


Abb. 1 Abflußmeßstationen des EWA (European Water Archive) in Südwestdeutschland

2 Das Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet befindet sich im Südwesten der Bundesrepublik Deutschland und umfaßt eine Größe von etwa 59 000 km². Die hydrologische Datengrundlage bildet das European Water Archive (EWA), ein Hauptbestandteil des UNESCO International Hydrological Programm (IHP) „FRIEND“ (Flow Regimes from International Experimental Network Data - Northern Europe). Die Datengrundlage beinhaltet Zeitreihen des täglichen Abflusses von ca. 3500 europäischen Meßstationen. Für die regionale Studie wurden 169 Meßstationen ausgewählt. Die Pegel weisen beträchtliche Unterschiede in der

Länge der Zeitreihen auf. So variiert die Länge der Aufzeichnungen zwischen weniger als 10 und mehr als 80 Jahren. Es wurden nur Einzugsgebiete mit einer Größe von bis zu 500 km² berücksichtigt. Aufgrund anthropogener Beeinflussung der Niedrigwasserregime (z. B. Entnahmen, Speicher) wurden 21 Stationen aus dem Datensatz entfernt, da ihre Niedrigwasserregime mehr durch künstliche als durch hydrogeologische Bedingungen beeinflusst wurden. Um einen Vergleich der Einzugsgebiete zu ermöglichen, wurden die Niedrigwasserkennwerte der restlichen 148 Stationen für die gemeinsame Zeitperiode von 1950 bis 1993 berechnet.

Tab. 1 Geologische, hydrogeologische und petrographische Eigenschaften in Südwestdeutschland

Geologie	Fläche [km ²]	Fläche [%]	Petrographie	Fläche [km ²]	Fläche [%]	Hydrogeologie Grundwassermenge	Täglich gewinnbare Wassermenge [m ³]	Fläche [km ²]	Fläche [%]
Kristallines Grundgebirge	4107	7.0	Alluvium	4708	8.0	sehr knapp oder keine	0 - 20	5331	9.0
Buntsandstein	4864	8.2	Moräne	4181	7.1	sehr knapp	20 - 100	23344	39.5
Muschelkalk	4340	7.3	Kalkgestein	11293	19.1	knapp	100 - 500	13096	22.2
Keuper	14041	23.8	Mergel	1820	3.1	gering	500 - 1000	9584	16.2
Lias	1839	3.1	Toniges Material	7328	12.4	ergiebig	1000 - 10000	2380	4.0
Dogger	1126	1.9	Tonstein	2395	4.1	sehr ergiebig	> 10000	5329	9.0
Malm	5204	8.8	Sand. Material	4099	6.9				
Tertiär	3794	6.4	Sandstein	6741	11.4				
Quartär	17872	30.3	Löß	11415	19.3				
Junge Vulkanite	934	1.6	Kristallin	4128	7.0				
Alp. Mesozoikum	941	1.6	Organ. Material	956	1.6				

Das Untersuchungsgebiet ist gekennzeichnet durch eine Anzahl unterschiedlicher hydrogeologischer Einheiten, die das Speicherverhalten der Einzugsgebiete bestimmen. Für die Abschätzung der Niedrigwassers in ungemessenen Gebieten wurde ein multiples Regressionsmodell entwickelt. Einzugsgebietseigenschaften wie z. B. Geologie, Hydrogeologie, Petrographie und Landnutzung wurden als unabhängige Parameter verwandt, um die Variabilität des Niedrigwassers innerhalb des Untersuchungsgebiets zu beschreiben.

Die flächenhaften Informationen zu Petrographie und Landnutzung wurden aus der CORINE ARC/INFO Datenbank (Commission of European Communities 1989) in einer Auflösung von 1 : 1 000 000 entnommen. Die Daten wurden von der Europäischen Union zur Verfügung gestellt. Die Geologie und die Hydrogeologie wurden aus Karten im Maßstab 1 : 500 000 digitalisiert. Das Untersuchungsgebiet ist zu 26 % bewaldet. Tabelle 1 zeigt die absoluten und prozentualen Anteile der einzelnen Eigenschaften. Die geologischen und petrographischen Eigenschaften wurden in elf Attribute unterteilt. Den größten Flächenanteil bilden die Festgesteine, bestehend aus dem Kristallinen Grundgebirge und dem Buntsandstein des Schwarzwaldes, dem Jura der Schwäbischen Alb und dem Keuper und Muschelkalk der Gäulandschaften. Lockergesteine des Quartärs bedecken die Oberrheinische Tiefebene und das Alt- und Jungmoränenland. Die geologischen Formationen zeigen eine unterschiedliche Petrographie. Größere Teile des Gebietes sind von Löß bedeckt, so z. B. im Altmoränenland und in den Gäulandschaften.

3 Verhalten der Niedrigwasserabflüsse

Um das Verhalten der Niedrigwasserabflüsse zu charakterisieren, wurde der mittlere Niedrigwasserabfluß 10 aufeinanderfolgender Tage MAM(10) ausgewählt. Der MAM(10) wurde für die unterschiedliche Aufzeichnungsdauer anhand der täglichen Abflüsse für jedes Jahr bestimmt. Um das Langzeitverhalten des Niedrigwasserabflusses zu untersuchen, wurde der Mittelwert des MAM(10) berechnet (mindestens 10 Jahre). Der daraus resultierende Niedrigwasserkennwert beschreibt die jährlichen Schwankungen und das mittlere langjährige Niedrigwasserverhalten eines Einzugsgebietes.

Für unterschiedliche Aufzeichnungsdauern zeigten die jeweiligen Werte des MAM(10) keine signifikanten Variationen, daher kann der MAM(10)-Wert als statistisch stabiler Wert für die Beschreibung von Niedrigwasserabflüssen angesehen werden. Darüber hinaus können die errechneten Werte für verschiedene Einzugsgebiete für unterschiedliche Zeitreihen miteinander verglichen werden. Die statistischen Kennwerte des MAM(10) sind in Tabelle 2 zusammengefaßt.

Tab. 2 Statistische Kennwerte des MAM(10)

Region	Anzahl der Stationen	Mittlerer MAM(10) [l/s km ²]	Minimum MAM(10) [l/s km ²]	Maximum MAM(10) [l/s km ²]	Variationskoeffizient [%]
Untersuchungsgebiet	148	5.0	0.9	19.1	60
Oberrheinische Tiefebene	5	3.5	2.0	4.9	34
Schwarzwald	22	6.3	3.2	10.1	31
Nord Schwarzwald	12	8.4	3.1	11.2	29
Schwäbische Alb	15	3.7	1.0	9.6	69
Albvorland	11	3.6	1.6	7.3	57
Keuper Bergland	15	2.9	0.9	5.4	40
Gäulandschaften	33	3.1	1.6	4.8	28
Altmoränenland	12	4.9	1.7	7.1	38
Jungmoränenland	12	6.2	3.8	10.6	37
Voralpen	10	10.8	6.6	19.1	34

Der mittlere spezifische MAM(10) für das gesamte Untersuchungsgebiet beträgt 5 l/s km². Die höchsten Werte mit 19,1 und 8,4 l/s km² sind in den Voralpen bzw. im Nordschwarzwald zu finden, wo klimatische Faktoren dominieren. Hohe jährliche Niederschläge verursachen hohe Niedrigwasserabflüsse, wobei andere Faktoren wie zum Beispiel Speicherkapazitäten eine untergeordnete Rolle spielen. Dies ist besonders im Schwarzwald und in den Voralpen zu beobachten, wo jährliche Niederschläge von mehr als 1000 mm zu einem höheren MAM(10) führen. Die geringsten Werte wurden für Einzugsgebiete mit unterschiedlicher Geologie und einem jährlichen Niederschlag zwischen 600 und 900 mm im Keuperbergland (0,9 l/s km²) und der Schwäbischen Alb (1,0 l/s km²) errechnet. Im Zentrum des Untersuchungsraums, das durch die Schwäbische Alb, das Albvorland und die Gäulandschaften gebildet wird, sind relativ niedrige mittlere MAM(10)-Werte angezeigt. Fast in allen Teilen des Untersuchungsraumes beträgt der Variationskoeffizient zwischen 28 % und 40 %. Größere Abweichungen sind besonders im Alpenvorland und

im Bereich der Schwäbischen Alb zu finden. Hier betragen die Variationskoeffizienten 57 % bzw. 69 %. Aufgrund des Vorkommens von Karstaquiferen in den Einzugsgebieten der Schwäbischen Alb kommt es hier zu sehr großen Unterschieden im Niedrigwasserabfluß.

Das Auftreten von Niedrigwasserabflüssen steht in enger Verbindung zu den unterschiedlichen klimatischen Eigenschaften eines Raumes. Im allgemeinen führt ein Mangel an Niederschlag bzw. Verlusten durch Evaporation oder Wasserspeicherung in Form von Schnee zu einer Reduzierung des Abflusses. Im Südwesten Deutschlands ist die jährliche Niederschlagsverteilung verhältnismäßig ausgeglichen, mit einem Maximum im Sommer (Juni, Juli, August) und einem Minimum im späten Winter (Februar, März). Die Gebirgsregionen zeigen ein zweites Maximum im Winter (Dezember, Januar) (GEYER & GWINNER 1991). Geringe Temperaturen im Winter führen zur Speicherung des Niederschlagswassers als Schnee und somit zu Niedrigwasserperioden. Tabelle 3 faßt die mittlere Häufigkeit des MAM(10) pro Monat zusammen. Hier ist für jede einzelne Region und für das gesamte Untersuchungsgebiet das monatliche Auftreten des MAM(10) in Prozent ausgedrückt.

Tab. 3 Mittlere Häufigkeit des MAM(10) pro Monat im Untersuchungsgebiet in Prozent (1950-1993)

Stations	JAN	FEB	MÄR	APR	MAI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEZ
Untersuchungsgebiet	9.1	5.0	2.3	0.6	2.4	3.2	7.0	10.8	18.7	20.7	12.7	7.7
Oberrhinesisches Tiefland	1.2	0.6	0.6	-	1.8	3.0	13.3	22.4	26.7	23.0	4.2	3.0
Schwarzwald	3.1	3.7	0.5	0.1	3.1	4.3	11.4	14.4	21.3	26.1	9.6	2.4
Nord Schwarzwald	4.7	2.5	1.0	-	4.2	2.7	4.4	15.2	18.6	25.3	14.5	7.1
Schwäbische Alb	10.5	3.1	1.1	-	-	0.4	4.8	5.0	18.4	26.8	17.3	12.5
Albvorland	5.8	1.7	1.5	0.3	0.6	1.2	6.7	9.0	24.9	25.2	17.1	6.1
Keuper Bergland	3.6	1.6	0.9	0.9	2.0	6.6	5.7	16.7	27.2	20.4	10.6	3.9
Gäulandschaften	7.8	1.4	0.4	0.3	1.3	2.8	5.2	10.8	21.4	23.2	15.9	9.5
Altmoränenland	10.4	4.2	3.7	2.6	9.4	5.0	11.8	9.9	14.6	10.7	9.1	8.6
Jungmoränenland	13.4	8.9	4.7	1.1	3.2	5.5	8.1	7.4	11.7	14.7	12.3	8.9
Voralpen	32.4	25.6	11.3	-	-	-	0.5	0.5	2.0	6.0	8.3	13.3

Innerhalb des Untersuchungsgebiets können die niedrigsten Abflüsse in jedem Monat auftreten, da Niedrigwasser sowohl durch fehlende Niederschläge als auch durch niedrige Temperaturen ausgelöst werden kann. Die Wahrscheinlichkeit eines Niedrigwasserabflusses ist jedoch im Spätherbst höher. Besonders im September und Oktober herrschen in den meisten Gebieten Bedingungen, die zu Niedrigwasser führen vor (z. B. Oberrhinesisches Tiefland, Schwarzwald, Schwäbische Alb, Albvorland, Keuperbergland und Gäulandschaften). Dies trifft für alle - außer den in den Voralpen gelegenen - Einzugsgebiete zu. Diese zeigen ein abweichendes Verhalten, denn dort treten die niedrigsten Abflüsse im Winter auf, am häufigsten im Januar und Februar. Werden alle Gebiete betrachtet, so fällt eine Verschiebung der Niedrigwasserabflußzeiten auf. Die Verschiebung findet von

Norden nach Süden statt oder von höher gelegenen Teilen zu tieferen Bereichen des Untersuchungsraumes. Dabei verschieben sich die Zeiten der Niedrigwasserabflüsse vom Spätherbst zum Spätwinter.

Zusätzlich zum Langzeitverhalten konnte die Abweichung der jährlichen Minimumserien vom langjährigen Mittel zur Charakterisierung von nassen und trockenen Jahren für die unterschiedlichen Regionen verwendet werden. Im Unterschied zu der Studie von VAN DE WATEREN (1995), wo trockene Perioden durch eine mindestens vier Jahre anhaltende Abweichung vom langjährigen Mittel ausgewiesen wurden, führt in dieser Arbeit die Abweichung eines einzelnen jährlichen MAM(10) von dem langjährig gemittelten Wert zur Ausweisung von Trockenperioden.

Die jährlichen Abweichungen des MAM(10) vom langjährigen Mittel sind in Abbildung 2 zusammengefaßt. Der mittlere langjährige Wert des MAM(10) (0% in der Abbildung) wurde jeweils für die unterschiedlichen Regionen berechnet. Auf der x-Achse sind die Jahre 1950-1993 aufgetragen, und auf der y-Achse befinden sich die jährlichen Abweichungen vom langjährigen Mittel. Jeder einzelne Balken markiert die jährliche Abweichung vom langjährigen Mittel des MAM(10) aller Einzugsgebiete der jeweiligen Region. Um die Interpretation des Diagramms zu vereinfachen, wurden bei Abweichungen von mehr als +25 % besonders nasse Jahre, und bei Abweichungen von mehr als -25 % besonders trockene Jahre ausgewiesen und entsprechend gekennzeichnet. Zusätzlich wurden die Anzahl der Stationen und der Variationskoeffizient für jede Region dargestellt.

Die Jahre 1959, 1962, 1964, 1971, 1972 und 1991 werden als trockene Jahre ausgewiesen, wohingegen die Jahre 1950, 1956, 1958, 1966 und 1987 relativ nasse Jahre waren. Oft sind nasse und trockene Jahre in eine Serie von nassen und trockenen Jahren eingebettet. Die unterschiedlichen Regionen zeigen nahezu dieselben Charakteristika von nassen und trockenen Jahren. Nur das Jahr 1969 wird als trockenes Jahr in den Voralpen und gleichzeitig als nasses Jahr in den Gäulandschaften ausgewiesen. Der Grad der Nässe bzw. der Trockenheit ist jedoch von Region zu Region unterschiedlich, so ist z. B. das sonst sehr trockene Jahr 1959 im Alpenvorland weniger trocken. Weiter zeigen im Trockenjahr 1976 die südlichen Regionen ein nahezu durchschnittliches Verhalten des MAM(10).

Die Werte der Variationskoeffizienten schwanken in nassen und trockenen Jahren zwischen 20 % und fast 100 %. Relativ trockene Jahre können dieselben Variationskoeffizienten zeigen wie relativ nasse Jahre. Weiterhin läßt sich auch die Schwere der Trockenperiode nicht mit der Zeit des Auftretens der MAM(10)-Periode innerhalb des Jahres in Verbindung bringen.

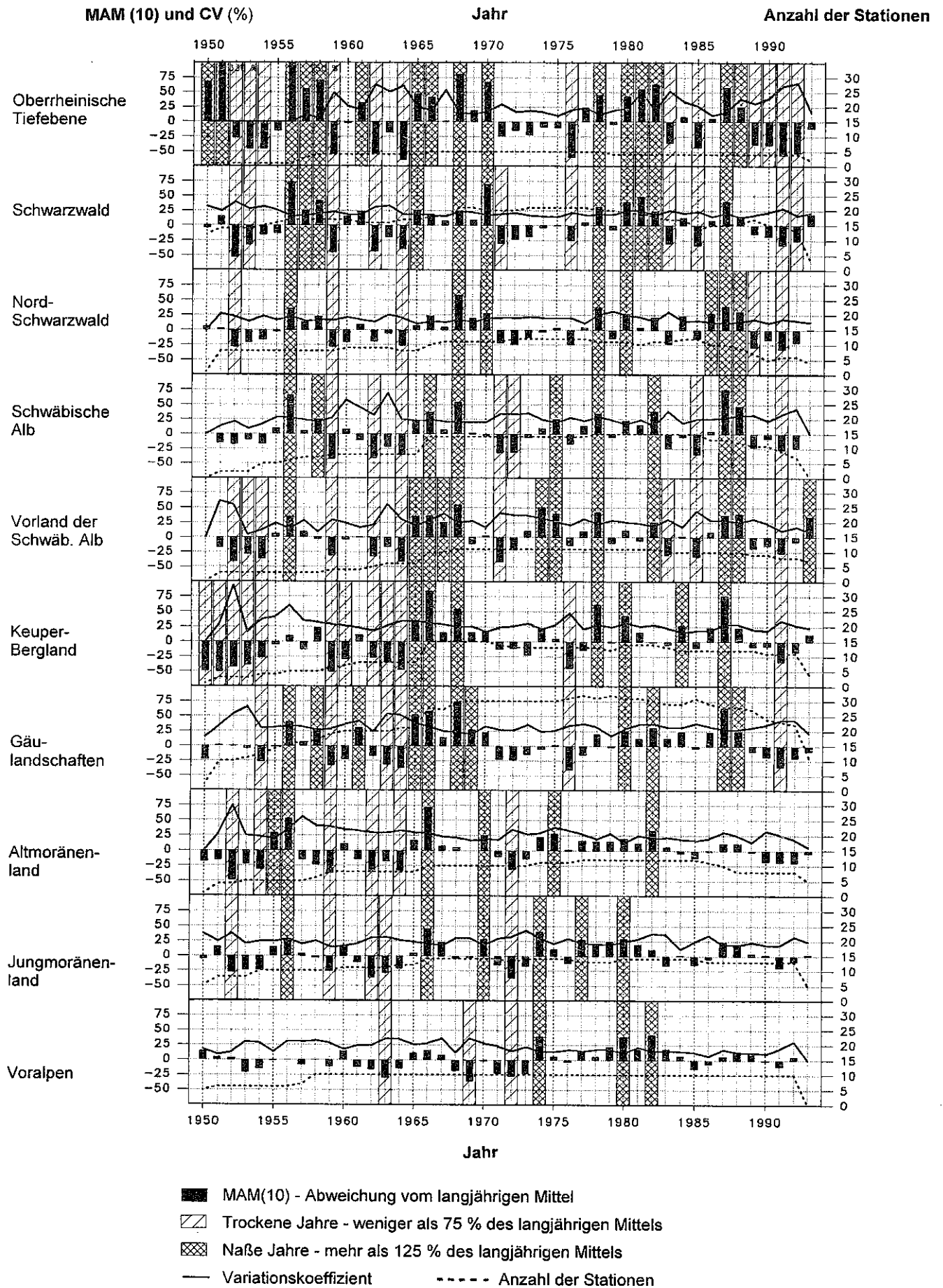


Abb. 2 Abweichungen des MAM(10) vom langjährigen Mittel in Prozent

Norden nach Süden statt oder von höher gelegenen Teilen zu tieferen Bereichen des Untersuchungsraumes. Dabei verschieben sich die Zeiten der Niedrigwasserabflüsse vom Spätherbst zum Spätwinter.

Zusätzlich zum Langzeitverhalten konnte die Abweichung der jährlichen Minimumserien vom langjährigen Mittel zur Charakterisierung von nassen und trockenen Jahren für die unterschiedlichen Regionen verwendet werden. Im Unterschied zu der Studie von VAN DE WATEREN (1995), wo trockene Perioden durch eine mindestens vier Jahre anhaltende Abweichung vom langjährigen Mittel ausgewiesen wurden, führt in dieser Arbeit die Abweichung eines einzelnen jährlichen MAM(10) von dem langjährig gemittelten Wert zur Ausweisung von Trockenperioden.

Die jährlichen Abweichungen des MAM(10) vom langjährigen Mittel sind in Abbildung 2 zusammengefaßt. Der mittlere langjährige Wert des MAM(10) (0% in der Abbildung) wurde jeweils für die unterschiedlichen Regionen berechnet. Auf der x-Achse sind die Jahre 1950-1993 aufgetragen, und auf der y-Achse befinden sich die jährlichen Abweichungen vom langjährigen Mittel. Jeder einzelne Balken markiert die jährliche Abweichung vom langjährigen Mittel des MAM(10) aller Einzugsgebiete der jeweiligen Region. Um die Interpretation des Diagramms zu vereinfachen, wurden bei Abweichungen von mehr als +25 % besonders nasse Jahre, und bei Abweichungen von mehr als -25 % besonders trockene Jahre ausgewiesen und entsprechend gekennzeichnet. Zusätzlich wurden die Anzahl der Stationen und der Variationskoeffizient für jede Region dargestellt.

Die Jahre 1959, 1962, 1964, 1971, 1972 und 1991 werden als trockene Jahre ausgewiesen, wohingegen die Jahre 1950, 1956, 1958, 1966 und 1987 relativ nasse Jahre waren. Oft sind nasse und trockene Jahre in eine Serie von nassen und trockenen Jahren eingebettet. Die unterschiedlichen Regionen zeigen nahezu dieselben Charakteristika von nassen und trockenen Jahren. Nur das Jahr 1969 wird als trockenes Jahr in den Voralpen und gleichzeitig als nasses Jahr in den Gäulandschaften ausgewiesen. Der Grad der Nässe bzw. der Trockenheit ist jedoch von Region zu Region unterschiedlich, so ist z. B. das sonst sehr trockene Jahr 1959 im Alpenvorland weniger trocken. Weiter zeigen im Trockenjahr 1976 die südlichen Regionen ein nahezu durchschnittliches Verhalten des MAM(10).

Die Werte der Variationskoeffizienten schwanken in nassen und trockenen Jahren zwischen 20 % und fast 100 %. Relativ trockene Jahre können dieselben Variationskoeffizienten zeigen wie relativ nasse Jahre. Weiterhin läßt sich auch die Schwere der Trockenperiode nicht mit der Zeit des Auftretens der MAM(10)-Periode innerhalb des Jahres in Verbindung bringen.

4 Methode der Regionalisierung

Die klassische Anwendung von multiplen Regressionsmodellen in hydrologischen Studien führt zu einer Abschätzung eines Abflußparameters für ein einzelnes Flußsystem. Im Gegensatz zum klassischen Verfahren wurde in dieser Studie ein gewässernetzorientierter Ansatz verwendet (Abbildung 3).

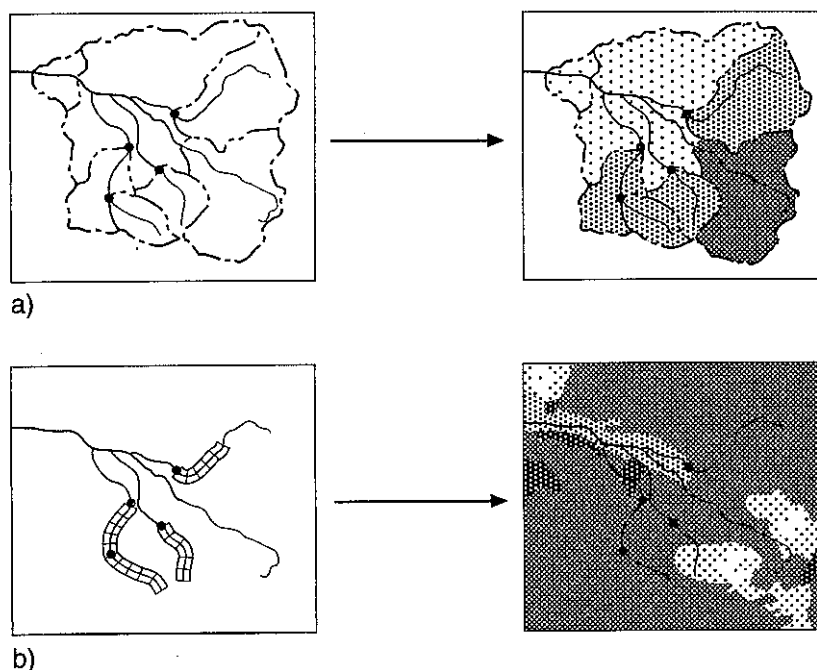


Abb. 3 Vergleich unterschiedlicher Regressionsmodelle
(a) Klassischer multipler Regressionsansatz bezogen auf einzelne Einzugsgebiete
(b) Modifizierter multipler Regressionsansatz bezogen auf das Fließgewässernetz

Da die verwendeten Pegel Einzugsgebiete bis zu 500 km^2 Größe einschließen und die thematischen Gebietsinformationen aus Karten im Maßstab $1 : 500\,000$ und $1 : 1\,000\,000$ entnommen werden, ist die Kombination der thematischen Daten nahe der Pegel fast identisch mit der Kombination innerhalb der Einzugsgebiete. Der MAM(10) der Stationen wurde daher in direkte Beziehung zu den thematischen Daten oberhalb der Abflußmeßstation gesetzt. Das Gewässernetz wurde von der Meßstation aus flussaufwärts in fünf 1 km lange Abschnitte eingeteilt. Die Eigenschaften der etwa $1 \times 1 \text{ km}^2$ Flächen entlang der Abschnitte wurde zum MAM(10) der Station in Beziehung gesetzt. Der Abfluß in der Dimension m^3/s ist ungenau, vor allem für geringe Abflüsse sehr kleiner Einzugsgebiete. Es gibt jedoch lokale Ausnahmen von Einzugsgebietseigenschaften, die durch die Skalierung der thematischen Datengrundlage nicht repräsentiert werden können, aber trotzdem für das Niedrigwasserabflußregime kleiner Einzugsgebiete von Bedeutung sind. Aufgrund dieses modifizierten Regressionsansatzes kann der MAM(10) flächenhaft berechnet werden.

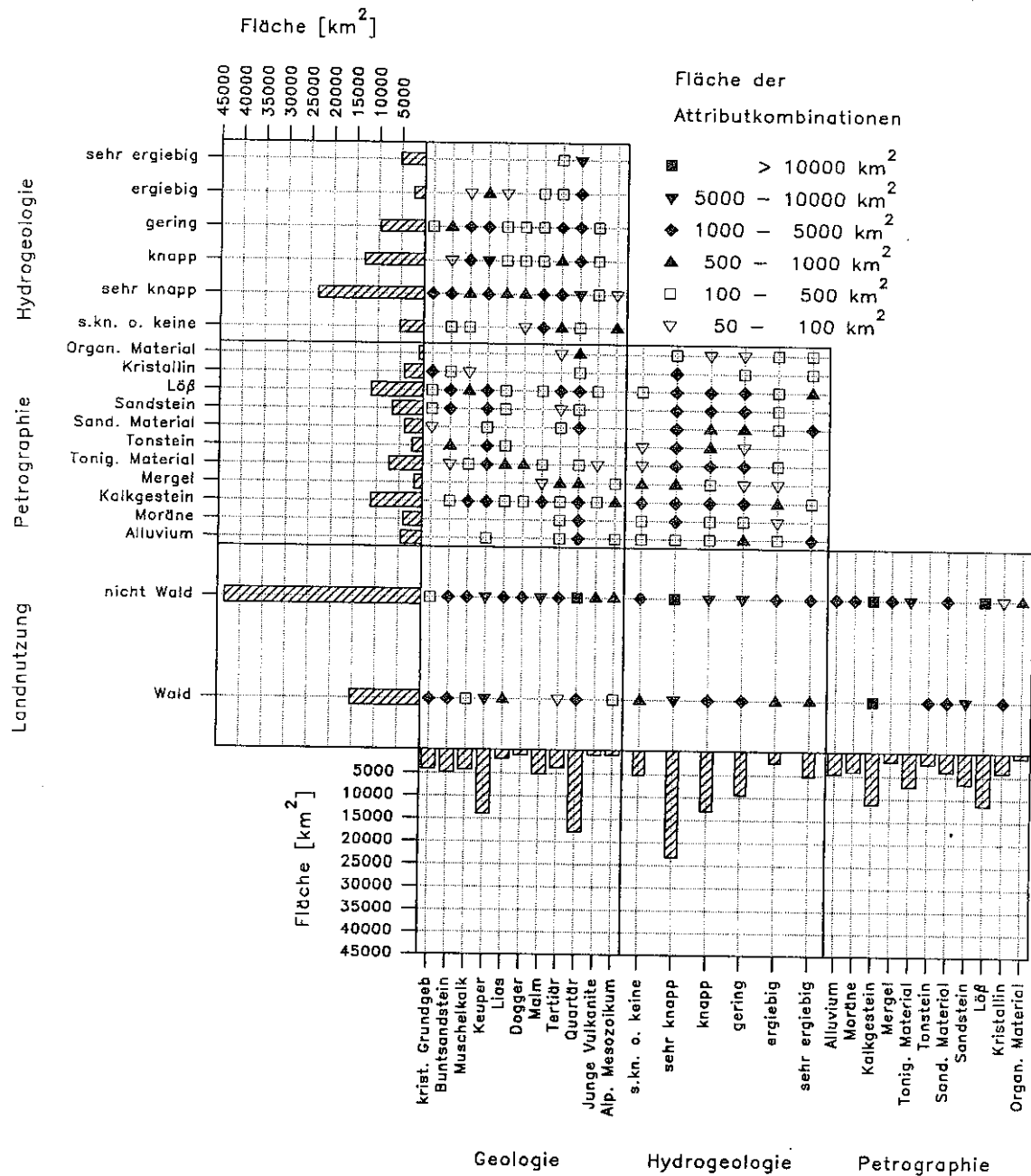


Abb. 4 Kombinationen der thematische Daten im Südwesten Deutschlands

Da multiple Regressionsmodelle nur für die Daten Gültigkeit haben, für die sie kalibriert sind, wurden zur Überprüfung alle vorkommenden Attributkombinationen (Geologie, Hydrogeologie, Petrographie und Landnutzung) im Untersuchungsgebiet bestimmt und mit denjenigen der Gewässernetzflächen verglichen. Das Resultat ist in Abbildung 4 zusammengefaßt.

Hier sind alle vorkommenden Kombinationen der thematischen Attribute paarweise im Untersuchungsgebiet dargestellt. Die Kombinationen wurden mit denjenigen auf den Flächen oberhalb der Abflußmeßstation verglichen und alle Kombinationen, die nicht

durch die Flächen oberhalb der Abflußmeßstation repräsentiert werden, wurden kenntlich gemacht, wie beispielsweise ein 1000-5000 km² großes Gebiet tertiären Ursprungs (geologisch) mit sehr geringer Grundwasserspeicherkapazität (hydrogeologisch). Für dieses Gebiet ist in den oberhalb des Pegels liegenden Bezugsflächen keine entsprechende Kombination verfügbar. Durch die Bezugsflächen und die auftretenden thematischen Attributkombinationen wurden nur 9 % der Gesamtfläche nicht beschrieben.

Da die thematischen Daten wie z. B. Geologie und Hydrogeologie nominal skalierte sind, müssen diese Prädiktorvariablen dummy-codiert werden, damit sie in ein multiples Regressionsmodell einbezogen werden können. So wurde z. B. die Geologie mit ihren 11 Stufen in 10 dummy-codierte Indikatorvariablen aufgeteilt, die entweder den Wert 0 oder 1 annehmen. Diese Art der Kodierung erlaubt es, Werte mit unregelmäßigen Intervallen in ein multiples Regressionsmodell einzubeziehen. Die Struktur des Modells lautet $MAM(10) = f(G_1, \dots, G_{10}, H_1, \dots, H_5, M_1, \dots, M_{10}, U)$ mit G_i als Indikatorvariable für die Geologie, H_i als Indikatorvariable für die Hydrogeologie, M_i als Indikatorvariable für die Petrographie und U als Indikatorvariable für die Landnutzung.

Danach wurde ein multiples Regressionsmodell gewählt, um den Niedrigwasserkennwert $MAM(10)$ aus verschiedenen Kombinationen von Geologie, Hydrogeologie, Petrographie und Landnutzung zu schätzen. Dieses Modell wurde für das Untersuchungsgebiet verwendet (Abb. 5). Klimatische Daten standen für diese Untersuchung nicht zur Verfügung, daher treten sie im Regressionsmodell nicht als Indikatorvariablen auf. Jedoch folgt im allgemeinen die Niederschlagsverteilung im Untersuchungsgebiet der Topographie, die wiederum eine gute Übereinstimmung mit der Geologie zeigt (GEYER & GWINNER 1991).

Die Geologie erscheint in der Regressionsgleichung als die wichtigste Indikatorvariable, da die Abschätzung des $MAM(10)$ generell der Verteilung der geologischen Klassen folgt. Die höchsten spezifischen $MAM(10)$ -Werte werden für die Voralpen und den Schwarzwald geschätzt. Relativ niedrige Werte sind für die Gäulandschaften und die Schwäbische Alb bestimmt worden. Allgemein läßt sich eine gute Übereinstimmung zwischen den geschätzten und den berechneten spezifischen $MAM(10)$ feststellen.

Die hydrogeologischen Eigenschaften und die Landnutzung sind für die Erklärung der Varianz des $MAM(10)$ im Südwesten Deutschlands signifikant. Das Bestimmtheitsmaß beträgt 56 %. Ein Vergleich mit früheren Studien in der Region, die auf einzugsgebietsbezogenen Methoden basieren (Bestimmtheitsmaß $R^2 = 86\%$), zeigt, daß die neu angewandte Methode zu befriedigenden Ergebnissen führt (WESSELINK et al. 1994, DEMUTH & HAGEMANN 1994).

Eine wichtige Bedingung für eine aussagekräftige Regressionsanalyse ist die Residualkomponente, die Differenz zwischen den geschätzten und den beobachteten Werten (vgl. WEISBERG 1985, HOLDER 1985, LEWIS-BECK 1986). Die Residualanalyse zeigt eine gleichmäßige Verteilung der Werte, was darauf hinweist, daß das Prinzip der Homoskedastizität nicht verletzt ist. Daher kann das Modell als aussagekräftig angenommen werden. In Abbildung 6 sind die Residuen für die einzelnen Stationen dargestellt. Für jede Meßstation werden der berechnete und der geschätzte Wert des $MAM(10)$ sowie die Qualität der Schätzung dargestellt. Für 19 % der Meßstationen führt das Modell mit Resi-

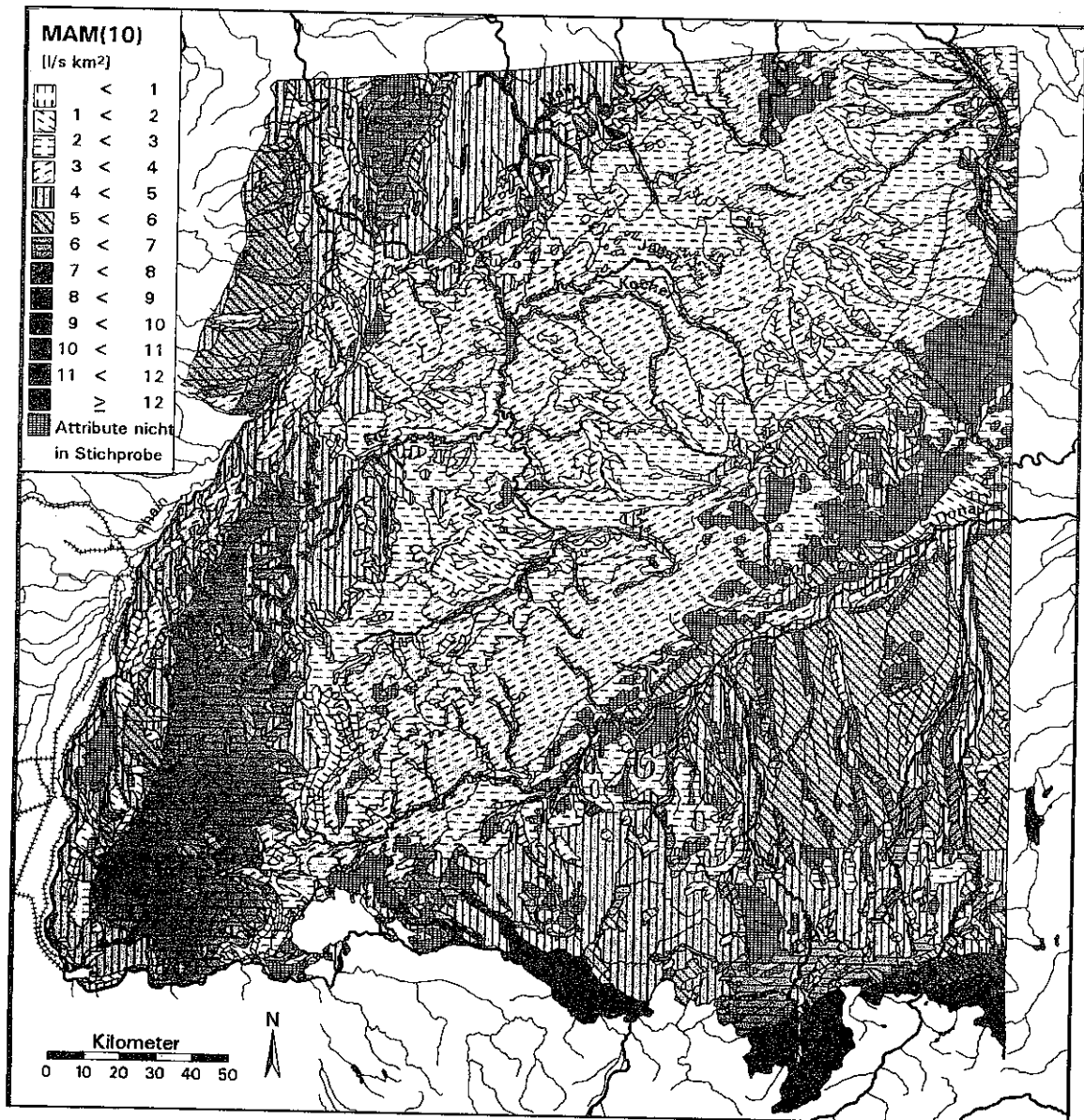


Abb. 5 Schätzung des spezifischen MAM(10) in Südwestdeutschland mit dem gewässernetzorientierten Regionalisierungsansatz

duen bis 10 % zu einer sehr guten Abschätzung der Niedrigwassergröße. Gute Resultate mit einem Schätzfehler zwischen 10 % und 30 % wurden für 33 % der Stationen erzielt. 27 % der Stationen zeigen einen Schätzfehler von bis zu 50 %. Für die restlichen 21 % der Stationen konnte nur eine unzureichende Schätzung des MAM(10) durch die Prädiktorvariablen (Geologie, Hydrogeologie, Petrographie und Landnutzung) erreicht werden.

werden. In einigen Regionen können die allgemeinen hydrogeologischen Eigenschaften nur unzureichend die Besonderheiten des lokalen Niedrigwassersregimes erklären.

Für 145 Flüsse im Südwesten Deutschlands wurden Beziehungen zwischen dem MAM(10) und den Gebietseigenschaften der oberhalb der Meßstationen liegenden Flächen ermittelt. Da der MAM(10) direkt mit den kodierten thematischen Daten in Beziehung steht, konnte das Modell für die flächenhaften thematischen Daten des gesamten Untersuchungsraumes angewendet werden. Dieser Ansatz ist geeignet, wenn die berücksichtigten Gebietseigenschaften der Bezugsflächen oberhalb der Pegel sich nur geringfügig von denen im ganzen Einzugsgebiet unterscheiden. Unter Berücksichtigung der räumlichen Auflösung der hydrogeologischen Eigenschaften im Untersuchungsgebiet sind diese Einzugsgebiete auf eine Größe von 500 km² limitiert. Die generalisierte Geologie, Hydrogeologie, Petrographie und Landnutzung liefern brauchbare Prädiktorvariablen. Für 21 % der Meßstationen konnte jedoch keine zufriedenstellende Abschätzung erreicht werden. Daher besteht die Notwendigkeit, die Abschätzung zu verbessern. Dies kann zum Beispiel durch die Berücksichtigung des mittleren jährlichen Niederschlags erreicht werden.

Literatur

- Boorman, D. B. & Hollis, J. M. (1990): Hydrology of Soil Types. A hydrologically-based classification of the soils of England and Wales. MAFF conference of river and coastal engineers, Loughborough University.
- Boorman, D. B., Hollis, J. M. & Lilly, A. (1991): The production of the Hydrology of Soil Types (HOST) data set. BHS Third National Hydrological Symposium, Southampton.
- Commission of the European Communities (1989): CORINE (Co-ordinated Information on the European Environment), Data base manual.
- Demuth, S. & Hagemann I. (1994): Estimation of low flow parameters applying hydrogeological area information. In: IAHS Publ. No. 221, 151-157.
- Demuth, S. & Schreiber P. (1994): Studying storage behaviour using an operational recession method. In: IAHS Publ. No. 221, 51-59.
- Demuth, S. (1989): Small Research Basin Studies. In: Gustard A., Roald L., Demuth S., Lumadjeng, H. & Gross, R. (1989): Flow Regimes from Experimental and Network Data (FRIEND). Vol I. Hydrological Analysis. Institute of Hydrology, Wallingford, 141-186.
- Demuth, S. (1989): The Application of the West German IHP Recommendations for the Analysis of Data from Small Research Basins. In: IAHS Publ. No. 187, 47-60.

- Demuth, S. (1993): Untersuchungen zum Niedrigwasser in West-Europa. Freiburger Schriften zur Hydrologie, Bd. 1, 205 Seiten. Freiburg i. Br.
- Demuth, S. (1994): Regionalization of low flows using a multiple regression approach - A review. In: XVIIth Conference of Danube Countries, 5.-7. Sept. '94, Budapest, Vol. 1, 115-122.
- Einsele, G. (1978): Neubildung und Abfluß von Grundwasser in verschiedenen geologisch definierten Landschaftstypen. DVWK 10, Hydrologie Fortbildungskurs, Vortrag 13, Karlsruhe.
- Geyer, O. F. & Gwinner, M. P. (1991): Einführung in die Geologie von Baden-Württemberg. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Goddard, G. C. (1963): Water-Supply characteristics of North-Carolina streams. Geol. Survey Water-Supply Paper 1761.
- Gustard, A. & Gross, R. (1989): Low flow regimes of Northern and Western Europe. In: FRIENDS in Hydrology. IAHS Publ. No. 187, 205-212.
- Gustard, A. & Irving, K. M. (1994): Classification of the low flow response of European soils. In: IAHS Publ. No. 221, 113-117.
- Gustard, A. (1983): Regional variability of soil characteristics for flood and low flow estimation. Agricultural Water Management, 6, 255-268.
- Gustard, A. (Editor) (1993): Flow Regimes from International Experimental and Network Data (FRIEND). Volume I: Hydrological Studies, Volume II: Hydrological data, Volume III: Inventory of streamflow generation studies. Institute of Hydrology, Wallingford, UK.
- Gustard, A., Roald, L. A., Demuth, S., Lumadjeng, H. S., Gross, R. & Arnell, R. (1989): Flow Regimes from Experimental and Network Data. Vol. I: Hydrological Studies. Institute of Hydrology, Wallingford, UK.
- Holder, R. L. (1985): Multiple regression in hydrology. Institute of Hydrology, Wallingford, UK.
- Institute of Hydrology (1980): Low Flow Studies. Wallingford.
- Lewis-Beck, S. M. (1986): Applied regression. An introduction series: Quantitative applications in the social sciences. Sage University paper 22.
- Nathan, R. J. & McMahon, T. A. (1990): Evaluation of automated techniques for base flow and recession analysis. Water Resources Research, 7, 26, 1465-1473.
- Schreiber, P. (1996): Regionalisierung des Niedrigwassers mit statistischen Verfahren. Freiburger Schriften zur Hydrologie, Bd. 4, 154 S., Freiburg i. Br.

- Speer, P. R., Golden, H. C., Patterson, J. F. et al. (1964): Low flow characteristics of streams in the Mississippi Embayment in Mississippi and Alabama. Geol. Survey Prof. Paper 448-I.
- Stall J. B. (1962): Reservoir mass analysis by a lowflow series. Proc. ASCE, Journal of Sani. Eng. Div. SA 5, Vol. 88.
- Thomas D. M. & Benson M. A. (1970): Generalisation of streamflow characteristics from drainage basin characteristics. US Geol. Survey, Open File Report.
- van der Wateren-de Hoog, B. (1995): The effects of climate variability on discharge as dependent on catchment characteristics in the Upper Loire basin, France. Hydrological Sciences Journal, 40, 5, 633-646.
- Vogel, R. M. & Kroll, C. N. (1988): Estimation of baseflow Recession Constants. In: Recent advances in the modeling of hydrologic systems. (NATO, Advanced Study Inst., July 1988).
- Weisberg, S. (1985): Applied linear regression. Wiley series in probability and mathematical statistics. New York.
- Wesselink A., Hagemann I., Demuth S. & Gustard A. (1994): Computer application of regional low flow study in Baden-Württemberg. IAHS Publ. No. 221, 141-150.
- Wetzel K. L. & Bettendorff J. M. (1986): Techniques for estimating streamflow characteristics in the eastern and interior coal provinces of the United States. US Geol. Survey Water-Supply Paper 2276, Virginia, Alexandria.
- Weyer, K. U. & Karrenberg, H. (1970): Influence of fractured rocks on the recession curve in limited catchment areas in hill country: A result of regional research and a first evaluation of runoff at hydrogeological experimental basins. Journal of Hydrology (N. Z.). 9, 2, 177-191.

Die Verfasser der Beiträge und ihre Anschriften:

PD Dr. Siegfried Demuth & Dr. Petra Schreiber

Institut für Hydrologie
Universität Freiburg i. Br.
Fahnenbergplatz
79098 Freiburg

Dr. Gerhard Glugla & Dipl.-Meteor. Evelyn Müller*

Bundesanstalt für Gewässerkunde
Außenstelle Berlin
Schnellerstr. 140
12439 Berlin

** Mitarbeiterin im DFG-Projekt „Wasserhaushaltsverfahren“*

Dr. Volker Hennings & Dr. Wilhelmus H. M. Duijnsveld

Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe
Stilleweg 2
30655 Hannover

Dr. Andrea Müller

Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe
Außenstelle Berlin
Wilhelmstr. 25-30
13593 Berlin

Prof. Dr. Gerd Peschke

Lehrstuhl für Umweltwissenschaften
Internationales Hochschulinstitut Zittau
Markt 22
02763 Zittau

Dr. Wilhelm Struckmeier

Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe
Stilleweg 2
30655 Hannover

Dr. Frank Wendland & Dr. Ralf Kunkel

Forschungszentrum Jülich GmbH
Programmgruppe Systemforschung und Technologische Entwicklung
52425 Jülich

Dr. Ulrich Wendling

Deutscher Wetterdienst
GB Forschung und Entwicklung
Kaiserleistr. 42
63067 Offenbach/Main

Dr. Hellmut Vierhuff

Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe
Stilleweg 2
30655 Hannover

