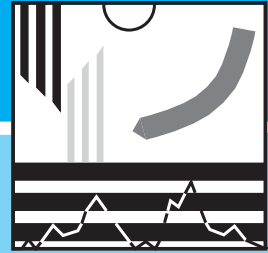


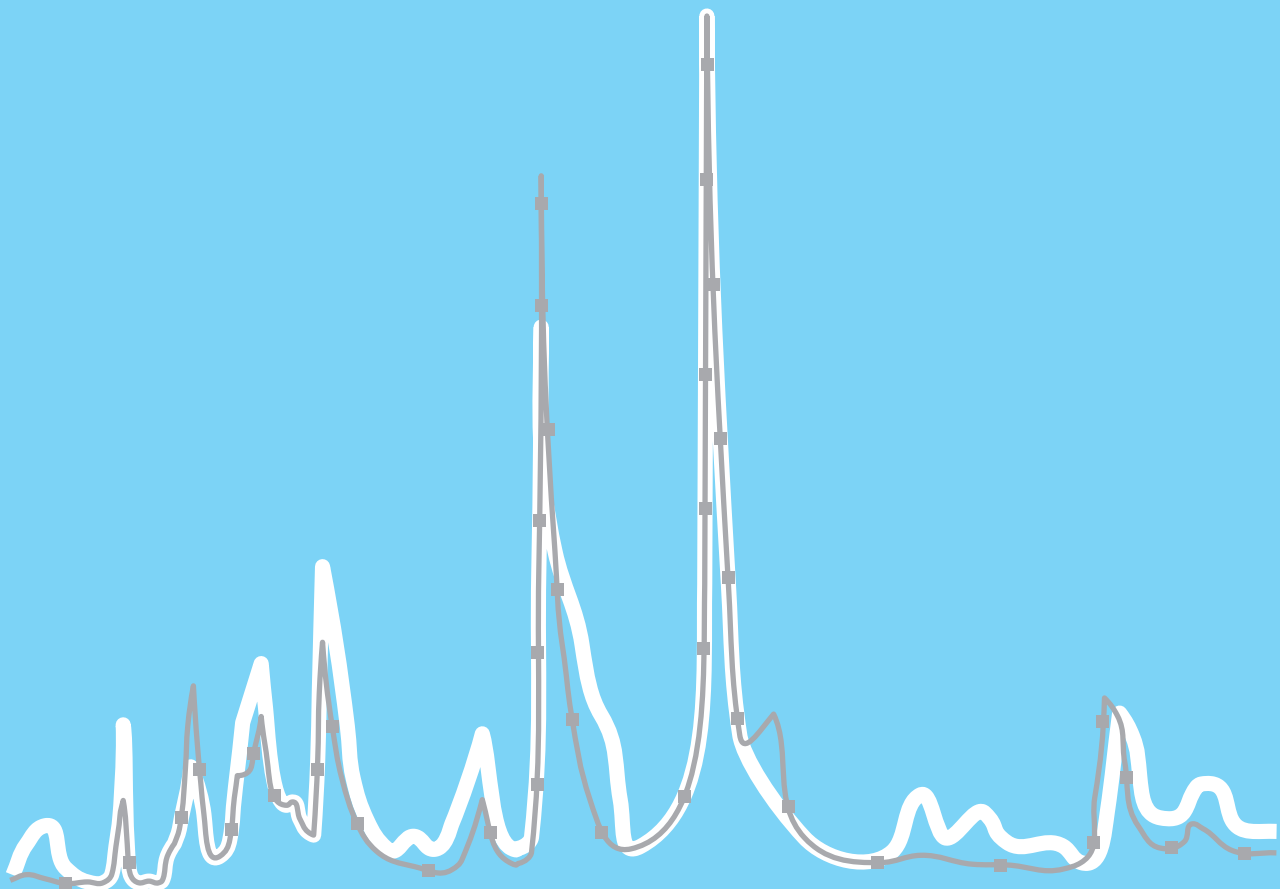
FREIBURGER SCHRIFTEN ZUR HYDROLOGIE



Band 8

Jens Mehlhorn

Tracerhydrologische Ansätze in der Niederschlags-Abfluß-Modellierung



Institut für Hydrologie der Universität Freiburg i.Br.

Jens Mehlhorn

**Tracerhydrologische Ansätze in der Niederschlags-Abfluß-
Modellierung**

Unterstützt durch / Supported by:

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

FREIBURGER SCHRIFTEN ZUR HYDROLOGIE

Band 8

Jens Mehlhorn

**Tracerhydrologische Ansätze in der
Niederschlags-Abfluß-Modellierung**

1998

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., 1998

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

Vorwort

Inhalt

Zusammenfassung	III
1 Einleitung	1
2 Problemstellung und Zielsetzung	3
3 Vorgehen	7
4 Theorie	11
4.1 Mathematische hydrologische Modelle	11
4.2 Das N-A-Modell PRMS/MMS	14
4.3 Tracerhydrologie	19
4.3.1 Ganglinienseparation	20
4.3.2 Verweilzeitbestimmung	22
4.4 Der Einzellinearspeicher	28
4.5 Das Diffusions-Translations-Modell	30
5 Das Brugga-Einzugsgebiet	35
5.1 Lage	35
5.2 Morphologie	37
5.3 Geologie	38
5.4 Böden	39
5.5 Klima	40
5.6 Hydrologie	42
6 Hydrologische Raumgliederung	46
6.1 Ausweisung von Teileinzugsgebieten	48
6.2 Ausweisung von homogenen Flächen	54
6.3 Ausweisung von Teilflächen im Rasterformat	61
7 Modellierung des Wasserhaushaltes	65
7.1 Niederschlagsverteilung im Einzugsgebiet	66
7.2 Verdunstung	69

7.3	Schneedecke	70
7.4	Abfluß	76
8	Ergebnisse	78
8.1	Modellierung des Wasserhaushaltes	78
8.1.1	Optische Bewertung der Modellierungsergebnisse	79
8.1.2	Statistische Betrachtung der Modellierungsergebnisse	82
8.1.3	Betrachtung der Wasserbilanzen	84
8.1.4	Bewertung der Raumgliederungsverfahren	86
8.2	Tracerhydrologische Untersuchungen	87
8.2.1	Speicherräume und Abflußkomponenten	88
8.2.2	Verweilzeiten der langsamen Abflußkomponenten	89
8.2.3	Bestimmung der Verweilzeiten der schnellen Abflußkomponenten	91
8.3	Bestimmung von Speicherräumen über die Rezessionsanalyse	100
9	Optimierung der N-A-Modellierung anhand tracerhydrologischer Ansätze	104
9.1	Hydrogeologische Raumgliederung	104
9.2	Vergleich der modellierten Abflußkomponenten mit den Ergebnissen der Raumgliederung	109
9.2.1	Modellierung der Abflußanteile von Ereignis- und Vorereigniswasser	113
9.3	Verwendung des Dispersionsmodells in der N-A-Modellierung	117
9.3.1	Interpretation der Tracerverweilzeiten zur Verwendung in der N-A-Modellierung	121
9.3.2	Modellierung des Wasserhaushaltes unter Berücksichtigung der tracerhydrologischen und der dynamischen Verweilzeit	123
10	Schlußfolgerungen	127
	Verzeichnis der Abkürzungen und Symbole	133
	Verzeichnis der in PRMS verwendeten Abkürzungen	136
	Literatur	139

Zusammenfassung

Ziel der vorliegenden Arbeit war es, tracerhydrologisch ermittelte Informationen direkt in der Niederschlags-Abfluß-(N-A)-Modellierung einzubauen. Dabei wurden die tracerhydrologischen Abflußkomponenten und -anteile sowie ihre Verweilzeiten im System Einzugsgebiet verwendet. Diese wurden zusätzlich zum Gesamtabfluß zur Validierung des N-A-Modells PRMS/MMS eingesetzt. Die tracerhydrologisch ermittelten Verweilzeiten der Basisabflußkomponenten wurden zur Modellkalibrierung der Abflußkonzentration der Grundwasserabflußkomponente verwendet. Um die tracerhydrologischen Ergebnisse direkt zur Modellierung nutzen zu können, mußten Veränderungen am bestehenden Modell PRMS/MMS vorgenommen werden.

Die Verbindung zwischen der N-A-Modellierung und den tracerhydrologischen Ergebnissen wurde durch eine dreidimensionale Raumgliederung hergestellt. Diese baut auf einer hydrologischen und einer hydrogeologischen Raumgliederung auf. In der hydrologischen Raumgliederung werden die verteilten Parameter zu Höhe, Hangneigung, Exposition, Niederschlag und Landnutzung aggregiert. Die aggregierten Parameter wurden zur Kalibrierung der oberirdisch ablaufenden Prozesse wie z.B. Schneedeckenaufbau und -abbau verwendet. Die hydrogeologische Raumgliederung wurde auf der Basis der tracerhydrologischen Informationen kombiniert mit einer Rezessionsanalyse abgeleitet. Die hydrogeologische Raumgliederung diente zur Verbesserung der Modellierung der Abflußbildung und -konzentration.

Bei der Durchführung der hydrologischen Raumgliederung wurden drei unterschiedliche Aggregierungstechniken eingesetzt. Die erste Variante orientierte sich an den physiographischen Teileinzugsgebieten. Bei der zweiten Variante wurden im Untersuchungsgebiet in Bezug auf die Parameter Höhe, Hangneigung, Exposition, Niederschlagsverteilung und Landnutzung homogene nichtzusammenhängende Teilflächen ermittelt. Bei der dritten Methode wurden die Parameter nach Rasterflächen aggregiert. Es hat sich gezeigt, daß die Art der hydrologischen Raumgliederung auf das Ergebnis der Abflußmodellierung einen deutlich geringeren Einfluß hatte als die Erfassung des hydrologischen Geschehens durch die Modellstruktur. Insgesamt konnte mit allen drei hydrologischen Raumgliederungen in einer ersten Modellierung, in die die hydrogeologische Raumgliederung noch nicht einging, der Gesamtabfluß des Untersuchungsgebietes gut wiedergegeben werden.

In Kombination mit einer Rezessionsanalyse wurde aus den tracerhydrologischen Ergebnissen die hydrogeologische Raumgliederung aufgebaut. Danach sind am Wasserumsatz im Untersuchungsgebiet vier Speicherräume bzw. Abflußkomponenten beteiligt. Die erste Komponente ist der Direktabfluß, gebildet auf Sättigungsflächen, und auch Makroporenfluß, der in der Untersuchungsperiode durchschnittlich mit 18 % zum Gesamtabfluß beitrug. Die zweite Komponente ist eine schnelle indirekte Komponente aus den oberen Hangschuttdecken des Untersuchungsgebietes. Diese Komponente trägt bei Hochwasserereignissen den überwiegenden Anteil zum Gesamtabfluß bei. Der Abflußanteil dieser Komponente betrug für den Untersuchungszeitraum 45 %. Die dritte und vierte Komponente wurden zusammengefaßt betrachtet. Es handelt sich dabei um den Abfluß aus der

unteren Hangschuttdecke sowie den Abfluß aus dem geklüfteten Gneis. Zusammengekommen trugen beide Komponenten mit 37 % zum Abflußgeschehen bei.

Durch die Implementierung eines Mischungsansatzes in das N-A-Modell auf der Grundlage der Tracerhydrologie konnte der Anteil von neuem und altem Wasser am Gesamtabfluß modelliert werden. Dabei stellte das alte Wasser die indirekten Komponenten und das neue Wasser die direkte Komponente aus Sättigungflächen- und Makroporenabfluß dar. Der Vergleich zwischen Modellierung und hydrogeologischer Raumgliederung zeigte eine hohe Übereinstimmung. Der modellierte Direktabflußanteil betrug 16 %. Auch die modellierten indirekten Komponenten stimmten mit der hydrogeologischen Raumgliederung gut überein. Der modellierte indirekte Anteil der oberen Hangschuttdecke betrug 52 % und der Anteil der unteren Hangschuttdecke mit dem Gneisaquifer betrug zusammengekommen 32 %. Anhand der Abflußkomponenten konnte so die Modellierung des Abflußgeschehens nachträglich validiert werden.

In einem zweiten Schritt wurden die tracerhydrologisch ermittelten Verweilzeiten der unteren Hangschuttdecke und des Gneisaquifers zur Kalibrierung des Grundwasserabflusses im Modell verwendet. Ein Vergleich zwischen Wichtungsfunktionen der Tracerhydrologie zur Ermittlung von Verweilzeiten und Übertragungsfunktionen zur Modellierung der Abflußkonzentration hatte gezeigt, daß jeweils die gleichen mathematischen Ansätze verwendet werden. Dies ermöglicht, den Einzellinearspeicher zur Modellierung der Grundwasserabflußkonzentration durch das in der Tracerhydrologie häufig verwendete Dispersionsmodell in PRMS/MMS zu ersetzen. Die mit dem Dispersionsmodell erzielten Resultate zum Wasserhaushalt des Untersuchungsgebietes waren von gleicher Güte wie diejenigen mit dem Einzellinearspeicher.

Bei der Verwendung der tracerhydrologisch ermittelten Verweilzeiten des Wassers in der unteren Hangschuttdecke und dem Gneisaquifer zur Modellkalibrierung mußte das Verhältnis von mobilen zu immobilen Wasser in diesem doppelporösen Speicherraum berücksichtigt werden. Die tracerhydrologische Verweilzeit betrug 920 d. Diese Verweilzeit ist dem mittleren Wasseralter gleichzusetzen. Gleichzeitig hat die Rezessionsanalyse gezeigt, daß das Wasser mit einer mittleren Dynamik von 340 d reagiert. Dieser Unterschied zwischen Wasseralter und Dynamik konnte durch eine Konzeptionalisierung des doppelporösen Speichermediums in der Modellierung berücksichtigt werden. Dadurch wurde es möglich, den Grundwasserabfluß mit einer Dynamik des mobilen Wassers von 340 d zu modellieren, wobei aber das Wasser im Mittel 920 d alt ist, wenn es zum Abfluß gelangt.

Es erwies sich als sinnvoll, konzeptionelle hydrologische Modelle mit tracerhydrologisch ermittelten Informationen zu kalibrieren und validieren. Aufgrund des räumlich integrativen Charakters bieten sich tracerhydrologisch ermittelte Ergebnisse sogar in besondere Weise zur Validierung und Kalibrierung von konzeptionellen N-A-Modellen an. Aus diesem Grund sollte die Tracerhydrologie verstärkt in der N-A-Modellierung Berücksichtigung finden.

1 Einleitung

Die Modellierung des Wasserhaushaltes von hydrologischen Einzugsgebieten gehört zu den Hauptaufgaben der Hydrologie. Bei der Wasserhaushaltsmodellierung stehen das bessere Verständnis der Prozesse des Wasserkreislaufs und seine quantitative Erfassung im Vordergrund. Zusätzlich werden Modellierungen zu Vorhersagen von Hoch- und Niedrigwasser und zur Simulation von Szenarien zur Bestimmung der Einflüsse von anthropogenen Veränderungen eingesetzt. Eine aktuelle Frage ist, wie sich Landnutzungs- und Klimawandel auf den Wasserhaushalt auswirken. Ein besonderes Interesse besteht dabei an den möglichen Änderungen der Extreme wie Hoch- und Niedrigwasser. Zur Beantwortung dieser Fragen werden hydrologische Modelle benötigt, die das Einzugsgebiet und die darin ablaufenden Prozesse realistisch abbilden. Dabei besteht weiterhin das Bedürfnis, die Prozesse besser zu verstehen und in einem zweiten Schritt für die Modellierung zu konzeptionalisieren (BEVEN 1989, BONNELL 1993, LEAVESLEY 1994).

Seit der Entwicklung des ersten Wasserhaushaltsmodells, dem Stanford Watershed Model von CRAWFORD & LINSLEY (1966), nahm die Aktivität im Bereich der hydrologischen Modellierung immer stärker zu. Die Entwicklung neuer Modelle wurde besonders durch die Computereentwicklung unterstützt. So wurde es möglich, immer komplexere Modelle zu entwickeln und immer größere Datenmengen zu verwalten. Dennoch konnte das Hauptproblem der Wasserhaushaltsmodellierung, namentlich die Vielzahl der zu erfassenden Prozesse und die Heterogenität der Natur, noch nicht hinreichend gelöst werden.

Ein großer Schritt zur Verbesserung der hydrologischen Modellierung ist die Verwendung von Fernerkundungsdaten sowie die Kopplung der Modelle mit Geographischen Informationssystemen (SINGH 1995). Die digitalen, räumlichen Fernerkundungsdaten und weitere räumliche Informationen können in Geographischen Informationssystemen verwaltet, weiterverarbeitet und an hydrologische Modelle weitergegeben werden. Dadurch ist es möglich geworden, die räumliche Heterogenität von hydrologischen Systemen besser zu erfassen. Aber eine Beschränkung dieser neuen Verfahren liegt darin, daß die verwendeten Daten überwiegend nur die Oberfläche des hydrologischen Systems beschreiben.

Weitere Verfahren zur Bestimmung von räumlich integrativ beschreibenden Parametern stellt die Tracerhydrologie bereit. Die Tracerhydrologie liefert dabei Erkenntnisse zu Abflußkomponenten und deren Verweilzeiten im System. Mit den tracerhydrologischen Techniken können insbesondere die Prozesse der Abflußbildung und -konzentration in hydrologischen Systemen untersucht und besser verstanden werden. Damit liegt in der Tracerhydrologie ein großes Potential, einerseits zum Verständnis der Prozesse und andererseits bei der Bereitstellung von räumlich beschreibenden Daten behilflich zu sein. Der Vorteil der Tracerhydrologie liegt darin, Erkenntnisse zu Prozessen zu erhalten, die unterirdisch ablaufen und somit nur schwer durch Fernerkundung und Geographische Informationssysteme erfaßt werden können. Im Folgenden wird der Begriff Tracerhydrologie auch übergeordnet für Ergebnisse und Informationen, die aus tracerhydrologischen Untersuchungen erzielt werden, verwendet.

Bisher wurden die Ergebnisse tracerhydrologischer Untersuchungen noch nicht direkt zur Modellierung des Wasserhaushaltes verwendet. Daher sollten in der vorliegenden Arbeit die Möglichkeit und die Vorteile einer Integration von tracerhydrologischen Ergebnissen in die Wasserhaushaltsmodellierung untersucht werden. Diese Untersuchungen sollten damit ein Schritt in die Richtung sein, die Tracerhydrologie neben der Fernerkundung und den Geographischen Informationssystemen als ein festes Hilfsmittel in der Niederschlags-Abfluß-Modellierung zu etablieren.

2 Problemstellung und Zielsetzung

Die Wasserbilanzgleichung bildet als Folge von Massen- und Energieerhaltung die Grundlage der hydrologischen Modellierung:

$$A=N-V+\Delta S \quad (2.1)$$

mit Abfluß A, Niederschlag N, Verdunstung V und der Speicheränderung ΔS . Gleichung (2.1) wird über einen weiten Maßstabsbereich betrachtet, der in der Dimension Raum vom Wassermolekül bis zu den atmosphärischen Zirkulationsprozessen reicht und somit die Wasserbilanz der Erde beinhaltet. Der zeitliche Maßstab erstreckt sich von Betrachtungen der molekularen Prozesse im Nanosekundenbereich über jährliche Untersuchungen bis hin zu zehn- bis hundertjährigen Perioden zur Erfassung von Klimaschwankungen. Der Maßstabsbereich variiert somit im Raum von 10^{-10} bis 10^6 m und in der Zeit von 10^{-9} bis 10^{10} s (z.B. KLEMES 1983, DOOGE 1986, DYCK & PESCHKE 1995, UHLENBROOK & LEIBUNDGUT 1997). Die Lösung von Gleichung (2.1) unter Berücksichtigung der Kombination aus zeitlicher und räumlicher Variabilität ist u. a. eine Aufgabe der hydrologischen Modellierung. Es werden dabei Systeme wie Testflächen im Dezimeterbereich bis zu Flußgebieten im Hundertkilometerbereich betrachtet.

Die räumlichen und zeitlichen Maßstäbe oder auch Skalen weisen in der Modellierung einen positiv korrelierten Zusammenhang auf. In räumlich mikroskaligen Systemen werden die zu beschreibenden Prozesse in höchster zeitlicher Auflösung abgebildet. Die hohe zeitliche Auflösung ist wiederum verbunden mit einer detaillierten räumlichen Information des Systems zu jedem Zeitschritt. Beim Übergang zu größeren räumlichen Skalen müssen die Zeitschritte vergrößert werden, da aufgrund der Komplexität und Heterogenität des Systems Natur die detaillierte räumliche Information zu den einzelnen Zeitschritten nicht mehr gegeben ist. Die Übertragung von Modellen aus dem mikroskaligen Bereich auf die Makroskale ist dabei nicht uneingeschränkt möglich, da durch die räumliche und zeitliche Diskretisierung unterschiedliche Sätze von physikalischen Gesetzen die einzelnen Skalenbereiche dominieren. Dies folgt aus der Tatsache, daß ein Element in einem bestimmten Skalenbereich aus einer Summe von Teilelementen aus dem darunterliegenden Skalenbereich hervorgeht. Dies bedeutet, daß die Gesetze des höheren Skalenbereiches Durchschnitte oder Integrale der dominierenden Elemente der niedrigeren Skale beschreiben müssen (KLEMES 1983).

Die grundlegenden Probleme in der Niederschlags-Abfluß-Modellierung (N-A-Modellierung) und der sich daraus ergebende Forschungsbedarf werden von TODINI (1988), BEVEN (1989), BONNELL (1993) und LEAVESLEY (1994) ausführlich diskutiert. Es werden vier Problemklassen ausgewiesen, die jeweils eng mit den Begriffen Prozeßverständnis, Parameterermittlung, Skalenbereich, Modellvalidierung und Datenerhebung verbunden sind:

- (1) Das physikalische Verständnis der hydrologischen Prozesse und ihrer Interaktionen untereinander muß verbessert werden. Aufgrund der Komplexität der hyd-

rologischen Systeme wird die Parametrisierung der Prozesse immer eine Integration über die räumliche Heterogenität der dominierenden Faktoren darstellen. Wenn den Parametern aber eine physikalische Basis zugrunde liegt, ist es möglich, diese Parameter im System zu bestimmen.

- (2) Die Parametermessung und die Techniken zur Parameterbestimmung über unterschiedliche räumliche und zeitliche Skalen müssen weiterentwickelt werden, da im Übergang zu unterschiedlichen Skalenbereichen auch die dominierenden physikalischen Gesetze wechseln. Die Variabilität und Anwendbarkeit der Parameter und der Prozeßformulierungen muß über mehrere Skalenbereiche bekannt sein, um dann auch Auswirkungen von globalen Klimaveränderungen abschätzen zu können.
- (3) In N-A-Modellen werden viele interagierende Teilprozesse erfaßt, deren Parameter nicht unabhängig voneinander sind. Daher droht die Gefahr der Überparametrisierung der Modelle. Eine Vielzahl von Parametern sind nicht direkt physikalisch basiert, so daß sie nicht im System gemessen werden können. Die Bestimmung dieser Parameter erfolgt durch Optimierungsroutinen bei der Berechnung von historischen Zuständen des untersuchten Systems. Hierbei wird häufig eine Vielzahl von Parametern anhand nur einer Variablen, wie z. B. dem Gesamtabfluß aus dem System, ermittelt. Die kalibrierten Parameter sind aufgrund der Überparametrisierung der Modelle nicht unabhängig, so daß unterschiedliche Parametersätze gleich gute Modellergebnisse liefern. Die Ermittlung des gültigen Parametersatzes und die damit verbundene Sicherheit der richtigen Erfassung der Teilprozesse ist möglich, wenn das Modell nicht nur an einer Variablen, sondern an einer Vielzahl von unabhängigen Variablen getestet wird.
- (4) Die Genauigkeit mit der ein Modell kalibriert und validiert werden kann, ist sehr stark von den Meßfehlern der Input- und Outputvariablen abhängig. Da der Modellinput auf Seiten der Variablen und Parameter mit Fehlern behaftet ist, muß aufgrund der Fehlerfortpflanzung auch für den berechneten Modelloutput mit Unsicherheiten gerechnet werden. Zusätzlich ist die gemessene Systemvariable, die durch das Modell abgebildet wird, auch mit einem Meßfehler behaftet. Da die Modellkalibrierung und -validierung nur an Meßwerten erfolgen kann, ist es notwendig, konsistente Datensätze für unterschiedliche klimatische und physiographische Regionen in unterschiedlicher räumlicher und zeitlicher Auflösung zur Verfügung zu haben.

Zusammenfassend kann formuliert werden, daß Modellparameter gesucht werden müssen, die stärker auf einem physikalischen Verständnis basieren und daher auch im Gelände meßbar sind. Gleichzeitig sollten diese Parameter die auf der jeweiligen Skala vorherrschenden Prozesse parametrisieren und die räumliche Heterogenität integrierend erfassen.

Einsichten in ein hydrologisches System und ein detaillierteres Prozeßverständnis liefern tracerhydrologische Untersuchungen (LEIBUNDGUT 1995). Insbesondere liefert die Tracerhydrologie Erkenntnisse zu den Fließwegen, die das Wasser vom Eintreffen in das hydrologische System bis zu seinem Verlassen durchläuft, und den Verweilzeiten des Wassers im System. Mit Hilfe der Tracerhydrologie können die für die Abflußbildung relevanten

Speicherräume und die jeweiligen Verweilzeiten der Wässer in diesen Speicherräumen bestimmt werden. Dabei bedient sich die Tracerhydrologie der Wasserstoff- und Sauerstoffisotope, der hydrochemischen Wasserinhaltsstoffe sowie der künstlichen Markierstoffe. Im Gegensatz zu den Isotopen und hydrochemischen Wasserinhaltsstoffen werden künstliche Tracer punktuell zur speziellen Untersuchung konkreter Speicher eingesetzt. Zur Untersuchung des räumlichen Verhaltens des Systems werden Isotope und hydrochemische Wasserinhaltsstoffe verwendet. Hierbei wird der Konvergenzansatz zugrunde gelegt.

Der Konvergenzansatz (LEIBUNDGUT 1984, LEIBUNDGUT 1987, ATTINGER 1988) geht davon aus, daß der Abfluß aus dem System am Beobachtungspiegel konvergiert. Die Dynamik und Varianz des Abflusses und seiner physikalischen, hydrochemischen und isotopischen Eigenschaften werden durch die physiographische Ausstattung des Systems geprägt. Das heißt, daß die gesamte Systeminformation im Abfluß gespeichert ist und am Beobachtungspiegel konvergiert. Die Entschlüsselung der gespeicherten Systeminformation erfolgt über tracerhydrologische Ansätze. Die auf diese Weise erhaltene parametrisierte Systeminformation stellt über die Fläche integrierende Parameter dar. Da z. B. die hydrochemischen Eigenschaften im besonderen Maße von der Petrographie und Geologie abhängen, stellen die ermittelten Parameter räumlich integrierende Information dar.

Ein anderer Ansatz, räumlich beschreibende Parameter zu erhalten, ist die Systemgliederung in homogene Teilsysteme. Obwohl die Teilsysteme als homogen bezeichnet werden, können die einzelnen Parameter innerhalb eines Teilsystems eine hohe Varianz aufweisen. BEVEN (1988) stellte fest, daß es bisher noch keine Gesetze gibt, die die Mittelwertbildung von räumlich beschreibenden Parametern festlegen. Es besteht weiterhin die Frage, ob eine Mittelwertbildung, die Integration oder die Dominanz die entscheidene Methode zur räumlichen Beschreibung des Parameters ist. Weiterhin sind keine Vorschriften vorhanden, wie eine Systemgliederung erfolgen sollte. Es sind grundsätzlich drei Möglichkeiten vorhanden:

(1) *Teileinzugsgebiete*

Die ausgewiesenen Teilräume entsprechen im System Einzugsgebiet physiographisch vorhandenen Teileinzugsgebieten.

(2) *Homogene Flächen*

Die ausgewiesenen Teilräume entsprechen nicht den im Einzugsgebiet vorhandenen Teileinzugsgebieten, sondern sie befinden sich als nicht zusammenhängende Flächen im gesamten System verteilt. Diese Systemgliederung wird auch "pixelated" Gliederung genannt, da einzelne Pixelflächen eines Teilsystems über das Gesamtsystem verstreut sind.

(3) *Rasterflächen*

Die ausgewiesenen Teilräume entsprechen nicht den im Einzugsgebiet vorhandenen Teileinzugsgebieten, aber die Teilsysteme beschreiben zusammenhängende Flächen. Diese Flächen besitzen dann gleiche geometrische Ausmaße wie Quadrate oder Dreiecke. Diese Art der Systemgliederung wird als „distribuierte Gliederung“ bezeichnet.

Bei der Systemgliederung in homogene Teilsysteme werden überwiegend physiographische Parameter wie Höhe, Hangneigung, Exposition und Landnutzung verwendet. Diese Parameter beschreiben im Gegensatz zu den tracerhydrologischen Parametern die Oberfläche des Systems und vernachlässigen die dritte Dimension.

Da anhand der weiter oben beschriebenen integrativen Eigenschaften der tracerhydrologischen Parameter ein großes Potential zur räumlichen Beschreibung von Prozessen innewohnt, wurde die folgende Zielsetzung formuliert:

Zielsetzung der vorliegenden Arbeit sollte sein, eine Einbindung von parametrisierter tracerhydrologischer Information in die hydrologische Modellierung herzustellen. Diese Einbindung sollte im mesoskaligen Maßstab erfolgen. Die hydrologische Modellierung sollte den gesamten Niederschlags-Abfluß-Prozeß erfassen, wobei auf die Modellierung der Abflußbildung besonderer Wert gelegt wird.

Die Zielsetzung beinhaltet insbesondere

- (1) eine Anpassung der Modellierungsergebnisse an die Ergebnisse aus tracerhydrologischen Untersuchungen
und
- (2) eine Veränderung des Abflußbildungsmoduls innerhalb eines Niederschlag-Abfluß-Modells derart, daß tracerhydrologisch ermittelte Parameter direkt verwendet werden können.

3 Vorgehen

Durch die Verbindung zwischen Tracerhydrologie und N-A-Modellierung sollte eine Modelloptimierung erreicht werden. Diese Modelloptimierung beinhaltet zwei wesentliche Punkte: zum einen eine Optimierung des Modells über konzeptionelle Veränderungen einzelner Module, zum anderen die Optimierung der Modellierungsergebnisse über die Verbesserung der Modellkalibrierung.

Im Gegensatz zur Verwendung der Information, die aus hydrochemischen oder isotopischen Daten abgeleitet werden kann, wurde der Einsatz der reinen Meßwerte in der Modellierung schon von mehreren Autoren dargestellt. Durch die Kopplung von hydrochemischen Modellen mit einfachen hydrologischen Modellen wurden Wasser- und Stoffhaushalt von mikroskaligen Einzugsgebieten simuliert (CHRISTOPHERSEN et al. 1982, HOOPER et al. 1988, LUNDQUIST et al. 1990, HUTCHINS et al. 1995, YOSHIDA et al. 1995). Ziel dieser Arbeiten war es, einerseits den Abfluß aus dem System durch das Modell abzubilden, andererseits sollten die gemessenen hydrochemischen Variablen richtig wiedergegeben werden. In diesen Fällen wurden Anionen- bzw. Kationenkonzentrationen neben dem Abfluß als zusätzliche unabhängige Variable verwendet.

Zur Simulation von Isotopenwerten in Abhängigkeit vom Abfluß in meso- und makroskaligen Einzugsgebieten wurde das zeitvariante lineare Compartmental Model (PREZWLOCKI & YURTSEVER 1974, YURTSEVER & PAINE 1978, 1985, 1986, YURTSEVER 1995) entwickelt. In monatlicher Zeitauflösung wurden der N-A-Prozeß und die dazugehörigen Isotopenwerte abgebildet. Die Isotopen wurden hier wiederum als zweite unabhängige Variable eingesetzt.

Im Gegensatz zu den oben beschriebenen Ansätzen sollte in der vorliegenden Arbeit ein anderer Weg beschritten werden. Es steht nicht die Simulation der Stofftransportprozesse in Abhängigkeit vom Abfluß im Vordergrund, sondern die Verwendung von zusätzlicher Information über das System in der N-A-Modellierung. Diese zusätzliche Information wurde aus gemessenen isotopischen und hydrochemischen Eigenschaften durch Anwendung von tracerhydrologischen Methoden gewonnen.

Die Verbindung zwischen der N-A-Modellierung und der Tracerhydrologie wurde durch eine Systemgliederung hergestellt. Die Systemgliederung teilt sich in eine hydrologische und eine hydrogeologische Raumgliederung (Abb. 3.1). Grundlage der hydrologischen Raumgliederung stellt eine Datenbank innerhalb eines Geographischen Informationssystems (GIS) dar. In der Datenbank liegen Gebietsinformationen in mehreren Ebenen vor. Diese Ebenen beinhalten die Topographie, Landnutzung, Böden und Geologie. Aus der Topographie lassen sich wiederum weitere Ebenen wie Höhe, Hangneigung und Exposition generieren. Durch die Überlagerung der einzelnen Informationsebenen kann das heterogene System Einzugsgebiet in homogene Teilgebiete gegliedert werden. Die Homogenität eines Teilsystems bezieht sich auf die Teilsystemantwort auf den Systeminput. Aus diesem Grunde werden diese Teilgebiete auch *Hydrological Response Units* (HRU) genannt. Da mit der Höhe, Hangneigung, Exposition und Landnutzung vornehmlich oberflächenbeschreibende Parameter erfaßt werden, sollte die hydrologische Raumgliederung

hauptsächlich zur Parametrisierung der am Übergang zwischen Atmosphäre und Geosphäre ablaufenden hydrologischen Prozesse herangezogen werden. Dies sind hauptsächlich die Prozesse Interzeption, Verdunstung, Schneedeckenaufbau und Schneeschmelze. Da wie in Kapitel 2 dargestellt, vorerst keine Vorschriften zur Raumgliederung vorhanden sind, wurden die drei Gliederungen in Teileinzugsgebiete, homogene Flächen und Rasterflächen angewendet und auf ihre Eignung geprüft.

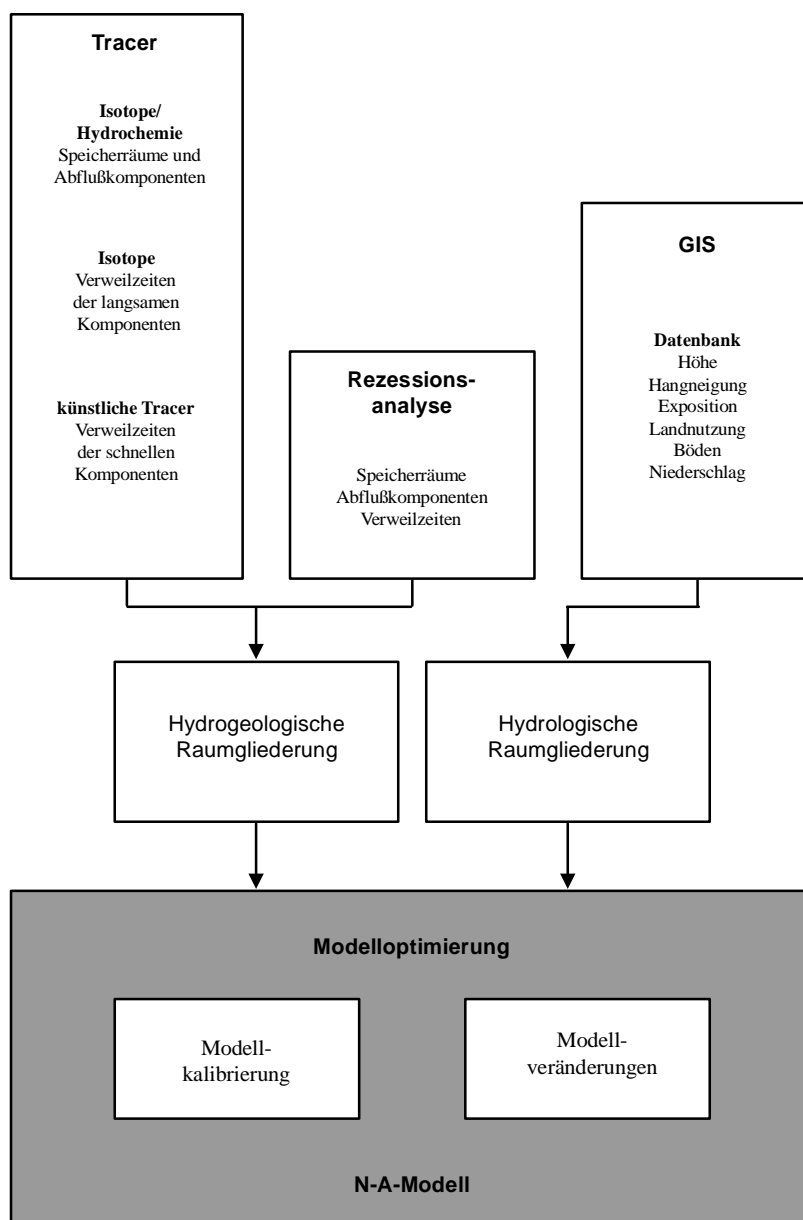


Abb. 3.1 Konzeptioneller Ansatz zur Verbindung von N-A-Modellierung und Tracerhydrologie

Grundlage der hydrogeologischen Raumgliederung sind die Ergebnisse der tracerhydrologischen Untersuchungen. Anhand der hydrochemischen Markierung des Abflusses lassen sich die am Abflußbildungsprozeß relevanten Speicherräume bestimmen. Der gemessene Gesamtabfluß läßt sich so über die Ganglinienseparation in seine Abflußkomponenten aus den jeweiligen Speicherräumen aufteilen. Zusätzlich zur Bestimmung der Speicherräume und ihrer zugehörigen Abflußkomponenten können über die Verwendung von Wasserstoff- oder Sauerstoffisotopen die Verweilzeiten der Wässer in den zugehörigen Speicherräumen ermittelt werden. Durch den Einsatz von künstlichen Markierstoffen lassen sich die Ergebnisse zu den Speicherräumen und Verweilzeiten punktuell überprüfen und konkretisieren.

Durch die Einführung der hydrogeologischen Raumgliederung wird die Optimierung im Bereich der Modellkalibrierung erfaßt und berücksichtigt dabei die Problemklassen im Bereich des Prozeßverständnisses, der Parameterermittlung und die Unsicherheiten bei der Kalibrierung. Die Forderung nach einem verbessertem Prozeßverständnis ist durch die Erkenntnisse aus den tracerhydrologischen Untersuchungen abgedeckt. Zusätzlich stellt die Tracerhydrologie weitentwickelte Techniken zur Parameterbestimmung bereit. Das Problem der Überparametrisierung der Modelle und die Unsicherheit bei der Bestimmung des richtigen, systembeschreibenden Parametersatzes kann auch gelöst werden. Einerseits werden die Parameter zur Abflußbildung, insbesondere die Verweilzeiten, mit unabhängigen Methoden ermittelt. Andererseits steht durch die Ganglinienseparation eine Mehrzahl von unabhängigen Variablen zur Verfügung, an denen das Modell validiert werden kann. Nur wenn es möglich ist, die einzelnen Abflußkomponenten im richtigen Verhältnis zueinander abzubilden, kann davon ausgegangen werden, daß der Abflußbildungsprozeß mit seinen Interaktionen realistisch erfaßt wurde.

Damit die in der hydrologischen Raumgliederung zur Verfügung stehenden Parameter in die Modellierung eingehen können, muß das Modell im Bereich der Abflußbildung diese Parameter auch verwenden. Hier wird hauptsächlich der Parameter der mittleren Verweilzeit betrachtet. Die Interaktionen zwischen den einzelnen Speichern werden in den meisten Modellen bereits durch Parameter berücksichtigt.

In der Tracerhydrologie werden hauptsächlich das Exponentialmodell (EM) oder das Dispersionsmodell (DM) zur Bestimmung von mittleren Verweilzeiten von Wässern in Speicherräumen eingesetzt. Das EM entspricht dem in der N-A-Modellierung überwiegend verwendeten Einzel-Linear-Speicher (ELS) zur Beschreibung der Abflußkonzentration aus einem Speicherraum. Das detailliertere DM wurde in der N-A-Modellierung bisher nicht eingesetzt. Damit bietet es sich an, diesen Modellansatz zur Beschreibung von Verweilzeiten und Abflußkonzentration aus den Speicherräumen in die N-A-Modellierung einzubeziehen. Dadurch ist eine weitere Integration der Tracerhydrologie in die N-A-Modellierung gegeben. Eine detaillierte Aufarbeitung der Theorie zu dem EM, DM und ELS erfolgt in Kapitel 4.

Zusätzlich zu der Tracerhydrologie bringt auch die Rezessionsanalyse Ergebnisse zu Speicherräumen und Verweilzeiten. Die theoretische Grundlage für die Rezessionsanalyse liefert der ELS. Durch die Anwendung der Rezessionsanalyse ist es möglich, über eine weitere unabhängige Methode Parameter zur Modellkalibrierung zu erhalten.

Der Ablauf der Forschungsarbeit gliedert sich damit in folgende Schritte:

- (1) Auswahl eines weitestgehend physikalisch basierten N-A-Modells, das auf der Grundlage von Systemgliederung arbeitet. Weiterhin sollte das Modell modular aufgebaut sein, damit das Einfügen neuer Prozeßmodule problemlos erfolgen kann.
- (2) Anpassung des ausgewählten N-A-Modells an das Untersuchungsgebiet nach den drei in Kapitel 2 beschriebenen Möglichkeiten zur Raumgliederung. Die hydrogeologische Raumgliederung sollte vorerst nicht berücksichtigt werden.
- (3) Vergleich und Bewertung der Modellierungsergebnisse in Abhängigkeit des Raumgliederungsansatzes und in Hinblick auf die Ergebnisse zur Ganglinienseparation.
- (4) Durchführung von Rezessionsanalysen zur Bestimmung von Speicherräumen und Verweilzeiten. Vergleich dieser Ergebnisse mit den Ergebnissen zu Speicherräumen und Verweilzeit aus den tracerhydrologischen Ansätzen.
- (5) Integration der hydrogeologischen Raumgliederung und Optimierung der Modellkalibrierung anhand der ermittelten Speicherräume und Abflußkomponenten.
- (6) Integration des DM in die Modellierung und Optimierung durch die Aufnahme der Parameter Verweilzeit und Dispersion.

Mit dem dargestellten Vorgehen sollte durch die neuartige Modelloptimierung eine verbesserte N-A-Modellierung in mesoskaligen Einzugsgebieten erzielt werden. Unter verbesserter Modellierung wird eine möglichst genaue Erfassung des Systems Einzugsgebiet und eine realistische Simulation der Abflußbildung sowie seiner Abflußkomponenten verstanden.

4 Theorie

4.1 Mathematische hydrologische Modelle

Als effektives Mittel zur vereinfachenden Beschreibung der hydrologischen Prozesse hat sich die Systemtheorie erwiesen (DYCK & PESCHKE 1995). Unter einem Prozeß wird dabei eine qualitative oder quantitative Veränderung der Systemgrößen mit der Zeit verstanden. Ein Prozeß ereignet sich immer in einem System. Ein System ist eine nach außen abgegrenzte Gesamtheit von Elementen, das Stoff-, Energie- oder Informationseingänge mit den Ausgängen von Stoff, Energie oder Information in eine zeitliche Beziehung setzt.

Das hydrologische System Einzugsgebiet setzt sich aus den Hauptelementen Vegetationsdecke, Bodenoberfläche, Boden, Grundwasserleiter und Gewässernetz zusammen. Jedes Hauptelement stellt für sich wieder ein System dar, in welchem wiederum unterschiedliche Prozesse ablaufen. So läßt sich das System Boden z. B. in die Elemente Matrix und Makroporen mit den Teilprozessen Matrix- und Makroporenfluß unterteilen. Jedes Element wird durch einen oder mehrere Parameter charakterisiert. Die einzelnen Parameter sind feste Größen, die aber wie z. B. die Vegetationsdichte auch saisonale Schwankungen aufweisen können. Die Systemeingänge und Systemausgänge sowie die sich schnell verändernden systembeschreibenden Größen wie z. B. die Lufttemperatur werden als Variablen bezeichnet.

Grundlage der mathematischen Modellierung ist die Systemoperation U , die die Eingabe $p(t)$ in das System in die Ausgabe $q(t)$ des Systems umwandelt. Das Konzept der Systemoperation eines Eingabe-Ausgabe-Modells zeigt Abbildung 4.1.

Der mathematische Zusammenhang zwischen Systemeingabe und Systemausgabe ist dann gegeben durch

$$q(t) = U[p(t), \Phi_i] \quad (4.1)$$

$p(t)$	Systemeingabe
$q(t)$	Systemausgabe
U	Systemoperation
Φ_i	Systemparameter, Modellparameter

Die Systemoperation wird durch ein Modell beschrieben, das die physikalischen Grundgesetze der Energie- und Massenerhaltung und die systembeschreibenden Parameter berücksichtigt. Ein Modell ist immer eine Vereinfachung (Abstraktion) der Wirklichkeit. Es ist jedoch wünschenswert, daß die beschriebenen Prozesse so genau wie möglich dargestellt werden. Da aber ein Modell immer nur eine Abstraktion darstellt, ist es nicht möglich, alle Prozesse und Parameter abzubilden. Daraus ergibt sich für jedes Modell ein Modellfehler.

Dieser systematische Modellfehler wird durch die zufälligen Fehler der gemessenen Parameter und Variablen verstärkt, so daß die identische Abbildung eines Systems durch ein Modell nicht möglich ist.

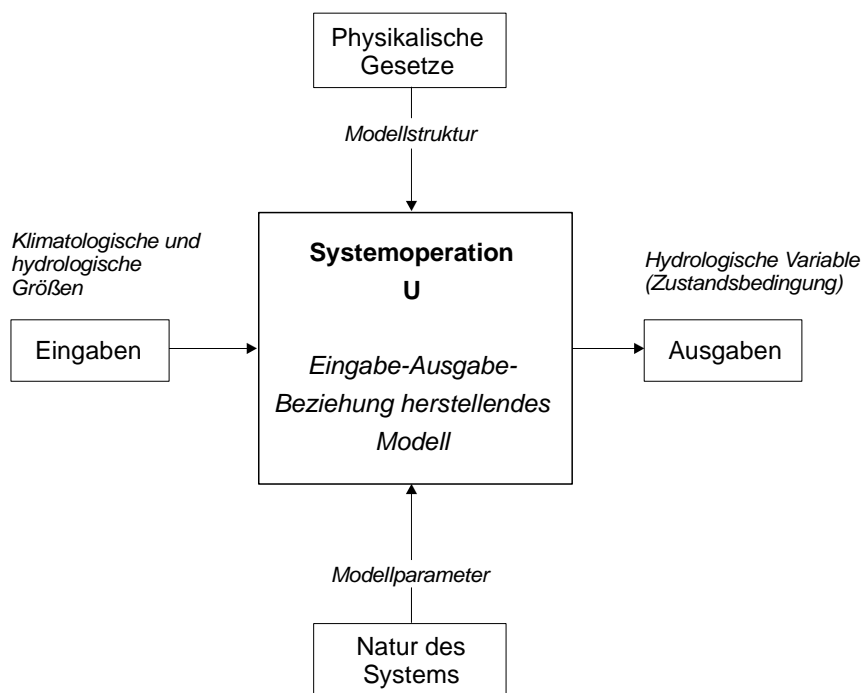


Abb. 4.1 Konzept der Systemoperation eines Eingabe-Ausgabe-Modells (nach SERBAN & BECKER 1990, DYCK & PESCHKE 1995)

Während der letzten zwei Jahrzehnte wurde innerhalb der Hydrologie eine Vielzahl von mathematischen Modellen für unterschiedliche Anwendungen entwickelt. Eine Einteilung dieser Modelle kann nach unterschiedlichen Gesichtspunkten erfolgen (BECKER & SERBAN 1990, NEMEC 1993, DYCK & PESCHKE 1995):

- (1) *Hauptanwendungsgebiet*
Forschung, Simulation von Szenarien, Echtzeitvorhersage, Planung und Bemessung
- (2) *Typ des hydrologischen Systems*
nach der Größe von punktförmiger Einheitsfläche bis gesamtes Flußgebiet; nach einzelnen Systemelementen wie z. B. Bodenzone, Grundwasserleiter oder Gewässernetz
- (3) *Typ des hydrologischen Prozesses*

Interzeption, Verdunstung, Grundwasserneubildung, Wellenablauf im Gewässernetz usw. oder Kombinationen einzelner Prozesse

(4) *Grad der Kausalität*

Bei der Einteilung nach der Kausalität liegt die Berücksichtigung des Ursache-Wirkungsprinzips zugrunde. Je nach Grad der Kausalität sind die verwendeten Parameter physikalischen Ursprungs. Die Gruppe der deterministischen Modelle berücksichtigen das Ursache-Wirkungs-Prinzip vollständig. Demgegenüber stehen die stochastischen Modelle, bei denen die Kausalität nicht vorrangig betrachtet wird. Eine Einteilung der Modelle nach ihrem Grad der Kausalität und eine differenzierte Klassifizierung der deterministischen Modelle ist in Abbildung 4.2 dargestellt.

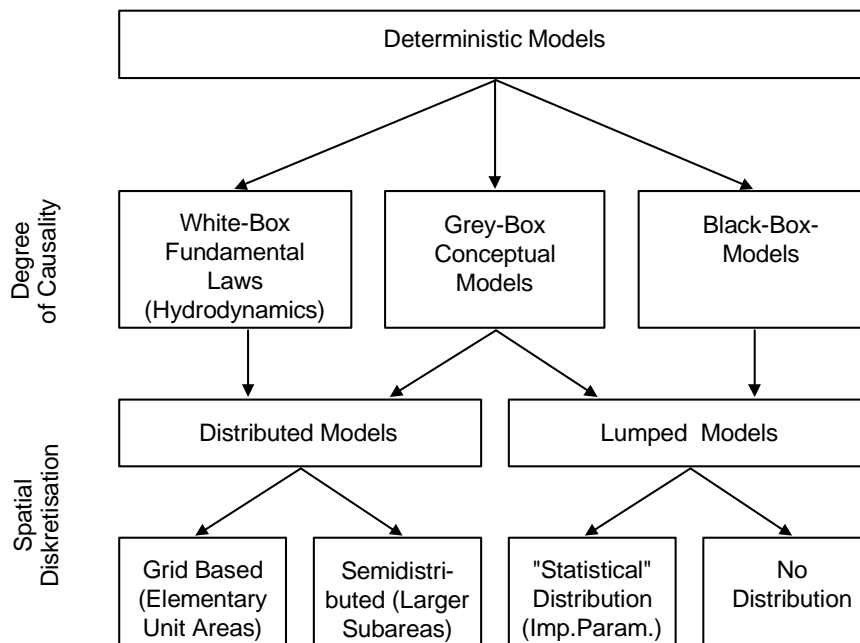


Abb. 4.2 Klassifizierung der mathematischen hydrologischen Modelle nach dem Grad der Pausalität und der räumlichen Diskretisierung (nach SERBAN & BECKER 1990)

Die deterministischen hydrologischen Modelle lassen sich in drei Klassen einteilen:

- (1) Grundlage der *White-Box-Modelle* sind die grundlegenden physikalischen Gesetze. Die Systemoperation wird aus numerischen oder analytischen Lösungen der dynamischen Grundgleichung und der Kontinuitätsgleichung aufgebaut. Alle verwendeten Parameter sind physikalisch basiert und müssen im System Einzugsgebiet gemessen werden.

- (2) In der Gruppe der *Grey-Box-Modelle* werden konzeptionelle Vereinfachungen zur Beschreibung der Systemoperation verwendet. Die verwendeten Parameter können physikalisch interpretiert werden und sind im System meßbar oder können aus dem System bestimmt werden.
- (3) Bei den *Black-Box-Modellen* wird nur der Systeminput mit dem Systemoutput in Beziehung gesetzt, ohne daß physikalische oder konzeptionelle Ansätze berücksichtigt werden. Die verwendeten Parameter sind weder physikalisch interpretierbar, noch können sie im System gemessen werden. Die Parameterbestimmung erfolgt rein durch den Systemeingabe-/ausgabe-Vergleich.

Die weitere Unterteilung der deterministischen Modelle erfolgt unter Berücksichtigung der räumlichen Heterogenität des hydrologischen Systems innerhalb des Modells. Im Gegensatz zu den distribuierten Modellen wird in den Blockmodellen die räumliche Heterogenität nicht beachtet.

4.2 Das N-A-Modell PRMS/MMS

Bei der Auswahl des zu verwendenden Modells müssen die Anforderungen an das Modell klar formuliert sein. Da es kein bestes Modell gibt, sondern für jede Aufgabenstellung und Randbedingung individuell ein Modell verwendet werden sollte, empfiehlt es sich, im allgemeinen anfangs mehrere Modelle zu testen (NEMEC 1993). Da aber in der vorliegenden Arbeit eine allgemeine Verbesserung der N-A-Modellierung durch Kopplung mit der Tracerhydrologie untersucht werden sollte, wurde nur ein Modell ausgesucht, das den gestellten Anforderungen genügen und besonders flexibel sein sollte.

Folgende Anforderungen wurden an das zu verwendende hydrologische Modell gestellt:

- deterministisch und physikalisch basiert
- Erfassung des gesamten N-A-Prozesses
- Gliederung des Einzugsgebietes in HRUs
- modulare Struktur

Als ein geeignetes Modell wurde das *Precipitation-Runoff Modeling System* (PRMS) (LEAVESLEY et al. 1983) angesehen. Das PRMS ist eine deterministische, physikalisch basierte, semi-distribuierte und modular aufgebaute Programmbibliothek (LEAVESLEY & STANNARD 1990, FLÜGEL & LÜLLWITZ 1993). Zur Beschreibung der physikalischen Realität eines hydrologischen Systems wird jeder Teilprozeß des Wasserkreislaufs durch physikalische Gesetze oder empirische Beziehungen abgebildet. Alle verwendeten Parameter sind physikalisch interpretierbar und können im Einzugsgebiet gemessen werden. Homogene Teilflächen (HRUs) geben die räumliche Heterogenität des hydrologischen Systems wieder. Dabei ist jedes einzelne HRU in sich homogen in seiner Antwort auf einen Systeminput und unterschiedlich zu allen anderen HRUs. Für jedes HRU wird getrennt die Energie- und Wasserbilanz berechnet. Die flächengewichtete Summation aller Teilgebietsantworten ergibt die berechnete Gesamtreaktion des hydrologischen Systems.

Bei der Erstellung von PRMS stand im Vordergrund, daß für die Berechnung einzelner Prozesse dem Anwender unterschiedliche Module zur Verfügung stehen, die jeweils individuell aus der Programmbibliothek zu einem Modell zusammengestellt werden können. Zusätzlich sollte die Möglichkeit bestehen, selbstentwickelte Routinen in die Programmbibliothek integrieren zu können. Dieser Grundgedanke war bei PRMS noch nicht konsequent verwirklicht worden, so daß die individuelle Zusammenstellung auf die vorhandenen Module vorerst beschränkt blieb. Das Einfügen von benutzerentwickelten Routinen war nur mit erheblichem Aufwand durchzuführen. Bei der Weiterentwicklung wurde dieser Grundgedanke wieder aufgenommen, so daß auf der Basis von PRMS das *Modular Modelling System* (MMS) (LEAVESLEY et al. 1996) entstand. Das MMS besitzt die gleichen konzeptionellen Ansätze wie das PRMS. Der Vorteil vom MMS gegenüber dem PRMS liegt im konsequenten modularen Aufbau, der es mit relativ geringen Aufwand ermöglicht, eigene Module zu integrieren. Diesen Vorteil machte sich z. B. FLÜGEL (1995) zunutze, indem er unterschiedliche Verdunstungsroutinen innerhalb vom MMS testete und dadurch zu einer verbesserten Simulation des Wasserhaushaltes in einem mesoskaligen Einzugsgebiet gelangte. Da die konzeptionelle Basis und alle verwendeten Routinen in PRMS und MMS identisch sind, wird im folgenden von PRMS/MMS gesprochen.

Da das PRMS/MMS alle gestellten Anforderungen erfüllte und besonders bei der Integration von eigenen Routinen eine hohe Flexibilität aufweist, wurde es als sehr geeignet eingestuft und im folgenden eingesetzt. Das PRMS/MMS wäre sicherlich nicht das einzige geeignete Modell, es wurde aber wegen seiner Flexibilität, des modularen Aufbaus und der guten Struktur ausgewählt.

Als Eingabedaten verwendet das PRMS/MMS die täglichen Maximal- und Minimaltemperaturen, Niederschlagssummen und Summen der Solarstrahlung. Zur Kalibrierung und Überprüfung der Modellierung werden die gemessenen Abflüsse benötigt. Das PRMS/MMS bietet die Möglichkeit, im Tages- oder im Hochwassermodus mit hoher zeitlicher Auflösung betrieben zu werden. In der vorliegenden Arbeit wurde das PRMS/MMS nur im Tagesmodus eingesetzt.

Im PRMS/MMS wird ein hydrologisches System konzeptionell als eine Serie von Speichern dargestellt (Abb. 4.3). An dieser Stelle wird nicht auf die detaillierte Beschreibung aller Teilprozesse eingegangen. Für die genaue Beschreibung der einzelnen Prozesse muß daher auf das Benutzerhandbuch (LEAVESLEY et al. 1983) verwiesen werden. Da die Optimierung des Modells im Bereich der Abflußbildung erfolgen sollte, werden im Folgenden die daran beteiligten Prozesse und Module ausführlicher beschrieben.

Der Niederschlag in Form von Schnee, Regen oder einer Mischung von beiden wird durch die Interzeption verringert. Der effektive Niederschlag gelangt auf die Oberfläche des Einzugsgebietes, wo in Abhängigkeit des Energieinputs über Temperatur und Strahlung die Prozesse Schneedeckenaufbau oder Schneeschmelze, Sublimation, Evaporation und Transpiration berechnet werden.

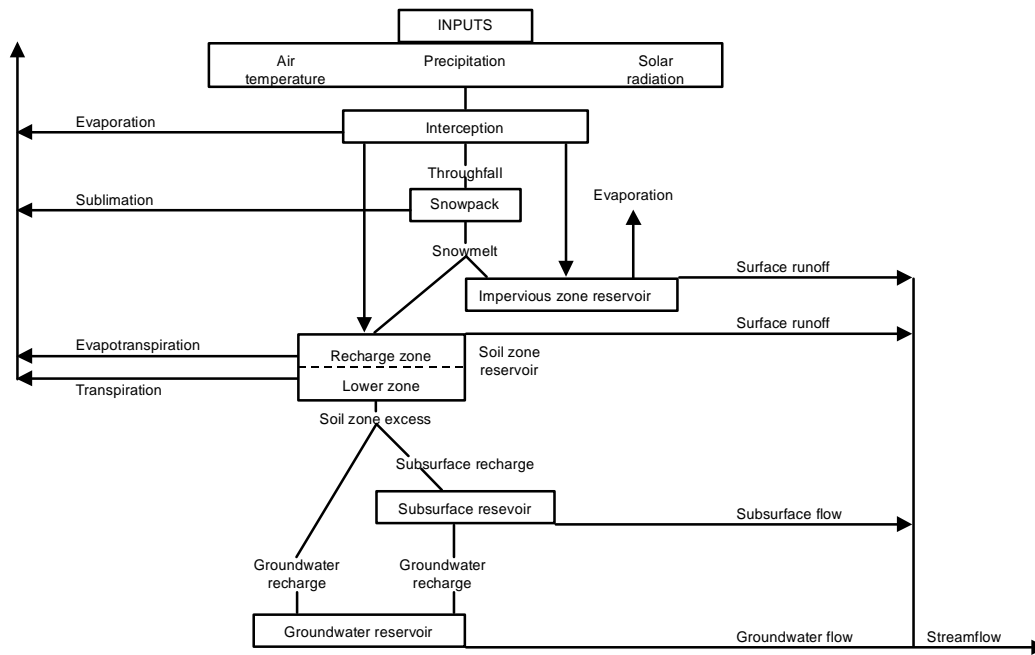


Abb. 4.3 Konzeptioneller Aufbau des N-A-Modells PRMS (nach LEAVESLEY et al. 1983)

Der Oberflächenabfluß wird nach dem Konzept der beitragenden Flächen (HEWLETT & NUTTER 1970, DUNNE & BLACK 1970) berechnet. Der prozentuale Anteil eines HRU, der zum Oberflächenabfluß beiträgt, kann wahlweise durch eine lineare oder durch eine nicht-lineare Funktion der Bodenfeuchte und Niederschlagsmenge berechnet werden.

In der linearen Beziehung wird der prozentuale Anteil der beitragenden Fläche (CAP) eines HRUs berechnet zu

$$CAP = SCN + [(SCX - SCN) * \frac{RECHR}{REMX}] \quad (4.2)$$

SCN	minimale beitragende Fläche
SCX	maximal beitragende Fläche
RECHR	aktuelle Bodenfeuchte der oberen Bodenzone
REMX	maximale Bodenfeuchte-Speicherskapazität der oberen Bodenzone

Der nichtlineare Ansatz verwendet zur Berechnung von CAP einen Feuchteindex

$$CAP=SCN*10^{SC1*SMIDX} \quad (4.3)$$

SCN, SC1 Koeffizienten

SMIDX Feuchteindex als Summe aus aktueller Bodenfeuchte und der Hälfte des effektiven Niederschlages PTN,
 $SMIDX = RECHR + 0.5 * PTN$

Auch im nichtlinearen Fall wird die maximal zum Oberflächenabfluß beitragende Fläche durch den Parameter SCX festgelegt.

Der Oberflächenabfluß (SRO) berechnet sich dann zu

$$SRO=CAP*PTN \quad (4.4)$$

PTN effektiver Niederschlag

Der verbleibende effektive Niederschlag infiltriert in den Bodenspeicher. Die Auffüllung des Bodenspeichers erfolgt durch infiltrierenden Niederschlag oder Schneeschmelzwasser. Die Verringerung der Bodenfeuchte wird durch die Evapotranspiration und Grundwasserneubildung gesteuert. Die Bodenfeuchte ist die Summe aller Zuflüsse zum und aller Abflüsse aus dem aktiven Bodenprofil. Das aktive Bodenprofil wird über die durchschnittliche Wurzeltiefe der vorherrschenden Vegetation definiert. Die maximale Bodenfeuchte-Speicherkapazität ist die Differenz zwischen Feldkapazität und Welkepunkt. Der Bodenfeuchte-Speicher wird in die obere 'Recharge Zone' und untere 'Lower Zone' gegliedert. Die Recharge Zone wird durch Evapotranspiration und die Lower Zone nur durch Transpiration ausgeschöpft. Bei der Zunahme der Bodenfeuchte durch Infiltration muß zuerst die Recharge Zone aufgefüllt werden, bevor Wasser in die darunterliegende Lower Zone abgeführt wird. Bei Erreichen der maximalen Bodenfeuchte-Speicherkapazität wird zuerst alles zusätzlich infiltrierende Wasser dem Grundwasserspeicher zugeführt. Erst wenn die Grundwasserneubildungsrate überschritten wird, wird alles zusätzliche Wasser dem Subsurface-Speicher zugeführt.

Das überschüssige Wasser, das dem Grundwasserspeicher nicht mehr zugeführt wird, gelangt in den Subsurface-Speicher. Der Abfluß aus dem Subsurface-Speicher wird als Wasser aus der gesättigten und ungesättigten Übergangszone des Grundwasserspeichers betrachtet, das bei Input relativ schnell mobilisiert wird (LEAVESLEY et al. 1983). Der Subsurface-Speicher kann als ELS oder als nichtlinearer Speicher betrachtet werden. Die Massenerhaltungsgleichung für den Subsurface-Speicher lautet

$$RAS=INFLOW - \frac{d(RES)}{dt} \quad (4.5)$$

RAS Abfluß aus dem Subsurface-Speicher in den Vorfluter

INFLOW Zufluß zum Subsurface-Speicher

RES Subsurface-Speicherfüllung

Der Abfluß aus dem Subsurface-Speicher wird in Abhängigkeit von der Speicherfüllung wie folgt dargestellt

$$RAS = RCF * RES + RCP * RES^2 \quad (4.6)$$

RCF, RCP Routingkoeffizienten

Durch Setzen von RCP gleich 0 geht die nichtlineare Beziehung (4.6) in eine lineare Beziehung über. Durch Einsetzen von Gleichung (4.6) in Gleichung (4.5) wird erhalten

$$\frac{d(RES)}{dt} = INFLOW - (RCF * RES) - (RCP * RES^2) \quad (4.7)$$

Mit der Anfangsbedingung $RES = RES_0$ kann die Gleichung (4.7) für RES gelöst werden. Die Lösung für RAS lautet dann unter Berücksichtigung der Massenerhaltungsgleichung (4.5) (LEAVESLEY et al 1983)

$$RAS * \Delta t = INFLOW * \Delta t + SOS * \frac{\left(1 + \frac{RCP}{XK3} * SOS\right) * \left(1 - e^{-XK3 * \Delta t}\right)}{1 + \frac{RCP}{XK3} * SOS * \left(1 - e^{-XK3 * \Delta t}\right)} \quad (4.8)$$

$$SOS = RES_0 * \frac{XK3 - RCF}{2 * RCP}$$

$$XK3 = \sqrt{RCF^2 + 4 * RCP * INFLOW}$$

Δt Zeitintervall

Ein weiterer Abfluß (GAD) aus dem Subsurface-Speicher hin zum Grundwasserspeicher wird im PRMS berechnet zu

$$GAD = RSEP * \left(\frac{RES}{RESMX} \right)^{REXP} \quad (4.9)$$

RSEP	Koeffizient der Grundwasserneubildung
RES	Subsurface-Speicherfüllung
RESMX, REXP	Routingkoeffizienten

Der Grundwasserspeicher erhält somit Zufluß aus dem Bodenspeicher und dem Subsurface-Speicher. Der Grundwasserspeicher wird in PRMS/MMS als ELS behandelt. Die detaillierte Aufarbeitung der Theorie zum ELS erfolgt in Kapitel 4.4.

Die Hauptmerkmale von PRMS sind neben dem modularen Aufbau und der semidistribuierten, konzeptionellen und physikalisch basierten Abbildung des Wasserkreislaufes, die sehr detaillierte Erfassung der Verteilung der Eingabevariablen Temperatur, Solarstrahlung und Niederschlag. Weiterhin werden die Prozesse Interzeption und Schneedecke sehr detailliert erfaßt. Demgegenüber werden die Prozesse der Abflußbildung mit einfacheren Ansätzen abgebildet. Sehr positiv ist hier aber der Ansatz der variabel beitragenden Flächen beim Oberflächenabfluß zu bewerten. Die Abflußbildung erscheint aber nur im Vergleich zur Erfassung der meteorologischen Eingabevariablen oder der Modellierung der Schneedecke in einfacheren Ansätzen. Zu anderen Modellen werden im Bereich der Abflußbildung aber vergleichbare Ansätze verwendet. Ein großer Unterschied besteht in der großen Anzahl der Modellparameter. Diese beträgt für PRMS 67, wobei ein Teil der Parameter räumlich und zeitlich verteilt sind, so daß sich die Anzahl der zu bestimmenden Parameter noch weiter erhöht. Im Gegensatz dazu haben die derzeitig sehr häufig angewendeten Modelle HBV (BERGSTRÖM 1976, 1992, 1995) und TOPMODEL (BEVEN & KIRKBY 1979, BEVEN et al. 1995) nur 12 bzw. 4 Parameter. Diese geringe Anzahl der Parameter wird erreicht, indem z.B. in HBV die Niederschlagverteilung und die Verdunstung außerhalb des Modells berechnet und die Interzeption nicht berücksichtigt wird. Das TOPMODEL, das in seiner Grundversion als ein reines Abflußbildungs-Modell bezeichnet werden kann, erfaßt zusätzlich auch keine Schneeschmelze. Im Gegensatz zu diesen Wenig-Parameter-Modellen werden innerhalb von PRMS alle Prozesse erfaßt.

4.3 Tracerhydrologie

In den letzten 30 Jahren hat die Tracerhydrologie durch die konsequente Entwicklung der methodischen Grundlagen und durch eine Vielzahl von praktischen Anwendungen einen festen Platz in der Hydrologie eingenommen. Die Tracerhydrologie wird als ergänzendes Werkzeug zu anderen etablierten hydrologischen Methoden angesehen. In speziellen Fällen stellt die Tracerhydrologie Information bereit, die durch andere hydrologische Methoden nicht zu erhalten wäre.

Die Tracerhydrologie liefert einen entscheidenden Beitrag zu folgenden Fragestellungen (NIR & LEWIS 1975, ZUBER 1986):

- Bestimmung von spezifischen hydrologischen Parametern
- Bestätigung oder Verwerfung von Hypothesen und Modellvorstellungen
- Verstärkung der Verbindung von physikalischer Hydrologie und Systemanalyse
- Unterstützung bei der Beschreibung von regionalen hydrologischen Systemen, in denen keine hydrologischen Basisdaten vorhanden sind

Bei den spezifischen hydrologischen Parametern handelt es sich um die Verweilzeiten und Herkunftsräume bzw. Fließwege von Wasser in den unterschiedlichen hydrologischen Systemen. Die Bestimmung der Herkunftsräume erfolgt über die Technik der tracerhydrologischen Ganglinienseparation.

4.3.1 Ganglinienseparation

Da Ergebnisse der Ganglinienseparation (LINDENLAUB 1998) zur Modelloptimierung verwendet werden, sollen hier die Grundlagen in kurzer Form dargestellt werden. Eine ausführliche Diskussion der tracerhydrologischen Ganglinienseparation erfolgt z.B. bei SKLASH (1990) oder BUTTLE (1994).

Gewöhnlich wird der Begriff der Ganglinienseparation mit graphischen Verfahren in Verbindung gebracht. In der Tracerhydrologie wird durch die Verwendung von Isotopen und hydrochemischen Wasserinhaltsstoffen eine physikalisch fundiertere Technik zur Trennung von Abflußanteilen angewendet. Diese Separationstechnik trennt Niederschlags- und Schneeschmelzereignisse in die abflußbeitragenden Komponenten auf, die sich aufgrund ihrer unterschiedlichen chemischen oder isotopischen Markierung voneinander unterscheiden. Ihre charakteristische chemische und isotopische Markierung erhalten die einzelnen Abflußkomponenten bei ihrer Passage durch unterschiedliche Speicher innerhalb des Einzugsgebietes.

Allgemein basiert die tracerhydrologische Ganglinienseparation auf dem Zweikomponenten-Mischungsmodell. Dabei wird angenommen, daß sich der Abfluß während eines Ereignisses aus den zwei Komponenten „altes“ und „neues“ Wasser zusammensetzt. Altes Wasser ist Wasser, das schon vor dem Beginn des Ereignisses im Einzugsgebiet gespeichert war, und neues Wasser ist Wasser, das aus dem Ereignis stammt. Synonym werden die Begriffe Vorereignis- und Ereigniswasser verwendet. In der englischsprachigen Literatur werden die Begriffe ‘old water’ und ‘pre-event water’ sowie ‘new water’ und ‘event water’ verwendet. Wenn sich die beiden Komponenten isotopisch oder hydrochemisch unterscheiden, dann kommt es während eines Ereignisses zur Vermischung der Signale der Altwasserkomponente und des Ereigniswassers. Das Mischungsresultat ist eine Funktion der relativen Beiträge beider Komponenten.

Die jeweiligen Anteile an altem und neuem Wasser während eines Abflußereignisses lassen sich aus den Massenbilanzgleichungen bestimmen. Die Massenbilanzgleichungen lauten für das Wasser

$$Q_t = Q_o + Q_n \quad (4.10)$$

und für den Tracer

$$C_t Q_t = C_o Q_o + C_n Q_n \quad (4.11)$$

Q	Abfluß
C	Konzentration des verwendeten Tracers
Indizes:	
t	Gesamtabfluß
o	altes Wasser
n	neues Wasser

Der Anteil X an neuem Wasser am Gesamtabfluß berechnet sich über die Mischungsgleichung

$$X = \frac{C_t - C_o}{C_n - C_o} \quad (4.12)$$

X	Anteil neues Wasser am Gesamtabfluß
---	-------------------------------------

Die folgenden Voraussetzungen müssen erfüllt sein, damit eine tracerhydrologische Ganglinieseparation im Einzugsgebiet durchgeführt werden darf:

- Die verwendeten Tracer müssen sich konservativ verhalten.
- Die Konzentrationen der Alt- und Neuwasserkomponente sind bekannt. Räumliche und zeitliche Variationen müssen berücksichtigt werden.
- Die Konzentrationen der Alt- und Neuwasserkomponente müssen sich signifikant unterscheiden. Bei einer höheren Konzentrationsdifferenz verringert sich der Fehler des Separationsergebnisses.
- Der Abflußanteil aus Oberflächenspeichern wie z.B. Mooren oder Staubecken ist minimal.

Für die zeitliche Aufteilung in neues und altes Wasser sind keine zusätzlichen Randbedingungen zu erfüllen. Erst wenn die zeitliche Aufteilung in eine räumliche Zuweisung in physiographische Speicher übergeleitet wird, ist noch eine weitere Anforderung zu befriedigen:

- Der verwendete Tracer charakterisiert nur den zugewiesenen Speicherraum oder Beiträge aus anderen Speicherräumen zum gleichen Tracer sind minimal.

In der Literatur wird die zeitliche 'pre-event'-Komponente meistens mit der räumlichen Komponente Grundwasser gleichgesetzt (SKLASH et al. 1976, SKLASH & FARVOLDEN

1979, HOOPER & SHOEMAKER 1986). Dies ist nur dann zulässig, wenn ausgeschlossen werden kann, daß z.B. nicht auch Wasser aus der ungesättigten Zone mit der gleichen Markierung zum Abfluß beiträgt. Daher ist die Übertragung von einer zeitlichen auf eine räumliche Komponente nicht vorbehaltlos durchführbar. Aber allen oben genannten Arbeiten war gemeinsam, daß der Abflußanteil der Altwasserkomponente zum Zeitpunkt des Hochwasserscheitels mindestens 50 %, aber auch bis zu 90 % betrug. Dies bedeutet, daß Hochwässer durch Niederschläge oder Schneeschmelze ausgelöst werden, aber daß das ereignisauslösende Wasser nur zum geringen Teil sofort zum Abfluß kommt.

Andere Arbeiten haben gezeigt, daß die Auftrennung in nur zwei Komponenten nicht ausreichend ist (DEWALLE et al. 1988, MULHOLLAND 1993, OOGUNKOYA & JENKINS 1993). In diesen Arbeiten wurde ein Dreikomponenten-Modell verwendet, um den Einfluß von Bodenwasser auf das Abflußgeschehen zu untersuchen. Es zeigte sich, daß ein großer Abflußanteil aus Grundwasser generiert wurde, aber auch der Bodenwasseranteil mit zunehmender Vorfeuchte zunehmend zum Abfluß beitrug.

4.3.2 Verweilzeitbestimmung

Die zweite Gruppe der spezifischen Parameter, die durch den Einsatz von Tracertechniken ermittelt werden kann, bilden die Verweilzeiten des Wassers in den unterschiedlichen hydrologischen Systemen oder Speicherräumen. Es werden unterschiedliche Verweilzeiten definiert (YURTSEVER 1995):

- a) *Residence time*
Wasseralter; Zeit zwischen dem Eintritt eines markierten Teilchens bis zu seiner Beobachtung im System.
- b) *Transit time*
Verweilzeit, Zeit zwischen dem Eintritt eines markiertes Teilchens in das System bis zu seinem Verlassen. Die Residence time am Ausgang des Systems ist gleich der Transit time.
- c) *Turnover time*
Umsatzzeit; die benötigte Zeit, um das Wasservolumen in einem Speicher einmal zu erneuern.

Die Definitionen von Residence time und Transit time sind direkt mit den jeweiligen markierten Teilchen (Tracern) und seinen hydrochemischen Eigenschaften im System verbunden. Im Gegensatz dazu bildet der Begriff Turnover time einen rein hydrologischen Kennwert des Systems. Die Umsatzzeit des Wassers für ein System im „steady state“ berechnet sich zu

$$T = V/q \tag{4.13}$$

T	Umsatzzeit
V	mobiles Wasservolumen im untersuchten System

Bei dieser Betrachtung ist die hydrochemische Zusammensetzung des Wassers unbedeutend. Die Verweilzeiten der *Residence time* und der *Transit time* können der *Turnover time* nur dann gleichgesetzt werden, wenn die untersuchten Tracer keiner chemischen oder physikalischen Retardation unterworfen sind. Bei der Verwendung von Wasserstoff- oder Sauerstoffisotopen ist die chemische Retardation ausgeschlossen. Die Auswirkung der physikalischen Retardation wird oft vernachlässigt, obwohl ein großer Einfluß auf die Verweilzeit von Tracern im Vergleich zur Verweilzeit von Wasser in diesem Fall nachgewiesen wurde (FREEZE & CHERRY 1979, NERETNIEKS 1981, MALOSZEWSKI & ZUBER 1985). Dies läßt sich auf die relativ hohen Diffusionsparameter der Wasserstoff- und Sauerstoffisotope zurückführen. Damit verbunden ist das Bestreben der Isotope zum Ausgleich von Konzentrationgefällen zwischen dem mobilen und immobilen Wasser. Der Einfluß der physikalischen Retardation über Diffusion wird dann entscheidend, wenn das Verhältnis von mobilem zu immobilem Wasser klein wird. Dies ist insbesondere in geklüfteten Festgesteinen mit einer porösen Matrix der Fall.

Das Verhältnis der Verweilzeiten von diffusiven Stoffen zu Wasser läßt sich durch das Verhältnis von Matrix- zu Kluftporosität beschreiben (NERETNIEKS 1981)

$$\frac{t_t}{t_w} = \frac{n_{\text{inaktiv}} + n_{\text{aktiv}}}{n_{\text{aktiv}}} \quad (4.14)$$

t_t	Verweilzeit des diffusiven Stoffes
t_w	Verweilzeit des mobilen Wassers
n_{aktiv}	aktive Porosität (Klüfte, Makroporen)
n_{inaktiv}	inaktive Porosität (Matrix), die nur durch Diffusion zugänglich ist

In einem Festgestein mit einem Kluftabstand von 1 m, einer Kluftbreite von 0,1 mm ($n_{\text{aktiv}} = 1 \cdot 10^{-4}$) und einer Matrixporosität von $n_{\text{inaktiv}} = 5 \cdot 10^{-3}$ ergibt sich nach Gl. (4.14) ein Verweilzeitverhältnis von $t_t/t_w = 51$, wenn alle Mikroporen durch Diffusion erreichbar sind. Dies verdeutlicht eindrucksvoll die Auswirkung der Diffusion auf die Retardation. Gleichzeitig ist dies ein eindeutiger Hinweis darauf, daß die über Isotope ermittelten Verweilzeiten nicht den Verweilzeiten des mobilen Wassers im System entsprechen (NERETNIEKS 1981, MALOSZEWSKI & ZUBER 1985, SKAGIUS & NERETNIEKS 1986, MALOSZEWSKI 1994).

Zur Bestimmung der mittleren Verweilzeit von Wasser in einem System wird die Ausgangs-Altersverteilungsfunktion $E(t)$ eingeführt (ZUBER 1986). Die Zeitverteilung $E(t)$ wird normiert, so daß gilt

$$\int_0^{\infty} E(t) dt = 1 \quad (4.15)$$

Das mittlere Alter des Wassers, das das System verläßt, oder auch die mittlere Verweilzeit des Wassers ergibt sich aus $E(t)$ zu

$$\bar{t}_w = \int_0^{\infty} t E(t) dt = T \quad (4.16)$$

\bar{t}_w mittlere Verweilzeit des Wassers
 T Umsatzzeit

Gl. (4.16) sagt aus, daß die mittlere Verweilzeit des Wassers der Umsatzzeit gleichgesetzt werden kann.

Die mittlere Verweilzeit eines Tracers berechnet sich dann wie folgt

$$\bar{t}_t = \frac{\int_0^{\infty} t C_I(t) dt}{\int_0^{\infty} C_I(t) dt} \quad (4.17)$$

\bar{t}_t mittlere Verweilzeit des Tracers
 $C_I(t)$ Tracerkonzentration im Meßpunkt als Resultat auf eine impulsartige Injektion am Systemeingang zum Zeitpunkt $t = 0$

Wie oben schon ausgeführt wurde, lassen sich die Verweilzeiten des Wassers und des Tracers nur dann gleichsetzen, wenn der untersuchte Tracer keiner physikalischen oder chemischen Retardation unterliegt. Das bedeutet wiederum auch, daß die Tracerverteilungsfunktion nicht immer der Verweilzeitverteilung des Wassers $E(t)$ folgen muß. Daher wird eine Altersverteilungsfunktion für Tracer eingeführt. Diese Verteilungsfunktion $g(t)$ wird häufig Impulsantwortfunktion oder auch Wichtungsfunktion genannt. Die Wichtungsfunktion ist definiert als

$$g(t) = \frac{C_1(t)}{\int_0^{\infty} C_1(t) dt} \quad (4.18)$$

Die Gleichungen (4.17) und (4.18) beziehen sich auf Experimente, in denen der Tracer impulsartig in das System eingebracht wurde. Da die Eingabe von Wasserstoff- und Sauerstoffisotopen über den Niederschlag kontinuierlich erfolgt, ist es notwendig, für jeden Zeitpunkt t den vollständigen zeitlichen Vorlauf der Inputkonzentrationen zu berücksichtigen. Die vollständige Betrachtung des zeitlichen Vorlaufs erfolgt über die Einführung des Faltungsintegrals. Das Faltungsintegral lautet für stabile Isotope und zeitinvariante lineare Systeme

$$C_{\text{out}}(t) = \int_0^{\infty} C_{\text{in}}(t - \tau) g(\tau) d\tau \quad (4.19)$$

$C_{\text{out}}(t)$	Outputkonzentration
$C_{\text{in}}(t)$	Inputkonzentration
$g(t)$	Wichtungs- oder Impulsantwortfunktion

Durch die Einführung des Faltungsintegrals wird die Vorgehensweise bei der Verweilzeitbestimmung über Tracer deutlich. Grundlage ist der Vergleich von Zeitreihen gemessener Input- und Outputkonzentrationen unter Verwendung einer Impulsantwortfunktion $g(t)$, die diese Konzentrationswerte in Beziehung setzt. Prinzipiell kann für $g(t)$ jede beliebige Funktion herangezogen werden. In der Tracerhydrologie steht jedoch nicht die Input-Output-Relation im Vordergrund, sondern die Suche nach systembeschreibenden Parametern. Daher ist es notwendig, daß die Impulsantwortfunktion auf physikalischen Grundlagen beruht.

In hydrologischen Systemen werden überwiegend das Exponentialmodell (EM) und das Dispersionsmodell (DM) und ihre zugehörigen Impulsantworten verwendet. Das weiterhin bekannte Pistonflow-Modell (PFM) ist an stark einschränkende Randbedingungen gekoppelt, so daß der praktische Einsatz nur in Spezialfällen gerechtfertigt ist (MALOSZEWSKI & ZUBER 1982).

Das EM wurde von ERIKSON (1958) unter der Annahme eingeführt, daß eine exponentielle Fließgeschwindigkeitsverteilung mit einer Abnahme der Durchlässigkeit im System mit der Tiefe korrespondiert. Die gleiche Funktion wurde von BREDEKAMP & VOGEL (1970) gefunden, wobei sie eine exponentielle Abnahme der Durchlässigkeit und der Porosität mit der Tiefe zugrunde legten. Auch für Systeme mit homogener Porosität und Durchlässigkeit konnte wiederum die gleiche Funktion ermittelt werden (VOGEL 1970). Zusätzlich ist das EM mathematisch identisch mit dem Good-Mixing-Modell, das eigentlich für Seen oder Reservoirs entwickelt wurde. Bei dem Good-Mixing-Modell wird vorausgesetzt, daß sich der implizierte Markierstoff mit dem gesamten Speicherinhalt vermischt. Dabei ist zu

beachten, daß die Mischung nicht innerhalb des Speichers erfolgen muß, sondern auch erst bei der Probenahme erfolgen kann. Die Impulsantwortfunktion für das EM lautet

$$g(t) = \frac{1}{T} * e^{-t/T} \quad (4.20)$$

Das EM berücksichtigt keine Mischungsprozesse beim Stofftransport. Das EM basiert auf der einzigen Annahme, daß die Fließgeschwindigkeitsverteilung innerhalb des untersuchten Systems exponentiell ist.

Demgegenüber erfaßt das DM den Mischungsprozeß, der durch das ungleichförmige Fließgeschwindigkeitsfeld innerhalb des Systems hervorgerufen wird. Die Dispersion D wird als Parameter eingeführt, der die Heterogenität des Systems beschreibt. Eine große Dispersion ist gleichbedeutend mit einer hohen Heterogenität und einer breiten Verteilung der Fließgeschwindigkeiten. Das Dispersionsmodell wird als die beste mathematische Formulierung des Stofftransportes angesehen (ZUBER 1986). Es wurde zuerst von NIR (1964) in die Hydrologie eingeführt, aber die dort verwendete Lösung der Dispersionsgleichung ist für natürliche Tracer nicht geeignet. Deshalb wird hier die von MALOSZEWSKI & ZUBER (1982) beschriebene Lösung verwendet. Die allgemeine Beschreibung des eindimensionalen Transportes von Stoffen, die keiner Retardation oder Abbau unterliegen, lautet (HIMMELBLAU & BISCHOFF 1968)

$$D \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - v \frac{\partial C}{\partial x} = \frac{\partial C}{\partial t} \quad (4.21)$$

D	Dispersionskoeffizient
C	Konzentration
x	Wegstrecke zwischen dem Stoffeintrag und dem Beobachtungspunkt
v	mittlere Fließgeschwindigkeit auf der Wegstrecke x

Für hydrologische Systeme wurde von MALOSZEWSKI & ZUBER (1982) folgende Lösung als Wichtungsfunktion angegeben

$$g(t) = \frac{1}{\sqrt{4\pi(D/vx)(t^3/T)}} * \exp\left[-\frac{(1-t/T)^2}{4(D/vx)(t/T)}\right] \quad (4.22).$$

$T = x / v$	Umsatzzeit, bzw. mittlere Verweilzeit
$D/(vx) = P_D$	Dispersionsparameter

Die Gleichung (4.22) ist eine Lösung von Gleichung (4.21) unter der Annahme eines impulsartigen Eintrags des Stoffes in den Wasserfluß und der Messung der Stoffkonzentration innerhalb des Flusses. Für die ausführliche Diskussion über unterschiedliche Anfangs- und Randbedingungen und der daraus resultierenden unterschiedliche Lösungen für Gleichung (4.21) wird auf KREFT & ZUBER (1978) verwiesen.

Das EM besitzt die mittlere Verweilzeit T als einzigen systembeschreibenden Parameter. Beim DM erfolgt die Beschreibung des untersuchten Systems noch zusätzlich über den Dispersionkoeffizienten D oder aber auch über den dimensionslosen Dispersionsparameter P_D . In beiden Fällen werden die Parameter durch das Anpassen von theoretischen Outputkurven mit Hilfe des Faltungsintegrals (Gl. 4.19) an die gemessenen Traceroutput-Ganglinien ermittelt.

Im Fall von stabilen Isotopen kann die mittlere Verweilzeit auch durch eine einfachere Methode erhalten werden. Eine gemessene Isotopinput-Jahresganglinie kann durch eine Sinusfunktion angepaßt werden (MALOSZEWSKI et al. 1983)

$$C_{in}(t) = AI \sin(\omega t) \quad (4.23)$$

AI Amplitude der Isotopinput-Ganglinie

ω Frequenz ($\omega = 2\pi / 365 \text{ d}$)

Die Anwendung des Faltungsintegrals auf eine Sinus-Inputfunktion resultiert auch wieder in einer sinusförmigen Outputfunktion mit abweichender Amplitude und Phasenverschiebung

$$C_{out}(t) = B \sin(\omega t + \varphi) \quad (4.24)$$

B Amplitude der Isotopoutput-Ganglinie

φ Phasenverschiebung zwischen C_{in} und C_{out}

Die mittlere Verweilzeit kann dann über die Verwendung des Amplitudenverhältnisses zwischen Output zu Input berechnet werden. Für das EM lautet die Gleichung (MALOSZEWSKI et al. 1983)

$$T = \omega^{-1} \sqrt{f^{-2} - 1} \quad (4.25)$$

$f = B/AI$ Amplitudenverhältnis

Die Berechnung der mittleren Verweilzeit unter Verwendung des DM ist in diesem Fall komplizierter, da der Parameter D/vx abgeschätzt werden muß. Die Gleichung lautet (MALOSZEWSKI et al. 1983)

$$T = \omega^{-1} \sqrt{\frac{-\ln f}{D/vx}} \quad (4.26)$$

Die Berechnung der mittleren Verweilzeit über die Gleichungen (4.25) und (4.26) bietet sich besonders dann an, wenn wegen der Kürze der gemessenen Isotopenzeitreihen noch keine eindeutigen Anpassungen über das Faltungsintegral erhalten werden können.

4.4 Der Einzelinearspeicher

Der Einzel-Linear-Speicher (ELS) ist Bestandteil eines jeden konzeptionellen hydrologischen Modells. Die theoretischen Grundlagen des ELS können jedem hydrologischen Lehrbuch entnommen werden. Die hier dargestellte Form richtet sich nach DYCK & PESCHKE (1995), CHOW et al. (1988) und DEMUTH (1993).

Der Output aus einem ELS ist proportional zur Speicherfüllung

$$q = 1/K * S \quad \text{bzw.} \quad S = K * q \quad (4.27)$$

q	Output aus ELS
S	Speicherfüllung
K	Proportionalitätsfaktor bzw. Speicherkonstante

Der ELS ist ein einparametriges Modell. Der Proportionalitätsfaktor charakterisiert den ELS, weshalb K als Speicherkonstante bezeichnet wird. Physikalisch läßt sich der ELS als ein Gefäß mit linearem Ausfluß interpretieren, bei dem nach dem Gesetz von Hagen-Poiseuille der Ausfluß proportional zur Druckhöhe im Gefäß ist.

Das Massenerhaltungsgesetz für den ELS entspricht der Gleichung (4.5)

$$p(t) = q(t) + \frac{dS(t)}{dt} \quad (4.28)$$

p(t)	Input in den ELS
------	------------------

Durch Einsetzen von Gleichung (4.27) in (4.28) wird die Differentialgleichung des ELS

$$p(t) = q(t) + K \frac{dq(t)}{dt} \quad (4.29)$$

mit der allgemeinen Lösungsfunktion

$$q(t) = q(t_0) * e^{-(t-t_0)/K} + \int_{t_0}^t p(\tau) * \frac{1}{K} * e^{-(t-\tau)/K} d\tau \quad (4.30)$$

erhalten. Der erste Summand von Gleichung (4.30) beschreibt den reinen Leerlaufprozeß des ELS ab dem Zeitpunkt t_0 , falls kein Zufluß zu dem ELS erfolgt und der Ausfluß gleich $q(t_0)$ ist. Der zweite Summand beschreibt den Ausfluß in Abhängigkeit von den Zuflüssen $p(\tau)$. Durch Vergleich mit dem Faltungsintegral (Gleichung (4.19)) ergibt sich die Impulsantwort des ELS. Sie lautet

$$h(t) = \frac{1}{K} * e^{-t/K} \quad (4.31)$$

Damit entspricht die Impulsantwort $h(t)$ des ELS der Wichtungsfunktion $g(t)$ des EM aus der Tracerhydrologie.

Die mittlere Verweilzeit von Wasser in einem ELS ist für den Gleichgewichtszustand $q(t) = p(t)$ und den reinen Leerlaufprozeß gleich der Speicherkonstanten K . Zur Bestimmung des Speichervolumens und der mittleren Verweilzeit der Wässer in Speichern greift die Ganglinienanalyse auf diese Tatsache zurück. Arbeitsgrundlage der Ganglinienanalyse ist der logarithmierte erste Summand von Gleichung (4.30)

$$\ln q(t) = \ln q(t_0) - \frac{1}{K} * (t - t_0) \quad (4.32)$$

Aus Gleichung (4.32) folgt, daß bei einer halblogarithmischen Darstellung der Abflußganglinie der reine Leerlauf eines Speichers (Abflußrezession) eine Gerade mit der Steigung $-1/K$ ergibt. Sind an der Abflußrezession n unterschiedliche parallele Speicher beteiligt, so weist der logarithmierte Rezessionsast beim sukzessiven Leerlaufen der n Speicher $n-1$ Knickpunkte auf und es können insgesamt n Geraden mit n unterschiedlichen Steigungen $-1/K_i$ angepaßt werden. Die Abflußrezession aus n unterschiedlichen parallelgeschalteten ELS berechnet sich zu

$$q(t) = \sum_{i=1}^N q_i(t_0) * e^{-(t-t_0)/K_i} \quad (4.33)$$

Das mittlere Speichervolumen der jeweiligen ELS berechnet sich auf der Grundlage von (4.27)

$$\bar{S}_i = K_i * \bar{q}_i \quad (4.34)$$

- \bar{S}_i mittleres Speichervolumen des i-ten ELS
- K_i Speicherkonstante des i-ten ELS
- \bar{q}_i mittlerer Abfluß des i-ten ELS

Die mittlere Verweilzeit des Wassers im i-ten ELS ist nach (4.34) gleich K_i . Aufgrund der mathematischen Identität zwischen dem ELS und dem EM aus der Tracerhydrologie sind die Verweilzeiten der beiden Methoden direkt vergleichbar.

4.5 Das Diffusions-Translations-Modell

Die Grundlage des Diffusions-Translation-Modells (DTM) ist die eindimensionale Bewegungsgleichung von Flüssigkeitsströmungen (DYCK 1980b, CHOW et al. 1988). De Saint Venant gelang es 1871 als Erstem, die nach ihm benannten Bewegungsgleichungen der eindimensionalen Flüssigkeitsströmung abzuleiten (HAGER & CHERVET 1996). Die Saint-Venant-Gleichungen bestehen aus der dynamischen Grundgleichung und der Kontinuitätsgleichung (Abb. 4.4).

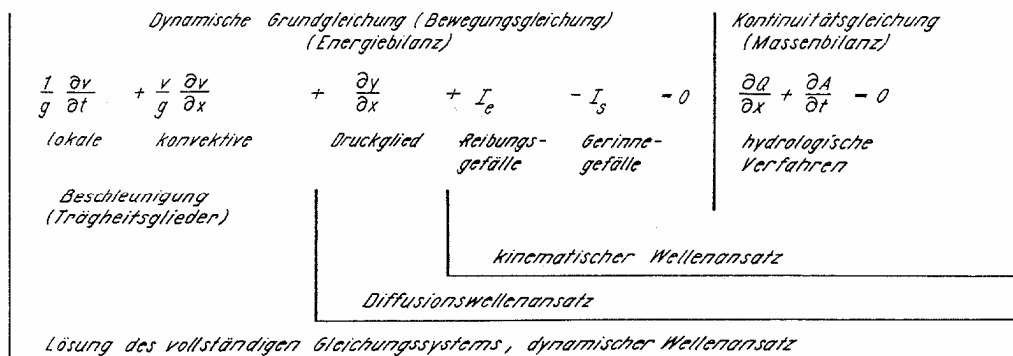


Abb. 4.4 Die Saint-Venant-Gleichungen zur Darstellung der eindimensionalen, instationären Strömung und Möglichkeiten der Modellreduktion (DYCK & PESCHKE 1995)

Die Übertragung der eindimensionalen Flüssigkeitströmung auf die Fläche ist durch eine konzeptionelle Vereinfachung möglich. Hierbei wird der betrachtete Hang oder der Grundwasserleiter in n homogene Linienelemente unterteilt. Aufgrund der Homogenität der einzelnen Linienelemente verhält sich der Hang oder der Grundwasserleiter wie das n-fache eines der n Linienelemente.

Die hier dargestellte Ableitung des DTM aus den Saint-Venant-Gleichungen basiert auf der Darstellung aus DYCK (1980a) und (1980b) und DYCK & PESCHKE (1995). Unter der Annahme, daß der lokale und der konvektive Trägheitstherm, $\partial v/\partial t$ und $\partial v/\partial x$, in der dynamischen Grundgleichung vernachlässigt werden können, lautet die reduzierte dynamische Grundgleichung

$$\frac{\partial y}{\partial x} = I_s - I_e \quad (4.35)$$

x	Ortskoordinate in Fließrichtung
y	Wasserspiegellage über Gewässersohle
I_s	Gerinnegefälle
I_e	Reibungsgefälle

und die Kontinuitätsgleichung

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial F}{\partial t} = 0 \quad (4.36)$$

Q	Abfluß in x
F	Durchflußfläche

Es kann gezeigt werden, daß der lokale und der konvektive Trägheitstherm in den meisten praktischen Anwendungen eine bis zwei Größenordnungen kleiner sind als das Gerinnegefälle (BECKER & SERBAN 1990). Aus dieser Tatsache läßt sich die Reduzierung der dynamischen Grundgleichung rechtfertigen. Die reduzierte dynamische Grundgleichung (4.35) läßt sich unter Verwendung der Potenzformel von Manning-Strickler (DYCK 1980b) umformen zu

$$\frac{\partial h}{\partial x} = - \frac{Q^2}{F^2 * R^2 * r^{4/3}} \quad (4.37)$$

h	Wasserspiegellage über Bezugsniveau
---	-------------------------------------

R	Rauhigkeitsbeiwert
r	hydraulischer Radius

Die Gleichungen (4.36) und (4.37) liefern die parabolische Differentialgleichung 2. Ordnung des DTMs

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = D \frac{\partial^2 Q}{\partial x^2} - u \frac{\partial Q}{\partial x} \quad (4.38)$$

D	Diffusion(Wellenabflachung)skoeffizient
u	Translationsgeschwindigkeit

Die Gleichung (4.38) entspricht der Differentialgleichung des eindimensionalen Stofftransportes (Gleichung 4.21). Die Impulsantwort des DTM für einen Einheitsimpuls in $x = 0$ zum Zeitpunkt $t = 0$ lautet

$$h(x, t) = \frac{1}{\sqrt{4\pi(D/ux)(t^3/t_{mit})}} * \exp\left[-\frac{(1-t/t_{mit})^2}{4(D/ux)(t/t_{mit})}\right] \quad (4.39)$$

$$t_{mit} = x / u \quad \text{mittlere Verweilzeit des Wassers auf der Fließstrecke } x$$

Die Impulsantwort h des DTM ist identisch mit der Wichtungsfunktion g des DM aus der Tracerhydrologie (Tab. 4.1). Aufgrund dieser mathematischen Gleichheit sind die Parameter beider Modelle direkt miteinander vergleichbar und der Diffusionskoeffizient aus dem DTM kann der Dispersion aus dem DM gleichgesetzt werden. Die Dispersion wird im DM durch den Dispersionsparameter beschrieben, weshalb im folgenden der Diffusionskoeffizient im DTM durch den Dispersionsparameter ersetzt wird.

Im Gegensatz zum ELS besitzt das DTM neben der mittleren Verweilzeit als zweiten Parameter den Dispersionsparameter. In Abbildung 4.5 ist die Impulsantwort des DTM für unterschiedliche Dispersionsparameter im Vergleich zum ELS auf eine Einheitsimpulsbelastung zum Zeitpunkt $t = 0$ dargestellt. Aufgrund ihrer mathematischen Identität ist dieser optische Vergleich auch für die Impulsantworten des DM und EM aus der Tracerhydrologie gültig.

Durch die Normierung der Zeitachse auf die mittlere Verweilzeit wird die größere Flexibilität des DTM gegenüber des ELS ersichtlich. Während der einparametrische ELS in dieser Darstellung nur durch eine Kurve repräsentiert werden kann, ist bei der Verwendung des zweiparametrischen DTM eine unbegrenzte Kurvenschar darstellbar. Die Form der Kurve wird dabei durch den Dispersionsparameter bestimmt. Für kleine Werte des Dispersionsparameters wird die Verweilzeitverteilung immer schmaler und nähert sich einer symmetrischen Verteilung um die mittlere Verweilzeit an.

Tab. 4.1 Gegenüberstellung von tracerhydrologischen Wichtungsfunktionen und Übertragungsfunktionen aus der hydrologischen Modellierung und ihrer Parameter und Einheiten

Tracerhydrologische Wichtungsfunktionen		Übertragungsfunktionen der hydrologischen Modellierung	
EM		ELS	
$g(t) = \frac{1}{T} * e^{-t/T}$		$h(t) = \frac{1}{K} * e^{-t/K}$	
T:	Mittlere Verweilzeit [Zeit]	K:	Speicherkonstante [Zeit]
DM		DTM	
$g(t) = \frac{1}{\sqrt{4\pi(D/vx)t^3/T}} * \exp\left[-\frac{(1-t/T)^2}{4D/vx(t/T)}\right]$		$h(t) = \frac{1}{\sqrt{4\pi(D/ux)(t^3/t_{mit})}} * \exp\left[-\frac{(1-t/t_{mit})^2}{4D/ux(t/t_{mit})}\right]$	
D:	Dispersion [Länge ² /Zeit]	D:	Wellenabflachung [Länge ² /Zeit]
v:	mittlere Fließgeschwindigkeit [Länge/Zeit]	u:	mittlere Translationsgeschwindigkeit [Länge/Zeit]
T:	mittlere Verweilzeit des Tracers [Zeit]	t _{mit} :	mittlere Verweilzeit des Wassers [Zeit]

Demgegenüber wird für große Werte des Dispersionsparameters die Verteilung immer breiter und erhält eine zunehmend linksschiefe Form. Der Dispersionsparameter wird als Maß der Heterogenität des untersuchten Systems angesehen. Dabei bedeuten kleine Werte des Dispersionsparameters geringe Heterogenität.

Aufgrund der Linearität des Ausflusses zum Füllungsgrad beim ELS reagiert der ELS ohne Zeitverzögerung auf den Momentanimpuls. Der höchste Reaktionswert erfolgt zum Zeitpunkt der Belastung, um dann exponentiell abzuklingen. Demgegenüber zeigt die Reaktion des DTM abhängig vom Dispersionsparameter eine zeitliche Verzögerung auf den Momentanimpuls. Das Erreichen der maximalen Impulsantwort ist dabei wiederum abhängig vom Dispersionsparameter. In inhogenen Systemen mit großen Dispersionsparametern wird das Maximum sehr rasch erreicht und es bildet sich ein sehr langer Abfall der Abflüsse aus. Bei homogenen Systemen mit kleinen Dispersionsparametern wird der Momentanimpuls um die mittlere Verweilzeit verschoben und nur gering gestreut.

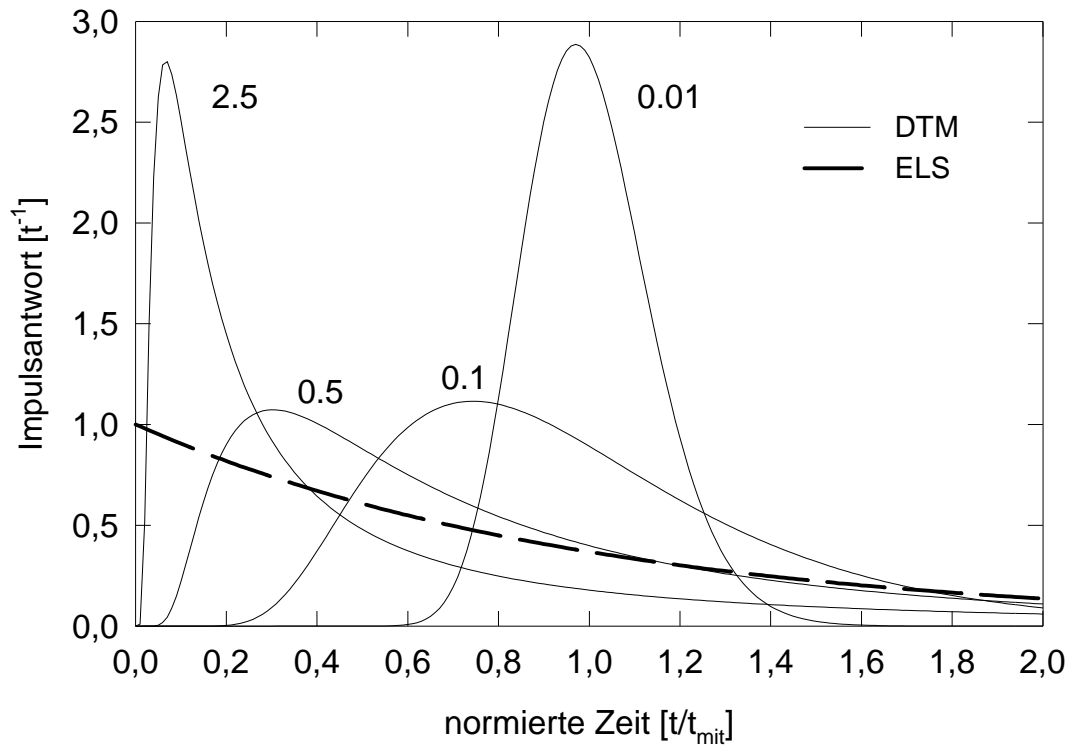


Abb. 4.5 Auf die mittlere Verweilzeit normierte Darstellung der Impulsantworten des DTM für unterschiedliche Werte des Dispersionsparameters und des ELS auf eine Einheitsimpulsbelastung zum Zeitpunkt $t = 0$

Die Tabelle 4.1 zeigt die mathematische Übereinstimmung der in der Tracerhydrologie und hydrologischen Modellierung verwendeten Funktionen. Aus diesem Vergleich leitet sich ein Teil der Vorgehensweise ab. Einerseits wurde der ELS-Ansatz im Grundwassermodul von PRMS durch das DM ersetzt. Mit dem derartig abgeänderten Grundwassermodul wurde dann untersucht, ob sich der Grundwasserabfluß mit tracerhydrologisch ermittelten Verweilzeiten kalibrieren läßt. Andererseits wurde aufgrund der mathematischen Identität zwischen EM und ELS geprüft, ob tracerhydrologische Verweilzeiten zur Kalibrierung vom ELS verwendet werden können.

5 Das Brugga-Einzugsgebiet

Als Untersuchungsgebiet wurde das Einzugsgebiet der Brugga ausgewählt. Bei der Auswahl wurden Anforderungen aus der Tracerhydrologie und der Modellierung berücksichtigt. Entscheidungskriterien waren

- die mesoskalige Größe des Einzugsgebiets
- die starke Höhendifferenz innerhalb des Einzugsgebiets
- das Vorhandensein eines langjährigen Meßnetzes zu Niederschlag und Abfluß
- die relative Nähe zum Freiburger Institut für Hydrologie

Das Einzugsgebiet der Brugga erfüllte die gestellten Anforderung im Vergleich zu ähnlichen Einzugsgebieten im Raum Freiburgs am besten.

5.1 Lage

Das Einzugsgebiet der Brugga liegt 10 km südöstlich von Freiburg im Südschwarzwald (Abb. 5.1). Der amtliche Pegel Brugga Oberried-Ibrecht (Rechtswert 3421 750, Hochwert 5311 600) befindet sich am Übergang des kristallinen Grundgebirges des Schwarzwaldes zu der glaziofluvialen Schotterfüllung des Zartener Beckens. Der Pegel wird seit 1934 betrieben. Das Einzugsgebiet umfaßt eine Fläche (A_{EG}) von 39,87 km² und entwässert das Gebiet zwischen Schauinsland und Feldberg. Die Brugga entsteht mit dem Zusammenfluß des Buselbaches ($A_{EG} = 12,26$ km²), der das westliche Teileinzugsgebiet entwässert, und des St. Wilhelmer Talbaches ($A_{EG} = 15,24$ km²). Am St. Wilhelmer Talbach wird seit 1954 ein amtlicher Pegel (Rechtswert 3420 350, Hochwert 5307 600) betrieben. Im Untersuchungsgebiet befinden sich die DWD-Klimahauptstation Feldberg sowie die DWD-Niederschlagsstationen Oberried, Hofsgund und St. Wilhelm. Zusätzlich zu den DWD-Stationen wurde im St. Wilhelmer Tal eine institutseigene Klimastation betrieben. Weiterhin wird auf dem Schauinsland durch das Umweltbundesamt eine meteorologische Station betrieben.

Das Untersuchungsgebiet ist dünn besiedelt, neben den beiden Ortschaften St. Wilhelm und Hofsgund sind nur noch einzelne Gehöfte vorhanden. 75 % der Fläche des Brugga-Einzugsgebiets sind von Wald bedeckt, der sich vor allem über die Talhänge erstreckt; der restliche Anteil entfällt auf Grünland (23 %) und Siedlungsflächen (2 %).

Abb. 5.1 Das Brugga-Einzugsgebiet

5.2 Morphologie

Charakteristisch für das Einzugsgebiet der Brugga ist die Morphologie mit großen Höhenunterschieden auf kurzen Entfernungen und das stark ausgeprägte Relief. Dies ist bedingt durch die Lage im Bereich des Westabfalles des Schwarzwaldes zum Oberrheingraben. Das Einzugsgebiet wird durch eine Reihe von Höhenzügen eingerahmt. Im Westen wird das Gebiet durch den Schauinsland (1284 m NN), im Norden und Süden durch die über 1250 m NN hohen Höhenzüge Hochfahn/Tote Mann und Haldenköpfe/Ahornkopf/ Stübenwasen begrenzt. Den östlichen Abschluß bildet der Feldberg, der mit 1496 m NN die höchste Erhebung ist. Den tiefsten Punkt stellt der Pegel Oberried mit 434 m NN dar. Die mittlere Einzugsgebietshöhe beträgt 986 m NN, wodurch der montane Charakter des Einzugsgebietes verdeutlicht wird.

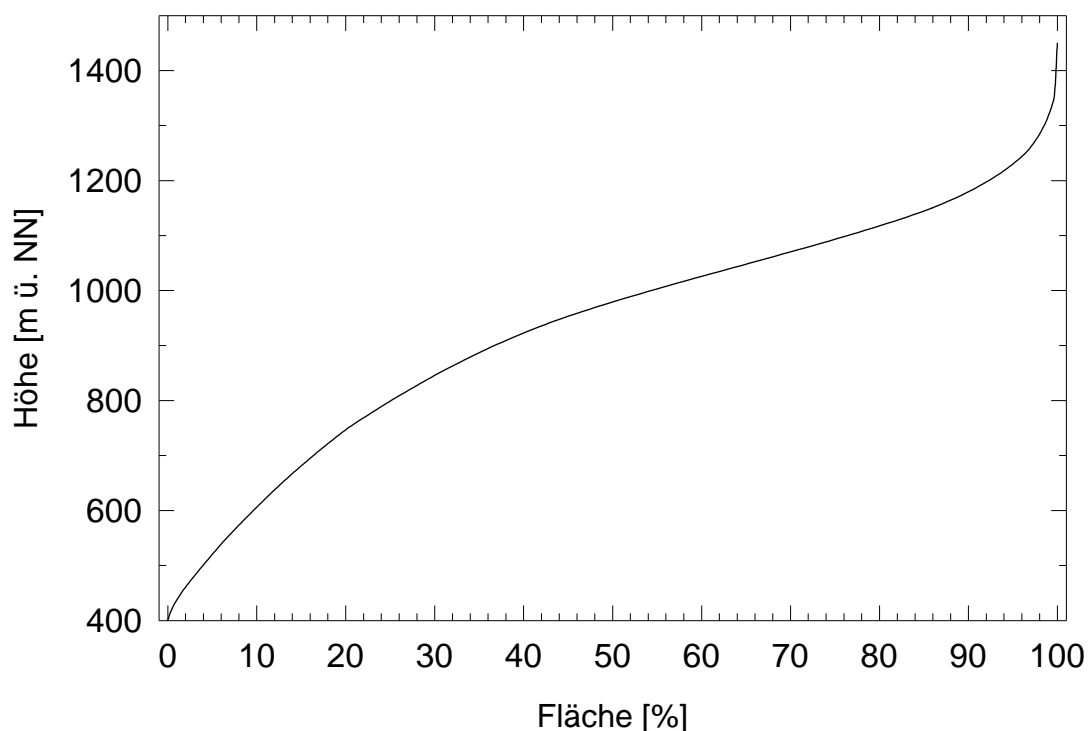


Abb. 5.2 Hypsographische Kurve des Brugga-Einzugsgebietes

Aus der Hypsographischen Kurve (Abb. 5.2) wird ersichtlich, daß der größere Teil des Einzugsgebietes zwischen 600 und 1200 m NN liegt. Nur geringe Teile des Einzugsgebietes liegen unter oder über diesem Höhenbereich. Daraus ergibt sich eine morphologische Dreigliederung des Untersuchungsgebietes in Hochflächen, Hangbereiche und Talböden. Die Hochflächen umfassen 20 % der Einzugsgebietsfläche und sind durch ihre hohe Lage und sanftere Topographie charakterisiert. Im Gegensatz dazu stehen die Hangbereiche, die

75 % des Einzugsgebietes einnehmen. Die Hänge sind sehr steil und vereinzelt durch felsige Wände unterbrochen. Die starke Reliefierung spiegelt sich in der mittleren Einzugsgebietsneigung von 35,9 % wider. Die mittlere Hangneigung wurde auf der Grundlage des 50×50 m² Höhenmodells des Landesvermessungsamtes berechnet. Die Flächen der Talböden nehmen nur 5 % des Untersuchungsgebietes ein. Der Buselbach und der Unterlauf der Brugga sind als Kerbtäler ausgebildet. Im Gegensatz ist das St. Wilhelmer Tal als glaziales Trogtal von einer breit ausgebildeten Aue und extrem steilen Hängen begleitet.

5.3 Geologie

Der gesamte Bereich des Untersuchungsgebietes liegt im Zentralschwarzwälder Gneis-Anatexit-Komplex. Die am häufigsten vorkommenden Gesteine sind Diatexite, im Bereich des Schauinslandes werden sie vermehrt durch Metatexite abgelöst. Im St. Wilhelmer Tal treten zunehmend Ortho- und Paragneise auf. Vereinzelt sind im Gebiet auch Amphibolitvorkommen sowie verschiedene Gangporphyre zu finden (WIMMENAUER 1982).

Mit dem Einbruch des Oberrheingrabens und der Heraushebung der randlichen Grabenschultern im Eozän/Pleistozän begann die Ausbildung der heutigen Morphologie. In den Hochlagen sind noch jungtertiäre Abtragungflächen erhalten, die je nach tektonischen Verhältnissen in unterschiedlicher Höhenlage anzutreffen sind.

Das Pleistozän überprägte die Landschaft durch glaziale Abtragungs- und Akkumulationsprozesse sowie durch die Bildung von Solifluktsdecken in den eisfreien Gebieten. Während des Würmglazials waren große Teile des Feldberggebietes vereist. Die nahezu stationäre Eisdecke der Plateauvereisung war nur 10-50 m mächtig. Sie entsandte rasch fließende Talgletscher, die bis zu 350 m mächtig waren (GEOLOGISCHES LANDESAMT BA.-WÜ. 1981). Zu Zeiten des Maximalstandes reichte der St. Wilhelmer Talgletscher bis auf ca. 500 m NN hinab (LIEHL 1982).

Das St. Wilhelmer Tal war wesentlich stärker vergletschert als die anderen Bereiche des Untersuchungsgebietes. Nur im Würmhochglazial wurde der St. Wilhelmer Talgletscher auch vom Schauinsland her gespeist. Die Südhänge des Tote Mann waren vermutlich eisfrei (GEOLOGISCHES LANDESAMT BA.-WÜ. 1981). Zeugen der intensiven Vergletscherung sind zahlreiche Kare und Firmmulden. Endmoränen sind aufgrund der großen Reliefenergie und Wasserführung nur selten erhalten, sonstige Moränen sind vorwiegend in den Böden und an den Flanken der Kare und Hochtäler zu finden.

Die Hochlagen sind noch von einer 1-3 m mächtigen autochthonen Verwitterungs- und Zersatzzone bedeckt, die nicht durch die pleistozäne Vergletscherung abgetragen wurde (GEOLOGISCHES LANDESAMT BA.-WÜ. 1981). Die Böden der Firmmulden werden von Fließerden aus Lehm und kantigen Steinen gebildet. In mittleren Höhenlagen ist steiniger Hangschutt besonders in Hangmulden und Rinnen zwischen Felsrippen verbreitet, in Lagen unterhalb 500 m herrschen stark lehmige Schuttdecken, z.T. mit Lößlehmeinwehungen, vor (STAHR 1979). Eine Vermischung der Moränenablagerungen mit Hangschutt tritt in Grenzgebieten unterhalb von Hängen auf, die schon während der Eiszeit eisfrei waren

oder wurden (GEOLOGISCHES LANDESAMT BA.-WÜ. 1981). In den Hochlagen wird der anstehende Fels durch Frostschuttbildungen bedeckt, die durch die geringmächtigen Firn- und Eisdecken nicht abgeräumt wurden. An steilen ($>30^\circ$) süd- bis südwest-exponierten Hängen kam es bereits während der Kaltzeit zur Bildung von Block- und Schutthalden (ULLMANN 1960).

5.4 Böden

Die periglazialen Schuttdecken spielen heute für die Bodenentwicklung eine große Rolle, da sie fast im gesamten Untersuchungsgebiet verbreitet sind. STAHR (1979) unterscheidet im Südschwarzwald folgende Ausgangssubstrate:

- *Zerfallszone*
nur physikalische Verwitterung und vertikale Lockerung des Ausgangsgesteins, kein lateraler Transport, geringer Feinerdeanteil, selten >50 cm mächtig
- *Zersatzzone*
chemische und physikalische Verwitterung des Ausgangsgesteins, die ursprüngliche Struktur des Gesteins ist noch vorhanden, jedoch Zerfall in Sand- und Gruspartikel, grabbar, meist 30-50 cm mächtig
- *Basisfolge*
hoher Skelettgehalt, eingeregelt, z.T. Sandlinsen unter den Steinen, Schluffkappen (in sich wiederum geschichtet), 20 cm bis mehrere Meter mächtig
- *Hauptfolge*
regellos angeordnetes Skelett, in sich geschichtet in steinärmere und steinreichere Lagen, im allgemeinen locker gelagert, 40-100 cm mächtig; erreicht i.d.R die Bodenoberfläche
- *Deckfolge*
auf steile Hänge oberhalb 500 m begrenzt, durch Kammeisbildung entstanden, steinig oder blockig, 20-60 cm mächtig
- *Geschiebelehm*
ähnliche Ausprägung wie die Basisfolge, sehr dicht gelagert, Mächtigkeiten zwischen 20 cm und mehreren Metern, oberhalb 900 m NN häufig in periglaziale Schuttdecken eingebettet

Der Aufbau der Hangschuttdecken muß nicht alle Schuttfolgen enthalten. Meist fehlt die Deckfolge, an steilen Stellen im ehemals vergletscherten Gebiet ist ferner häufig Geschiebelehm eingeschichtet. Vernäßte Stellen tragen oft nur Geschiebelehm über dem Ausgangsgestein. Insgesamt sind die Hangschuttdecken sehr variabel und lückenhaft ausgebildet.

Aus dem Gneis-Hangschutt haben sich die typischen Braunerde-Varietäten entwickelt. Im Bereich der montanen Buchen-Tannen-Stufe treten vorwiegend Moder-Braunerden auf, in den Hochlagen Humus-Braunerden. Diese können auch in Ranker bzw. Hanggleye bzw. Sauerbraunerden und Stagnogleye übergehen. An stärker vernässten Stellen treten Hanggleye und Anmoore auf. In Erosionslagen wie Karwänden und Kuppen sind ferner Syroseme und Ranker, seltener Regosole zu finden. An der Basis der Karwände und in den Tallagen haben sich hydromorphe Bodenformen (Gley, Naßgley) oder Braunerde-Stagnogley-Waldmoor-Ockererde-Gesellschaften ausgebildet (HÄDRICH et al. 1988). Durch die Wässer- und Flößwiesennutzung und durch Rodung kam es in den Talniederungen und Unterhängen zur Ausbildung von kolluvialen Braunerden. Der Lauf der Brugga wurde durch die Flößerei seit 1620 mehrmals verlegt, was heute kaum mehr erkennbar ist (METZ 1966). Nur in den untersten Teilen des Einzugsgebiets, wo der Lößeinfluß noch größer ist, sind Übergangstypen Braunerde-Parabraunerde bzw. Parabraunerde-Braunerde zu finden (HÄDRICH et al. 1988).

Das Maximum der Korngrößenverteilung liegt im Grobsandbereich. Die Böden im Untersuchungsgebiet haben im allgemeinen eine mittlere bis hohe Wasserspeicherfähigkeit, was sich durch eine nutzbare Feldkapazität von 100-200 l/m² ausdrückt (bezogen auf 100 cm Bodentiefe). Nur bei Sauerbraunerden ist mit Werten um 50 l/m² zu rechnen. Der Grobporanteil (10-15 Vol %) führt zu hohen Infiltrationsraten, daher können selbst sommerliche Starkniederschläge sofort in den Boden eindringen (STAHR 1979, SCHWARZ 1984).

5.5 Klima

Das Brugga-Einzugsgebiet liegt im Bereich der Westwindzone der kühlgemäßigten Übergangsklimate (Zone III 3 nach TROLL & PAFFEN 1968). Durch seine Lage quer zur Hauptanströmrichtung der Luftmassen wird das Klima des Untersuchungsgebietes stark von der Orographie geprägt. Besonders deutlich wird dies bei der Niederschlagsverteilung. So erreichen die mittleren Jahressummen (1931-60) der Niederschlagsstationen in den Lee-Lagen (Hofsgrund, 1023 m NN, ca. 1800 mm; St. Wilhelm, 920 m NN, ca. 1700 mm) wesentlich höhere Werte als in den Gipfelbereichen (Schauinsland, 1218 m NN, ca. 1585 mm; Feldberg, 1486 m NN, 1732 mm). Jedoch liefern die Gipfelstationen keine absolut reellen Werte, da sie häufiger hohen Windgeschwindigkeiten ausgesetzt sind (TRENKLE 1988) und somit ein größerer Meßfehler angenommen werden muß. Das Niederschlagsmaximum liegt in den Sommermonaten Juni-August; in höheren Lagen tritt im Januar/Februar ein sekundäres Maximum auf (Abb. 5.3). Die geringsten Niederschlagsmengen sind in den Monaten März/April und Dezember zu verzeichnen. Der Feldberg zählt zu den Wetterstationen mit der größten Niederschlagshäufigkeit und den geringsten jährlichen Schwankungen (12 %) in Mitteleuropa (HAVLIK 1982).

Oberhalb von 1000 m NN ist im Winter mit einer ständigen Schneebedeckung zu rechnen. Schneefälle treten in den Hochlagen von Mitte Oktober bis Mai auf, in den niedrigeren Lagen im November bis April. Aber auch in den Sommermonaten kann es in den Gipfelregionen des Feldbergs noch vereinzelt zu Schneeniederschlägen kommen. In den Tiefla-

gen (<700 m) sind in den Wintermonaten an durchschnittlich 40 Tagen Schneehöhen von 10 cm zu erwarten, oberhalb 1000 m an über 100 Tagen (TRENKLE 1988).

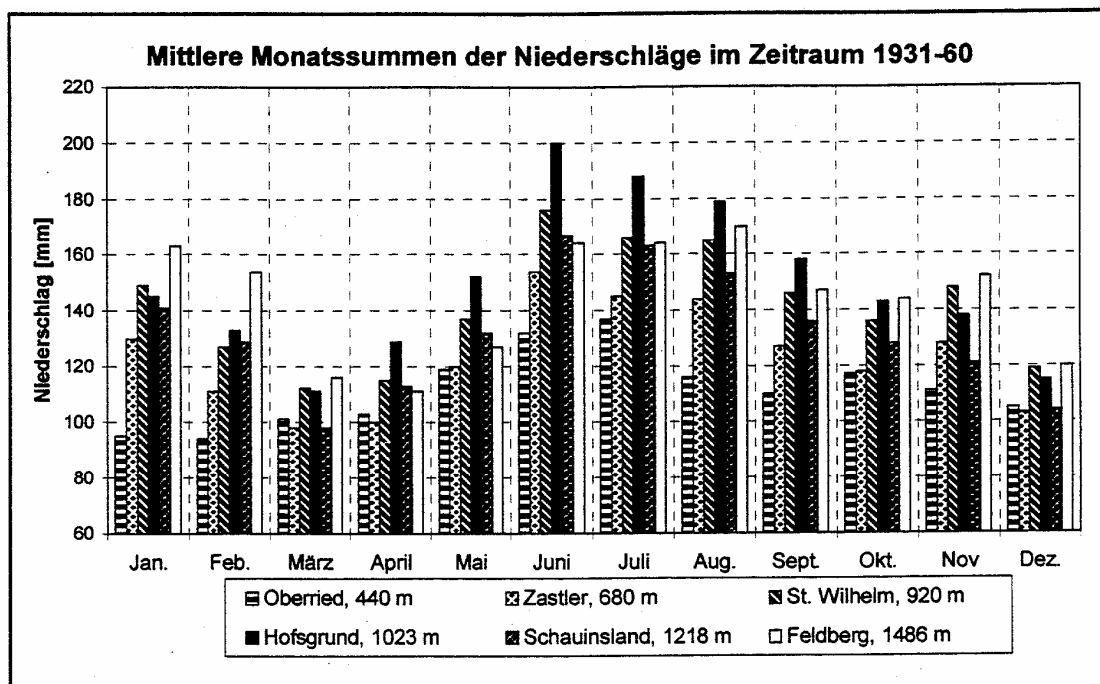


Abb. 5.3 Mittlerer Jahrgang der Niederschläge an ausgewählten Niederschlagsstationen (BRAUN 1997)

Tab. 5.1 Mittlere monatliche Temperaturabnahme in K pro 100 m Höhendifferenz, errechnet für den Zeitraum 1931-60 (TRENKLE 1988)

Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
0,4	0,5	0,6	0,8	0,7	0,7	0,7	0,7	0,6	0,5	0,4	0,4	0,6

Die Jahresdurchschnittstemperatur (1931-60) der Station Feldberg liegt bei 3,2 °C. Beim Vergleich mit der Station Freiburg (10,5 °C, 220 m NN) werden die großen Unterschiede auf kurzer Distanz deutlich. Bei normaler atmosphärischer Schichtung ist mit einer Temperaturabnahme von 0,6 °C pro 100 Höhenmeter zu rechnen. Im Winter treten jedoch häufig Hochdruckwetterlagen mit Temperaturinversionen auf. Die Inversionsobergrenze liegt meist zwischen 600 und 800 m. Aus diesem Grund erreichen die Monatsmitteltemperatu-

ren der Gipfelregionen in den Wintermonaten vergleichsweise hohe Werte und die mittleren Temperaturgradienten sinken unter das Jahresmittel (Tab. 5.1).

5.6 Hydrologie

Das mittlere hydrologische Verhalten des Untersuchungsgebietes ist durch seine Orographie und geographische Lage im Bereich der Westwindzone der kühlgemäßigten Übergangsklimate geprägt. Das Abflußregime zeigt ein Maximum im April und ein Minimum im September (Abb. 5.4). Dieser jährliche Gang wird durch die Prozesse des Schneedeckenaufbaus im Winter, der Schneeschmelze im Frühjahr und einer erhöhten Verdunstung im Sommer gesteuert.

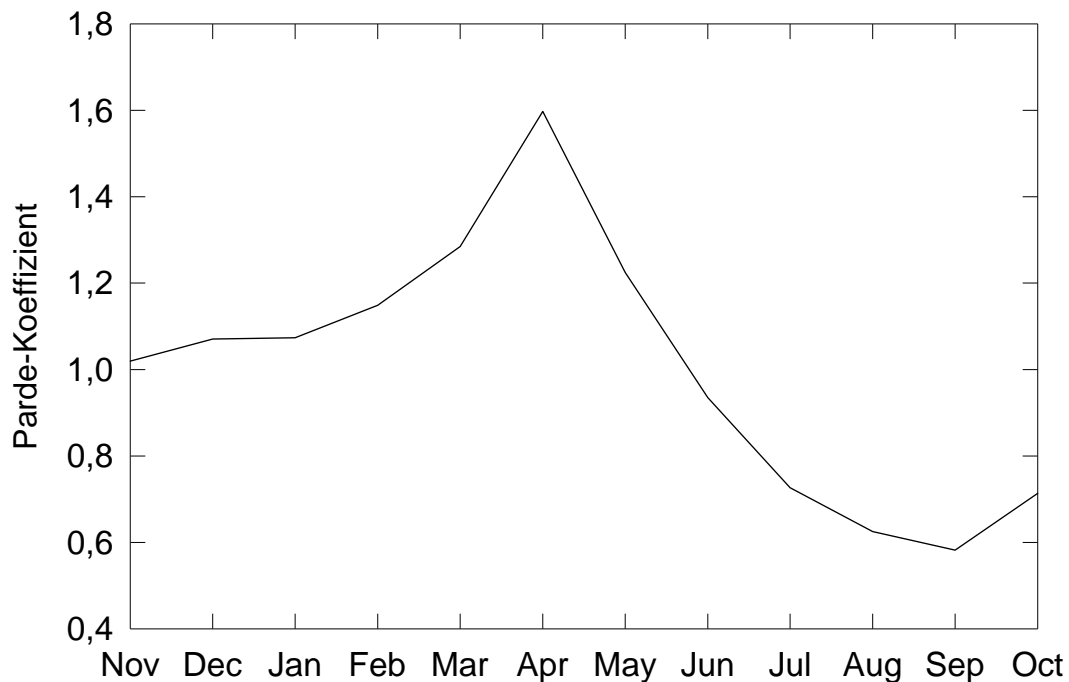


Abb. 5.4 Das Abflußregime der Brugga (1934-1992)

Obwohl die maximalen Niederschläge im Sommer erreicht werden, führen diese nicht zur Ausbildung eines sekundären Maximums. Die sommerlichen Niederschläge sind überwiegend konvektiver Art und führen nur zu einer kurzfristigen Erhöhung des Abflusses. Ein großer Teil der Niederschläge wird im Bodenspeicher zurückgehalten und gelangt dann zur Verdunstung. Aufgrund seiner Ausprägung wird das langjährige Abflußverhalten der Brugga den nivo-pluvialen Abflußregimen zugeordnet.

Die langjährige Wasserbilanz ergibt einen Gebietsniederschlag von 1750 mm und einen Abfluß von 1220 mm. Die aktuelle Verdunstung beträgt als Restglied 530 mm.

Die gewässerkundlichen Hauptwerte (Tab. 5.2) zeigen hohe Schwankungen von MNQ bzw. MHQ zum MQ. Diese weisen bereits auf geringe Speicherfähigkeiten und den Einfluß von schnellen Abflußkomponenten im Einzugsgebiet hin. Mit einer Mittelwasserabflußspende von 39 l/s·km² bei knapp 2000 mm Jahresniederschlag liegt das Einzugsgebiet im Randbereich der Klassifizierung der nivo-pluvialen Regime des Schweizer Juras wie sie von ASCHWANDEN et al. (1986) zur Regionalisierung des Abflusses vorgenommen wurde. Ein Vergleich mit Abflußspenden und Jahresniederschlägen in anderen süddeutschen Gebieten macht den subalpinen Charakter deutlich, für eine Einordnung in die präalpinen Abflußregimes müßte jedoch das Abflußminimum im Winter auftreten.

Tab. 5.2 Gewässerkundliche Hauptwerte der Brugga 1934-1992 (in m³/s)

	Nov	Dez	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt
HQ	33,6	27,2	26,8	21,8	18,6	25,5	32,3	18,1	19,7	33,5	31,1	20,5
MHQ	7,01	7,21	6,52	5,94	6,64	6,80	6,27	6,47	5,39	5,24	4,79	4,79
MQ	1,57	1,65	1,66	1,77	1,98	2,47	1,89	1,44	1,12	,965	,898	1,10
MNQ	,690	,777	,788	,874	,946	1,35	1,05	,766	,626	,514	,507	,531
NQ	,203	,245	,245	,197	,221	,565	,403	,362	,203	,203	,211	,190
	HHQ = 33,6				MQ = 1,54				NNQ = ,190			

Das Speichervermögen wird neben dem Niederschlagsdargebot und der Morphologie des Einzugsgebietes entscheidend durch die Beschaffenheit des Untergrundes geprägt. Dem Festgesteinskörper wird allgemein eine untergeordnete Bedeutung zuerkannt, jedoch können im oberflächennahen, aufgewitterten und von Klüften durchsetzten Bereich verhältnismäßig gute Wasserwegsamkeiten auftreten (GEOLOGISCHES LANDESAMT BA.-WÜ. 1981). Hierzu hat die bergbauliche Tätigkeit einen nicht unerheblichen Beitrag geliefert. Bei Gneisgesteinen tritt eine Abnahme der Durchlässigkeiten mit der Tiefe auf. Da sie durch ihre Textur elastischer sind, ergeben sich geringere Klüftigkeiten im Vergleich zu Granitgesteinen. Die Durchlässigkeiten liegen im Mittel bei $5,0 \cdot 10^{-8}$ m/s, wobei maximale Durchlässigkeiten bis 10^{-5} m/s ermittelt wurden (STOBER 1990, 1996).

Im Feldberg-Schauinsland-Gebiet liegen die Trockenwetterabflußspenden mit bis zu 4-10 l/s km² deutlich höher als in anderen Gebieten des Grundgebirgsrandes (1-3 l/s km²). Die Schüttungsverhältnisse der Kluftquellen betragen 1:8 und mehr, nur in tiefgründig verwittertem Grundgebirge treten Schüttungsverhältnisse von 1:4 auf (GEOLOGISCHES LANDESAMT BA.-WÜ. 1981). Die Schüttungsschwankungen der Hangschuttquellen verhalten sich mindestens 1:8, aber Verhältnisse von 1:14 oder gar 1:33 sind keine Seltenheit (SAUTER 1967).

Dennoch erfolgt der überwiegende Teil der Speicherung in den Lockergesteinsdecken. LINDENLAUB (1998) unterteilte die hydrologischen Speicherräume bei seiner Klassifizierung der Quellen im Brugga-Einzugsgebiet in die Zonen des Kluftaquifers, der Verwitterungsdecke in den Hochlagen und die Hangschuttdecke an den Talhängen (Abb. 5.5). Die Mächtigkeiten der Hangschuttdecken schwanken zwischen 1 und 4 Metern, im Hangfußbereich können sie bis zu 10 m betragen. Die Verwitterungsdecken sind zwischen 1-3 m mächtig (GEOLOGISCHES LANDESAMT BA.-WÜ. 1981). Im kristallinen Grundgebirge kommen vor allem Schutt- und Kluftquellen vor (GEYER & GWINNER 1991), wobei die Schuttquellen meist an Verengungsstellen zu Tage treten.

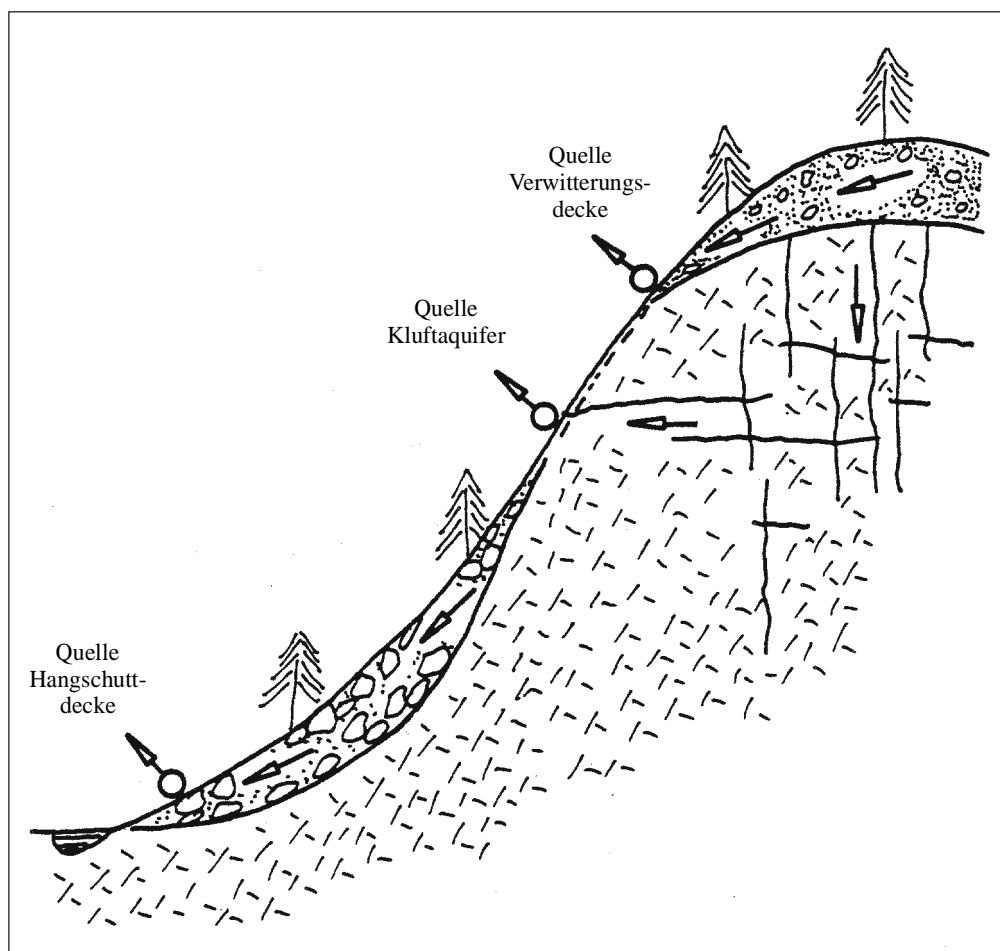


Abb. 5.5 Schematische Darstellung der ausgewiesenen Herkunftsräume von Quellen an einem Hangprofil im Einzugsgebiet der Brugga (LINDENLAUB 1998)

Durch den hohen Waldanteil und die gute Wasserwegsamkeit der Hangschuttdecken kommt es im Untersuchungsgebiet nur kurzfristig zu Zeiten der Schneeschmelze zu Oberflächenabfluß (STAHR 1979). SCHWARZ (1984) belegt hingegen mit seinen Untersuchungen zur Schneeschmelze und zum Bodenfrost im Südschwarzwald, daß selbst bei

längeren Frostperioden immer noch ausreichend durchlässige Grob- und Makroporen vorhanden sind, um die rasche Infiltration der Schneeschmelzwässer in den Boden zu gewährleisten. Eigene Beobachtungen im Gelände zeigten, daß Oberflächenabfluß nur von versiegelten oder vernäbten Flächen zu erwarten ist. Oberflächenabfluß in Folge von Infiltrationsüberschuß nach Horton konnte nach Infiltrationsmessungen weitestgehend ausgeschlossen werden.

Zusammengefaßt stellt sich das hydrologische Geschehen im Untersuchungsgebiet wie folgt dar: Das langfristige hydrologische Verhalten wird aufgrund der Höhenlage durch die Prozesse Schneedeckenaufbau im Winter, Schneeschmelze im Frühjahr und Verdunstung im Sommer gesteuert. Insgesamt ist der mittlere Abfluß aufgrund der hohen Niederschläge und des geringen Speichervermögens des Untergrundes hoch. Die kurzfristige Abflußbildung wird stark durch die Deckschichten geprägt, wobei der schnelle hochwasserauslösenden Abflußanteil in den Hangschuttdecken umgesetzt wird. Dies belegen die großen Schüttungsquotienten der Hangschuttquellen. Demgegenüber wird aus dem geklüfteten Gneis ein relativ konstanter Basisabfluß bereitgestellt.

6 Hydrologische Raumgliederung

Durch die hydrologische Raumgliederung werden räumliche Parameter ermittelt, die das Einzugsgebiet im Modell repräsentieren. In der vorliegenden Arbeit wird zur Erfassung der räumliche Heterogenität das Konzept der Hydrological Reponse Units (HRU) verwendet. Das HRU-Konzept basiert auf der Annahme, daß das heterogene System Einzugsgebiet durch eine Anzahl von homogenen Teilflächen beschrieben werden kann. Eine HRU ist in sich homogen in ihrer Antwort auf einen Systeminput und unterscheidet sich aber zu allen anderen HRUs (LEAVESLEY et al. 1983). FLÜGEL (1995) definiert eine HRU als eine Gesamtheit aus verteilten, heterogen strukturierten Teilen, die ein gemeinsames Klima, Landnutzung und pedo-topo-geologische Verbindung haben, die ihre hydrologische Dynamik steuern. Das gleiche Konzept liegt auch den Hydrological Similar Units (HSUs) zugrunde (OTT et al. 1991, SU et al. 1992).

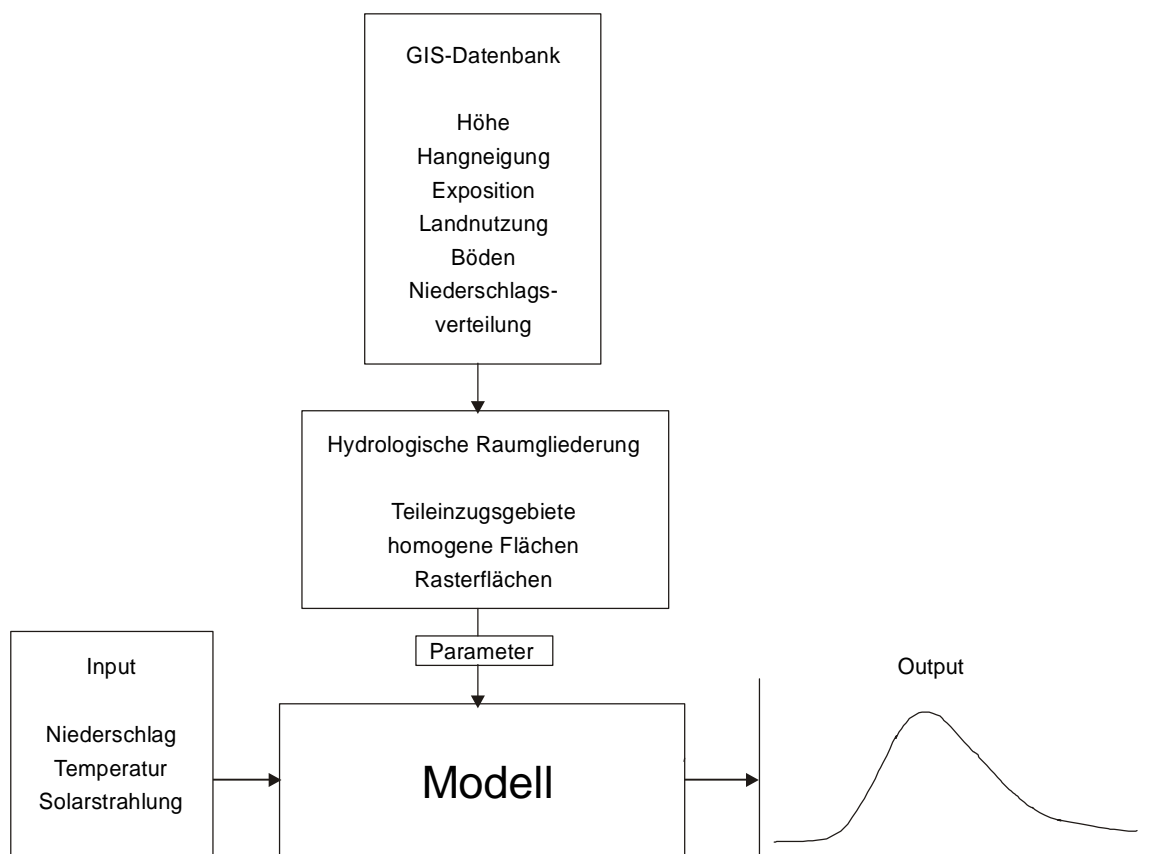


Abb. 6.1 Ablaufschema zur GIS-gestützten Raumgliederung als Grundlage für die N-A-Modellierung (nach FLÜGEL & LÜLLWITZ 1993)

Bei der Einteilung eines Einzugsgebietes in HRUs hat sich die Verwendung von Geographischen Informationssystemen (GIS) bewährt (OTT et al. 1991, PFÜTZNER et al. 1992, SU et al. 1992, FLÜGEL & LÜLLWITZ 1993, FLÜGEL 1995). Die Vorgehensweise ist bei allen genannten Arbeiten vergleichbar (Abb. 6.1). Sie beinhaltet den Aufbau einer Datenbank, in der Informationen zu Topographie, Hangneigung, Exposition, Böden, Niederschlagsverteilung und Landnutzung in digitaler Form verwaltet werden. Im nächsten Schritt werden innerhalb des GIS nach unterschiedlichen Ansätzen die einzelnen HRUs ermittelt. Die zugehörigen Parameter werden direkt im Modell aufgenommen. Zusammen mit den notwendigen Eingangsdaten wird dann der Wasserhaushalt des Untersuchungsgebietes modelliert.

Die Grundlage der digitalen Datenbank ist das Digitale Höhenmodell (DHM) des Landesvermessungsamtes Baden-Württemberg mit einer Auflösung von $50 \times 50 \text{ m}^2$. Das DHM lag georeferenziert auf der Basis von Gauß-Krüger-Koordinaten vor. Bei DHMs ist zu beachten, daß sie nicht die Geländeoberfläche, sondern die Oberfläche der Vegetation wiedergeben. Daraus können sich insbesondere an Waldrändern in einer flachen Topographie Fehler ergeben. Für das Einzugsgebiet der Brugga ergaben sich aber aufgrund der steilen Topographie und den großen Höhenunterschieden keine Probleme. Es wurde angenommen, daß das Relief im Einzugsgebiet bei einer Auflösung von $50 \times 50 \text{ m}^2$ sehr gut durch die Oberkante der Baumkronen wiedergegeben wird, da der Bestand relativ gleichmäßig entwickelt ist und das Einzugsgebiet zu 75 % bewaldet ist. Der Höhenfehler der sich durch die Bestandsoberfläche zur Geländeoberfläche ergibt, beträgt bei einer mittleren Bestandshöhe von 15 m und einer mittleren Einzugsgebietshöhe von 986 m ca. 1,5 % und konnte vernachlässigt werden.

Die Landnutzung wurde aus topographischen Karten digitalisiert und zusätzlich mit einem LANDSAT Satellitenbild verglichen. Es wurden die drei Klassen Wald, Wiese und Siedlung bestimmt. Die Information zu den Bodentypen im Einzugsgebiet wurde von der Bodenkarte von HÄDRICH et al. (1979) abdigitalisiert. Da bei der Modellierung mit PRMS/MMS nicht die Bodentypen, sondern die Bodenarten und die nutzbare Feldkapazität verwendet werden, wurden diese durch Feldbegehungen ermittelt. Die Ergebnisse der Feldbegehungen wurden nicht digitalisiert, sondern als Zusatzinformation verwendet.

Die hydrologische Raumgliederung liefert Parameterwerte, die überwiegend die Oberfläche des Einzugsgebietes beschreiben. Diese Werte werden verwendet, um die Prozesse Schneedeckenaufbau, Schneeschmelze, Verdunstung und die Niederschlagskorrektur zu parametrisieren. Parameterwerte zur Modellierung der Abflußbildung und -konzentration werden aus der hydrogeologischen Raumgliederung abgeleitet. Die hydrogeologische Raumgliederung basiert auf den tracerhydrologischen Untersuchungen und erfolgt in Kapitel 9.

Wie in Kapitel 2 schon beschrieben wurde, gibt es grundsätzlich drei Ansätze, HRUs in einem Einzugsgebiet auszuweisen. Im Folgenden werden die einzelnen Ansätze beschrieben. Zielsetzung ist es, die unterschiedlichen Raumgliederungsansätze in Hinblick auf die Modellierungsergebnisse zu vergleichen. Alle drei Ansätze wurden im $50 \times 50 \text{ m}^2$ Rasterformat mit den Geographischen Informationssystemen IDRISI und ARC/INFO durchgeführt (KRAUSE 1995, BAUMANN 1997).

6.1 Ausweisung von Teileinzugsgebieten

Der erste Ansatz zur hydrologischen Raumgliederung geht davon aus, daß im Untersuchungsgebiet Teileinzugsgebiete ausgewiesen werden. Aus den jeweiligen Teileinzugsgebieten werden dann die einzelnen Modellierungsparameter ermittelt. Die Erhebung der Parameterwerte erfolgt über die Mittelwertbildung des untersuchten Parameters im Teileinzugsgebiet. Hierbei ist es möglich, das arithmetische Mittel, den Median oder den Modus für die Modellierung zu verwenden. Im vorliegenden Fall wurde das arithmetische Mittel für die mittlere Höhe, Hangneigung und Exposition verwendet. Ein Vergleich zwischen Median und arithmetischem Mittel hatte nur geringe Unterschiede gezeigt. Die Bestimmung des arithmetischen Mittelwertes der Exposition erfolgte über Vektoraddition, da die Exposition einen Richtungsvektor und nicht eine skalare Größe darstellt. Als Landnutzung und Bodenart eines jeden Teileinzugsgebietes wurde die jeweils dominierende Landnutzung und Bodenart ausgewählt.

Die Ausweisung von Teileinzugsgebieten zur Beschreibung der Heterogenität des Untersuchungsgebiets kann als klassische Methode bezeichnet werden. Hierbei ist aber zu beachten, daß eigentlich keine hydrologisch homogenen Gebiete im Untersuchungsgebiet ermittelt werden, sondern daß Teileinzugsgebiete über die Mittelwertbildung homogenisiert werden. Dabei wird davon ausgegangen, daß jedes Teileinzugsgebiet durch seine Mittelwerte beschrieben wird. Die Heterogenität des Gesamteinzugsgebietes wird dann durch die unterschiedlichen Mittelwerte aus den jeweiligen Teileinzugsgebieten wiedergegeben.

Bei der Ausweisung der Teileinzugsgebiete wurde mit dem GIS ARC/INFO wie folgt vorgegangen:

- Füllen der abflußlosen Senken im Höhenmodell
- Bestimmung der Hangneigung und Exposition für jedes Rasterelement
- Bestimmung der Fließrichtung für jedes Rasterelement
- Ermittlung des Gewässernetzes
- Bestimmung der Teileinzugsgebiete
- Bestimmung der Modellparameter über Mittelwertbildung

Die Bestimmung der Fließrichtung erfolgt nach dem größten Gradienten, wobei für jedes Pixel ermittelt wird, das seiner acht Nachbarn am tiefsten liegt. Dabei ist es möglich, daß ein Pixel Zufluß aus mehreren oberhalb gelegenen Pixeln erhält. Bei der Bestimmung des Gewässernetzes muß ein Schwellenwert CIT (channel initiation threshold) festgelegt werden, der angibt, wie groß die oberhalb eines Pixel gelegene Fläche sein muß, damit dieses Rasterelement als Gewässer betrachtet wird (O'CALLAGHAN & MARK 1984). Alle dem größten Gradienten nachfolgenden Rasterelemente werden dann ebenfalls als Gewässer betrachtet. Die beste Übereinstimmung zwischen dem digital erhobenen Gewässernetz und dem tatsächlichen Gewässernetz wurde bei einem CIT von 50 000 m² erhalten (Abb. 6.2).

Abb. 6.2 Digitalisiertes und generiertes Gewässernetz im Einzugsgebiet der Brugga
(digitalisiert aus Karten im Maßstab 1:10 000, generiert aus digitalem Höhenmodell, nach BAUMANN 1997)

Der Vergleich zeigt geringe Unterschiede zwischen dem generierten Gewässernetz und dem Gewässernetz, das aus Arbeitskarten im Maßstab 1:10 000 digitalisiert wurde. Die Arbeitskarten wurden durch Verkleinerung der Deutschen Grundkarte erhalten. Die Struktur des Gewässernetzes ist sehr gut wiedergegeben. Fehler treten innerhalb der Teileinzugsgebiete auf. Hier können die Details des digitalisierten Gewässernetzes aufgrund der Pixelgröße von 2500 m² nicht wiedergegeben werden. Die kleinräumige Verästelung des Gewässernetzes hätte nur erreicht werden können, wenn der CIT verringert worden wäre. Eine Verringerung des CIT hätte aber auch zur Folge gehabt, daß sehr viele parallel verlaufende Gewässerstrecken generiert worden wären, was in der Natur nicht vorkommt. Der Fehler im Bereich der Teileinzugsgebiete, der sich durch den CIT = 50 000 m² ergibt, wurde als nicht entscheidend gewertet, da sich dieser Fehler erst innerhalb kleinerer Teileinzugsgebiete auswirkt. Die Ausweisung sollte aber nur übergeordnete Teileinzugsgebiete erbringen. Diese waren aufgrund der guten Wiedergabe der Struktur des Gewässernetzes gut zu ermitteln. Die gute Wiedergabe der Struktur des Gewässernetzes ist auf die starke Reliefierung des Einzugsgebietes mit großen Hangneigungen zurückzuführen. In derartig ausgebildeten Einzugsgebieten wird das Gewässernetz im allgemeinen gut wiedergegeben (TRIBE 1992).

Das Brugga-Einzugsgebiet wurde, auf dem generierten Gewässernetz basierend, in 15 Teileinzugsgebiete unterteilt (Abb. 6.3). Im St. Wilhelmer Tal zeichnen sich die Kare Katzensteig, Wittenbach und Napf sowie das Teileinzugsgebiet des Erlenbaches sehr gut ab. Für das restliche St. Wilhelmer Tal wurden keine weiteren Teileinzugsgebiete ausgewiesen. Die verbleibenden Hangflächen wurden aber aufgrund ihrer unterschiedlichen Nord- und Südexposition noch in die zwei Untergebiete St. Wilhelm Nord und St. Wilhelm Süd unterteilt. Dies ist notwendig, da insbesondere im Frühjahr die südexponierten Hänge einen höheren Energieinput aufweisen und die Schneeschmelze dadurch gegenüber nordexponierten Hängen stark erhöht wird.

Das Einzugsgebiet des Buselbaches wurde in zwei Teileinzugsgebiete unterteilt. Das Steinwasenbach-Einzugsgebiet wurde abgetrennt, da es sich aufgrund seiner Vegetation mit Wiese und Weiden und seiner erhöhten versiegelten Fläche in der Gemeinde Hofgrund vom restlichen fast vollständig bewaldeten Buselbach-Einzugsgebiet unterscheidet. Das verbleibende Buselbach-Einzugsgebiet wurde nicht weiter unterteilt, da sich die einzelnen Untergebiete nur gering voneinander unterscheiden, so daß sie zusammengefaßt betrachtet wurden.

Im Bereich des Unterlaufes der Brugga wurden weitere Teileinzugsgebiete ausgewiesen. Im Bereich der Westflanke handelt es sich um die Teilgebiete Oberried-Obertal, Oberried-Gelhalde, Schanzbach und Tiefbach. Im östlich gelegenen Teil handelt es sich um den Vörlenbach und Zipfeldobel. Ähnlich wie im St. Wilhelmer Tal wurden für die Talflanken keine eigenständigen Teileinzugsgebiete ausgewiesen. Aber im Fall des Brugga-Unterlaufes konnten die verbleibenden Talflanken als ein zusammenhängendes Teilgebiet betrachtet werden, da beide Bereiche entweder überwiegend nach Osten oder nach Westen exponiert sind. Dies ist von Bedeutung, da bei der Betrachtung des täglichen Strahlungsinputs ein ostexponierter Hang den gleichen Energieeintrag wie ein westexponierter Hang erhält und deshalb eine Unterscheidung nicht notwendig ist.

Abb. 6.3 Ausgewiesene Teileinzugsgebiete des Brugga-Einzugsgebietes (nach BAUMANN 1997)

Tab. 6.1 Parameterwerte der Teileinzugsgebiete des Brugga-Einzugsgebietes (nach BAUMANN 1997)

Teileinzugs- gebiet	Fläche [km ²]	Höhe [m NN]	Hangnei- gung [°]	Exposi- tion	Boden- art	Land- nutzung
Wittenbach	1,75	1163	18,0	NNE	Sand	Wald
Erlenbach	1,34	1168	14,0	SSW	Sand	Wald
Katzensteig	1,43	1096	19,0	N	Sand	Wald
St. Wilhelmer Napf	3,22	1258	19,9	WNW	Sand	Wald
St. Wilhelmer Tal Nord	3,28	957	21,8	NNE	Sand	Wald
St. Wilhelmer Tal Süd	4,19	1017	21,7	SW	Sand	Wald
Buselbach	8,67	1057	12,2	NNE	Sand	Wald
Steinwasen- bach	3,59	1060	14,9	ESE	Sand	Wiese
Tiefenbach	0,84	965	20,3	ESE	Sand	Wald
Schanzbach	0,83	937	18,3	ENE	Sand	Wald
Oberried Gel- halde	1,94	1008	19,3	E	Sand	Wald
Brugga	4,65	634	21,0	NNW	Schluff	Wald
Vörtenbach	1,20	676	14,8	N	Sand	Wiese
Oberried- O- bertal	1,68	743	17,5	ESE	Sand	Wald
Zipfeldobel	1,33	852	19,1	NNW	Sand	Wald

In Tabelle 6.1 sind die Parameterwerte der einzelnen Teileinzugsgebiete angegeben, wie sie für die Modellierung verwendet wurden.

Die ausgewiesenen Teileinzugsgebiete variieren stark in ihrer Größe. Das größte Teileinzugsgebiet, der Buselbach, deckt 21,6 % des gesamten Einzugsgebietes ab. Demgegenüber repräsentiert der Schanzbach nur noch 2,2 % des Einzugsgebietes. Nach LEAVESLEY et al. (1983) sollte es vermieden werden, Teileinzugsgebiete auszuweisen, die weniger als 5 % des Gesamtgebietes einnehmen. Damit sollte vermieden werden, daß zu viele kleine Teileinzugsgebiete ausgewiesen werden und daß es später zu einer Überparametrisierung bei der Modellierung kommt. Eine Ausnahme sollte aber gemacht werden, wenn eine kleinere Teilfläche sich signifikant von den restlichen Teilflächen unterscheidet. Wichtig ist, daß die Raumgliederung die Heterogenität des Einzugsgebietes auch wiedergibt. Dies ist bei stark heterogenen Teileinzugsgebieten nur dann möglich, wenn auch noch kleine Teileinzugsgebiete berücksichtigt werden. Dadurch wird verhindert, daß durch die Mittelwertbildung der Parameter die Streuung der Gebietscharakteristika zu stark eingeengt wird.

Ein Vergleich der Häufigkeitsverteilung der Parameterwerte vor und nach der Raumgliederung zeigt, inwieweit die Charakteristika des Einzugsgebietes durch die Teileinzugsgebiete noch wiedergegeben werden (Abb. 6.4). Die Berechnung der Häufigkeitsverteilung der Gebietscharakteristika nach der Raumgliederung erfolgte über die Parametermittelwerte aus den einzelnen Teilgebieten gewichtet mit der Teilgebietsfläche.

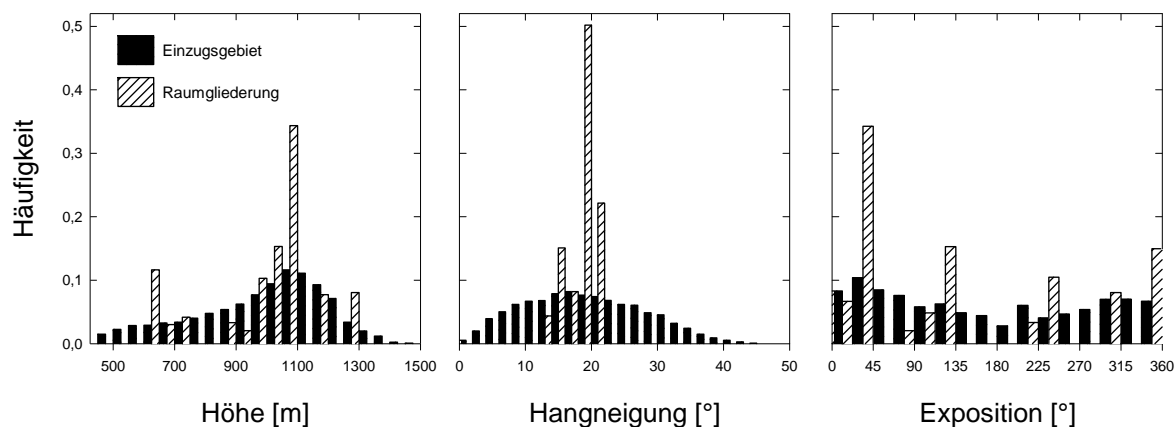


Abb. 6.4 Vergleich der Häufigkeitsverteilungen der Parameter Höhe, Hangneigung und Exposition für das Brugga-Einzugsgebiet und für die Raumgliederung in Teileinzugsgebiete

Es fällt auf, daß die relativ breiten Verteilungen der Höhen und Hangneigungen im Brugga-Einzugsgebiet durch die Raumgliederung in Teileinzugsgebiete stark eingengt werden. Die Verteilung der Höhen wird zweigipfelig mit Maxima bei 625 m und bei 1075 m. Durch die zweigipfelige Verteilung der Höhen bleibt die Spannbreite der Werte erhalten, auch wenn diese sich auf nur zwei Werte konzentriert.

Besonders stark wirkt sich die Mittelwertbildung der Parameter bei den Hangneigungen aus. Die Verteilung der Hangneigungen im Einzugsgebiet variiert zwischen 0 und 50° mit einem Mittelwert von 19,2°. Nach der Raumgliederung in Teileinzugsgebiete variieren die Hangneigungen nur noch zwischen 13 und 21° mit einem Maximum von über 50 % Flächenanteil bei einer Hangneigung um 19°. Für den Bereich der Hangneigungen kann festgestellt werden, daß die Heterogenität durch die Raumgliederung nach Teileinzugsgebieten nicht erhalten bleibt, sondern daß es zur Homogenisierung der Neigungen um den Mittelwert kommt.

Bei der Exposition ergibt sich wieder ein anderes Bild. Innerhalb des Brugga-Einzugsgebietes sind die Expositionen relativ gleich verteilt, wobei die nördlichen Expositionen (0-90° und 270-360°) gegenüber den südlichen Expositionen etwas häufiger auftreten. Durch die Raumgliederung werden nicht mehr alle Expositionsklassen erhalten, aber die Variation und das leichte Übergewicht der nördlichen Expositionen bleiben erhalten.

Abschließend kann festgestellt werden, daß die Heterogenität der Parameter Höhe, Hangneigung und Exposition durch die Raumgliederung in Teileinzugsgebiete unterschiedlich gut wiedergeben wird. Während die Raumgliederung auf die Exposition nur geringen Einfluß nimmt, werden die Hangneigungen sehr stark homogenisiert und es wird praktisch nur noch die mittlere Hangneigung wiedergegeben. Bei der Höhenverteilung bleibt die Repräsentation der Heterogenität durch die Raumgliederung erhalten, aber sie wird auf nur zwei dominierende Höhenklassen reduziert.

6.2 Ausweisung von homogenen Flächen

Der zweite Ansatz zur hydrologischen Raumgliederung kommt der Forderung nach einer Einteilung des Untersuchungsgebietes in homogene Teilflächen am nächsten. Das Vorgehen basiert auf der Einteilung der einzelnen Parameterebenen in Klassen. Die Klassen der jeweiligen Parameterebenen werden mit den Klassen der anderen Parameterebenen verschnitten. Als Ergebnis wird eine Vielzahl von Teilklassen erhalten, wobei jede Teilklass homogen in ihren Parametern ist, aber in Splitterflächen über das gesamte Einzugsgebiet verteilt sein kann. Aus diesem Grund wird diese Art der Ausweisung auch 'pixelated' bezeichnet, da eine homogene Teilklass sich aus Einzelpixeln oder Pixelaggregaten zusammensetzt, die über das gesamte Einzugsgebiet verteilt sind.

Das Problem dieser Raumgliederung besteht in der Vielzahl der Teilklassen, die entstehen können. Jede Teilklass repräsentiert dann jeweils nur einen sehr geringen Anteil des Einzugsgebietes. Bei einer Klassierung in 5 Höhenstufen, 5 Hangneigungen, 5 Expositionen, 3 Landnutzungen und 3 Bodenarten ergeben sich maximal 675 unterschiedliche Teilklassen. Dieses Problem kann gelöst werden, indem diejenigen Teilklassen ermittelt werden, die flächenmäßig den größten Anteil am Einzugsgebiet ausmachen und denen dann die kleineren Teilklassen zugeordnet werden (SU et al. 1992, FLÜGEL 1995). Der Zusammenschluß von kleinen Teilklassen mit großen Teilklassen ist hydrologisch nur dann zu rechtfertigen, wenn die Summe der kleinen Teilklassen klein gegenüber der Summe der großen Teilklassen ist. Ergibt sich der Fall, daß die Summe der kleinen Teilklassen einen großen Anteil am Gesamtgebiet erreicht, so würde der hydrologische Einfluß der Gesamtheit dieser kleinen Flächen nicht berücksichtigt werden, obwohl er aufgrund des hohen Flächenanteils besteht.

Um das Problem der vielen kleinen Klassen und der nachträglichen Reklassifizierung umgehen zu können, wurde hier ein neuer Ansatz verwendet (KRAUSE 1995). Die verwendete Raumgliederung kann als eine überwachte Ausweisung bezeichnet werden. Das Grundprinzip besteht darin, homogene Teilklassen (HRUs) zu ermitteln, aber auch die Heterogenität der Parameter im Einzugsgebiet durch die Parameterwerte der HRUs zu bewahren. Weiterhin wurde die Anzahl der HRUs vom Modell her auf 25 beschränkt. Diese Limitierung ist sinnvoll, da dadurch gewährleistet ist, daß im Durchschnitt jedes HRU 4 % des Einzugsgebietes abdeckt. Mit der Limitierung auf 25 Teilklassen ist gewährleistet, daß nicht eine Vielzahl von Kleinstflächen ausgewiesen wird.

Der erste Schritt zur Einteilung der homogenen Flächen bei der überwachten Ausweisung war die Klassierung der Höhen. Hierbei sind sowohl Klassen mit gleicher Spannweite von n Metern, oder aber Klassen, die die gleiche Fläche besitzen, denkbar. Bei äquidistanten Klassen besteht das Problem, daß beim Weitergang der Ausweisung die kleinen Klassen immer weiter verkleinert werden und dann nur noch einen sehr geringen Anteil am Gesamtgebiet ausmachen. Um dies zu vermeiden bietet es sich an, Klassen mit gleichen Flächenanteilen zu verwenden. In den Tabellen 6.2 und 6.3 werden die beiden Methoden der Klassierung einander gegenübergestellt.

Tab. 6.2 Klassierte Höhenverteilung des Brugga-Einzugsgebietes (gleiche Spannweite) (KRAUSE 1995)

Klasse	Höhe [m]	Spannbreite	Fläche [km ²]	Fläche [%]
1	450-657	207	3.98	9.99
2	658-865	207	6.66	16.78
3	866-1073	207	12.93	32.54
4	1074-1281	207	14.39	36.23
5	1282-1489	207	1.76	4.44

Tab. 6.3 Klassierte Höhenverteilung des Brugga-Einzugsgebietes (gleiche Flächen) (KRAUSE 1995)

Klasse	Höhe [m]	Spannbreite	Fläche [km ²]	Fläche [%]
1	450-797	347	7.97	20.05
2	798-972	174	7.95	20.00
3	973-1076	103	7.94	19.98
4	1077-1165	88	7.88	19.83
5	1166-1489	323	8.00	20.13

Die Betrachtung von Klasse 5 der Tabelle 6.2 verdeutlicht das oben aufgeführte Problem. Diese Klasse, die das oberste Fünftel der Höhen des Einzugsgebietes repräsentiert, ist auf nur 4,44 % der Gesamtfläche konzentriert. Bei der weiteren Unterteilung dieses Bereiches wären schnell Größenordnungen von weniger als 1 % der Einzugsgebietsfläche unterschritten.

Es wurden fünf Höhenklassen mit in etwa gleicher Fläche erstellt. Aus diesem Coverage wurden fünf Masken erstellt, von denen jeweils eine Maske eine der Höhenstufen repräsentierte. Jede dieser Masken wurde nacheinander über das Hangneigungscovrage gelegt, so daß fünf neue Hangneigungskarten entstanden. Diese neuen Einheiten wurden im folgenden einzeln analysiert. Bei der Analyse wurde jedes der fünf Hangneigungscovrages

in drei Klassen mit gleicher Spannweite eingeteilt. In Tabelle 6.4 sind die Ergebnisse für die einzelnen Teilflächen dargestellt.

Tab. 6.4 Hangneigung in drei Klassen für die fünf Teilbereiche aus der Höhenklassierung (KRAUSE 1995)

Teilbereich	Klasse	Hangneigung [°]	Flächenanteil [%]
1	1	0-15	6.78
	2	15-30	10.92
	3	30-45	2.26
2	1	0-15	5.79
	2	15-30	12.56
	3	30-45	1.69
3	1	0-15	10.95
	2	15-30	8.58
	3	30-45	0.48
4	1	0-15	13.06
	2	15-30	6.12
	3	30-45	0.65
5	1	0-15	12.46
	2	15-30	6.54
	3	30-45	1.14

Eine Klassierung in flächengleiche Klassen wurde nicht durchgeführt. Es fällt auf, daß bei den Teilbereichen 3 und 4 die letzte Klasse kleiner als 1 % der Gesamtfläche ist. Um wiederum eine zu starke Verkleinerung einzelner Klassen zu vermeiden, wurden bei diesen zwei Teilbereichen nur zwei Klassen ausgewiesen (Tab. 6.5).

Nach diesem Schritt waren 13 Teilbereiche ausgewiesen, die sich bezüglich ihrer Höhe und ihrer Hangneigung unterschieden, aber in sich weitgehend homogen waren. Aus diesen 13 Bereichen wurden wieder, analog zu der früheren Vorgehensweise, Masken erstellt. Mit Hilfe dieser Masken wurden die oben erzeugten Teilgebiete aus der Landnutzungskarte ausgestochen und einzeln hinsichtlich ihrer Nutzungsart analysiert. Aus dieser Analyse entstand eine Verteilung, wie sie in Tabelle 6.6 dargestellt ist.

Tab. 6.5 Hangneigung in zwei Klassen für die Teilbereiche 3 bis 5 der Höhenklassierung (KRAUSE 1995)

Teilbereich	Klasse	Hangneigung [°]	Flächenanteil [%]
3	1	1-22.5	17.54
	2	22.5-45	2.44
4	1	1-22.5	17.04
	2	22.5-45	2.77

Jeder Bereich mit Landnutzungsclassen, die 10 % der einzelnen Teilbereichsfläche überschritten, wurde entsprechend seiner Landnutzung weiter unterteilt. Ausgenommen davon wurden die Siedlungsbereiche, da diese in der Modellierung als Anteil der versiegelten Fläche pro HRU berücksichtigt werden können. Nach diesem Ausweisungsschritt ergaben sich 21 Teilbereiche.

Tab. 6.6 Verteilung der Landnutzungsarten (KRAUSE 1995)

Teilbereich	Wald [%]	Wiese [%]	Siedlung [%]
1	32.62	60.43	6.95
2	66.82	31.18	2.00
3	93.61	6.39	--
4	67.90	31.66	0.44
5	89.37	10.48	0.15
6	99.62	0.38	--
7	74.85	24.25	0.90
8	97.43	2.57	--
9	63.81	35.93	0.26
10	94.77	5.23	--
11	77.66	22.28	0.06
12	90.00	10.00	--
13	100.00	--	--

Im nächsten Schritt wurde die für den jeweiligen Teilbereich repräsentative Niederschlagsstation ermittelt. Es standen Daten der drei Stationen Hofsgund, St. Wilhelm und Feldberg zur Verfügung. Die Ermittlung der jeweils repräsentativen Niederschlagsstation erfolgte anhand der Bildung von Thiessen-Polygonen. Die Polygone wurden mit den 21 Masken der Teilbereiche überlagert (Tab. 6.7).

Tab. 6.7 Pixelanteile der 21 Teilflächen an den Thiessen-Polygonen der Niederschlagsstationen des Untersuchungsgebietes (KRAUSE 1995)

Teilfläche	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Hofsgrund	5	8	22	48	0	85	131	119	427	0	559
St. Wilhelm	722	344	558	1120	360	202	433	92	1260	261	136
Feldberg	0	0	0	0	0	8	60	1	95	5	6
Teilfläche	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	
Hofsgrund	907	32	790	792	11	210	313	54	61	0	
St. Wilhelm	1007	246	187	857	247	95	660	27	319	55	
Feldberg	172	111	4	81	182	137	564	23	556	126	

Jede Teilfläche, bei der eine Station ein deutliches Übergewicht (mehr als 50 %) hatte, wurde nicht weiter unterteilt, sondern der betreffenden Niederschlagsstation zugeordnet. Die übrigen Anteile wurden vernachlässigt. Lediglich die Bereiche 12, 15, 17 und 18, bei denen zwei Stationen beinahe gleichgroße Bereiche abdeckten, wurden ein weiteres Mal unterteilt. Die Bereiche, die der Station Hofsgrund zugehörig waren, wurden als eigene, neue Teilbereiche ausgewiesen. Die übrigen Bereiche, die den Stationen St. Wilhelm und Feldberg angehörten, wurden der Station zugeschlagen, die den jeweils größeren Flächenanteil besaß (Tab. 6.8 und Abb. 6.5).

Als weitere Parameter wurden noch die Exposition und die Bodenart in die Raumgliederung aufgenommen. Da die maximale Anzahl von 25 HRUs schon erreicht war, wurde keine weitere Unterteilung vorgenommen. Um die Parameter Bodenart und Exposition dennoch in der Raumgliederung zu berücksichtigen, wurde für die jeweilige Teilfläche die vorherrschende Exposition und Bodenart bestimmt. Das Ergebnis der überwachten Ausweisung sind 25 HRUs, die jeweils in Bezug auf die Höhe, Hangneigung, Landnutzung und Niederschlagsverteilung homogen sind. Für die einzelnen HRUs wurden dann noch die jeweils dominierende Exposition und Bodenart bestimmt, wobei die Bodenart Sand im gesamten Einzugsgebiet sehr homogen verteilt ist.

Um die Wiedergabe der Heterogenität der Parameter durch die ermittelten HRUs zu überprüfen, wurden die Häufigkeitsverteilungen der Parameter Höhe, Hangneigung und Exposition des Gesamtgebietes mit denen der HRUs verglichen (Abb. 6.6). Die Verteilung der Höhen im Einzugsgebiet wird durch die HRUs gut wiedergegeben. Die Form der Verteilung bleibt erhalten, auch wenn nicht alle Klassen der Verteilung besetzt sind. Aber im Vergleich zur Höhenverteilung der Teileinzugsgebiete findet eine Scharung um zwei Maxima nicht statt.

Abb. 6.5 Ausgewiesene homogene Flächen im Brugga-Einzugsgebiet (nach KRAUSE 1995)

Tab. 6.8 Kennwerte der hydrologisch homogenen Teilflächen (HRUs) des Brugga-Einzugsgebietes (KRAUSE 1995)

HRU	Höhe [m NN]	Hangnei- gung [°]	Exposition	Land- nutzung	Niederschlags- station	Boden- art
1	580	10,8	N	Wiese	St. Wilhelm	Sand
2	641	13,0	NW	Wald	St. Wilhelm	Sand
3	632	23,3	N	Wiese	St. Wilhelm	Sand
4	686	26,1	NW	Wald	St. Wilhelm	Sand
5	706	36,1	E	Wald	St. Wilhelm	Sand
6	880	12,4	N	Wiese	St. Wilhelm	Lehm
7	902	14,0	NE	Wald	St. Wilhelm	Sand
8	880	25,1	NE	Wiese	Hofsgrund	Sand
9	895	26,6	NE	Wald	St. Wilhelm	Sand
10	1031	38,0	N	Wald	St. Wilhelm	Sand
11	1031	14,6	NW	Wiese	Hofsgrund	Sand
12	1033	14,6	E	Wald	St. Wilhelm	Sand
13	1026	20,3	NW	Wald	Hofsgrund	Sand
14	1022	32,6	SW	Wald	St. Wilhelm	Sand
15	1120	11,3	SE	Wiese	Hofsgrund	Sand
16	1117	12,4	NE	Wald	Hofsgrund	Sand
17	1120	18,3	NW	Wald	St. Wilhelm	Sand
18	1121	32,6	NE	Wald	St. Wilhelm	Sand
19	1181	8,0	NE	Wiese	Hofsgrund	Sand
20	1298	10,8	SW	Wiese	Feldberg	Sand
21	1204	10,2	NE	Wald	Hofsgrund	Sand
22	1260	10,8	NW	Wald	St. Wilhelm	Sand
23	1211	21,3	SE	Wiese	Hofsgrund	Sand
24	1235	22,8	N	Wald	Feldberg	Sand
25	1215	35,0	W	Wald	Feldberg	Sand

Bei den Hangneigungen ergibt sich ein ähnliches Verhalten. Weitere Informationen über die Verteilungen geben die Standardabweichungen, als Maß für die Variation der Einzelwerte um den Mittelwert und damit auch als Maß für die Heterogenität. Die Standardabweichungen betragen für die Hangneigungen im Brugga-Einzugsgebiet $9,2^\circ$, für die HRUs $7,8^\circ$ und für die Teileinzugsgebiete nur $3,6^\circ$. Die Standardabweichungen zwischen Einzugsgebiet und Raumgliederung in HRUs unterscheiden sich mit $2,4^\circ$ nur gering. Dieser Unterschied ist mit $5,6^\circ$ zwischen dem Einzugsgebiet und der Raumgliederung beachtlich. Daraus folgt, daß im Gegensatz zu den Teileinzugsgebieten die HRUs die Heterogenität der Hangneigungen besser wiedergeben.

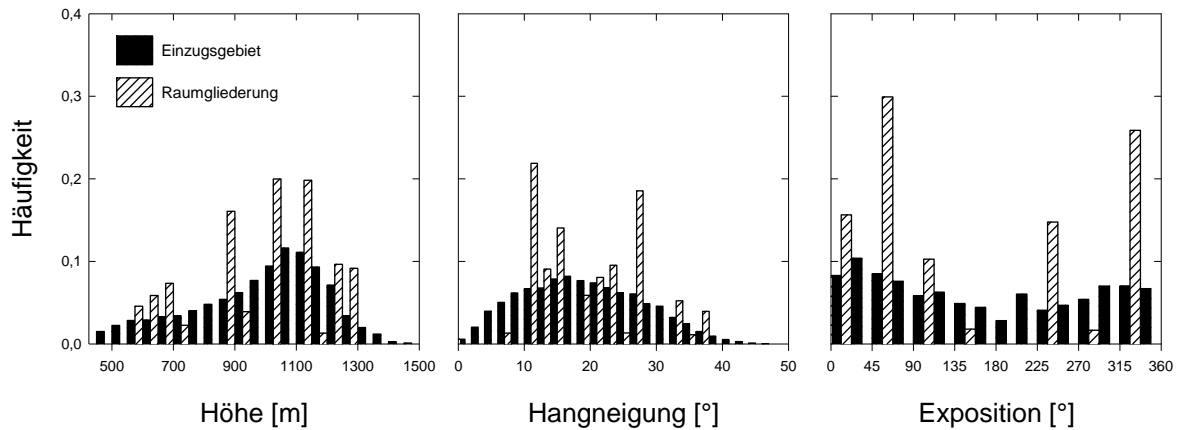


Abb. 6.6 Vergleich der Häufigkeitsverteilungen der Parameter Höhe, Hangneigung und Exposition für das Brugga-Einzugsgebiet und für die Raumgliederung in homogene Flächen

Die Verteilung der Expositionen unterscheidet sich zum Einzugsgebiet im wesentlichen nur dadurch, daß weniger Expositionsklassen besetzt sind. Das führt dazu, daß die vorhandenen Klassen dann auch große Häufigkeiten besitzen. Insgesamt bleibt aber die Verteilung der Expositionen rund um den Azimut und das Übergewicht der nach Norden exponierten Bereiche erhalten.

Anhand der überwachten Ausweisung war es möglich, 25 Bereiche zu bestimmen, die in sich homogen sind und trotzdem in ihrer Gesamtheit die Heterogenität des Brugga-Einzugsgebietes wiedergeben. Die ermittelten Teilflächen können aufgrund ihrer homogenen Ausprägung und der Definition von Hydrological Response Units problemlos als HRUs bezeichnet werden.

6.3 Ausweisung von Teilflächen im Rasterformat

Eine weitere Möglichkeit zur Aggregation der Gebietsinformation ist die Einteilung des Untersuchungsgebietes in Flächen gleicher geometrischer Ausprägung. Dabei kann das Einzugsgebiet in Quadrate oder Dreiecke aufgeteilt werden. Für jedes geometrische Teilgebiet werden die Gebietsparameter über Mittelwertbildung erzeugt. Bei dieser Raumgliederung werden keine homogenen Teilgebiete ermittelt, sondern es findet wiederum eine Homogenisierung der Gebietsinformationen innerhalb der Rasterflächen statt. Über die Summe der Rasterflächeninformationen kann dann wieder die Heterogenität des gesamten Einzugsgebietes beschrieben werden. Da diese Art der Aggregation von Gebietsinformation häufig bei der Modellierung auf der Makroskala angewendet wird, sollte untersucht

werden, inwieweit sich diese sehr analytische Vorgehensweise auf die Modellierungsergebnisse auswirken könnte.

In der vorliegenden Arbeit wurde ein Raster von 2,5*2,5 km² über das Einzugsgebiet gelegt. Das Raster wurde in Nord-Süd-Richtung ausgerichtet, aber sonst zufällig positioniert. Das Einzugsgebiet wurde in 12 Rasterflächen diskretisiert (Abb. 6.7).

Die direkt im Osten auf die Rasterfläche 6 anschließende Fläche wurde der Fläche 6 zugeteilt, da sie mit nur einigen Pixel sehr klein war. Für jede Rasterfläche wurde das arithmetische Mittel der Höhe, Hangneigung und Exposition ermittelt. Die Landnutzung einer jeden Rasterfläche wurde nach dem Prinzip der Dominanz ermittelt. Die Bodenart wurde aufgrund der homogenen Verbreitung der sandigen Böden im Untersuchungsgebiet für alle Teilflächen mit Sand festgelegt. Die für die Modellierung ermittelten Parameterwerte der Rasterflächen sind in Tabelle 6.9 zusammengestellt.

Tab. 6.9 Parameterwerte der Rasterflächen (nach BAUMANN 1997)

Raster	Fläche [km ²]	Höhe [m NN]	Hangneigung [°]	Exposition	Bodenart	Land- nutzung
R1	1,12	1163	11,7	ENE	Sand	Wald
R2	6,01	743	20,3	E	Sand	Wald
R3	1,80	634	13,7	N	Sand	Wiese
R4	4,77	1120	13,4	ESE	Sand	Wiese
R5	6,25	893	23,5	NNW	Sand	Wald
R6	3,04	1235	17,4	WSW	Sand	Wald
R7	3,43	1148	8,6	ENE	Sand	Wald
R8	4,50	684	15,5	N	Sand	Wald
R9	5,97	1137	20,9	N	Sand	Wald
R10	2,32	1106	18,7	W	Sand	Wald
R11	0,50	1355	16,8	NNE	Sand	Wald
R12	0,27	1358	12,2	WNW	Sand	Wald

Wie auch bei den anderen Raumgliederungen wurde durch den Vergleich der Häufigkeitsverteilungen der Parameter überprüft, inwieweit das Einzugsgebiet durch die Raumgliederung wiedergegeben wird (Abb. 6.8). Die Verteilung der Höhenwerte konzentriert sich ähnlich wie bei der Raumgliederung in Teileinzugsgebiete auf zwei Bereiche. Dies sind die tiefergelegenen Bereiche zwischen 600-900 m und die häufigste Klasse von 1125 m.

Abb. 6.7 Diskretisierung des Brugga-Einzugsgebietes in 12 Rasterflächen (nach BAUMANN 1997)

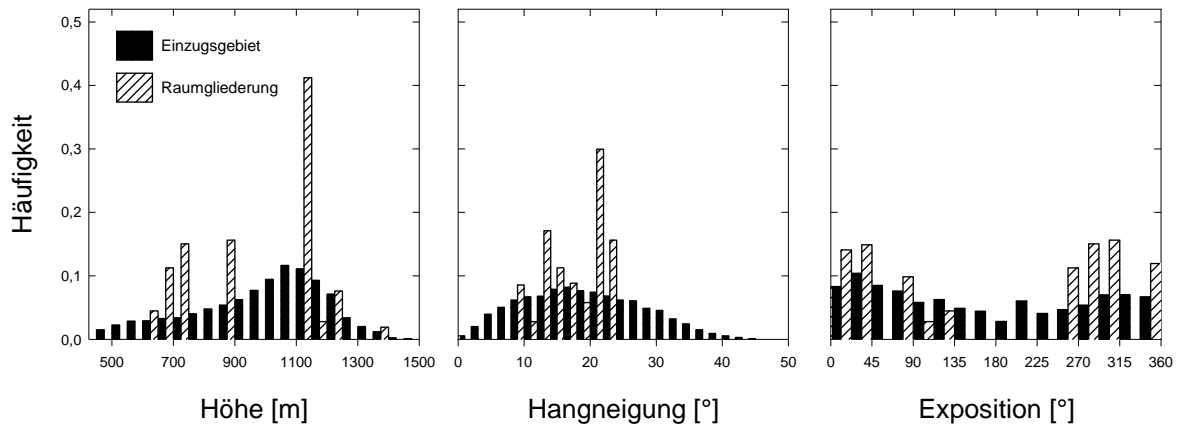


Abb. 6.8 Vergleich der Häufigkeitsverteilungen der Parameter Höhe, Hangneigung und Exposition für das Brugga-Einzugsgebiet und die Raumgliederung in Rasterflächen

Obwohl die Hangneigungen als Mittelwerte aus den Rasterflächen ermittelt wurden, kommt es bei diesen nicht zu einer Konzentration um die mittlere Einzugsgebietsneigung von 19° wie bei der Ausweisung von Teileinzugsgebieten. Die Spannbreite bleibt von 9 bis 21° noch relativ groß, und dennoch fällt die Standardabweichung mit $4,4^\circ$ gegenüber der des Gesamtgebietes klein aus.

Bei der Verteilung der Expositionen fällt auf, daß es zu einer Verlagerung zu den nördlichen Expositionen ($0-90^\circ$ und $270-360^\circ$) kommt. Die nach Süden exponierten Flächen ($90-270^\circ$) werden deutlich unterrepräsentiert.

7 Modellierung des Wasserhaushaltes

Auf der Grundlage der drei unterschiedlichen hydrologischen Raumgliederungen, die die Parameter zur Beschreibung der oberirdischen Prozesse liefern, wurde der Wasserhaushalt des Brugga-Einzugsgebiet modelliert. Bei der Anpassung des Modells an das Untersuchungsgebiet wurde vorerst wie allgemein üblich vorgegangen, indem möglichst viele bekannte Parameter direkt verwendet wurden. Die unbekannt Parameter wurden aus Zusatzinformationen abgeleitet. Diejenigen Parameter, die nicht zu ermitteln waren, wurden durch Kalibrierung bestimmt. Weiterhin wurde bei dieser ersten Modellierung des Wasserhaushaltes die von PRMS/MMS zur Verfügung gestellten Routinen zur Prozeßbeschreibung angewendet.

Zur Modellierung des Wasserhaushaltes verwendet PRMS/MMS die Eingangsvariablen Niederschlag, Temperatur und Solarstrahlung. Der räumlichen Verteilung der Eingangsvariablen kommt mit zunehmender Einzugsgebietsgröße eine immer stärkere Bedeutung zu. SCHILLING & HARMS (1983) zeigten, daß eine flächendifferenzierte Modellierung in Abhängigkeit von der Flächendifferenzierung der Eingangsvariablen erfolgen sollte. Sie stellten fest, daß sehr detaillierte, räumlich hochaufgelöste Modellansätze ohne Berücksichtigung der Niederschlagsverteilung größere Fehler lieferten als einfache Blockmodelle unter Berücksichtigung der Niederschlagsverteilung.

Die hydrologischen Raumgliederungen waren Grundlage zur Erfassung der räumlichen Verteilung der Eingangsvariablen Niederschlag, Temperatur sowie Solarstrahlung und zur räumlich verteilten Simulation von Verdunstung und Schneedeckenabbau. Die Abflußbildung und -konzentration wurde nicht weiter flächendetailliert modelliert, sondern zusammengefaßt betrachtet. Dies bedeutet, daß die Bodenzone für alle Teilflächen gleich parametrisiert wurde und die Abflußkonzentration nur anhand eines Subsurface- und eines Grundwasserspeichers konzeptionalisiert wurde. Da die Auswirkung der jeweiligen Raumgliederung auf die Modellierung des Wasserhaushaltes untersucht werden sollte, wurde die Abflußbildung und -konzentration unabhängig für alle Raumgliederungen gleich modelliert. Erst nachdem sich eine Raumgliederung bewährt hatte, wurde dann anhand dieser und unter Verwendung der hydrogeologischen Raumgliederung die Abflußbildung und Abflußkonzentration verfeinert.

Eine Interpretation der hydrologischen Raumgliederung in Richtung der dominanten Abflußbildungsprozesse und die verteilte Erfassung dieser Prozesse wurde nicht vorgenommen (vgl. GUTKNECHT 1996, GUTKNECHT & KIRNBAUER 1996, ETZENBERG et al. 1996, KIRNBAUER et al. 1996). Dies liegt darin begründet, daß die hydrologischen Raumgliederungen nur die Parameter zur Modellierung der oberirdischen Prozesse liefern sollten. Die Parameter zur Modellierung der Abflußbildung und -konzentration wurden dann aus der hydrogeologischen Raumgliederung übernommen, die auf der Grundlage der tracerhydrologischen Untersuchungen erstellt wurde.

Im Folgenden wird dargestellt, wie die Parameter zur Modellierung der Niederschlagsverteilung, Schneedecke, Verdunstung und Abflußbildung ermittelt wurden. Dabei wurden die Parameter für Niederschlag, Schneedecke und Verdunstung aus Zusatzinformationen

abgeleitet und nachträglich nicht mehr optimiert. Im Gegensatz dazu wurden die Parameter für Abflußbildung und -konzentration durch sukzessive Veränderungen von Hand (trial-and-error) ermittelt.

Für die Modellierung des Wasserhaushaltes standen zwei Datenreihen zur Verfügung. Bei der ersten Datenreihe handelte es sich um eine zehnjährige Reihe von 1975 bis 1984 mit Tageswerten für Niederschlag der Stationen Hofsgrund, St. Wilhelm und Feldberg, Minimal-, Maximaltemperaturen und Solarstrahlung der Station Feldberg sowie den Abflüssen der Brugga. Diese Zeitreihe wurde zur Untersuchung der Modellierung mit unterschiedlichen Raumgliederungsansätzen verwendet. Zur Anpassung des Modells an das Einzugsgebiet wurde die 10jährige Zeitreihe aufgeteilt. Das Jahr 1975 wurde zur Initialisierung, die Jahre 1976 bis 1979 wurden zur Kalibrierung und die Jahre 1980 bis 1984 zur Validierung verwendet (MEHLHORN et al. 1997).

Die zweite Zeitreihe bestand aus Tageswerten vom 15.7.95 bis zum 30.4.96. Innerhalb dieser Zeitspanne wurden im Einzugsgebiet tracerhydrologische Untersuchungen durchgeführt. Die zweite Zeitreihe wurde zur weiteren Validierung und zur Optimierung der Modellierung auf der Grundlage der tracerhydrologischen Ergebnisse verwendet.

7.1 Niederschlagsverteilung im Einzugsgebiet

Die Erfassung der Niederschlagsverteilung im Einzugsgebiet erfolgt durch PRMS/MMS über die Berechnung des Niederschlags für jedes HRU. Die tägliche Niederschlagsmenge eines HRUs berechnet sich wie folgt

$$PPT = PDV * PCOR \quad (7.1)$$

PDV tägliche gemessene Niederschlagshöhe der Niederschlagsstation, die dem HRU zugewiesen ist

PCOR Korrekturfaktor für das jeweilige HRU

In PRMS/MMS kann maximal pro HRU eine Niederschlagsstation verwendet werden. Gewöhnlich ist die Anzahl der verwendeten Niederschlagsstationen geringer als die Anzahl der HRUs, so daß einer Niederschlagsstation mehrere HRUs zugewiesen werden. Durch den Korrekturfaktor PCOR können Einflüsse wie Höhenlage, räumliche Variationen, Topographie und Meßfehler berücksichtigt werden. Die Niederschlagskorrektur erfolgt für jedes HRU und kann monatlich variiert werden. Die monatliche Korrektur ist dann sinnvoll, wenn der Höheneffekt von saisonalen Wechseln der Ereignisart abhängig ist. Der Höheneffekt wirkt sich besonders bei advektiven Niederschlägen aus. Demgegenüber ist dieser Effekt bei konvektiven Gewitterniederschlägen unter Umständen klein. Durch die monatliche Korrektur ist es möglich, für die Sommermonate mit überwiegend konvektiven Niederschlägen geringere Höhengradienten zu berücksichtigen.

Zusätzlich wird der Korrekturfaktor noch für flüssigen und festen Niederschlag unterschieden. Dies ist notwendig, da der systematische Meßfehler für festen Niederschlag größer ist als für flüssigen Niederschlag. Der Fehler beträgt abhängig von der Windgeschwindigkeit bei festem Niederschlag 10-50 % und nur 2-10 % für flüssigen Niederschlag. Dabei wirkt sich der Fehler als Defizit zum tatsächlichen Niederschlag aus (SEVRUK 1982).

Zur Bestimmung der Niederschlagsverteilung und der Höhengradienten im Brugga-Einzugsgebiet für den Modellierungszeitraum 1975-1984 standen die Monatssummen der DWD-Stationen Feldberg (1486 m), Schauinsland (1218 m), Hofgrund (1023 m), St. Wilhelm (920 m), Zastler (625 m) und Oberried (515 m) zur Verfügung. Da für die Station Oberried für die Jahre 1975 und 1976 keine Daten vorhanden waren, wurden auf der Basis der Jahre 1977-1984 für alle Stationen monatliche und jährliche Mittelwerte berechnet. In Abbildung 7.1 sind die jährlichen Mittelwerte der Stationen in Abhängigkeit von ihrer Höhenlage dargestellt.

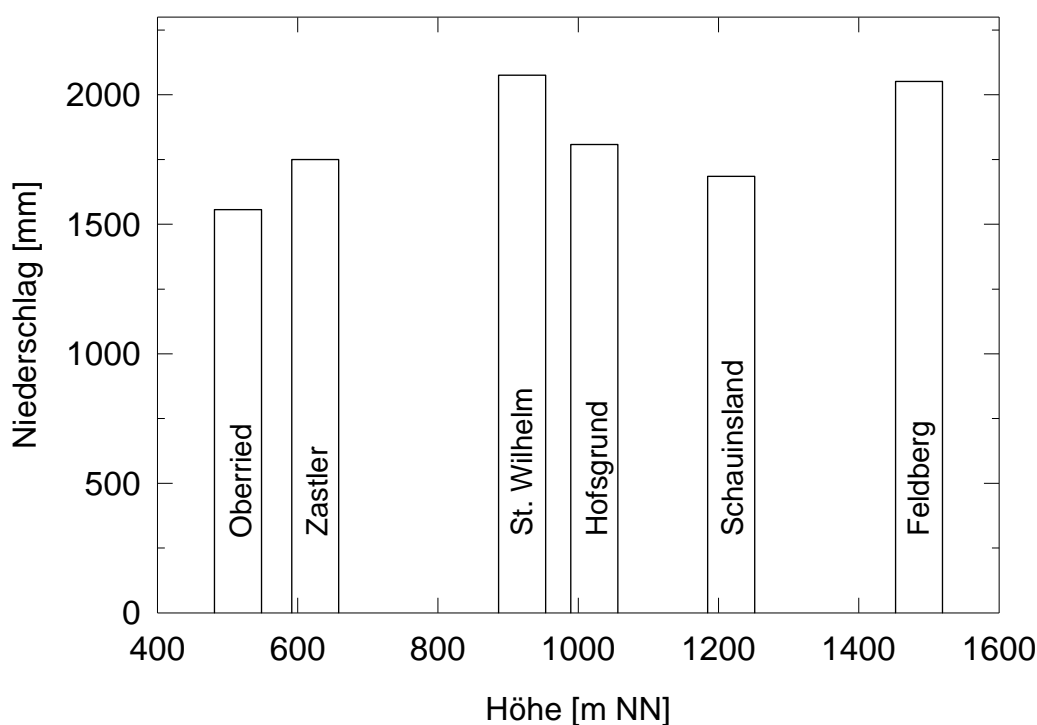


Abb. 7.1 Jährliche Niederschlagssummen der Stationen Oberried, Zastler, St. Wilhelm, Hofgrund, Schauinsland und Feldberg in Abhängigkeit von der Höhenlage

Es ist deutlich zu erkennen, daß innerhalb des Brugga-Einzugsgebietes der Niederschlag nicht primär von der Höhenlage der Meßstation abhängig ist. Von sehr viel größerer Bedeutung sind orographische Effekte mit Gipfel- oder Luv- und Leelagen. Die Dominanz der Orographie leitet sich aus der Lage und Form des Einzugsgebietes ab (Abb. 5.1). Ei-

nerseits liegen die Teileinzugsgebiete Buselbach und Brugga-Unterlauf quer zur westlichen Hauptwindrichtung, aber östlich der Hauptkammlinie, die das Einzugsgebiet im Westen gegen die Oberrheinebene abgrenzt. Andererseits erstreckt sich das St. Wilhelmer Tal in West-Ost-Richtung mit dem Feldberg als markantem Talabschluß. Zur Verdeutlichung der Niederschlagsverteilung im Einzugsgebiet können die vier Stationen Schauinsland, Hofsgund, St. Wilhelm und Feldberg herangezogen werden. Diese vier Stationen befinden sich ungefähr in einer west-östlichen Linie (Abb. 5.1). Obwohl die Station Schauinsland ca. 200 m über der Station Hofsgund gelegen ist, erhält sie im Durchschnitt weniger Niederschlag. Die Station Schauinsland befindet sich in exponierter Lage auf dem Schwarzwaldhauptkamm. Aufgrund der dort herrschenden hohen Windgeschwindigkeiten wird ein Teil der Niederschläge über den Kamm hinweg ins Lee getragen, wodurch sich auch die höheren Niederschläge der Station Hofsgund in der geschützteren Tallage erklären lassen. Beim Vergleich der Stationen Hofsgund und St. Wilhelm fällt auf, daß St. Wilhelm trotz der geringeren Höhenlage die höchsten Niederschläge im Einzugsgebiet erhält. Dies ist mit der Staulage der Station im Luv des Feldberges zu erklären. Die Luftmassen werden durch das Feldbergmassiv gezwungen weiter aufzusteigen, was zu erhöhten Niederschlägen führt. Daß die Station Feldberg mit der größten Höhenlage nicht auch die höchsten Niederschläge erhält, läßt sich wie bei der Station Schauinsland auf die exponierte Gipfellage zurückführen. Aufgrund der erhöhten Windgeschwindigkeiten in der Gipfellage wird der tatsächliche Niederschlag reduziert, so daß die verringerte Niederschlagssumme nicht auf einen Meßfehler zurückzuführen ist. Da die Niederschlagshöhen für die Stationen St. Wilhelm und Feldberg fast die gleichen Werte aufweisen, kann davon ausgegangen werden, daß die Niederschlagsverteilung im St. Wilhelmer Tal relativ homogen ist. Die tiefergelegenen Bereiche erhalten aufgrund der Staulage erhöhte Niederschläge und in den Gipfelbereichen des Hochfahn, Tote Mann und Stübenwasen werden die Niederschläge gleich wie am Feldberg aufgrund der exponierten Lage vermindert, so daß der Höheneffekt ausgeglichen wird.

Ein Höhengradient läßt sich im Einzugsgebiet nur für das Teilgebiet Brugga-Unterlauf nachweisen. Dieser läßt sich durch die Stationen Oberried, Zastler und Hofsgund belegen. Mit zunehmender Höhenlage werden auch zunehmende Niederschläge registriert. Dabei ist zu beachten, daß sich die Station Zastler nicht im Einzugsgebiet befindet.

Die oben gemachten Aussagen zur Niederschlagsverteilung der jährlichen Summen kann ohne Ausnahme auf die Verteilung der monatlichen Summen übertragen werden.

Für die monatlichen Korrekturfaktoren der jeweiligen HRU bedeutet dies folgendes: Für die HRUs, die den Stationen St. Wilhelm oder Feldberg zugeordnet wurden, wurde der gemessene Niederschlag für flüssige Niederschläge unverändert übernommen, da im Bereich des St. Wilhelmer Tales keine räumliche Verteilung der Niederschläge zu beobachten war. Für die HRUs, die im Bereich Schauinsland und Buselbach liegen, wurde ein monatlicher Korrekturfaktor für die verwendete Station Hofsgund ermittelt. Dieser Korrekturfaktor errechnete sich aus dem Verhältnis des Mittelwertes der Niederschlagssummen der Stationen Hofsgund und Schauinsland zur Niederschlagssumme der Station Hofsgund:

$$PCOR = \frac{N(\text{Schauinsland}) + N(\text{Hofsgrund})}{2 * N(\text{Hofsgrund})} \quad (7.2)$$

Eine Höhenkorrektur wurde nicht vorgenommen. Dies läßt sich damit begründen, daß sich im Bereich des Buselbaches kein Höheneffekt einstellt, sondern die Niederschlagsverteilung durch exponierte und geschützte Lagen beeinflußt wird. Dies wird durch die Mittelwertbildung der Stationen Hofsgrund und Schauinsland berücksichtigt. Für die HRUs, die sich im Bereich des Brugga-Unterlaufes befinden, wurde für jedes HRU ein vierteljähriger Korrekturfaktor zur Berücksichtigung des Höheneffektes ermittelt. Die Bestimmung des Höhengradienten erfolgte anhand der vierteljährlichen Niederschlagssummen der Stationen Oberried und Hofsgrund.

Um den erhöhten Meßfehler für feste Niederschläge zu berücksichtigen, wurden die Korrekturfaktoren für festen Niederschlag um 20 % gegenüber den Korrekturfaktoren für flüssigen Niederschlag erhöht.

7.2 Verdunstung

Zur Berechnung der potentiellen Evapotranspiration wurde die programminterne Prozedur nach JENSEN & HAISE (1963) verwendet. Grundlage der Jensen-Haise-Formel ist die Verwendung der Solarstrahlung zur Bestimmung der potentiellen Verdunstung, wobei durch die zusätzliche Verwendung der Tagesmitteltemperatur das Sättigungsdefizit vereinfacht abgeschätzt wird.

Die potentielle Evapotranspiration nach Jensen & Haise berechnet sich zu

$$PET = CTS(MO) * (TAVF - CTX) * RIN \quad (7.3)$$

PET	potentielle Evapotranspiration [inch/d]
CTS(MO)	monatlicher Koeffizient
TAVF	mittlere tägliche Lufttemperatur [°F]
CTX	Koeffizient
RIN	tägliche Solarstrahlung, ausgedrückt in Verdunstungsäquivalent [inch/d]

Die Koeffizienten CTS(MO) und CTX lassen sich aus der regionalen Lufttemperatur, Höhenlage und den Wasserdampfdruckverhältnissen bestimmen.

Die räumlich verteilte Modellierung der Verdunstung erfolgt über die Berücksichtigung der täglichen Mitteltemperatur (TAVF), der Berechnung der Solarstrahlung (RIN) in Ab-

hängigkeit von Hangneigung und Exposition sowie der Bestimmung von CTX in Bezug auf die Höhe jedes HRU.

Der Verdunstungskoeffizient CTX wird für jedes HRU berechnet mit der Beziehung

$$CTX = 27.5 - 0.25 * (e_2 - e_1) - \left(\frac{E2}{1000} \right) \quad (7.4)$$

e_2	gesättigter Wasserdampfdruck [mb] zur mittleren Maximaltemperatur des wärmsten Monats im Jahr
e_1	gesättigter Wasserdampfdruck [mb] zur mittleren Minimaltemperatur des wärmsten Monats im Jahr
$E2$	mittlere Höhe des HRUs [ft]

Die Ermittlung von CTS erfolgte nach der von LEAVESLEY et al. (1983) vorgeschlagenen Methode, wobei keine Differenzierung für die einzelnen Monate vorgenommen wurde. Erste Modellrechnungen ergaben aber eine grobe Unterschätzung der potentiellen Evapotranspiration über das gesamte Jahr. LEAVESLEY et al. (1983) bemerkten nur eine Unterschätzung der winterlichen Verdunstungsraten, weshalb eine Korrektur von CTS für die Wintermonate vorgeschlagen wird. Im vorliegenden Fall mußte CTS für alle Monate stark erhöht werden. Die Bestimmung von CTS erfolgte dabei über den Vergleich von Verdunstungsraten berechnet nach Penmann, Makking, Meyer und Turc zur Jensen-Haise-Methode. Um vergleichbare Verdunstungsraten über Jensen-Haise erzielen zu können, mußte CTX gegenüber den vorher bestimmten Wert auf 0,01 verdoppelt werden. Diese Art der Kalibrierung ist sehr kritisch, da sie einer physikalischen Begründung entbehrt und nur auf das richtige Ergebnis abzielt. Da aber nicht die Verbesserung der Modellierung der Verdunstung im Vordergrund der vorliegenden Arbeit stand, wurde die unbefriedigende Kalibrierung der Verdunstung wissend in Kauf genommen. Diese unbefriedigende Darstellung der Verdunstung konnte insbesondere deswegen toleriert werden, da sie im Untersuchungsgebiet nur 30 % des mittleren Wasserhaushalts ausmacht, während der Abfluß mit 70 % dominiert. Viele Gebiete in den unteren Lagen zeigen ein umgekehrtes Verhältnis und würden für die Verdunstung eine höhere Sorgfalt verlangen. Unter den gleichen Prämissen erscheint ein höherer Aufwand für die Schneedeckenmodellierung erforderlich.

7.3 Schneedecke

Die Schneeroutine simuliert den Auf- und Abbau einer Schneedecke für jedes HRU. Dazu wird eine tägliche Wasserbilanz und eine 12stündige (Tag und Nacht) Energiebilanz berechnet.

Die Schneedecke wird von OBLED & ROSSE (1977) als ein Zwei-Komponenten-System beschrieben. Dabei umfaßt die obere Schicht 3-5 cm und unterscheidet sich von dem darunterliegenden Bereich. Energieaustausch erfolgt in Form von Wärmeleitung oder über Massentransport durch Regen- oder Schmelzwasser.

Wärmeleitung zwischen der oberen und unteren Schicht findet statt, wenn die Temperatur TS der oberen Schneeschicht kleiner 0 °C ist. Ist TS gleich 0 °C, kann Wärmeleitung nur erfolgen, wenn die Energiebilanz an der Grenzschicht Luft/Schnee negativ ist. Dabei werden alle nach unten gerichteten Energieverlagerungen positiv und alle nach oben gerichteten Energieverlagerungen negativ betrachtet. Liegt eine positive Energiebilanz vor, kommt es zum Schmelzen der oberen Schicht und es findet ein Massenverlagerungsprozeß statt. Der Wärmetransport an der Grenzschicht Schnee/Boden ist im Gegensatz dazu vernachlässigbar gering.

Die Wärmeleitung zwischen der oberen und unteren Schneeschicht wird berechnet nach

$$QCOND = 2 * DEN * CS * \sqrt{\frac{KEFF}{(DEN * CS)}} * \frac{\Delta t}{\pi} * (TS - PACT) \quad (7.5)$$

QCOND	Wärmeleitung zwischen oberer und unterer Schneeschicht [cal/cm ²]
DEN	Schneedichte [g/cm ³]
CS	spezifische Wärme von Eis [cal/g*°C]
KEFF	effektive Wärmeleitung der Schneedecke [cal/s*cm*°C]
Δ t	Zeitintervall [s]
TS	Temperatur der oberen Schneedecke [°C]
PACT	Temperatur der unteren Schneedecke [°C]

Die Dichte der Schneeschicht ergibt sich dabei aus

$$DEN = \frac{PWEQV}{DPT} \quad (7.6)$$

PWEQV	Wasseräquivalent der Schneedecke [inch]
DPT	Höhe der Schneedecke [inch]

DPT wird mit Hilfe einer finiten Differenzen-Methode bestimmt

$$\frac{d(\text{DPT}(t))}{dt} + (\text{SETCON} * \text{DPT}(t)) = \frac{\text{PSN}}{\text{DENI}} + \frac{\text{SETCON}}{\text{DENMX}} * \text{PSS} \quad (7.7)$$

SETCON	Setzungskonstante der Schneedecke
PSN	tägliche Netto-Neuschneemenge als Wasseräquivalent [inch]
DENI	Dichte des neugefallenen Schnees [g/cm ³]
DENMX	angenommene, mittlere maximale Schneedichte [g/cm ³]
t	Zeit [Tage], mit t = 0: Zeitpunkt beginnender Schneedecke
PSS	Summe aller PSN seit Beginn des Schneedeckenaufbaus, in Wasseräquivalent [inch]

Die Temperatur der unteren Schneeschicht wird alle 12 Stunden neu berechnet, da der Energieeintrag durch Wärmeleitung, Auftau- und Schmelzprozesse ständiger Veränderung unterworfen ist

$$\text{PACT} = \frac{-\text{PKDEF}}{(\text{RWEQV} * 1.27)} \quad (7.8)$$

PKDEF	erforderliche Energiemenge [cal], um die untere Schneeschicht auf einen isothermen Zustand von 0 °C zu bringen
-------	--

Die Konstante 1,27 ist das Produkt aus der spezifischen Wärme von Eis (0,5 cal/g*°C) und dem Umrechnungsfaktor von inch in cm (2,54).

Weist die obere Schneeschicht eine Temperatur von TS = 0 °C auf, wird für dieses Kompartiment eine 12stündige Energiebilanz CALN berechnet

$$\text{CALN} = \text{SWN} + \text{LWN} + \text{CEN} \quad (7.9)$$

CALN	Energiebilanz der oberen Schneeschicht [cal]
SWN	kurzwellige Strahlungsbilanz [cal]
LWN	langwellige Strahlungsbilanz [cal]
CEN	Näherungswert für den fühlbaren Wärmestrom

Zusätzlich wird diesem Energiebetrag der Wärmeeintrag, der über das Niederschlagswasser eingebracht wird, zugerechnet.

Die kurzwellige Strahlung wird berechnet nach

$$SWN = SWRD * (1 - ALB) * TRNCF \quad (7.10)$$

SWN	kurzwellige Nettostrahlung [cal]
SWRD	berechnete Globalstrahlung [cal]
ALB	Albedo der Schneedeckenoberfläche
TRNCF	Transmissionskoeffizient für die Vegetationsdecke über der Schneedecke

Für die Albedo ist entscheidend, ob sich die Schneedecke in der Akkumulations- oder Schmelzphase befindet. Eine Schneedecke befindet sich so lange in der Akkumulationsperiode, bis die Temperatur der unteren Schicht an fünf aufeinanderfolgenden Tagen 0 °C beträgt, oder ein festgelegter Termin ISP2 erreicht wird, an dem der Schnee zum Schmelzen gezwungen wird. Der Termin ISP1 gibt an, zu welchem Kalendertag das Modell mit dem Einsetzen der Schneeschmelze rechnen muß. Die Albedo hängt vom Zustand der Schneedecke ab (Akkumulation oder Schmelzen) und der Zeit SLST seit dem letzten Schneefallereignis. SLST wird auf null Tage zurückgesetzt, wenn ein Schneeniederschlag von mindestens 1.27 mm (Akkumulationsphase) bzw. 2.54 mm (Tauphase) erfolgte. Bei einem Schneeregenereignis wird SLST nur zurückgesetzt, wenn der Regenanteil die Grenzwerte RMXA bzw. RMXM nicht überschreitet. Der Transmissivitätskoeffizient TRNCF wird über die winterliche Vegetationsdichte COVDNW abgeschätzt.

Die langwellige Strahlungsbilanz ergibt sich aus den Austauschprozessen an der Grenzschicht Luft/Schneeoberfläche bzw. zwischen Schneeoberfläche und Vegetationsdecke

$$LWN = (1 - COVDNW) * (EMIS * AIRN - SNON) + COVDNW * (AIRN - SNON) \quad (7.11)$$

LWN	langwellige Nettostrahlung [cal]
COVDNW	winterliche Vegetationsdichte
EMIS	Emissivität der Luft
AIRN	entspricht der langwelligen Strahlung, die ein schwarzer Körper bei der mittleren Lufttemperatur für die zwölfstündige Berechnungsperiode emittiert [cal]
SNON	entspricht der langwelligen Strahlung, die die Schneedecke bei gegebener Oberflächentemperatur TS für die 12stündige Berechnungsperiode emittiert [cal]

AIRN und SNON werden nach dem Stefan-Boltzmann-Gesetz berechnet. Die Temperatur zur Berechnung von AIRN wird für die Nachtperiode über das Mittel aus der täglichen Minimum- und der mittleren Lufttemperatur und für die Tagesperiode aus dem Mittel des täglichen Maximum- und der mittleren Lufttemperatur berechnet. Sowohl die Schneede-

cke als auch die Vegetationsoberfläche verhalten sich wie schwarze Körper. Ihnen wird eine Emissivität von 1.0 zugeordnet.

Die Emissivität der Luft EAIR ist abhängig vom Feuchtegehalt und bewegt sich zwischen 0.757 und 1.0. An Tagen ohne Niederschlag wird die Emissivität durch den Parameter EAIR festgelegt. An Tagen mit Niederschlagsereignis wird die Emissivität sowohl für die Nacht als auch für den Tag berechnet, in Abhängigkeit von der Niederschlagsart und der gemessenen Globalstrahlung. Zeiträume, in welchen konvektive Niederschläge vorherrschen, werden über einen Anfangs- (MTSS) und Endmonat (MTSE) festgelegt. In diesem Zeitraum beträgt an einem Tag mit Niederschlag die Emissivität in der Nacht 0.85. Am Tag liegt ihr Wert zwischen EAIR und 1.0 und ist eine Funktion des Verhältnisses der beobachteten zur potentiellen Globalstrahlung, die auf eine horizontale Fläche auftrifft. In Perioden mit vorwiegend advektiven Niederschlagsereignissen beträgt die Emissivität 1.0.

Der latente und fühlbare Wärmestrom wird vereinfacht nur aus der Lufttemperatur abgeschätzt

$$CEN = CECN(MO) * TAVC \quad (7.12)$$

CEN Näherungswert des fühlbaren und latenten Wärmestroms [cal]

CECN(MO) Koeffizient für den Monat MO

TAVC mittlere Lufttemperatur für die zwölfstündige Periode [°C]

Um dennoch einen Windeinfluß geltend zu machen, werden in Gebieten mit vorwiegend Waldbestand die errechneten Werte des fühlbaren und latenten Wärmestroms auf die Hälfte reduziert. Der Einfluß der Luftfeuchtigkeit wird insofern berücksichtigt, indem CEN nur an Tagen mit Regen berechnet wird bzw. wenn das Verhältnis von beobachteter zu potentieller kurzwelliger Strahlung weniger als 0.33 beträgt.

Ist die Energiebilanz CALN für die obere Schneeschicht negativ, findet Wärmeleitung statt, deren Richtung durch das Vorzeichen von Gleichung (7.5) festgelegt ist. Im Gegensatz dazu tritt bei positiver Energiebilanz für CALN Schneeschmelze auf. Das dabei entstehende Schmelzwasser wird in den unteren Schneekörper eingetragen und erfordert eine erneute Berechnung der Wasser- und Energiebilanz. Der Schneeschmelzanteil beträgt

$$SMELT = \frac{CALN}{203.2cal} \quad (7.13)$$

SMELT Schneeschmelze [inch]

Die Energiemenge 203.2 cal entspricht der Schmelzwärme für 1 inch Wasseräquivalent Eis. Das Schmelzwasser, das in die untere Schneedecke eintritt, kann entweder wieder gefrieren, wenn im unteren Bereich die Temperatur unterhalb des Gefrierpunkts liegt, oder es kann bei Temperaturen um den Gefrierpunkt von der Schneeschicht als frei gehaltenes

Wasser aufgenommen werden. Wieviel Wasser die Schicht maximal zu halten vermag, wird durch den Parameter FWCAP festgelegt. Nach LEAF (1966) sollte FWCAP zwischen 2 und 5 % des Wasseräquivalentes der Schneedecke betragen. Andere Autoren nehmen 10 % (BRAUN 1985) bzw. 5 - 12 % (WUNDERLE 1996) an. In der vorliegenden Arbeit wurde der FWCAP mit 8,6 % angesetzt. Bei Überschreiten des Schwellenwerts infiltriert das Schmelzwasser oder trägt zum Oberflächenabfluß bei.

Sollten die Temperaturen in der unteren Schicht höher sein als in der oberen, findet Wärmeleitung von unten nach oben statt. Dieser Energieverlust wird durch den Energiegewinn CALDN beim Wiedergefrieren von flüssigem Wasser FREWT in der unteren Schicht ausgeglichen

$$CALND = FREWT * 203.2 \quad (7.14)$$

CALND Energiegewinn [cal], beim Gefrieren von FREWT
 FREWT in der Schneeschicht gespeichertes flüssiges Wasser [inch]

Evaporation und Sublimation von der Schneedecke werden täglich als Anteil der potentiellen Evapotranspiration PET berechnet und treten nur in Erscheinung, wenn keine Transpiration über der Schneeoberfläche stattfindet. Der Verlust der Schneedecke beträgt

$$SNEV = (CTW * PET) - XINLOS \quad (7.15)$$

SNEV Sublimationsverlust [inch]
 CTW Verlustkoeffizient
 XINLOS Interzeptionsverdunstung [inch]

Tab. 7.1 Parameter zur Schneemodellierung (BAUMANN 1997)

ISP1	ISP2	EAIR	FWCAP	DENI	DENMX	SETCON	BST
1	150	0.8533	0.0864 WE	0.2 g/cm ³	0.45 g/cm ³	0.1	33.0 °F

Die zur Schneemodellierung verwendeten Parameter sind in Tab. 7.1 zusammengestellt. Die Parameter zur Schneemodellierung wurden den Arbeiten von BRAUN (1985), MARTINEC & RANGO (1986) und WUNDERLE (1996) entnommen. Die verwendeten Parameter wurden nachträglich keiner mathematischen Optimierung zur Verbesserung der Modellierungsergebnisse unterzogen.

7.4 Abfluß

Die Modellierung der Abflußbildung und -konzentration erfolgte im Gegensatz zur Modellierung von Niederschlag, Verdunstung und Schneedecke nicht verteilt. So wurden die Bodenparameter für alle HRU gleich gewählt und für das gesamte Einzugsgebiet nur jeweils ein Subsurface- und Grundwasserspeicher angesetzt. Weiterhin wurde die Abflußbildung und -konzentration für alle drei Raumgliederungen gleich parametrisiert. Dies wurde aus Gründen der Vergleichbarkeit der Auswirkungen der einzelnen Raumgliederungen auf die Modellierung des Wasserhaushaltes durchgeführt. Die gleichartige Parametrisierung der Abflußbildung und -konzentration war notwendig, da die hydrologische Raumgliederung nur Parameterwerte für die Modellierung der oberirdischen Prozesse liefern sollte. Fehler der Wasserhaushaltssimulation, die sich durch eine nicht bewährende Raumgliederung ergeben könnten, sollten nicht durch eine abweichende Parametrisierung der Abflußprozesse überdeckt werden können. Erst in einem späteren Arbeitsschritt wurde dann anhand einer ausgewählten hydrologischen Raumgliederung in Kombination mit der hydrogeologischen Raumgliederung auf Grundlage der tracerhydrologischen Untersuchungen die Abflußbildung und -konzentration optimiert.

Im Gegensatz zur Modellierung der oberirdischen Prozesse wurden einige Parameter der Abflußprozesse durch die schrittweise Veränderung von Hand ermittelt. Dies war notwendig, da die erforderlichen Zusatzinformationen zur Bestimmung der Parameterwerte nur aus den tracerhydrologischen Untersuchungen abgeleitet werden konnten. Diese Informationen sollten aber erst in einem späteren Arbeitsschritt verwendet werden.

Bei der Modellierung des Oberflächenabflusses nach dem Konzept der beitragenden Flächen wurde auf den nichtlinearen Ansatz (Gl. 4.3) zurückgegriffen. Anhand dieses Ansatzes konnte das Verhalten der Sättigungsflächen im Untersuchungsgebiet am Besten wiedergegeben werden. Die beitragenden Flächen verhalten sich im Brugga-Einzugsgebiet limitiert durch die Topographie sehr starr. Aus einer Geländekartierung ging der Anteil der ständig bestehenden Sättigungsflächen mit 6-7 % hervor, der sich bei Niederschlagsereignissen nur langsam und gering ausbreitet (GÜNTNER et al. 1997). Die minimal beitragende Fläche SCN wurde auf 6 % und die maximale Fläche SCX auf 6,5 % gesetzt. Der Parameter SC1, der die Dynamik der Sättigungsfläche beschreibt, wurde mit 0,0002 sehr klein gewählt. Dadurch war zusätzlich eine geringe Dynamik der Sättigungsfläche innerhalb der schon sehr engen Grenzen zwischen 6 und 6,5 % gewährleistet.

Tab. 7.2 Kalibrierte Parameterwerte der Abflußbildung und -konzentration

Parameter	Beschreibung	Wert
SEP	Grundwasserneubildung aus Bodenzone	2,54 mm/d
RSEP; RESMX; REXP	Routingkoeffizienten der Grundwasserneubildung aus Subsurface-Speicher	0,0106; 0,492; 0,3086
RCF; RCP	Routingkoeffizienten des Subsurface-Speichers	0,0485; 0,0102
RCB	Rezessionskonstante des Grundwasserspeichers	0,0061 1/d

Die Bodenzone wird in PRMS/MMS durch die Feldkapazität der Wurzelzone beschrieben. Da die Bodenzone nicht verteilt modelliert wurde, wurde ein mittlerer Wert für die Feldkapazität im Gesamtgebiet verwendet. Dieser Wert wurde nach (STAHR 1979) für die mittlere Einzugsgebietshöhe von rund 1000 m auf 200 mm festgelegt.

Die weiteren Parameter der Abflußbildung und -konzentration wurden kalibriert. Es handelt sich dabei um Parameter zur Beschreibung der Grundwasserneubildung und der Routingkoeffizienten des Subsurface- und Grundwasserspeichers. Der Subsurface-Speicher wurde mit dem nichtlinearen Speicheransatz und der Grundwasserspeicher als linearer Speicher modelliert. Die kalibrierten Parameter sind in Tabelle 7.2 zusammengefaßt.

8 Ergebnisse

Im Folgenden werden die Ergebnisse der N-A-Modellierung auf der Grundlage der unterschiedlichen Raumgliederungen dargestellt und bewertet. Gemäß der Vorgehensweise wurden zusätzlich tracerhydrologische Untersuchungen und Rezessionsanalysen durchgeführt. Die Ergebnisse dieser unterstützenden Untersuchungen werden im Anschluß an die N-A-Modellierung dargestellt. Sie bilden die Grundlage zur Optimierung der Modellierung.

8.1 Modellierung des Wasserhaushaltes

Die Darstellung und insbesondere die Bewertung der N-A-Modellierung erfolgt anhand drei unterschiedlicher Kriterien.

Das erste Kriterium ist der optische Vergleich zwischen den gemessenen und simulierten täglichen Abflüssen. Dabei wird darauf geachtet, daß die Dynamik der gemessenen Abflußganglinie durch die Simulation erfaßt wird. Die Merkmale der Dynamik sind die zeitliche und quantitative Ausbildung von Hochwasserspitzen, die Form der Rezessionsäste sowie das Abflubniveau in den Niedrigwasserperioden.

Beim zweiten Kriterium wird die subjektive Bewertung über den optischen Vergleich durch die Verwendung statistischer Gütemaße objektiviert. In der vorliegenden Arbeit wurde das von NASH & SUTCLIFFE (1970) eingeführte Gütemaß 'Efficiency' verwendet. Die Efficiency R_{eff} berechnet sich zu

$$R_{\text{eff}} = 1 - \frac{\sum (q_{\text{gem}} - q_{\text{sim}})^2}{\sum (\overline{q_{\text{gem}}} - q_{\text{gem}})^2} \quad (8.1)$$

R_{eff}	Efficiency
q_{gem}	gemessener Abfluß
q_{sim}	simulierter Abfluß
$\overline{q_{\text{gem}}}$	mittlerer gemessener Abfluß

Der Wertebereich der Efficiency reicht von $-\infty$ bis 1,0, wobei der Wert 1,0 die Identität zwischen gemessenen und simulierten Werten bezeichnet. Wird für den gerechneten Abfluß über die gesamte Modellierungsperiode der Wert des mittleren Abflusses eingesetzt, so erhält die Efficiency den Wert 0. Die Efficiency tendiert zu großen Werten nahe 1,0, wenn die Hochwasserscheitel gut getroffen werden, da die Erfassung der Niedrigwasserabflüsse den Wert der Efficiency nur mit geringerem Gewicht beeinflusst. Bei der Betrachtung

tung der Niedrigwasserabflüsse ist es daher ratsam, die Efficiency aus den logarithmierten Abflüssen zu berechnen. Die Log-Efficiency $R_{\log \text{ eff}}$ berechnet sich zu

$$R_{\log \text{ eff}} = 1 - \frac{\sum (\log q_{\text{gem}} - \log q_{\text{sim}})^2}{\sum (\log q_{\text{gem}} - \overline{\log q_{\text{gem}}})^2} \quad (8.2)$$

$R_{\log \text{ eff}}$	Log-Efficiency
$\log q_{\text{gem}}$	logarithmierter gemessener Abfluß
$\log q_{\text{sim}}$	logarithmierter simulierter Abfluß
$\overline{\log q_{\text{gem}}}$	arithmetische Mittel aus den logarithmierten gemessenen Abflüssen

Das dritte Kriterium ist die Betrachtung der jährlichen Wasserbilanzen. Hier wurden insbesondere die simulierten und gemessenen Abflußhöhen miteinander verglichen und die Verdunstungshöhen auf Plausibilität hin geprüft. Da für das Einzugsgebiet aufgrund seiner Höhenlage schon im Oktober mit festen Niederschlägen zu rechnen ist, wurden die Wasserbilanzen jeweils für den Zeitraum 1. Oktober bis 30. September aufgestellt. Dies sollte verhindern, daß durch die Speicherung innerhalb der Schneedecke die Wasserbilanz verfälscht werden würde. In der vorliegenden Arbeit wird das hydrologische Jahr auf den oben genannten Zeitraum festgelegt.

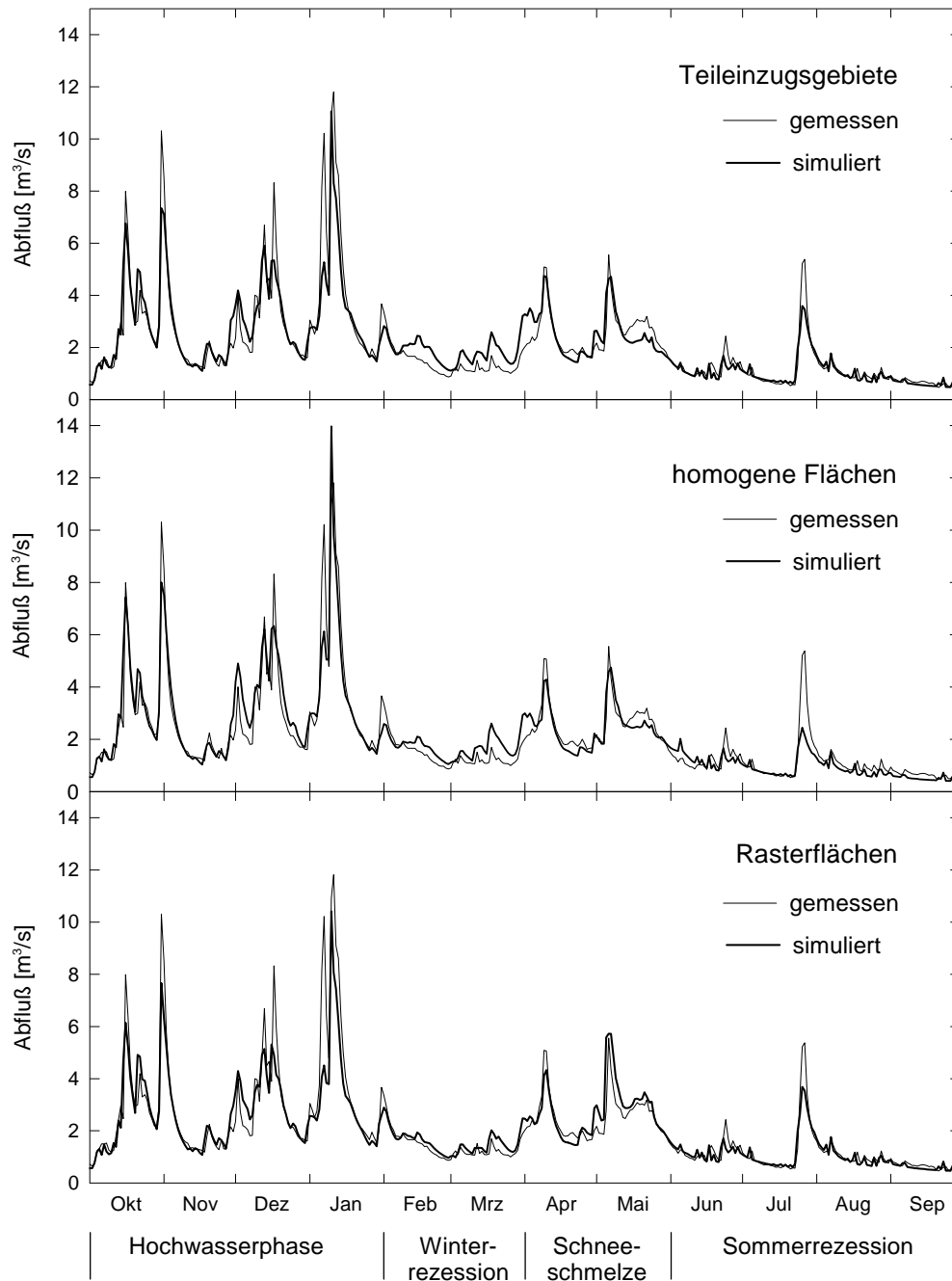
8.1.1 Optische Bewertung der Modellierungsergebnisse

Die Modellierung des N-A-Geschehens im Brugga-Einzugsgebiet konnte mit allen drei Raumgliederungskonzepten gut wiedergegeben werden. In Abbildung 8.1 sind die simulierten gegen die gemessenen Abflüsse für das hydrologische Jahr 1982 beispielhaft dargestellt. Das Jahr 1982 wurde ausgesucht, da es sich im Validierungszeitraum befindet und an ihm sehr gut die Stärken und Schwächen der Modellierung exemplarisch dargestellt werden können. Beim Jahr 1982 handelt es sich allerdings nicht um das Jahr mit den besten Modellierungsergebnissen.

Unabhängig von der Raumgliederung gibt PRMS/MMS die Abflußganglinie gut wieder. Zur weiteren optischen Betrachtung der Simulationsergebnisse wird das hydrologische Jahr 1982 in vier Phasen unterteilt, in welchen unterschiedliche Prozesse das hydrologische Geschehen steuern.

Die erste Phase dauert von Oktober 1981 bis Januar 1982 und ist durch hohe Abflüsse gekennzeichnet. Unabhängig von der Raumgliederung wird die Dynamik der Hochwasserereignisse sehr gut wiedergegeben. Dies kommt durch die gute Abbildung der Hochwasseranstiege und -sicherheit zum Ausdruck. Weiterhin werden die Rezessionen zwischen den Ereignissen sehr gut wiedergegeben. Die kritische Betrachtung zeigt, daß einige Ereignisse unter- oder überschätzt werden, aber es wird trotzdem deutlich, daß das Verhalten des Einzugsgebietes in dieser Phase mit erhöhten Abflüssen sehr gut abbildet wird.

Abb. 8.1 Gemessene und simulierte Abflüsse für das hydrologische Jahr 1982 nach den Raumgliederungen in Teileinzugsgebiete, homogene Flächen und



Rasterflächen

Zu Beginn dieser Phase erfolgt die Sättigung der Bodenzone und es kommt zur verstärkten Grundwasserneubildung. Während dieser Periode nimmt die Verdunstung stark ab und gleichzeitig erfolgt der Aufbau einer Schneedecke im Einzugsgebiet. Flüssiger Nieder-

schlag löst aufgrund der hohen Sättigung im Einzugsgebiet sofort Abfluß aus, während die festen Niederschläge die Schneedecke anwachsen lassen.

Im Anschluß an die Hochwasserphase bildet sich eine Phase mit verringerten Niederschlägen und Abflüssen zwischen Anfang Februar und Ende März aus. Diese Phase mit niedrigen Temperaturen und geringen Abflüssen kann als Kälterezeptionsphase beschrieben werden. Bei der Abbildung dieser Phase durch PRMS/MMS machen sich Einflüsse der Raumgliederungen bemerkbar. In Realität fand während dieser Zeit praktisch keine Schneeschmelze statt. Abhängig von der Raumgliederung werden aber unterschiedlich große Schmelzraten modelliert, was zu einer Überschätzung der Abflüsse bei den Raumgliederungen in Teileinzugsgebiete und in homogene Flächen führt. Die Raumgliederung in Rasterflächen bildet in dieser Phase die geringsten Abflüsse ab und erzielt dadurch auch die beste Modellierung dieser Phase. Die Unterschiede lassen sich aus den unterschiedlichen Raumgliederungen erklären. Da die Schneemodellierung von der Temperatur abhängig ist und diese im Modell nach der Höhe korrigiert wird, können die unterschiedlichen Schneeschmelzen aus der unterschiedlichen Wiedergabe der Höhenverteilungen durch die Raumgliederungen erklärt werden. Bei der Raumgliederung nach den Rasterflächen liegen über 50 % der Einzugsgebietsfläche über 1100 m. Dieser Wert beträgt für die homogenen Flächen rund 40 % und für die Teileinzugsgebiete nur ca. 20 %. Die Raumgliederung nach Teileinzugsgebieten gibt die Abflüsse für diesen Zeitraum am schlechtesten wieder. Dies ist darauf zurückzuführen, daß aufgrund der gemessenen Temperaturen und der Temperaturkorrektur innerhalb des Modells in diesem Zeitraum die 0°C-Marke um die 1100 m gelegen ist. Dies bedeutet, daß bei der Raumgliederung nach Teileinzugsgebieten der überwiegende Teil des Einzugsgebietes wärmer als 0°C war, wodurch es dann zu erhöhter Schneeschmelze kam. In Realität liegen 35 % der Einzugsgebietsfläche über 1100 m. Obwohl dieser Wert von der Raumgliederung nach homogenen Flächen auch recht gut wiedergegeben wird, werden nicht die besten Simulationsergebnisse erzielt. Daß die besten Ergebnisse mit den Rasterflächen erzielt werden, deutet darauf hin, daß die Korrektur der Lufttemperatur innerhalb des Modells für diesen Zeitraum nicht exakt zutrifft. Dennoch ist die Modellierung dieser Phase für alle Raumgliederungen als zufriedenstellend zu bewerten.

Auf die winterliche Kälterezeptionsphase schließt sich im April-Mai die frühjährliche Schneeschmelze an. Die beiden kurzfristigen Hochwasserereignisse Mitte April und Anfang Mai werden wieder allgemein sehr gut wiedergegeben. Das Schneeschmelzereignis gegen Ende Mai wird unterschiedlich gut durch die jeweiligen Raumgliederungen erfaßt. Hier zeigen sich die Auswirkungen der Modellierung der Schneeschmelze während der winterlichen Kältephase. Abhängig von der Schmelzrate während der Kältephase ist die Schneedecke nun während der Schneeschmelzphase unterschiedlich schnell abgebaut. Ein Teil des Wassers, das während der Kältephase als zuviel Abfluß simuliert wurde, fehlt nun zum Ende der Schneeschmelzphase. Dies bedeutet, daß die Raumgliederung nach Teileinzugsgebieten das letzte Schneeschmelzhochwasser am stärksten unterschätzt, gefolgt von den homogenen Flächen. Im Gegensatz dazu werden die Abflüsse durch die Rasterflächen überschätzt.

In der letzten Phase von Juni bis September erhöht sich die Verdunstung stark und es bildet sich die sommerliche Trockenrezeption aus. Wiederum wird im allgemeinen diese

Phase sehr gut abgebildet. Das Niveau der sommerlichen Rezession wird gut getroffen. Zusätzlich werden die kleinen Abflußspitzen während der Rezession recht gut wiedergegeben. Das Problem der sehr starken Unterschätzung der sommerlichen Trockenwetterabflüsse durch PRMS, wie sie von CASPARY (1990) oder FLÜGEL & LÜLLWITZ (1993) beschrieben wurden, konnte in keinem Jahr festgestellt werden. Ein allgemeines Problem bei der Modellierung mit PRMS/MMS wird am Hochwasserereignis Ende Juni deutlich. Meistens werden solche größeren Ereignisse während der sommerlichen Trockenzeit von PRMS/MMS stark unterschätzt. Dies läßt sich auf die einfache Konzeptionalisierung der Bodenzone in PRMS zurückführen. Die Wasserbewegung in der Bodenzone wird in PRMS nur über den Schwellenwert der Feldkapazität geregelt. Bevor nicht die Feldkapazität erreicht ist, erfolgt kein Abfluß aus der Bodenzone. Aufgrund der erhöhten Verdunstung in den Sommermonaten wird der Bodenspeicher entleert. Die Heterogenität des Bodenspeichers durch Matrix und Makroporen macht sich nun bei Niederschlagsereignissen stärker bemerkbar, da Bodenwasserabfluß in Makroporen entstehen kann, auch wenn noch keine Feldkapazität erreicht worden ist. Dies wird von PRMS nicht berücksichtigt.

Insgesamt kann aber die Abbildung des N-A-Geschehens durch das Modell PRMS/MMS für das Jahr 1982 aufgrund der optischen Betrachtung als sehr zufriedenstellend bewertet werden. Um diese subjektive Bewertung zu objektivieren, wurde für alle Jahre aus der Kalibrierungs- und Validierungsphase und für den gesamten Zeitraum das statistische Gütemaß Efficiency berechnet.

8.1.2 Statistische Betrachtung der Modellierungsergebnisse

Um die Aussagen der optischen Betrachtung zu verifizieren, wurde das statistische Gütemaß Efficiency berechnet. Die Efficiency wurde jeweils für die hydrologischen Jahre aus dem Kalibrierungs- und Validierungszeitraum sowie für den gesamten Zeitraum ermittelt. Um auch die Modellierungsergebnisse der Niedrigwasserabflüsse bewerten zu können, wurde zusätzlich auch die Log-Efficiency berechnet (Tab. 8.1).

Der gute Eindruck der Modellierung bei der optischen Betrachtung des Jahres 1982 wird durch das Gütemaß bestätigt. Für das Jahr 1982 werden Efficiency-Werte von 0,83 (Rastermethode) bis 0,86 (homogene Flächen) erreicht. Daß nicht nur die Hochwasserabflüsse gut modelliert wurden, sondern auch die Niedrigwasserabflüsse gut abgebildet worden sind, zeigt die Log-Efficiency. Hier werden vergleichbare Werte erreicht. Die Log-Efficiency nimmt Werte von 0,86 (homogene Flächen) bis 0,91 (Rastermethode) an. Dies bedeutet, daß im Jahr 1982 die Niedrigwasserabflüsse mit gleicher oder sogar noch höherer Güte modelliert worden sind als die Hochwasserabflüsse.

Das Jahr 1982 stellt mit seiner guten Simulation keine Ausnahme dar. Für den Validierungszeitraum von 1980 bis 1984 werden unabhängig von der Raumgliederung durchweg gute Efficiency-Werte erreicht. Besonders das Jahr 1983 ist durch die Simulation sehr gut wiedergegeben. Hier werden für die Efficiency und Log-Efficiency sehr hohe Werte erreicht. Für den Validierungszeitraum werden die Niedrigwasser- und Hochwasserabflüsse allgemein mit gleicher Güte wiedergegeben. Als Ausnahme stellt sich hier nur das Jahr 1981 heraus. In 1981 werden die Hochwasserabflüsse deutlich besser dargestellt als die

Niedrigwasserabflüsse. Dies kann vorgehend mit den Ergebnissen der Wasserbilanz erklärt werden. Im Gegensatz zu den restlichen Jahren wird 1981 die jährliche Abflußhöhe um 8-12 % unterschätzt.

Tab. 8.1 Werte der statistischen Gütemaße Efficiency R_{eff} und Log-Efficiency $R_{\text{log eff}}$ für verschiedene Raumgliederungen

Raum- gliederung	Teileinzugsgebiete		homogene Flächen		Rasterflächen	
	R_{eff}	$R_{\text{log eff}}$	R_{eff}	$R_{\text{log eff}}$	R_{eff}	$R_{\text{log eff}}$
Jahr						
1976	0,344	0,214	0,364	-0,054	0,372	0,158
1977	0,859	0,848	0,841	0,762	0,841	0,844
1978	0,819	0,848	0,779	0,766	0,837	0,861
1979	0,840	0,856	0,799	0,768	0,810	0,856
1980	0,712	0,776	0,783	0,755	0,711	0,789
1981	0,875	0,709	0,814	0,602	0,810	0,662
1982	0,848	0,879	0,859	0,862	0,830	0,907
1983	0,863	0,901	0,901	0,905	0,862	0,909
1984	0,807	0,797	0,768	0,695	0,775	0,788
1976-1984	0,842	0,824	0,841	0,764	0,826	0,824

Auch bei der Betrachtung der gesamten Periode von 1976 bis 1984 wurden von allen drei Raumgliederungen hohe Gütemaße erreicht, wobei die Hochwasser etwas besser modelliert werden als die Niedrigwasser. Eine Ausnahme stellt das Jahr 1976 dar. Entgegen den allgemein guten Ergebnissen war es mit keiner Raumgliederung möglich, für das Jahr 1976 zufriedenstellende Modellierungsergebnisse zu erhalten. Im Vergleich zu den restlichen Jahren war das Jahr 1976 extrem trocken und warm. Hier macht sich die relativ einfache Konzeptionalisierung der Bodenzone in PRMS bemerkbar. Es findet im Modell eine starke Entleerung des Bodenspeichers durch Verdunstung statt. In der Modellierung wird daraufhin der infiltrierende Niederschlag zur Verringerung des Bodenfeuchtedefizits verwendet. Die Niederschlagsmengen sind aber nicht ausreichend, um die Feldkapazität zu erreichen, so daß es im Modell nicht zu einer Erhöhung der indirekten Abflußkomponenten kommen kann.

Für den Vergleich der Raumgliederung ist es wichtig festzuhalten, daß sich die Modellierungsergebnisse untereinander sehr ähnlich sind. Für den gesamten Zeitraum werden mit allen drei Raumgliederungsmethoden praktisch identische Gütemaße erzielt. Weiterhin

muß festgehalten werden, daß die Raumgliederungen auf die einzelnen Jahre nicht unterschiedlich reagieren. Wird zum Beispiel das Jahr 1977 von der Rastermethode recht gut erfaßt, so erzielen die anderen Raumgliederungen auch gute Ergebnisse. Ebenfalls werden Jahre mit relativ schlechten Anpassungen über alle drei Raumgliederungen durchschnittlich schlechter modelliert. Dies läßt die Aussage zu, daß das Modellierungsergebnis stärker von der Ausprägung der N-A-Geschehens und seiner Erfassung durch die Modellstruktur beeinflußt werden als durch die Art der Raumgliederung.

8.1.3 Betrachtung der Wasserbilanzen

Als letztes Kriterium zur Bewertung der Modellierungsergebnisse werden die jährlichen Wasserbilanzen und die mittlere Wasserbilanz für die Jahre 1976-1984 betrachtet. Die Merkmale zur Bewertung der Modellierung anhand der Wasserbilanz waren einerseits plausible Verdunstungshöhen sowie der Vergleich zwischen den simulierten und gemessenen Abflußhöhen (Tab. 8.2).

Zwischen den gemessenen und simulierten mittleren Abflußhöhen der Jahre 1976 bis 1984 ist die Differenz für alle drei Raumgliederungen sehr gering. Der Fehler beträgt zwischen 3 bis -3 % und ist somit innerhalb des allgemeinen Meßfehlers. Bei der Betrachtung der Einzeljahre wird dieses gute Ergebnis etwas verringert, da die jährlichen Abflußhöhen bis zu 15 % über- oder unterschätzt werden. Die größte Differenz ergibt sich für die Raumgliederung nach homogenen Flächen im Jahr 1983. Hier wird die Abflußhöhe mit 14,6 % überschätzt.

Sehr auffällig ist wieder das gleichartige Verhalten der Raumgliederungen. Die Differenzen zwischen den gemessenen und simulierten Abflußhöhen korrelieren zwischen den einzelnen Raumgliederungen sehr stark (Tab. 8.2). Große Fehler wie auch geringe Differenzen ergeben sich für alle Raumgliederungen jeweils immer in den gleichen Jahren. Dadurch wird die Aussage weiterhin verstärkt, daß die Raumgliederung auf das Modellierungsergebnis einen geringeren Einfluß ausübt als die Ausprägung des N-A-Geschehens und seine Erfassung durch die Modellstruktur.

Die mittlere potentielle Verdunstung variiert für die einzelnen Raumgliederungen nur gering. Sie beträgt 579 mm für die Teileinzugsgebiete, 586 mm für die homogenen Flächen und 576 mm für die Rasterflächen. Für die Station Badenweiler, die sich in ca. 15 km Entfernung vom Untersuchungsgebiet auf einer Höhe von 450 m befindet, wurden mittlere potentielle Verdunstungshöhen nach Penman berechnet. Die langjährige mittlere potentielle Verdunstung beträgt demnach für Badenweiler 620 mm (HENNING & LIEBSCHER 1979). Der Vergleichswert zeigt, daß die potentielle Verdunstung im Untersuchungsgebiet gut erfaßt wurde. Der Unterschied von ca. 40 mm läßt sich mit der unterschiedlichen Lage des Versuchsgebietes zur Station Badenweiler begründen. Die Station Badenweiler liegt südwestlich des Untersuchungsgebietes am Übergang des Schwarzwaldes zur Oberrhein-

Tab. 8.2 Wasserhaushaltsgrößen [mm] berechnet anhand der drei Raumgliederungen

Teileinzugsgebiete					
Jahr	N	V _{aktuell}	Q _{simuliert}	Q _{gemessen}	Q _{ger} -Q _{gem} [%]
1976	1223	578	660	687	-3,9
1977	1703	543	1114	1095	1,7
1978	1851	517	1292	1207	7,0
1979	1669	546	1152	1041	10,7
1980	1821	507	1311	1241	5,6
1981	1634	561	1056	1159	-8,9
1982	2196	566	1634	1635	-0,1
1983	2140	528	1693	1667	1,6
1984	1710	511	1065	1097	-2,9
1976-1984	1772	540	1220	1203	1,4
Homogene Flächen					
Jahr	N	V _{aktuell}	Q _{simuliert}	Q _{gemessen}	Q _{ger} -Q _{gem} [%]
1976	1207	587	629	686	-8,3
1977	1708	552	1125	1095	2,8
1978	1887	524	1320	1207	9,4
1979	1693	552	1193	1041	14,6
1980	1871	517	1338	1240	7,9
1981	1660	572	1054	1158	-9,0
1982	2194	580	1637	1634	0,1
1983	2177	531	1728	1667	3,7
1984	1766	526	1085	1097	-1,1
1976-1984	1796	547	1234	1203	2,6
Rasterflächen					
Jahr	N	V _{aktuell}	Q _{simuliert}	Q _{gemessen}	Q _{ger} -Q _{gem} [%]
1976	1200	578	646	687	-6,0
1977	1674	541	1076	1095	-1,7
1978	1812	512	1256	1207	4,1
1979	1632	542	1122	1041	7,8
1980	1777	503	1274	1241	2,7
1981	1597	562	1021	1159	-11,9
1982	2160	566	1592	1635	-2,6
1983	2085	524	1643	1667	-1,4
1984	1662	515	1013	1097	-7,7
1976-1984	1733	538	1183	1203	-3,3

ebene. Aufgrund der stärkeren Bewölkung im Schwarzwald gegenüber der Oberrheinebene ist die mittlere solare Einstrahlung im Untersuchungsgebiet vermindert, was sich auch direkt auf die potentielle Verdunstung auswirkt. Zusätzlich verringert sich die potentielle Verdunstung aufgrund des geringeren Sättigungsdefizites der Luft bei geringeren Temperaturen.

Das Brugga-Einzugsgebiet liegt im Mittel 500 m höher als die Klimastation Badenweiler. Im Modell wird das Sättigungsdefizit der Luft über die Lufttemperatur abgeschätzt. Da diese im Modell nach der Höhe korrigiert wird, macht sich die höhere Lage des Einzugsgebietes in einer verringerten Verdunstung bemerkbar.

Aufgrund der hohen Niederschlagshäufigkeit steht der potentiellen Verdunstung genügend Wasser zur Verfügung, so daß die Unterschiede zwischen der potentiellen und aktuellen Verdunstung nur gering sind. Die aktuelle Verdunstung ist mit rund 40 mm nur 7 % geringer als die potentielle Verdunstung.

8.1.4 Bewertung der Raumgliederungsverfahren

Anhand der hydrologischen Raumgliederung sollten Parameterwerte zur Modellierung des Wasserhaushaltes des Untersuchungsgebietes ermittelt werden. Die Parameter der hydrologischen Raumgliederung sollten dabei zur Erfassung derjenigen Prozesse verwendet werden, die sich an bzw. über der Erdoberfläche ereignen. Da es keine Vorschriften gab, wie eine derartige Raumgliederung durchgeführt werden sollte, wurden drei unterschiedliche Ansätze getestet. Mit den Ergebnissen der Modellierung sollte dann entschieden werden, die Raumgliederung zu bevorzugen sei.

Die Kernaussage dieser Untersuchung ist, daß die Art der Raumgliederung nur einen untergeordneten Einfluß auf das Modellierungsergebnis nimmt. Die Entscheidung, die Raumgliederung angewendet werden soll, läßt sich nicht aus den Modellierungsergebnissen ableiten, sondern sollte sich nach der Fragestellung richten, die durch die Modellierung bearbeitet wird. Für unterschiedliche Anwendungen haben die jeweiligen Raumgliederungen Vor- und Nachteile, die im Folgenden dargestellt werden.

Die beste Wiedergabe der Charakteristika des Einzugsgebietes erfolgt durch die Einteilung in *homogene Flächen*. Die Häufigkeitsverteilungen in (Abbildungen 6.4, 6.6 und 6.8) zeigen, daß das Einzugsgebiet durch homogene Flächen am besten repräsentiert wird. Da einzelne Flächen nicht durch Mittelwertbildung homogenisiert werden, sondern gleichartige Flächen im Untersuchungsgebiet zusammengefaßt sind, bleibt die Varianz der Gebietscharakteristika besser erhalten.

Ein weiterer Vorteil der homogenen Flächen liegt darin, daß den unterschiedlichen Flächen in einem weiteren Schritt Erkenntnisse aus der Abflußbildung zugewiesen werden können. Dies bedeutet, daß die Möglichkeit bestehen bleibt, für unterschiedliche Flächen auch ihre dominierende Abflußbildung zu berücksichtigen. Dies ist bei den anderen bei-

den Raumgliederungen nicht möglich, da innerhalb eines Teileinzugsgebietes oder einer Rasterfläche mehrere Abflußbildungsprozesse stattfinden können. Diese gehen aber bei der Mittelwertbildung unter.

Nachteilig wirkt sich bei den homogenen Flächen aus, daß eine Teilfläche innerhalb des gesamten Einzugsgebietes auf einzelne Pixel oder Pixelaggregate verteilt ist. Eine Überprüfung der Teilflächenantwort auf eine Niederschlagseingabe, z. B. anhand eines innerhalb des Einzugsgebietes betriebenen Pegels, kann nicht erfolgen, da eine Zuordnung nicht möglich ist. Das Problem der Zuordnung besteht auch bei der Verwendung von mehreren Niederschlagsstationen. Eine eindeutige Zuordnung kann nicht gefunden werden, so daß einzelne Bereiche aus dem Einzugsgebiet in der Modellierung Niederschlag von einer Station erhalten, die geographisch nicht benachbart ist. Durch eine veränderte Zuweisung der Niederschlagsstationen zu den homogenen Flächen konnten die Simulationen beeinflußt werden, wobei es dadurch aber auch nicht möglich war, schlechte Ergebnisse zu verbessern. Insgesamt verhielten sich die Veränderungen innerhalb des Rahmens der beiden anderen Raumgliederungen.

Die Zuordnung von Pegeln, Niederschlagsstationen oder auch von Gewässerabschnitten zu den jeweiligen Teilflächen ist bei der Raumgliederung in *Teileinzugsgebiete* eindeutig. Bei allen Fragestellungen, die diese eindeutige Zuordnung benötigen, sollte die Einteilung in Teileinzugsgebiete erfolgen, auch wenn durch die Mittelwertbildung Gebietsinformationen verloren gehen. Dies könnte aber verhindert werden, wenn die Anzahl der Teileinzugsgebiete erhöht und somit ihre Flächen verkleinert würden. Hierbei muß aber bedacht werden, daß die Genauigkeit der automatischen Ausweisung des Gewässernetzes innerhalb des GIS für kleine Teileinzugsgebiete nur gering war.

Der Vorteil der *Rasterflächen* liegt in der Einfachheit des Ansatzes, wodurch sehr schnell Ergebnisse zu erhalten sind. Auch hier könnte eine Verkleinerung der Rasterflächen zu einer genaueren Wiedergabe der Einzugsgebiets-Charakteristika führen. Dabei nimmt aber die Anzahl der Teilflächen sehr schnell zu, da es bei einer Halbierung der Kantenlänge schon zu einer Vervierfachung der Teilflächen käme.

Für die weiteren Arbeiten, wie die Optimierung der Modellierung durch die tracerhydrologischen Erkenntnisse, wurde die Raumgliederung in homogene Flächen verwendet. Dies wurde entschieden, da die homogenen Flächen das Einzugsgebiet am besten wiedergeben und es für die weiteren Arbeiten nicht notwendig war, Teilflächen einzelnen Pegeln oder Gewässerabschnitten zuzuordnen.

8.2 Tracerhydrologische Untersuchungen

Die Ergebnisse der tracerhydrologischen Untersuchungen dienen als Grundlage der hydrogeologischen Raumgliederung. Mit der hydrogeologischen Raumgliederung sollen Parameter zur Beschreibung der Abflußbildung und -konzentration für die N-A-Modellierung bereitgestellt werden. Parameter zur Beschreibung der Abflußbildung lassen sich aus der Ganglinienseparation und Bestimmung der Speicherräume ermitteln. Die Ab-

flußkonzentration aus den einzelnen Speicherräumen kann anhand der Verweilzeitbestimmung untersucht werden. Die Ganglinienseparation und Verweilzeitenbestimmung werden mit natürlichen Tracern durchgeführt. Insbesondere die Verweilzeiten der langsamen Abflußkomponenten lassen sich mit natürlichen Tracern untersuchen. Durch den Einsatz von künstlichen Markierstoffen können Ergebnisse zu Speicherräumen und Verweilzeiten von schnellen Abflußkomponenten punktuell konkretisiert werden. Im Folgenden werden die Ergebnisse der Untersuchungen mit natürlichen und künstlichen Markierstoffen dargestellt. Aufbauend auf diesen Ergebnissen wird die hydrogeologische Raumgliederung erstellt, die dann zur Modellierung der unterirdischen Prozesse des N-A-Geschehens verwendet wird.

8.2.1 Speicherräume und Abflußkomponenten

Bei seiner Passage durch ein Einzugsgebiet wird Wasser physikalisch und hydrochemisch verändert. Diese Veränderungen sind abhängig von der physiographischen Ausstattung des Einzugsgebietes (LEIBUNDGUT 1984). Innerhalb eines Einzugsgebietes tragen mehrere Speicher zum Abfluß bei, wobei jeder Speicher dem Wasser seine charakteristische Prägung auferlegt. Anhand der physikalischen und hydrochemischen Eigenschaften können einzelne Wässer konkreten Speicherräumen im Untersuchungsgebiet zugeordnet werden. Wie stark eine Abflußkomponente aus einem speziellen Speicherraum zum Gesamtabfluß beiträgt, läßt sich aus Mischungsrechnungen ermitteln, wie sie in Kapitel 4.3.1 dargestellt sind.

Ausgehend von einer Quellkartierung wurden die natürlichen Tracer Silikat und das Sauerstoffisotop ^{18}O zur Bestimmung der Speicherräume und Abflußkomponenten im Untersuchungsgebiet verwendet (LINDENLAUB et al. 1997). Zusätzlich wurden noch die physikalisch-chemischen Parameter wie elektrische Leitfähigkeit und pH-Wert herangezogen (LEIBUNDGUT et al. 1996).

Im Brugga-Einzugsgebiet steuert das Zusammenspiel von vier Speicherräumen das Abflußgeschehen. Es handelt sich dabei um die Sättigungsflächen, die obere und untere Hangschuttdecke sowie um den geklüfteten Gneis. Die auf den Sättigungsflächen gebildete oberirdische Komponente spielt beim jährlichen Gesamtwasserumsatz eine geringere Rolle. Sie kann aber gerade zu Beginn von Ereignissen für kurze Zeiträume bis zu 45 % zum Abfluß beitragen. Jedoch schon während des Scheitelabflusses eines Hochwasserereignisses dominieren unterirdische Abflußkomponenten (LEIBUNDGUT et al. 1996). Dabei handelt es sich hauptsächlich um die schnelle Abflußkomponente aus der oberen Hangschuttdecke. Während Feuchtphasen mit Hochwasserabflüssen trägt diese schnelle Komponente mit 65-75 % zum Gesamtabfluß bei. Der Einfluß der oberen Hangschuttdecke geht beim Ausklang einer Hochwasserwelle immer weiter zurück, so daß während Niedrigwasserphasen kein Beitrag aus den oberen Hangschuttdecken zum Abfluß erfolgt. Während der Niedrigwasserperioden wird der Abfluß aus der unteren Hangschuttdecke und dem geklüfteten Gneisaquifer gespeist. Der Abflußanteil aus dem Kluftaquifer beträgt in Niedrigwasserphasen 85-90 %, der restliche Anteil von 10-15 % wird von der unteren Hangschuttdecke beigetragen (LINDENLAUB et al. 1997).

Die Bestimmung von Speicherräumen und Abflußkomponenten hat gezeigt, daß im Brugga-Einzugsgebiet der überwiegende Anteil des Abflusses auch während Hochwasserereignissen aus unterirdischen Komponenten gebildet wird und die oberirdische Komponente nur einen geringeren Anteil am jährlichen Wasserumsatz ausmacht.

8.2.2 Verweilzeiten der langsamen Abflußkomponenten

Die Ermittlung der mittleren Verweilzeit von Wasser in einem Speicherraum basiert auf dem Vergleich von Ganglinien des Tracerinputs und -outputs. Über die Verwendung eines gültigen Stofftransportmodells können die Verweilzeit und gegebenenfalls die Dispersion ermittelt werden. In der Tracerhydrologie haben sich die Stofftransportmodelle EM und DM, wie sie in Kapitel 4.3.2 beschrieben wurden, bewährt. Als Tracer werden dabei vorzugsweise Wasserstoff- oder Sauerstoffisotope verwendet, die über den Niederschlag in das Einzugsgebiet eingetragen werden.

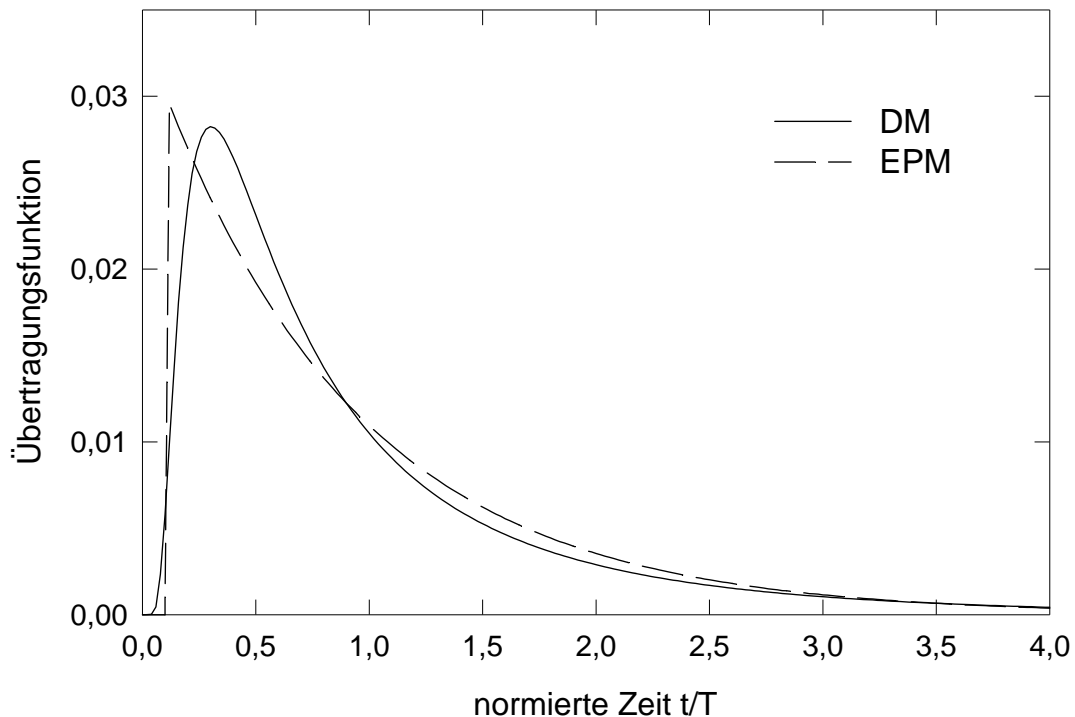
Wiederum ausgehend von der Quellkartierung konnten einzelne Quellen ausgesucht werden, die die jeweiligen Speicherräume im Einzugsgebiet repräsentieren. Die obere Hangschuttdecke wird durch die Quellen Zängerlehof und Zipfeldobel wiedergegeben. Die Mooshofquelle und die Erlenbachquelle wurden als Quellen eingestuft, die eindeutig durch Abflüsse aus der unteren Hangschuttdecke dominiert werden (Abb. 5.1). Der geklüftete Gneisaquifer ist durch die Stollenquelle vertreten. Bei der Stollenquelle handelt es sich um einen Gallerieauslaß, der das Schauinslandbergwerk entwässert. Für all diese Quellen lagen Ganglinien der ^{18}O -Konzentration in Schüttung und Niederschlag vor.

Tab. 8.3 Mittlere Verweilzeiten und Anpassungsparameter für ausgewählte Quellen im Untersuchungsgebiet

Quelle	Speicherraum	Verweilzeit t_t [mon]	Anpassungsparameter (D/vx)* [-]
Zängerlehof	Obere Hangschuttdecke	16	0,5
Zipfeldobel	Obere Hangschuttdecke	18	0,5
Mooshof	Untere Hangschuttdecke	24	0,5
Erlenbach	Untere Hangschuttdecke	38	0,5
Stollen	Gneisaquifer	30	0,5

Bei gut durchmischten Systemen empfiehlt es sich, das EM einzusetzen. Da aber angenommen wurde, daß sich die hydrodynamische Dispersion längs des gesamten Fließweges auswirkt, wurden die Isotopenganglinien mit dem DM ausgewertet. Die Verweilzeiten in der oberen Hangschuttdecke betragen rund 1,5 Jahre (Tab. 8.3). Für die untere Hang-

schuttdecke und den Gneisaquifer nehmen die Verweilzeiten auf 2 bis über 3 Jahre zu. Dies deckt sich mit der Annahme, daß der schnellere Wasserumsatz in der oberen Hangschuttdecke erfolgt und sich das Wasseralter in der unteren Hangschuttdecke bzw. im Gneisaquifer erhöht. Die hier angegebenen Ergebnisse beziehen sich auf die mittlere Verweilzeit des Tracers t_t und den Anpassungsparameter $(D/vx)^*$. Beide Parameter geben die Stofftransporteigenschaften von ^{18}O im untersuchten Speicherraum wieder, wobei der Anpassungsparameter $(D/vx)^*$ die Dispersion und die Diffusion gemeinsam beschreibt. Die Übertragung der Ergebnisse auf Fließeigenschaften des Wassers im Speicherraum ist nur unter Berücksichtigung der mobilen und immobilen Wasseranteile im Speicherraum möglich (ZUBER 1986, MALOSZEWSKI et al. 1990, SCHWARZE et al. 1991,



MALOSZEWSKI & ZUBER 1996). Die weitere Interpretation der Ergebnisse in Hinblick auf Fließeigenschaften des Wassers erfolgt in Kapitel 9.3.

Abb. 8.2 Vergleich der Modelle DM ($(D/vx)^*=0,5$) und EPM ($\eta=1,13$) für $t_t=38$ mon

Auffallend ist der Wert des Anpassungsparameters, der für alle Speicherräume 0,5 beträgt. Mit einem Anpassungsparameter von 0,5 ist das DM dem EM sehr ähnlich (MALOSZEWSKI & ZUBER 1996). Eine Auswertung mit dem reinen EM war aber nicht möglich.

Das EM konnte nur in Verbindung mit dem Pistonflow-Modell (PFM) gute Ergebnisse liefern (LINDENLAUB 1998). Die Kopplung des PFM mit dem EM (Exponential-Pistonflow-Modell EPM) hat zur Folge, daß die Impulsantwortfunktion des EM um den Faktor $(1-\eta^{-1})$ verschoben wird. Der Parameter η beschreibt dabei das Verhältnis des Gesamtvolumens des Speicherraumes zum Volumen des Speicherraumes, in dem eine exponentielle Verteilung der Verweilzeiten vorliegt (ZUBER 1986). Für η -Werte im Bereich von 1,15 ist das EPM mit dem DM für Dispersionparameter 0,5 praktisch identisch (Abb. 8.2).

8.2.3 Bestimmung der Verweilzeiten der schnellen Abflußkomponenten

Neben der Verwendung von Umwelttracern wurden auch künstliche Markierstoffe zur Untersuchung des Wasserumsatzes im Brugga-Einzugsgebiet eingesetzt (FRITZ 1997). Während die natürlichen Tracer Informationen zu Verweilzeiten der langfristigen Komponenten und zu Abflußanteilen liefern, können mit künstlichen Markierstoffen die Fließwege und Verweilzeiten der kurzfristigen Abflußkomponenten untersucht werden. Vorteil der künstlichen Markierstoffe ist gegenüber dem integralen Ansatz der natürlichen Tracer, daß einzelne Speicher konkret markiert werden können und somit das Verhalten nur eines Teilsystems untersucht werden kann. Die Zielsetzung bei der Verwendung von künstlichen Markierstoffen war die Bestimmung von Fließwegen und Fließgeschwindigkeiten bzw. Verweilzeiten von schnellen Abflußkomponenten. Die Parameter mittlere Verweilzeit und Dispersion können dann als zusätzliche Informationen zur Beschreibung des untersuchten Speicherraumes in die hydrogeologische Raumgliederung eingehen.

Die Vorgehensweise läßt sich in drei Hauptschritte unterteilen:

1. Auswahl des zu untersuchenden Speicherraumes mit Festlegung der Einspeise- und Probenahmestellen
2. Durchführung der Versuche für unterschiedliche Randbedingungen
3. Auswertung der Versuche

Auswahl des Testplots

Die Untersuchungen mit den natürlichen Tracern haben gezeigt, daß im Brugga-Einzugsgebiet am Wasserumsatz hauptsächlich vier Speicher beteiligt sind. Neben der schnellen Oberflächenabflußkomponente, gebildet auf versiegelten oder gesättigten Flächen, handelt es sich um die obere Hangschuttdecke, den Kluftgrundwasserleiter und die Übergangszone zwischen Hangschuttdecke und Kluftgrundwasserleiter. Weiterhin konnte gezeigt werden, daß der überwiegende Anteil der kurzfristigen Komponenten aus der oberen Hangschuttdecke gespeist wird. Aufgrund der Zielsetzung, die schnellen Abflußkomponenten in hydrogeologischen Einheiten zu untersuchen, wurden die Hangschuttdecken für die Markierversuche ausgewählt.

Da im gesamten Brugga-Einzugsgebiet keine Bohrung mit Grundwasseranschluß vorhanden ist, wurde beschlossen, die Markierversuche an einem Hang oberhalb einer Quelle durchzuführen. Die Einspeisung der Markierstoffe erfolgte oberirdisch an einem aufgesät-

tigten Punkt. Die Probennahme wurde dann an der unterhalb gelegenen Quelle durchgeführt.

Für den Markierversuch wurde ein Hang im Bereich St. Wilhelm Vordertal ausgesucht (Abb. 5.1). Der Hang weist eine mittlere Hangneigung von 30° auf und ist vollständig bewaldet. Die Hangschuttdecke ist im höher gelegenen Bereich aus ungerundeten Steinen aufgebaut. In den tiefer gelegenen Bereichen nehmen die Korngrößen an der Oberfläche stark zu und die Schuttdecke geht in eine Blockhalde über. Eine Bodenbildung hat kaum stattgefunden und beschränkt sich insbesondere im unteren Hangbereich auf kleine Bereiche zwischen den Blöcken. Im unteren Teil des Hanges wird die Blockhalde durch einen Holzziehweg angeschnitten, wodurch es zur Bildung von Quellen im Weganschnitt gekommen ist (Abb. 8.3).

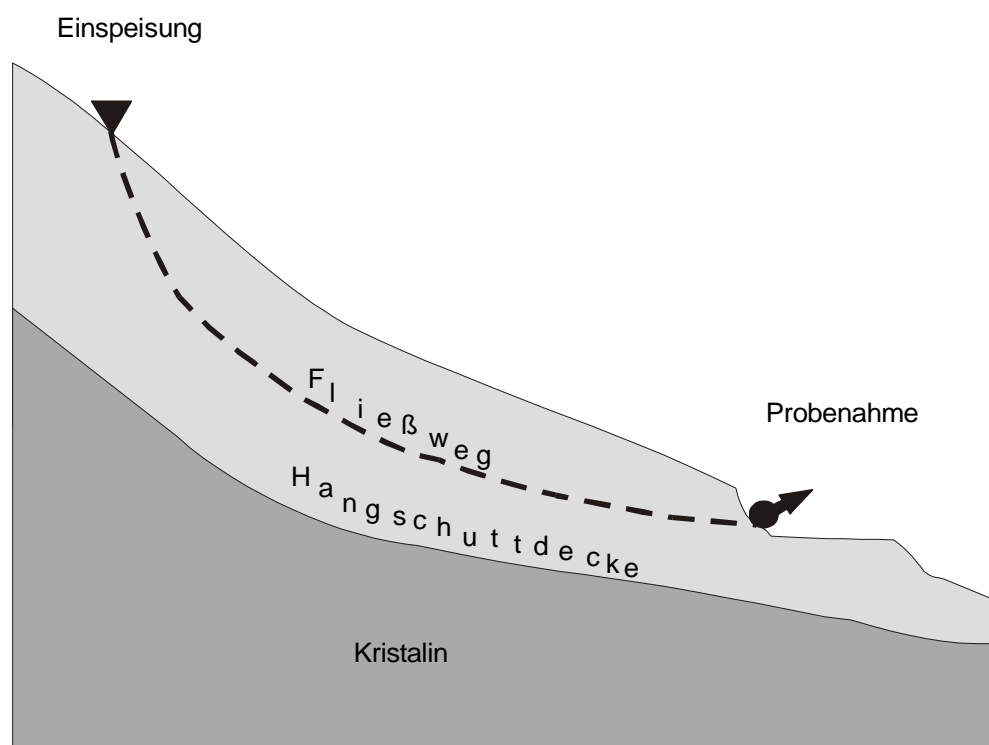


Abb. 8.3 Schematischer Querschnitt durch den Versuchshang St. Wilhelm Vordertal

Der Hang wurde ausgewählt, da er aufgrund seiner Neigung und sonstigen Ausprägung als repräsentativ für das Brugga-Einzugsgebiet angesehen werden kann. Als zweiter entscheidender Punkt wurde die Lage der Quelle oberhalb des Hangfußbereiches angesehen, da dadurch das hydrologische Verhalten besonders des Hanges ohne den Hangfußbereich

ermittelt werden konnte. Die Einspeisestelle des Markierstoffes wurde in ca. 90 m Entfernung zur Quelle hangaufwärts gewählt. Einerseits wurde diese Strecke als ausreichend betrachtet, um das gesamte Inhomogenitätsspektrum des Hanges zu erfassen und somit repräsentative Ergebnisse zu erhalten. Andererseits sollte die Fließstrecke nicht zu lang gewählt werden, um die Versuchsdauer zu begrenzen.

Durchführung der Versuche

Am Hang St. Wilhelm Vordertal wurden zwei Versuche durchgeführt. Der erste Versuch erfolgte am 16.07.96 nach einer Phase mit erhöhten Niederschlägen. Dieser Versuch sollte Parameter erbringen, die den Speicherraum Hangschuttdecke im Stadium einer hohen Füllung beschreiben. Im Gegensatz dazu wurde der zweite Markierversuch am 01.10.96 nach einer längeren Phase mit nur geringen Niederschlägen durchgeführt. Der gewählte Zeitpunkt repräsentiert den Speicherraum im geringen Füllungszustand während der Phase des Niedrigwasserabflusses. Anhand dieser zwei Versuche können Aussagen über das Verhalten des Speicherraumes Hangschuttdecke unter veränderten Randbedingungen der Speicherfüllung getroffen werden.

Um das Verbleiben des Markierstoffes in der ungesättigten Zone zu verhindern, wurde bei beiden Versuchen vor der Einspeisung die Injektionsstelle 36 Stunden mit 1 l/s bewässert. Zwölf Stunden vor der Einspeisung wurde die Bewässerung eingestellt, um eine zu starke Veränderung der hydraulischen Verhältnisse im Hang zu vermeiden. Es wurde davon ausgegangen, daß sich nach 12 Stunden die ungesättigte Zone soweit entwässert hatte, daß sich Feldkapazität eingestellt hatte. Dadurch war gewährleistet, daß der Markierstoff die ungesättigte Zone passieren konnte, ohne daß Kapillarkräfte den Tracer retardierten. Nach der Einspeisung wurde die Injektionsstelle noch 6 Stunden mit 1 l/s nachbewässert. Während beider Markierversuche wurden an der Quelle Abflußmessungen durchgeführt. Eine Erhöhung des Abflusses durch die Bewässerung vor und nach den Versuchen konnte nicht festgestellt werden. Dies erschien vorerst verwunderlich, da bei beiden Versuchen der Hang mit jeweils 150 m³ bewässert wurde. Da es nicht zu einer messbaren Schüttungsveränderung in der Quelle kam, ist dadurch zu erklären, daß die Bewässerung jeweils gleichmäßig verteilt über 42 Stunden erfolgte. Dadurch war eine langsame Auffüllung der Porenhohlräume gegeben und ein Großteil des Wassers wurde über Kapillarkräfte zurückgehalten. Es kann davon ausgegangen werden, daß die Bewässerung die hydraulischen Verhältnisse des Hanges nicht gravierend verfälscht hat.

Im ersten Versuch wurden 5,0 kg Naphthionat und 0,25 kg Uranin eingespeist. Der zweite Versuch wurde mit nur 1,5 kg Naphthionat durchgeführt, da im ersten Versuch sehr hohe Maximalkonzentrationen erhalten wurden. Weiterhin hatte Naphthionat im Vergleich zu Uranin im ersten Versuch deutlich geringere Sorptionsneigung gezeigt, weshalb dann auf Uranin im zweiten Versuch verzichtet wurde.

Auswertung der Markierversuche

Aus Markierversuchen lassen sich die Fließparameter des untersuchten Mediums bestimmen. Dabei wird vorausgesetzt, daß der Transport des Markierstoffes durch die Prozesse Konvektion, Dispersion und Diffusion gesteuert wird. Aus den gemessenen Tracerdurch-

gangskurven lassen sich die Fließparameter durch Anpassung von geeigneten analytischen Stofftransportmodellen ermitteln.

Zur Bestimmung der Fließparameter des Hanges St. Wilhelm Vordertal wurde das gewöhnliche Dispersionsmodell DM, das in Kapitel 4.3.2 beschrieben wurde, eingesetzt. Das DM geht davon aus, daß der Stofftransport nur durch die Prozesse Dispersion und Konvektion gesteuert wird. Diese Annahme ist für die Modellierung einfachporöser Medien gültig. Die Gleichung zur Bestimmung der Fließparameter bei der Lösung des Inversproblems lautet basierend auf Gleichung (4.22)

$$C(t) = \frac{M}{Qt_0} \frac{1}{\sqrt{4\pi P_D (t/t_{mit})^3}} \exp\left[-\frac{(1-t/t_{mit})^2}{(4P_D t/t_{mit})}\right] \quad (8.3)$$

$C(t)$	Konzentration des Markierstoffes zum Zeitpunkt t
M	Masse des injizierten Markierstoffes
Q	Abfluß im Beobachtungspunkt
P_D	Dispersionsparameter
t_{mit}	mittlere Verweilzeit des Tracers

Die Lösung des Inversproblems bedeutet, daß an die gemessene Tracerdurchgangskurve über eine Best-Fit-Routine Modellkurven angepaßt werden. Die beste Anpassung liefert die gesuchten Fließparameter des untersuchten Systems.

Zusätzlich zu den Parametern aus dem DM wurde noch die intensive Fließgeschwindigkeit bestimmt. Die intensive Fließgeschwindigkeit v_{int} ist definiert als

$$v_{int} = x / t_{int} \quad (8.4)$$

v_{int}	intensive Fließgeschwindigkeit
t_{int}	Zeitpunkt mit maximaler Tracerkonzentration nach Einspeisung
x	Fließstrecke

Der erste Versuch wurde nach einer Periode mit erhöhten Niederschlägen zu einem Zeitpunkt erhöhter Speicherfüllung durchgeführt. Um das Auslaufverhalten und damit das dynamische Verhalten des mobilen Wassers im Hang zu untersuchen, wurde anhand der Abflußmessungen an der Quelle eine Rezessionsanalyse durchgeführt. Die Rezessionsanalyse basiert auf dem ELS. Die Theorie der Rezessionsanalyse ist in Kapitel 4.4 dargestellt. Eine Auswertung des Schüttungsverhaltens der Quelle im zweiten Versuch war nicht möglich, da die Schüttung mit kleiner 0,7 ml/s während des Versuches sehr gering war und die Änderungen im Bereich des Meßfehlers lagen. Kurzfristige Änderungen der Schüttung aufgrund von Niederschlägen wurden nicht ausgewertet.

In der Abbildung 8.4 sind die gemessenen Tracerdurchgangskurven dargestellt. Um die Tracerdurchgänge von Uranin und Naphthionat im ersten Versuch miteinander vergleichen zu können, wurden die Konzentrationen auf die Einspeisemengen normiert. Im ersten Versuch fällt auf, daß die Konzentrationen extrem schnell ansteigen. Die Proben wurden alle zwei Stunden erhoben, beginnend mit einer Stunde nach Einspeisung. In der ersten Probe ist für beide Tracer noch kein Markierstoff vorhanden, aber in der darauffolgenden Probe drei Stunden nach Einspeisung ist das Maximum schon erreicht und es bildet sich ein relativ langes Tailing aus. Im Gegensatz zum Naphthionat bildet sich beim Uranin das Maximum gemessen an der Einspeisemenge nicht so deutlich aus und zusätzlich verläuft das Tailing auf einem sehr hohen Niveau. Daraus wurde geschlossen, daß der Uranindurchgang von Sorptionsprozessen beeinflusst wurde. Dies ist durch die schwach sauren pH-Verhältnisse der Quelle erklärbar. Uranin neigt bei pH-Werten kleiner 7 verstärkt zu Sorption. Da das DM keine Sorptionsprozesse berücksichtigt, wurde der Uranindurchgang nicht ausgewertet.

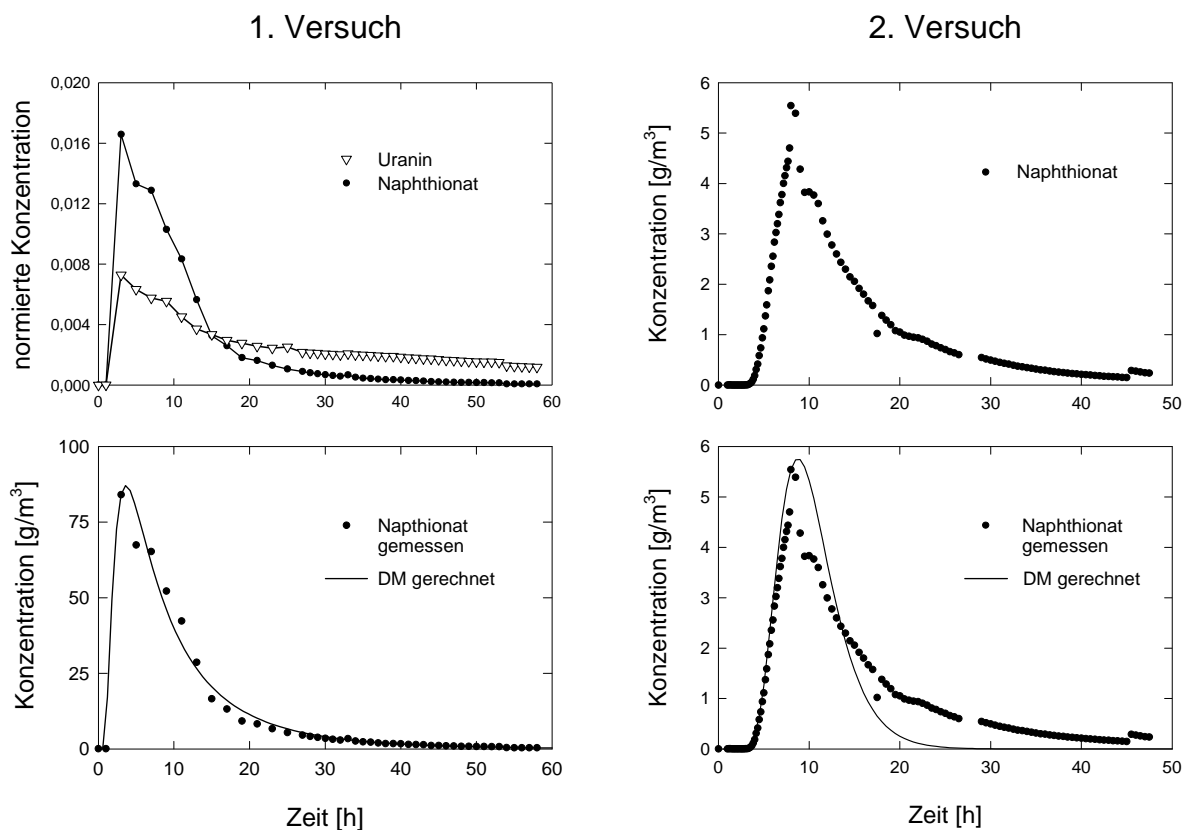


Abb. 8.4 Gemessene und auf der Grundlage des DM gefittete Tracerdurchgangskurven für den 1. Versuch und den 2. Versuch

Auch im zweiten Versuch ist ein sehr schnelles Ansteigen der Naphthionat-Konzentration zu beobachten, wobei hier das Maximum erst nach 8 Stunden erreicht wurde. Es bildet

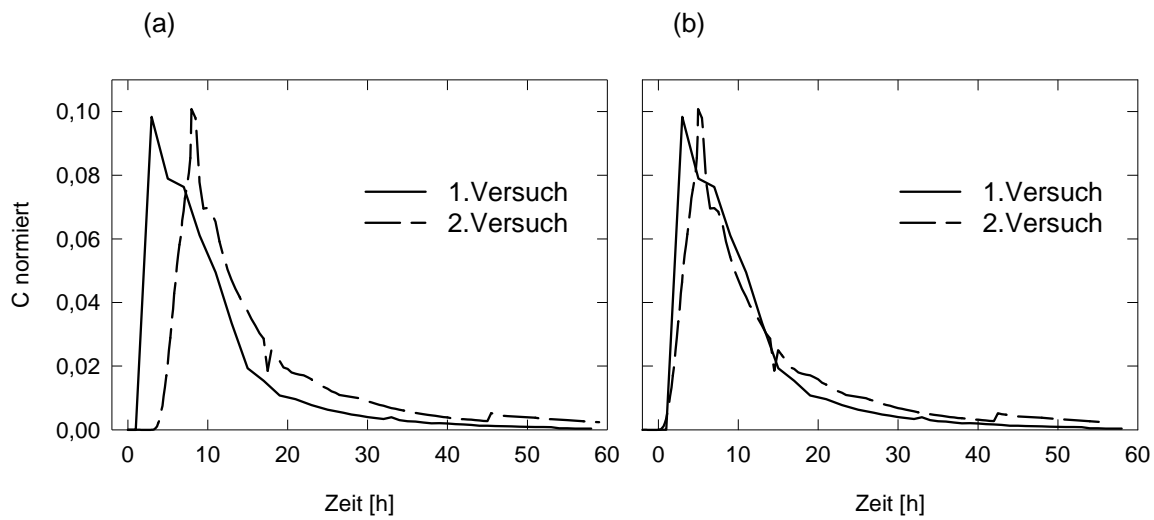
sich wie im ersten Versuch auch ein längeres Tailing aus. Die Tracerdurchgangskurve ist im zweiten Versuch besser dokumentiert als im ersten Versuch, da aufgrund der Erfahrungen aus dem ersten Versuch das Probenahmeintervall auf anfänglich 10 min verdichtet wurde.

An die Naphthionat-Durchgänge aus beiden Versuchen wurde das Stofftransportmodell DM angepaßt (Abb. 8.4). Für beide Versuche konnten gute Anpassungen erhalten werden. Bei der Betrachtung der Naphthionatkurven aus beiden Versuchen fällt auf, daß 24 Stunden nach der Einspeisung beide Durchgänge praktisch schon beendet sind. Das bedeutet, daß der Hauptumsatz an Markierstoff innerhalb eines Tages abgeschlossen war. Dies geht mit dem sehr schnellen Reagieren und Ansteigen der Konzentration einher. Im ersten Versuch stellte sich schon nach 3 Stunden und im zweiten Versuch nach 8 Stunden die maximalen Konzentrationen ein. Dies führt zu intensiven Fließgeschwindigkeiten von ca. 30 m/h im Falle großer Speicherfüllung und zu 11 m/h bei geringeren Speicherfüllungen während der Niedrigwasserperiode (Tab. 8.4). Dieser große Unterschied trat bei den mittleren Verweilzeiten und Fließgeschwindigkeiten nicht auf. Für beide Versuche betrug die mittlere Verweilzeit um 10,5 h, was zu einer mittleren Fließgeschwindigkeit um die 8,5 m/h führte. Im Gegensatz dazu unterscheidet sich die Dispersion in beiden Versuchen erheblich. Im ersten Versuch ist der Dispersionsparameter mit 0,44 um den Faktor 7 größer als der Wert für den zweiten Versuch mit 0,06. Dies hängt damit zusammen, daß es im zweiten Versuch nicht möglich war, das Tailing durch eine größere Dispersion zu beschreiben. Deshalb resultiert im zweiten Versuch aus der gerechneten Anpassung eine geringere Breite der Verteilung der Fließgeschwindigkeiten. Dies führt wiederum zu einer insgesamt höheren Fließgeschwindigkeit, da die langsamen Fließgeschwindigkeiten des Tailings bei der Berechnung der mittleren Fließgeschwindigkeit nicht berücksichtigt werden konnten.

Tab. 8.4 Parameterwerte der Markierversuche am Hang St. Wilhelm Vordertal

Versuch	x [m]	t_{int} [h]	V_{int} [m/h]	t_{mit} [h]	v_{mit} [m/h]	PD [-]
1	88	3	29,3	10,8	8,1	0,44
2	88	8	11,0	10,4	8,5	0,06

In Abbildung 8.5a sind die Naphthionat-Durchgänge aus beiden Versuchen dargestellt. Um die Durchgangskurven besser miteinander vergleichen zu können, wurden sie auf die Fläche 1 normiert. Es fällt auf, daß beide Kurven die gleiche Form besitzen, was besonders durch die gleiche Höhe des Maximums unterstrichen wird. Beide Durchgänge lassen sich durch eine Verschiebung von $\Delta t = 3$ h zur Deckung bringen (Abb. 8.5b). Durch diese Veränderung lassen sich die Ergebnisse des zweiten Versuches mit den Ergebnissen aus dem ersten Versuch neu interpretieren. Aufgrund der Ausbildung eines fast identischen Kurvenverlaufes in beiden Versuchen wird die Dispersion aus Versuch 1 als repräsentativ angenommen. Dies läßt sich damit begründen, daß die hohe Dispersion aus dem ersten Versuch beide Durchgänge besser beschreibt als die geringe Dispersion aus Versuch 2.



Die mittlere Verweilzeit für den zweiten Versuch ergibt sich dann aus der Verweilzeit aus dem ersten Versuch zuzüglich der Zeitverschiebung von 3 h. Diese dreistündige Zeitverschiebung läßt sich aus den unterschiedlichen Randbedingungen beider Versuche ableiten. Der erste Versuch fand zu Zeiten einer hohen Speicherfüllung statt. Im Gegensatz dazu fand der zweite Versuch während Niedrigwasserabfluß zu Zeiten geringer Speicherfüllung statt. Die dreistündige Verzögerung von Versuch 2 könnte sich aus einer verlängerten vertikalen Passage durch die ungesättigte Zone aufgrund der geringeren Speicherfüllung ergeben. Für den zweiten Versuch würde sich damit eine mittlere Verweilzeit von ca. 14 h ($10,8 + 3$ h) mit einem Dispersionsparameter von 0,44 ergeben.

Abb. 8.5 (a) Vergleichende Darstellung der Naphthionat-Tracerdurchgangskurven aus dem 1. und 2. Versuch
 (b) Durchgangskurve aus dem 2. Versuch, um 3 h verschoben

Auswertung der Schüttungsmessung

Während des ersten Versuches konnte die Abnahme der Schüttung an der Quelle gemessen werden (Abb. 8.6). Es fällt auf, daß innerhalb der ersten 9 Tage nach Versuchsbeginn die Schüttung sehr stark abnimmt und sich dann anschließend nur noch langsam verringert. Auch in der logarithmierten Darstellung ist nach 9 Tagen deutlich ein Knickpunkt zu erkennen. Anhand des markanten Knickpunktes konnte das Auslaufverhalten der Quelle am besten durch zwei Rezessionsäste wiedergegeben werden. Das bedeutet, daß der Hang durch zwei parallele Einzellinearspeicher konzeptionalisiert werden kann (MIKOVARI et al. 1995).

Tab. 8.5 Ergebnisse der Rezessionsanalyse an der Quelle St. Wilhelm Vordertal

Speicher	Speicherkonstante K [d]
S1	2,8
S2	10,4

Der Speicher S1 zeigt mit einer Speicherkonstanten von 2,8 d eine hohe Dynamik (Tab. 8.5). Die Speicherkonstante ist mit einer mittleren Verweilzeit des Wassers von 2,8 d im

Speicher gleichzusetzen. Dieser Speicher ist den oberen gutdurchlässigen Bereichen der Hangschuttdecke zuzuordnen, die bei Niederschlagsinput und hohen Speicherfüllungen schnell reagieren. Speicher S2 weist eine geringere Dynamik auf. Die mittlere Verweilzeit beträgt 10,4 d. Die Schüttung nimmt mit der Zeit immer noch stark ab. Es ist anzunehmen, daß S2 die tieferen Bereiche der Hangschuttdecke repräsentiert.

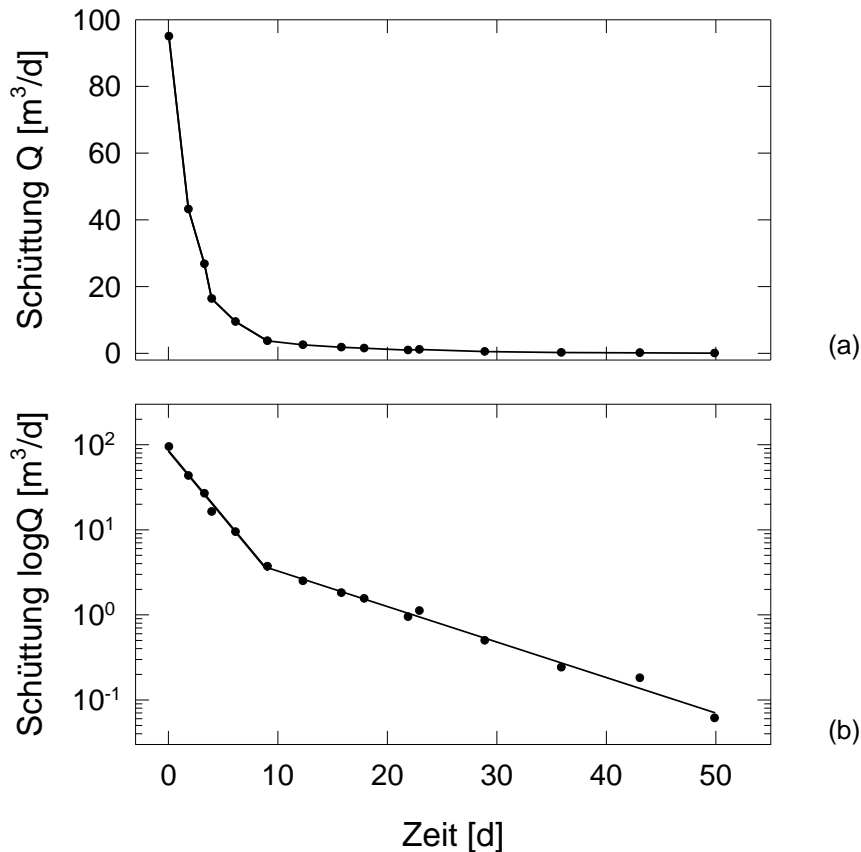


Abb. 8.6 (a) Gemessener Schüttungsrückgang an der Versuchsquelle St. Wilhelm Vordertal
 (b) Schüttungsrückgang simuliert mit zwei parallelen Einzellinearspeichern

Bewertung der Ergebnisse aus den Markierversuchen

Am Hang St. Wilhelm Vordertal wurden Markierversuche durchgeführt, um die Dynamik der Hangschuttdecken bei der Abflußbildung im Brugga-Einzugsgebiet zu untersuchen. Es wurden zwei Markierversuche durchgeführt. Der erste Versuch wurde nach einer Periode mit hohen Niederschlägen durchgeführt und repräsentiert die Hangschuttdecke im Stadium hoher Speicherfüllung. Der zweite Versuch wurde am Ende der Niedrigwasserperiode durchgeführt und zeigt das Verhalten der Hangschuttdecke bei geringer Speicherfüllung.

Bei beiden Versuchen reagierte der Hang sehr schnell und der Hauptumsatz an Markierstoff erfolgte innerhalb von 24 h. Die Zeiten bis zum Tracermaximum betragen 3 bzw. 8 Stunden und die mittleren Verweilzeiten zwischen 11 bis 14 h. Diese Ergebnisse können auf den Wasserumsatz übertragen werden und bedeuten, daß der Wasserumsatz in den Hangschuttdecken sehr schnell erfolgt.

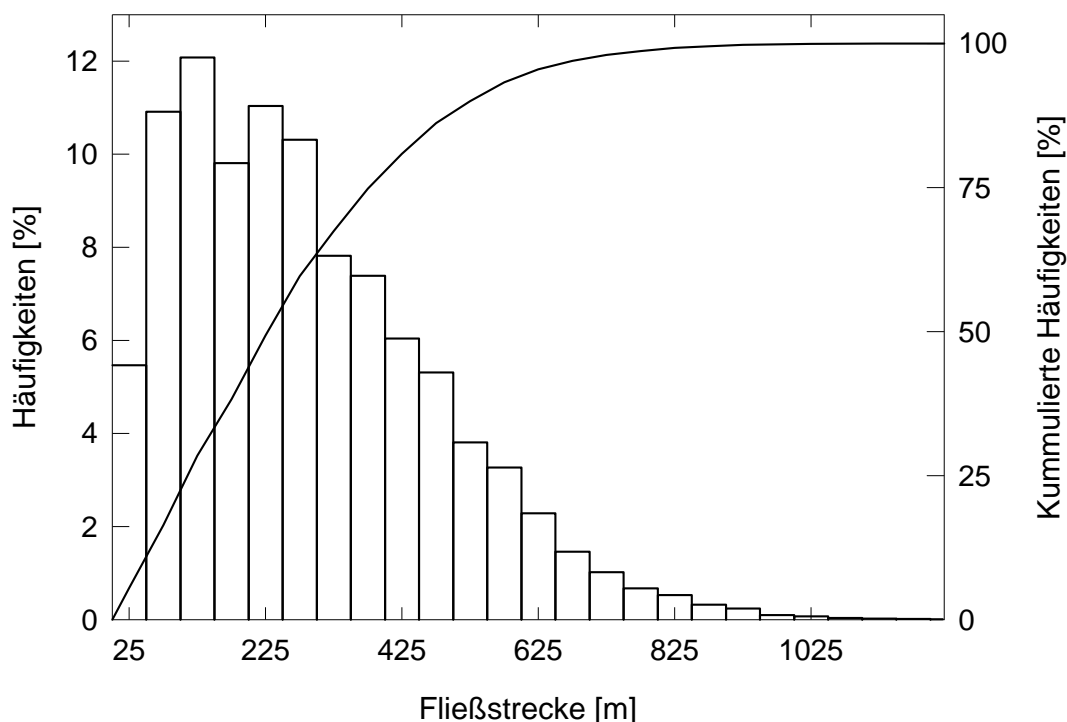


Abb. 8.7 Häufigkeitsverteilung der Fließweglängen im Brugga-Einzugsgebiet

Bei der Übertragung der Ergebnisse der Markierversuche ist zu beachten, daß die Fließwegstrecke nur 88 m betrug. Um die Ergebnisse auf das Einzugsgebiet übertragen zu können, wurde eine Analyse der Fließweglängen auf den Hängen mittels des GIS DEDNM (MARTZ & GARBRECHT 1993, GARBRECHT & MARTZ 1993, CLUIS et al. 1996) durchgeführt. Bei der Bestimmung der Fließweglängen wurde für jedes Pixel die Strecke zum nächstgelegenen Vorfluter bestimmt. Hierbei wurde aber nicht die kürzeste euklidische Strecke ermittelt, sondern die Fließstrecke, die dem größten Hanggradienten folgend dem Vorfluter zustrebt. Dabei wurde angenommen, daß der Potentialgradient im Hang mit der Hangneigung korreliert. Die Verteilung der Fließstrecken ist linkschief ausgeprägt (Abb. 8.7). Das bedeutet, daß die kurzen Distanzen gegenüber den langen Fließstrecken in ihrer Häufigkeit dominieren. Der Modalwert der Verteilung beträgt 125 m, der Median 225 m und der Mittelwert 286 m. Diese Mittelwerte betragen das ca. 1,5 bis 3fache der Fließstrecke aus den Markierversuchen.

Über den Ansatz einer linearen Übertragung der Ergebnisse aus den Markierversuch würde dies zu mittleren Verweilzeiten zwischen 15 und 30 h führen. Für die intensiven Ver-

weilzeiten ergeben sich dann Werte zwischen 4,5 und 24 h. Wird bei der Ermittlung der intensiven Verweilzeit nur der Modalwert, der der maximale (intensive) Wert der Häufigkeitsverteilung ist, zugrunde gelegt, dann schwanken die intensiven Verweilzeiten zwischen 4,5 und 12 h. Daraus läßt sich für die Abflußbildung ableiten, daß bei hoher Sättigung der Hangschuttdecke nach 4,5 h der Maximalabfluß aus der Hangschuttdecke das Gewässernetz erreicht. In der Niedrigwasserperiode bei geringer Füllung des Hangschuttdeckenspeichers ist dieser Wert mit 12 h immer noch sehr klein. Dies verdeutlicht eindrücklich den Stellenwert der Hangschuttdecken bei der Abflußbildung im Einzugsgebiet der Brugga (MEHLHORN et al. 1998).

8.3 Bestimmung von Speicherräumen über die Rezessionsanalyse

Zielsetzung der Rezessionsanalyse war die zusätzliche Bestimmung von Speicherräumen und Verweilzeiten über eine weitere unabhängige Methode. Die Rezessionsanalyse wurde mit dem analytischen Ganglinienseparations-Programm DIFGA (SCHWARZE 1985) durchgeführt (BRAUN 1997). DIFGA ist ein halbgraphisches Separationsprogramm, das die Möglichkeit bietet, maximal vier Speicherräume in einem Einzugsgebiet zu ermitteln. Dabei beruht DIFGA auf der Parallelschaltung von Einzellinearspeichern (ELS). Durch halblogarithmisches Auftragen der Ganglinie werden für die ELS schrittweise die Speicherkonstanten und Abflußanteile ermittelt. Begonnen wird mit der langsamsten Abflußkomponente. Für die folgenden Komponenten wird dann von einer Differenzganglinie zwischen gemessenen und abgetrennten Komponenten ausgegangen. Die vierte und letzte Komponente wird als Restgröße aus den bereits abgetrennten Abflußanteilen und der gemessenen Ganglinie bestimmt. Eine Überprüfung der Abtrennung erfolgt über eine monatliche Wasserbilanzrechnung. DIFGA unterscheidet in folgende Abflußkomponenten:

- langfristiger Basisabfluß QG2
- schneller Basisabfluß QG1
- langsamer Direktabfluß QD2
- schneller Direktabfluß QD1

mit den jeweils zugehörigen Speichern SG2, SG1, SD2 und SD1.

Die Rezessionsanalyse wurde auf Tageswertbasis für die 10jährige Datenreihe 1975-1984 und die verkürzte Zeitreihe Juli 1995 - April 1996 durchgeführt, so daß es möglich ist, die Ergebnisse aus Modellierung, Tracerhydrologie und Rezessionsanalyse zu vergleichen. Den rein analytischen Abflußkomponenten von DIFGA sollten somit physiographische Speicher aus dem Einzugsgebiet zugeordnet werden können.

Mit DIFGA wurden für das Brugga-Einzugsgebiet vier Speicherräume ausgewiesen. Schwierigkeiten gab es bei der Bestimmung des langfristigen Basisabflusses, da nur sehr wenige niederschlagsfreie Zeiträume auftraten, bei denen davon ausgegangen werden konnte, daß der langsame Basisabfluß den Hauptanteil des Abflusses darstellte. Daher wurde zur Bestimmung der langsamen Basisabflußkomponente die erweiterte Abflußmeß-

reihe 1945-1993 verwendet. Trotzdem konnte die Abtrennung der langsamen Basiskomponente nur an vier Perioden erfolgen. Jedoch variierten die ermittelten Speicherkonstanten für diese vier Perioden nur gering. Die Ermittlung der nachfolgenden Komponenten erfolgte problemlos. Die Speicherkonstanten betragen 340 d für die langsame und 15 d für schnelle Basisabflußkomponente (Tab. 8.6).

Tab. 8.6 Speicherkonstanten und Abflußanteile der DIFGA-Analyse für das Brugga-Einzugsgebiet (nach BRAUN 1997)

Abflußkomponente	Speicherkonstante [d]	Abflußanteil [%]	
		1975-1984	1995/1996
QG2	340	29,2	37,1
QG1	15	35,8	16,7
RD2	3,8	20,1	28,2
RD1	< 1	14,9	18,0

Zur Ermittlung der Direktabflußkomponenten wurden zusätzlich zu den Tageswerten auch noch Stundenwerte von zwei Hochwasserereignissen verwendet. Bei beiden Ereignissen wurden Speicherkonstanten von rund 4 Tagen ermittelt. Dieser Wert stimmt mit den Resultaten aus den Tageswerten überein, wobei aber die Speicherkonstanten für einzelne Ereignisse variieren. Der Mittelwert betrug 3,8 d. Die exakte Bestimmung der schnellen Direktabflußkomponente auf Tageswertbasis war nicht möglich, da diese kleiner als ein Tag war. Auch bei der Betrachtung der Stundenwerte konnte keine eindeutige Bestimmung der Speicherkonstanten erfolgen, so daß die Speicherkonstante für die schnelle Direktabflußkomponente mit kleiner 1 d angegeben wird.

Als analytisches Ganglinienseparationsprogramm liefert DIFGA neben den Speicherkonstanten die Anteile der einzelnen Komponenten am Gesamtabfluß auf täglicher Basis. Für die Zeitreihe 1975-1984 wurde ein Abflußanteil der Basiskomponenten von 65 % ermittelt (Tab. 8.6). Wird wie in SCHWARZE et al. (1992) auch der langsame Direktabfluß zur verzögerten Abflußkomponente hinzugerechnet, so beträgt der Anteil der verlangsamteten Komponenten 85,1 % am Gesamtabfluß. Es verbleiben 14,9 % für die schnelle Direktabflußkomponente. Für die kürzere Zeitreihe 1995/1996 ergeben sich zum Teil vom Durchschnitt 1975-1984 abweichende Werte. Es liegen aber alle Werte noch innerhalb der Spannbreite der Jahre 1975-1984. Der langsame Basisabfluß erhöht sich auf 37,1 %. Insgesamt findet aber eine Verschiebung zu den direkten Abflußkomponenten hin statt, da der schnelle Basisabfluß nur noch einen Anteil von 16,7 % ausmacht. Der Beitrag der direkten Komponenten ist zusammengenommen 46,2 %, wobei die langsame Komponente mit 28,2 % und die schnelle Komponente mit 18,0 % zum Abfluß beiträgt.

Der höhere Anteil der Direktabflußkomponente der Zeitreihe 1995/1996 läßt sich auf die große Anzahl von Hochwasserereignissen zurückführen, die von kurzzeitigen Niederschlagsereignissen mit hohen Summen ausgelöst wurden. Zwischen den einzelnen Ereignissen fällt der Abfluß relativ schnell wieder auf ein geringes Niveau ab. Es ist ersichtlich, daß es keine Phasen gibt, in denen es zu einer kontinuierlichen Füllung des schnellen Basisabflußspeichers kommt (Abb. 8.8).

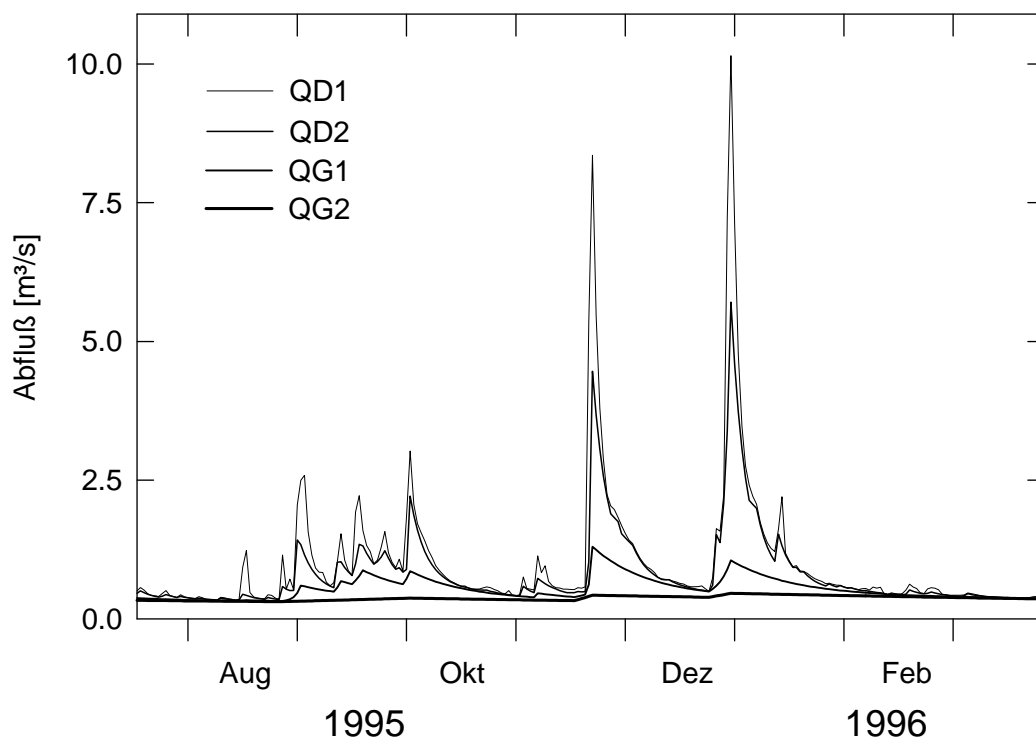


Abb. 8.8 Mit DIFGA abgetrennte Abflußanteile für den Zeitraum 15. Juli 1995 bis 31. März 1996 (nach BRAUN 1997)

Als weiteres Ergebnis liefert DIFGA Werte zu den Speicherfüllungen, aus denen die einzelnen Abflußkomponenten resultieren. Diese Angaben beziehen sich dabei auf das mobile Wasservolumen, das im jeweiligen Speicherraum vorhanden ist. Die Speicherfüllung kann in mm angegeben werden, wenn eine flächenhafte Ausbreitung des Speichers auf die gesamte Fläche des Untersuchungsgebietes vorausgesetzt wird. Die Speicherfüllungen berechnen sich nach den Gleichungen (4.27) und (4.34). Da für den Speicher SD1 keine konkrete Speicherkonstante ermittelt wurde, konnte auch keine Speicherfüllung errechnet werden. Die größte mittlere Speicherfüllung nimmt der Speicher SG2 mit 319 mm ein (Tab. 8.7).

Die mittleren Speicherfüllungen von SG1 und SD2 nehmen stark ab; im Vergleich zu SG2 dagegen die Varianzen stark zu. Beide Tatsachen sind durch die Verringerung der Spei-

cherkonstanten zu erklären. Bei der annähernd gleichen Verteilung der Abflußanteile müssen sich bei der Verringerung der Speicherkonstanten aufgrund von Gleichung (4.34) die Varianzen der Speicherfüllungen erhöhen. Eine kleinere Speicherkonstante bedeutet weiterhin, daß der Speicherinhalt innerhalb einer Zeitspanne häufiger erneuert wird und der Speicher daher im Mittel eine geringere Füllung aufweisen muß, um den gleichen mittleren Abflußanteil zu erbringen wie ein Speicher mit größerer Speicherkonstante.

Tab. 8.7 Mit DIFGA bestimmte Speicherfüllungen [mm] im Brugga-Einzugsgebiet (nach BRAUN 1997)

Speicherraum	Maximal	Mittel	Minimal
SG2	517	319	174
SG1	145	17	0,2
SD2	37	2,4	0,0

Es ist wichtig festzuhalten, daß bisher nur eine reine Darstellung der Ergebnisse der DIFGA-Untersuchungen ohne eine Interpretation erfolgt ist. Diese Ergebnisse sind analytisch und rein an der Abflußganglinie orientiert, wobei Informationen über die Dynamik des mobilen Wassers im System dargestellt wurden. Erkenntnisse zu Fließwegen des Wassers im System werden nicht erhalten, so daß ohne zusätzliche Untersuchungen eine Zuweisung der künstlichen DIFGA-Speicher zu physikalischen Speichern und Fließwegen nicht erfolgen darf. Eine Interpretation der DIFGA-Ergebnisse ist in Kombination mit tracerhydrologischen Untersuchungen durchführbar (SCHWARZE et al. 1991, CUI 1997). Die Interpretation der Ergebnisse und ihre weitere Verwendung in der N-A-Modellierung erfolgt im anschließenden Kapitel.

9 Optimierung der N-A-Modellierung anhand tracerhydrologischer Ansätze

Auf der Grundlage der bisherigen Ergebnisse wurde die Integration der tracerhydrologischen Ansätze in die N-A-Modellierung durchgeführt. Dies erfolgte in zwei Schritten. Im ersten Schritt wurde auf der Basis der tracerhydrologischen Untersuchungen und der DIFGA-Analyse ein Konzept zur Abflußbildung erarbeitet, das die hydrogeologische Raumgliederung darstellt. Die Abflußanteile der einzelnen Speicherräume basierend auf der hydrogeologischen Raumgliederung wurden mit denen aus der N-A-Modellierung verglichen. Dieser Vergleich kann eine Validierung der N-A-Modellierung bedeuten oder aber bei stark abweichenden Ergebnissen zu einer neuen Anpassung unter Berücksichtigung der hydrogeologischen Raumgliederung führen.

Im zweiten Schritt wurde der Einzel-Linear-speicher (ELS) des Grundwassermoduls in PRMS/MMS durch das DM ersetzt. Zuerst sollte getestet werden, ob es möglich ist, den Grundwasserabfluß in N-A-Modellen anhand des Dispersionsmodelles (DM) und der Parameter Mittlere Verweilzeit und Dispersionsparameter zu modellieren. Danach wurde dann die Grundidee aufgenommen und untersucht, inwieweit es möglich ist, die aus den tracerhydrologischen Untersuchungen ermittelten Parameter Verweilzeit und Dispersionsparameter direkt zur Modellierung des Grundwasserumsatzes innerhalb eines N-A-Modells zu verwenden.

Beide Schritte gehen dabei auf die Zielsetzung ein, tracerhydrologische Ansätze und Ergebnisse zur Optimierung der N-A-Modellierung zu verwenden.

9.1 Hydrogeologische Raumgliederung

Zur Erstellung der hydrogeologischen Raumgliederung standen die Ergebnisse aus den Untersuchungen mit Umwelttracern und künstlichen Tracern sowie der Ganglinienanalyse mit DIFGA und der Rezessionsanalyse an einer Quelle zur Verfügung. Diese Ergebnisse basieren auf den Daten des Zeitraumes 15. Juli 1995 bis 30. April 1996. Auf dieser Grundlage wurde ein Konzeptmodell zur Abflußbildung im Brugga-Einzugsgebiet erstellt, das gleichzeitig die hydrogeologische Raumgliederung für die Modellierung darstellt. Eine vorrangige Frage bei der Erstellung der Raumgliederung war es, ob im Untersuchungsgebiet die Ergebnisse aus den experimentellen Traceruntersuchungen und dem vollständig analytischen Vorgehen bei DIFGA verglichen und in welcher Form sie gegebenenfalls kombiniert werden können.

Der Vergleich und auch die Kombination von tracerhydrologischen Ergebnissen mit DIFGA wurde schon für kleine Einzugsgebiete durchgeführt (SCHWARZE et al. 1991, SCHWARZE et al. 1994, SCHWARZE 1996, SCHWARZE et al. 1997). Im Gegensatz zum Untersuchungsgebiet Lange Bramke im Oberharz, für welches angenommen wurde, daß die hydrogeologischen Umsatzräume teilweise in Serie angeordnet sind (HERRMANN et al.

1984, HERRMANN et al. 1986, HERRMANN et al. 1989, HERRMANN & SCHÖNINGER 1992), wird im Brugga-Einzugsgebiet davon ausgegangen, daß die einzelnen Speicherräume hauptsächlich parallel zum Abfluß beitragen. Dies ist insbesondere durch die steile Morphologie und die vielen Quellen im Untersuchungsgebiet, die direkt die Speicherräume entwässern, begründet. Die Passage von Kluftgrundwasser durch einen ausgeprägten Porengrundwasserleiter, wie es sich in der Langen Bramke darstellt, ist im Brugga-Einzugsgebiet nicht gegeben. Dies ist auf das überwiegende Fehlen eines ausgeprägten Porengrundwasserleiters in den Talauen des Untersuchungsgebiet zurückzuführen.

Nach den tracerhydrologischen Ergebnissen sind vier Speicherräume am Wasserumsatz im Brugga-Einzugsgebiet beteiligt (Tab. 9.1 und 9.2). Dies deckt sich mit den Ergebnissen der Ganglinienanalyse mit DIFGA. Hier muß aber klar angemerkt werden, daß das Programm DIFGA insgesamt vier Umsatzräume zuläßt. Das Prinzip, auf dem DIFGA basiert, könnte aber genauso nur drei oder aber auch fünf theoretische Umsatzräume zulassen. Aufgrund der Vorgabe von vier möglichen Speicherräumen wird es bei der simplen Anwendung von DIFGA immer zu einer Ausweisung von vier Speicherräumen kommen, auch wenn dies hydrologisch unter Umständen falsch wäre. Um dies zu verhindern, sollte DIFGA nur mit Zusatzinformationen zu möglichen Speicherräumen im Untersuchungsgebiet durchgeführt werden.

Tab. 9.1 Verweilzeiten der Speicherräume im Brugga-Einzugsgebiet ermittelt nach unterschiedlichen Methoden

Physiographische Speicherräume	Umwelt-tracer	Künstliche Tracer	Synthetische Speicher-räume	DIFGA	Rezession Quelle
Sättigungs-flächen	< 1 d		SD1	< 1 d	
Makroporen		11 h bzw.			
Obere Hangschuttdecke	16-18 mon	< 1d	SD2	3,8 d	2,8 d
Untere Hangschuttdecke	24-38 mon		SG1	15 d	10,4 d
Gneisaquifer	30 mon		SG2	340 d 11,3 mon	

Bei der hydrogeologische Raumgliederung ist die wichtigste Frage, ob den analytischen Speichern aus DIFGA auch die bekannten physiographischen Speicher zugeordnet werden können. Für das Brugga-Einzugsgebiet kann diese Zuordnung nicht immer direkt erfolgen. Trotzdem läßt sich mit den Ergebnissen aus der Tracerhydrologie und der Ganglinienanalyse ein Konzeptmodell zur Abflußbildung im Untersuchungsgebiet ableiten.

Beim ersten Speicherraum handelt es sich physiographisch um die Sättigungsflächen und Makroporen. Dieser Speicher liefert die direkte Abflußkomponente. Tracerhydrologisch ausgedrückt handelt es sich hierbei um Ereigniswasser. Daß zu diesem Speicherraum neben den Sättigungsflächen auch Makroporen der oberen Hangschuttdecke gehören, läßt sich aus den Ergebnissen der Markerversuche mit künstlichen Tracern ableiten. Die auf längere Fließwege hochgerechneten Verweilzeiten zeigten, daß der überwiegende Wasserumsatz der direkten Komponente in der oberen Hangschuttdecke innerhalb eines Tages abgeschlossen war (Tab. 9.1). Dies Ergebnis deckt sich auch mit den Verweilzeiten der direkten Komponente, die sich aus den Untersuchungen zum Verhalten der elektrischen Leitfähigkeit und dem pH-Wert während Niederschlagsereignissen ergaben. Und dies ist wiederum identisch mit der Verweilzeit, die DIFGA für den Speicherraum SD1 ermittelte (Tab. 9.1).

Tab. 9.2 Abflußanteile der Speicherräume im Brugga-Einzugsgebiet nach tracerhydrologischer Ganglinienseparation und DIFGA für den Zeitraum 15. Juli 1995 - 30. April 1996

Physiographischer Speicherraum	Tracer ¹⁾	DIFGA	Synthetischer Speicherraum
Sättigungsflächen und Makroporen	bis 45 % am Anfang eines Ereignisses	18 %	SD1
Obere Hangschuttdecke	65-75 % während des Ereignisses	28 %	SD2
Untere Hangschuttdecke	10-15 % Basisabfluß	17 %	SG1
Gneisaquifer	85-90 % Basisabfluß	37 %	SG2

¹⁾Die Summe der tracerhydrologischen Abflußanteile in dieser Spalte ergibt nicht 100 %, da die Abflußanteile für unterschiedliche Perioden wie Hochwasser und Niedrigwasser angegeben werden.

Als zweiter Speicherraum wird die obere Hangschuttdecke angesprochen. Wie aber schon ausgeführt wurde, trägt auch ein Teil dieses Speicherraumes zur Direktabflußkomponente bei. Hier handelt es sich überwiegend um die Hänge, an deren Oberfläche Blockschutthalde ausgebildet sind. In diesen Blockschutthalde, aufgebaut aus Steinen und Blöcken mit nur sehr geringem Anteil an feinkörnigem Material, erfolgt ein rascher Wasserumsatz durch großvolumige Porensysteme. Der eigentliche Speicherraum Obere Hangschuttdecke ist aber durch die Haupt- und Basisfolge charakterisiert, die mit sehr großen Anteilen (65-75 %) zum Abfluß bei Hochwasserereignissen beiträgt (Tab. 9.2). Die tracerhydrologische Verweilzeit beträgt für diesen Speicherraum 16-18 mon. Dem steht eine Verweilzeit von 3,8 d des DIFGA-Speichers SD2 gegenüber (Tab. 9.1). Die Rezessionsanalyse an der Hangfußquelle erbrachte eine vergleichbare Verweilzeit von 2,8 d zur Beschreibung einer schnellen Komponente aus der oberen Hangschuttdecke. Die Verweilzeit der langsameren

Komponente an der Hangfußquelle betrug 10,4 d, die wiederum vergleichbar mit der Verweilzeit von 15 d für den DIFGA-Speicherraum SG2 ist. Das deutet darauf hin, daß die obere Hangschuttdecke durch die beiden DIFGA-Speicher SD2 und SG1 wiedergegeben wird. Hierfür sprechen zwei Gründe: Erstens erscheint die Verweilzeit von 10-15 d für die untere Hangschuttdecke als zu kurz, und zweitens ist es möglich, daß der DIFGA-Speicher SD2 die Hauptfolge und der DIFGA-Speicher SG1 die Basisfolge erfassen. Das würde weiterhin bedeuten, daß der Speicher SG2 die untere Hangschuttdecke und den Gneisaquifer gemeinsam beschreibt. Die Verweilzeit von 340 d erscheint plausibel für diese beiden Kompartimente. Daß die untere Hangschuttdecke und der geklüftete Gneisaquifer auch tracerhydrologisch nicht unbedingt sauber zu trennen sind, belegen die tracerhydrologisch ermittelten Verweilzeiten dieser Speicherräume. Hier schließt die Verweilzeit der unteren Hangschuttdecke von 24 bis 38 mon die des Kluffgrundwasserleiters von 30 mon mit ein (Tab. 9.1).

Der Vergleich zwischen den Abflußanteilen aus den Tracerergebnissen und der DIFGA-Analyse ist nur eingeschränkt möglich (Tab. 9.2), da sich die Abflußanteile aus der tracerhydrologischen Ganglinienseparation nur aus einzelnen Ereignissen und wenigen Meßpunkten ableiten. Eine durchgängige Ganglinienseparation für den Zeitraum 15. Juli 1995 bis 30. April 1996 konnte nicht durchgeführt werden, so daß sich die Ergebnisse auf einzelne Ereignisse stützen und keine Aussage über den Gesamtwasserumsatz für diese Periode zulassen. Sie liefern Informationen zu den Abflußanteilen zum Zeitpunkt des Meßwertes. Im Gegensatz dazu sind die DIFGA-Ergebnisse in Tabelle 9.2 bezogen auf den Gesamtwasserumsatz für diesen Zeitraum.

Um aber dennoch ein Vergleich herstellen zu können, wurden die Ergebnisse der DIFGA-Ganglinienseparation für einzelne Ereignisse auf ihre Abflußanteile hin untersucht. Dabei wurden die Perioden Ende August bis Anfang Oktober 1995 und die extremen Ereignisse im November und Dezember 1995 herangezogen werden. Hierbei wurde nicht für die jeweiligen Ereignisse der Anteil der einzelnen Komponenten am Gesamtwasserumsatz des Ereignisses betrachtet, sondern die Entwicklung der Beiträge der einzelnen Komponenten über das Ereignis. Als Beispiel sind die Abflußkomponenten des Ereignisses ab 16. Dezember 1995 bis 4. Januar 1996 in Tabelle 9.3 dargestellt. Die Abflußkomponenten sind für den gesamten Zeitraum Juli 1995 bis April 1996 in Abbildung 8.8 schon graphisch dargestellt worden. Anhand von Tabelle 9.3 und Abbildung 8.8 lassen sich zwei Aussagen machen, die sich mit den tracerhydrologischen Ergebnissen vergleichen lassen.

Der erste Vergleich besteht im jeweiligen Anteil der Direktabflußkomponente. Tracerhydrologisch werden für kurze Zeiträume bis zu 45 % Direktabflußanteil erreicht. Werte in der gleichen Größenordnung wurden auch mit DIFGA ermittelt. Im Beispiel vom Ereignis ab dem 16. Dezember 1995 werden am 24. und 25. Dezember Werte von 40-50 % erreicht, die dann wieder stark abnehmen. Bei der Betrachtung von Abbildung 8.8 ist weiterhin für den gesamten Zeitraum ersichtlich, daß insbesondere für die Monate August und September 1995 die mit DIFGA ermittelten Direktabflußanteile bis zu 50 % annehmen können. Die Ergebnisse aus den Untersuchungen zur elektrischen Leitfähigkeit und zum pH-Wert, die den tracerhydrologischen Direktabflußanteil von 45 % lieferten, stammen aus diesem Zeitraum (LEIBUNDGUT et al. 1996).

Die zweite Aussage liefert in Verbindung mit der Tracerhydrologie eine weitere Bestätigung, daß die obere Hangschuttdecke durch die beiden Speicher SD2 und SG1 wiedergegeben wird. Dies läßt sich aus der Betrachtung der DIFGA-Abflußanteile für diesen Speicherraum ableiten. Nach den Ergebnissen aus der Tracerhydrologie trägt die obere Hangschuttdecke mit 65-75 % Anteil zum Hochwassererabfluß bei. Dieser hohe Abflußanteil wird durch den DIFGA-Speicher SD2 zu keinem Zeitpunkt erreicht (Tab. 9.3). Ein Anteil von 65-75 % wird nur in Kombination mit dem Speicher SG1 erreicht. Dies bedeutet, daß neben den Verweilzeiten auch die Abflußanteile darauf hindeuten, daß die obere Hangschuttdecke durch die beiden DIFGA-Speicher SD2 und SG1 repräsentiert wird und die untere Hangschuttdecke mit dem Kluftaquifer gemeinsam durch den Speicher SG2 konzeptionalisiert wird.

Tab. 9.3 Abflußanteile der DIFGA-Speicherräume während des Hochwasserereignisses vom 16. Dezember 1995 bis 4. Januar 1996

Datum	SG2	SG1	SD2	SD1
16.12.95	67,4	21,6	1,9	9,1
17.12.	66,0	19,9	1,4	12,7
18.12.	72,0	20,5	1,1	6,5
19.12.	78,4	20,8	0,8	0,0
20.12.	54,0	18,6	9,2	18,2
21.12.	25,4	11,4	56,6	6,6
22.12.	26,8	15,7	44,7	12,8
23.12.	19,5	14,8	59,3	6,4
24.12.	6,2	6,1	34,4	53,2
25.12.	4,5	5,8	45,9	43,8
26.12.	6,5	7,8	50,2	35,6
27.12.	9,6	10,9	57,7	21,8
28.12.	13,2	14,1	61,0	11,7
29.12.	16,6	16,7	59,0	7,7
30.12.	18,8	18,0	51,8	11,4
31.12.	20,5	18,4	54,6	6,5
01.01.96	21,9	18,5	56,0	3,7
02.01.	25,8	20,6	51,1	2,5
03.01.	29,3	22,0	44,7	4,0
04.01.	32,7	23,1	38,4	5,8

Zusammengefaßt stellt sich die hydrogeologische Raumgliederung wie folgt dar: Insgesamt sind vier physiographische Speicherräume am Wasserumsatz im Brugga-Einzugsgebiet beteiligt. Der erste Speicherraum liefert die Direktabflußkomponente von den Sättigungsflächen und der oberen Hangschuttdecke. Den zweiten Speicherraum, der durch die DIFGA-Speicher SD2 und SG1 wiedergegeben wird, bildet die obere Hangschuttdecke. Dabei konzeptionalisieren die beiden Speicher SD2 und SG1 die indirekte Abflußkompo-

nente aus der oberen Hangschuttdecke, die mit großem Anteil zum Hochwasserabfluß beiträgt. Der dritte Speicherraum, die untere Hangschuttdecke, läßt sich aus der tracerhydrologischen Ganglinienanalyse nachweisen, wird aber aufgrund seiner tracerhydrologischen Verweilzeit zum vierten Speicherraum, dem geklüfteten Gneisaquifer hinzugeordnet. Beide Speicherräume werden zusammengefaßt durch den DIFGA-Speicher SG2 repräsentiert.

9.2 Vergleich der modellierten Abflußkomponenten mit den Ergebnissen der Raumgliederung

Um die Abflußkomponenten der N-A-Modellierung mit den Ergebnissen der Raumgliederung vergleichen zu können, wurde das N-A-Geschehen für den Zeitraum 15. Juli 1995 bis 30. April 1996 simuliert. Die Modellierung wurde auf der Grundlage der hydrologischen Raumgliederung in homogene Flächen und dem gleichen Parametersatz, wie er zur Modellierung des Wasserhaushaltes für die Periode 1975 bis 1984 verwendet wurde, durchgeführt. Da nur für die Niederschlagsstation Schauinsland ein durchgehender Datensatz vorhanden war, mußten die Parameter PCOR zur Niederschlagskorrektur für die einzelnen HRUs neu angepaßt werden. Dies war notwendig, da in der Periode 1975 bis 1984 der Niederschlagsinput auf der Basis der Stationen Hofgrund, St. Wilhelm und Feldberg ermittelt wurde.

In Abbildung 9.1 sind die gemessenen und simulierten täglichen Abflüsse für den Zeitraum 15. Juli 1995 bis 30. April 1996 dargestellt. Die optische Betrachtung zeigt eine sehr gute Anpassung der berechneten Ganglinie an die gemessene Ganglinie. Dies kommt auch durch das statistische Gütemaß der Efficiency von 0,91 zum Ausdruck. Dieser gute Wert läßt sich auf die gute Erfassung der Hochwasserspitzen im November und Dezember zurückführen. Die Log-Efficiency, die den Einfluß von Hochwasserspitzen nicht so stark bewertet, fällt mit 0,83 geringer aus. Dieser geringere Wert ist durch die Schwierigkeiten begründet, die kleineren Hochwasser im September und Oktober gut abzubilden. Diese Hochwasser werden anfangs unterschätzt und dann später überschätzt, so daß auch die Rezessionen zwischen den Hochwassern nicht richtig wiedergegeben werden. Die Schwierigkeiten, die Abflüsse im Übergang von der sommerlichen Trockenphase zur herbstlichen Phase mit erhöhten Abflüssen gut zu erfassen, traten bei PRMS/MMS auch in anderen Jahren auf. Dies ist auf die relativ einfache Konzeptionalisierung der Bodenzone in PRMS/MMS zurückzuführen. Die Bodenzone ist besonders in Trockenphasen und den Übergangsphasen von trocken zu feucht, wenn noch Bodenfeuchtedefizit herrscht, der entscheidende Regulator bei der Abflußbildung. In Zeiten von hoher Sättigung der Bodenzone ist diese dann nicht mehr entscheidendes Regelglied bei der Abflußentstehung und es reicht eine einfache Konzeptionalisierung. Diese einfache Abbildung ist dann aber für die komplizierteren Prozesse während der Übergangsphasen anscheinend nicht ausreichend.

Eine weitere Abweichung der berechneten zu den gemessenen Abflüssen trat zum Ende des Simulationszeitraumes auf. Das Schneeschmelzereignis Ende März 1996 ist zeitlich und mengenmäßig noch recht gut erfaßt worden, aber danach werden die Abflüsse durch-

gehend überschätzt. Diese erhöhten, simulierten Abflüsse erfolgen aus der Schneeschmelze. In Realität war aber keine Schneedecke mehr im Einzugsgebiet vorhanden. Dies deutet auf eine Überschätzung der Schneeakkumulation während der vorangegangenen Monate hin, die noch durch eine Unterschätzung der Sublimation der Schneedecke unterstützt worden sein könnte.

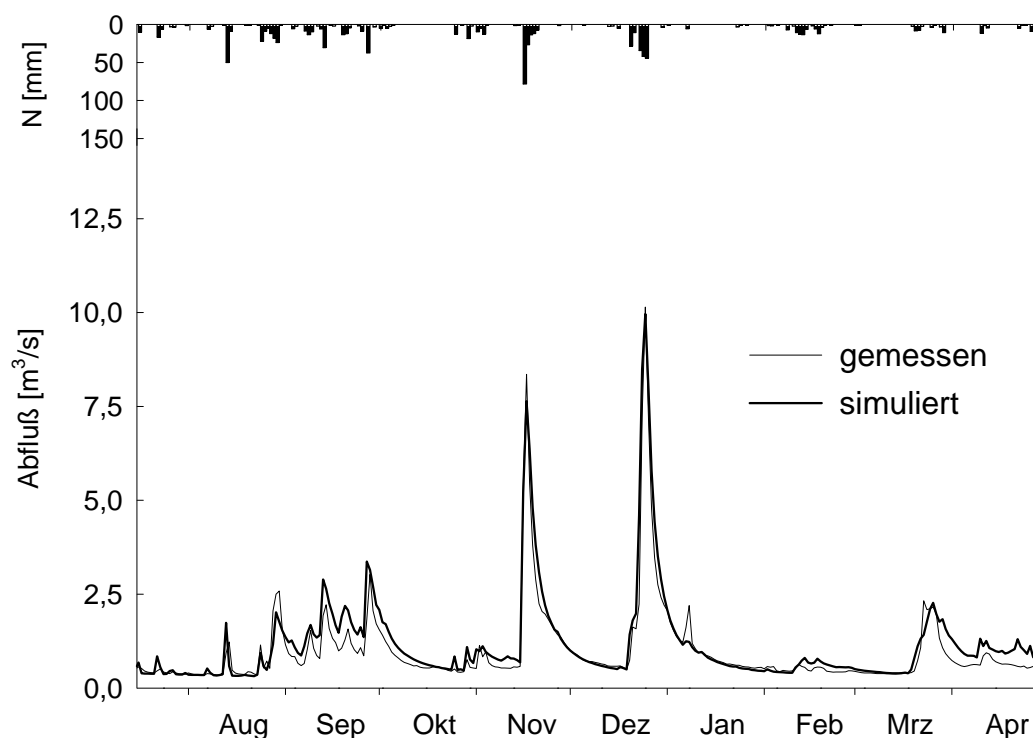


Abb. 9.1 Gemessene und simulierte tägliche Abflüsse und gemessene Niederschlagssummen für den Zeitraum 15. Juli 1995 bis 30. April 1996

Ingesamt ist aber das Modellierungsergebnis sehr zufriedenstellend, wenn vorerst nur der Vergleich zwischen gemessenen und simulierten Gesamtabflüssen bewertet wird.

Der zweite und sehr wichtige Vergleich erfolgte zwischen simulierten Abflußanteilen und den Ergebnissen der hydrogeologischen Raumgliederung. In Abbildung 9.2 sind die modellierten Abflußkomponenten für den Zeitraum 15. Juli 1995 bis 30. April 1996 dargestellt. Die dazugehörigen Abflußanteile am Gesamtwasserumsatz sind in Tabelle 9.4 zusammengestellt. Mit PRMS/MMS können insgesamt drei Abflußkomponenten modelliert werden. Es handelt sich dabei um eine direkte Komponente, gebildet auf versiegelten Flächen oder Sättigungsflächen, eine schnelle indirekte Komponente und eine verlangsamte Grundwasserkomponente. Die anfängliche Modellvorstellung war, daß die Hangwasserkomponenten durch die schnelle indirekte Komponente und der geklüftete Gneis durch die Grundwasserkomponente abgebildet werden.

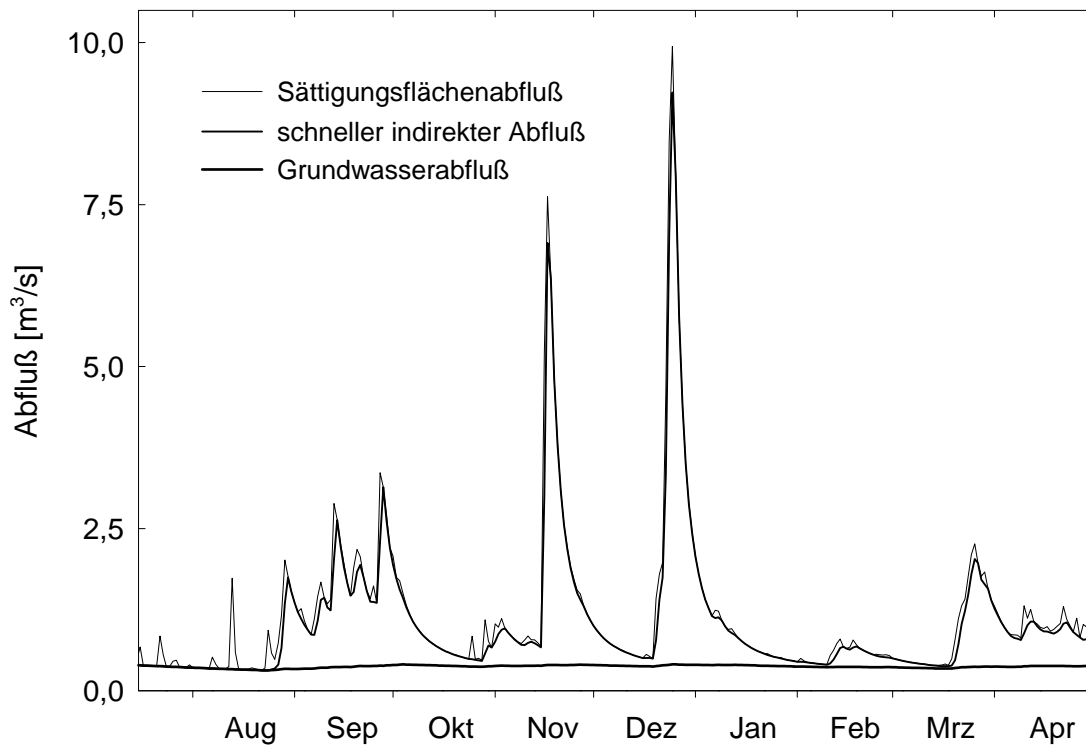


Abb. 9.2 Mit PRMS/MMS modellierte Abflußkomponenten für den Zeitraum 15. Juli 1995 bis 30. April 1996

Tab. 9.4 Anteile der modellierten Abflußkomponenten am Gesamtwasserumsatz für den Zeitraum 15. Juli 1995 bis 30. April 1996

Abflußkomponente	Anteil [mm]	Anteil [%]
Sättigungsflächen	58,7	8,1
Schneller indirekter Abfluß	431,5	59,5
Grundwasserabfluß	234,4	32,4
Gesamtabfluß	724,6	100,0

Der modellierte Grundwasserabfluß zeichnet sich durch einen ruhigen Verlauf aus (Abb. 9.2). Auch in Zeiten von Hochwasserabflüssen kommt es nicht zu einem verstärkten Grundwasserabfluß. Der mittlere Grundwasserabfluß beträgt 370 l/s (entsprechend

234,4 mm) und schwankt zwischen 310 und 400 l/s. Am Gesamtwasserumsatz trägt der modellierte Grundwasserabfluß mit 32,4 % bei (Tab. 9.4). Der überwiegende Anteil am Gesamtwasserumsatz (59,5 %) wird durch die schnelle indirekte Abflußkomponente bereitgestellt. Dieser hohe Anteil am Gesamtumsatz ist auf die hohen Anteile der schnellen indirekten Abflußkomponente bei Hochwasserereignissen zurückzuführen. Ein Teil der Hochwasserabflüsse wird auch von den Sättigungsflächen beigetragen. Dieser Anteil beträgt 8,1 % des Gesamtwasserumsatzes.

Tab. 9.5 Vergleich der Abflußkomponenten aus Modellierung und hydrogeologischer Raumgliederung für den Zeitraum 15. Juli 1995 bis 30. April 1996

Abflußkomponente	Modell	Raumgliederung
Direktabfluß	8,1 ¹⁾	18,0 ²⁾
Obere Hangschuttdecke	59,5	44,9
Untere Hangschuttdecke und Gneisaquifer	32,4	37,1

¹⁾ nur Sättigungsflächen

²⁾ Sättigungsflächen und Makroporen

Mit den tracerhydrologischen Untersuchungen und der daraus resultierenden hydrogeologischen Raumgliederung konnte die anfängliche Modellvorstellung zur Abflußbildung überarbeitet werden. Hauptmerkmal dieser Überarbeitung war, daß auf der Grundlage der hydrogeologischen Raumgliederung den analytischen Modellspeichern physiographische Speicherräume eindeutig zugeordnet werden konnten. Der schnellen indirekten Modellabflußkomponente wurde der Abfluß aus der oberen Hangschuttdecke zugewiesen. Und der modellierte Grundwasserabfluß repräsentiert dabei die Abflüsse aus der unteren Hangschuttdecke und dem geklüfteten Gneisaquifer.

Durch diese Zuweisungen zeigt der Vergleich der modellierten Abflußkomponenten mit den Abflußkomponenten aus der hydrogeologischen Raumgliederung eine gewisse Übereinstimmung (Tab. 9.5). Eine gute Übereinstimmung ergibt sich für die verzögerte Komponente aus der unteren Hangschuttdecke und dem Gneisaquifer. Die modellierte Abflußkomponente weicht mit rund 5 % nur gering vom Ergebnis der hydrogeologischen Raumgliederung ab. Sehr viel größere Abweichungen ergeben sich beim Direktabfluß und der schnellen indirekten Abflußkomponente aus der oberen Hangschuttdecke. Die Abweichungen betragen für die Direktabflußkomponente ca. 10 % und für die obere Hangschuttdecke ca. 15 % (Tab. 9.5).

Eine Erklärung für diese großen Abweichungen liegt in der unterschiedlichen Besetzung der Begriffe Direktabfluß und Abfluß aus der oberen Hangschuttdecke innerhalb der Modellanwendung und der hydrogeologischen Raumgliederung. Bei der Modellanwendung setzt sich der Direktabfluß nur aus dem Abfluß von den Sättigungsflächen zusammen. Im

Gegensatz dazu werden bei der hydrogeologischen Raumgliederung der Sättigungsflächenabfluß und der Makroporenabfluß aus der oberen Hangschuttdecke als Direktabfluß gemeinsam betrachtet. Demgegenüber wird in der Modellierung der Direktabflußanteil aus den Makroporen noch der oberen Hangschuttdecke zugerechnet. In einem folgenden Schritt wurde der Anteil der modellierten Direktabflußkomponente aus der oberen Hangschuttdecke untersucht.

9.2.1 Modellierung der Abflußanteile von Ereignis- und Vorereigniswasser

Um den Anteil der modellierten Direktabflußkomponente aus der oberen Hangschuttdecke bestimmen zu können, wurde auf die Terminologie aus der Tracerhydrologie, wie sie in Kapitel 4.3.1 eingeführt wurde, zurückgegriffen. Dabei wurde davon ausgegangen, daß sich der Direktabfluß nur aus Ereigniswasser zusammensetzt und sich die indirekten Komponenten aus Vorereigniswasser zusammensetzen. Die Verwendung der Begriffe „altes Wasser“ und „neues Wasser“ ist dabei synonym zu den Begriffen Vorereignis- und Ereigniswasser. Zur Bestimmung der modellierten Alt- und Neuwasserkomponenten mußten in PRMS/MMS die neuen Ausgabevariablen Vorereignis- und Ereigniswasser definiert werden. Die Definition und Berechnung der beiden Variablen erfolgte in dem Modul *basin_sum*, in welchem auch alle sonstigen Modellausgaben berechnet werden. Bei der Berechnung der Ereignis- und Vorereignis-Abflußanteile wurde nach folgenden Regeln vorgegangen:

- Der gesamte modellierte Grundwasserabfluß ist altes Wasser.
- Der auf Sättigungsflächen modellierte Abfluß ist neues Wasser.
- Der Abfluß der schnellen indirekten Komponente setzt sich aus einer Mischung von altem und neuem Wasser zusammen.

Bei der Berechnung des Mischungsverhältnisses wurden folgende Richtlinien angewendet:

- Vor einem Niederschlagsereignis besteht der gesamte Wasserinhalt in der Bodenzone aus altem Wasser.
- Der Niederschlag bzw. die Schneeschmelze, die in die Bodenzone weitergeleitet werden, sind neues Wasser.
- Wird aus der Bodenzone Wasser in den Subsurface-Speicher weitergeleitet, so besteht dieses aus einer ungewichteten Mischung des Neuwasser- und Altwasseranteils in der Bodenzone. Dies bedeutet eine sofortige Mischung des alten und neuen Wassers in der Bodenzone.
- Erfolgt an zwei aufeinanderfolgenden Tagen Niederschlag bzw. Schneeschmelze, so wird die gesamte Bodenspeicherfüllung des Vortages als altes Wasser betrachtet. Die Wassermenge, die in den Subsurface-Speicher weitergeleitet wird, setzt sich wiederum aus einer ungewichteten Mischung an altem und neuem Wasser zusammen. Für den Subsurface-Speicher werden dann neue Anteile berechnet. Hier werden aber die Mischungsanteile vom Vortag berücksichtigt und ungewichtet mit den Anteilen des derzeitigen Zeitschrittes gemischt.

In der Abbildung 9.3 sind die modellierten Alt- und Neuwasserkomponenten für den Zeitraum 15. Juli 1995 bis 30. April 1996 dargestellt. Auffallend ist der große Anteil der Altwasserkomponente am Gesamtabfluß mit 83,9 % (Tab. 9.6) und insbesondere auch am Hochwasserabfluß (Abb. 9.3). Der Anteil von Ereigniswasser am Gesamtwasserumsatz beträgt 16,1 %. Der Anteil an Ereigniswasser kann aber bei Hochwasserereignissen bis zu 50 % betragen. Diese hohen Direktabflußanteile werden aber nur zu Beginn der Ereignisse erzielt (z. B. 16. November (53 %) und 23. Dezember (37,5 %)), im Scheitelabfluß geht der Direktabflußanteil stark zurück (Abb. 9.3). Der Direktabflußanteil aus der oberen Hangschuttdecke ergibt sich aus der Differenz zwischen dem Ereigniswasseranteil und dem modellierten Sättigungsflächenabfluß. Dies erbringt einen Direktabflußanteil aus der oberen Hangschuttdecke von 8 %.

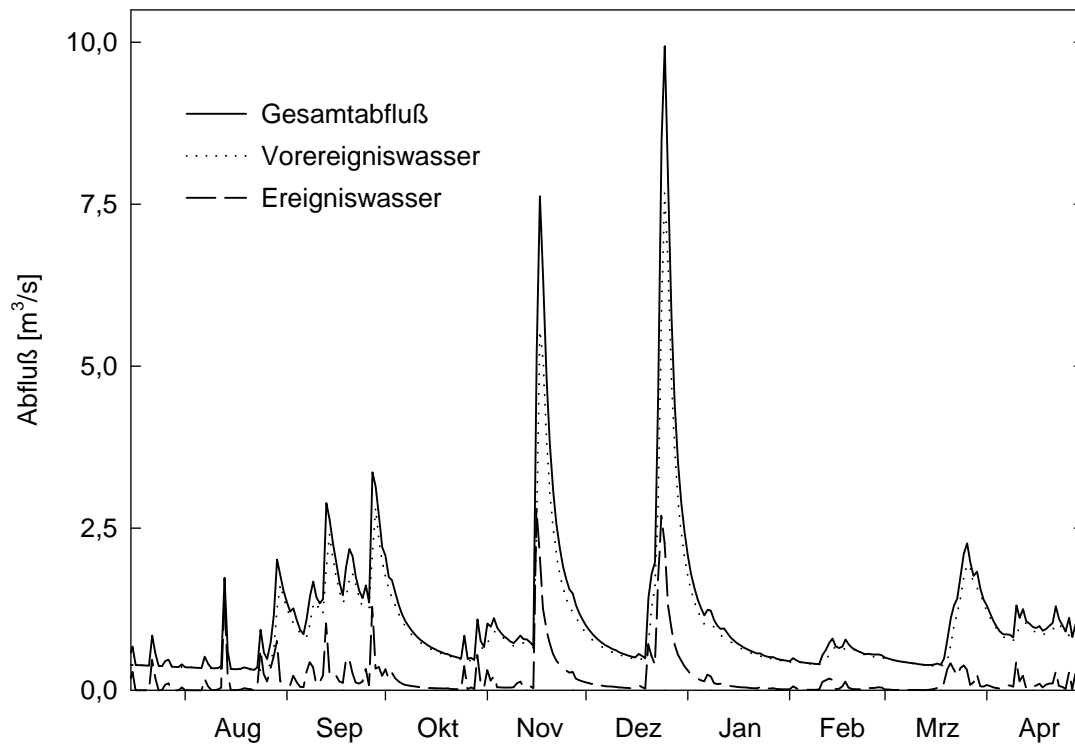


Abb. 9.3 Modellierter Ereignis- und Vorereigniswasseranteile für den Zeitraum 15. Juli 1995 bis 30. April 1996

Tab. 9.6 Anteile des modellierten Ereignis- und Vorereigniswassers am Gesamt-wasserumsatz für den Zeitraum 15. Juli 1995 bis 30. April 1996

Abflußkomponente	Anteil [mm]	Anteil [%]
Ereigniswasser	116,6	16,1
Vorereigniswasser	608,0	83,9

Dieser Anteil von 8 % wurde der modellierten Abflußkomponente aus der oberen Hangschuttdecke (Tab. 9.5) abgezogen. Um nur die schnelle indirekte Komponente aus der oberen Hangschuttdecke zu erhalten, mußte vom gesamten Altwasseranteil der modellierte Anteil aus der unteren Hangschuttdecke und dem geklüfteten Gneisaquifer abgezogen werden. Das Ergebnis dieser korrigierten Modell-Abflußkomponenten konnte nun direkt mit den Ergebnissen der hydrogeologischen Raumgliederung verglichen werden (Tab. 9.7). Graphisch sind die korrigierten Modell-Abflußkomponenten in Abbildung 9.4 dargestellt.

Tab. 9.7 Vergleich der korrigierten Modell-Abflußkomponenten mit den Abflußkomponenten aus der Raumgliederung

Abflußkomponente	Modell	Raumgliederung
Direktabfluß (Sättigungsflächen und Makroporen)	16,1 %	18,0 %
Obere Hangschuttdecke	51,5 %	44,9 %
Untere Hangschuttdecke und Gneisaquifer	32,4 %	37,1 %

Aus dem Vergleich zwischen Modell und hydrogeologischer Raumgliederung zeigt sich nun eine sehr gute Übereinstimmung bei der direkten Abflußkomponente. Der Unterschied beträgt nur 1,9 %. Die Abflußanteile aus der unteren Hangschuttdecke und dem Gneisaquifer sind nicht verändert worden, so daß sich beim Vergleich dieser Anteile auch keine neuen Ergebnisse ergeben. Der Unterschied beträgt weiterhin ca. 4,7 %. Da dem Abflußanteil aus der oberen Hangschuttdecke bei der Korrektur der Anteil der direkten Komponente abgezogen wurde, ist nun in Tabelle 9.7 nur der indirekte Abflußanteil aus der oberen Hangschuttdecke aufgeführt. Dieser modellierte Wert fällt mit 6,6 % größer aus als der Wert aus der hydrogeologischen Raumgliederung. Dies ist die Summe der Unterschiede der übrigen Komponenten. Insgesamt können aber die Modellierungsergebnisse als gut übereinstimmend mit den Ergebnissen aus der hydrogeologischen Raumgliederung bewertet werden.

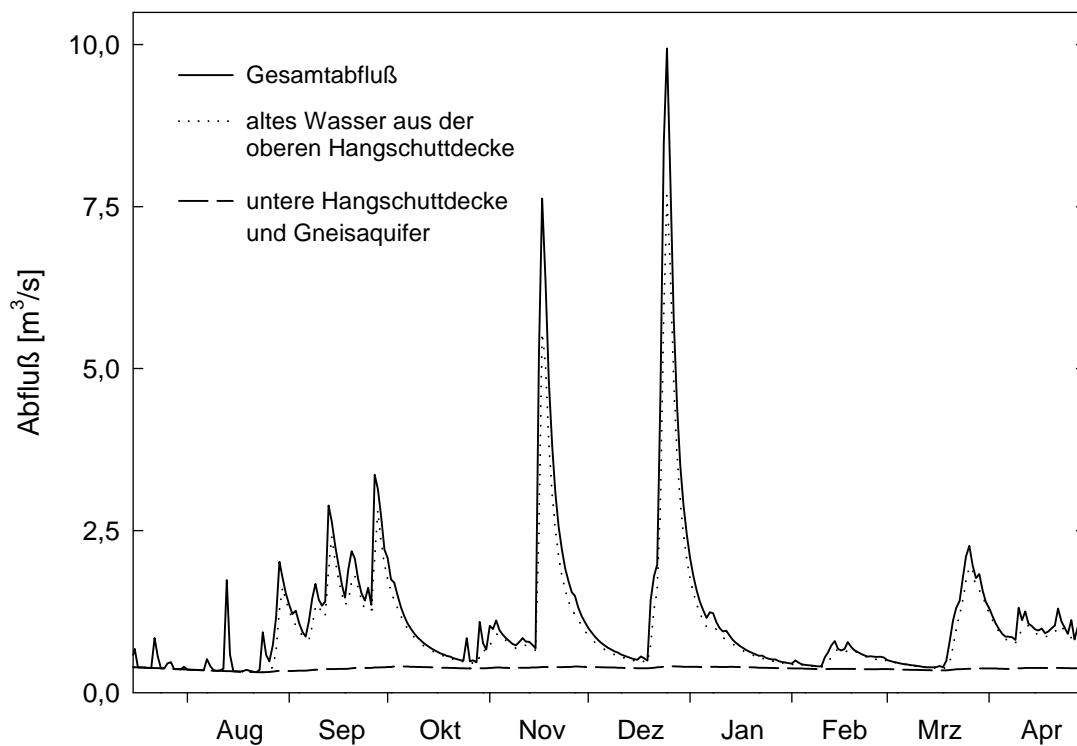


Abb. 9.4 Korrigierte Modell-Abflußkomponenten für den Zeitraum 15. Juli 1995 bis 30. April 1996

Eine Einordnung der eigenen Ergebnisse im Vergleich zu anderen Arbeiten stellte sich als schwierig heraus, da in der Literatur praktisch keine Quellen zum Vergleich tracerhydrologisch ermittelter und modellierter Abflußanteile zu finden waren. Ein Ansatzpunkt sind die in Abschnitt 9.1 zitierten Arbeiten an der Langen Bramke. Es wurde das forsthydrologische N-A-Modell BROOK (FEDERER & LASH 1988) zur Modellierung des Wasserhaushaltes des mikroskaligen Einzugsgebietes Lange Bramke verwendet (HERRMANN & SCHÖNINGER 1992). Dabei stimmte der Abflußanteil der modellierten Direktabflußkomponente am Gesamtwasserumsatz mit dem tracerhydrologisch ermittelten Ereigniswasseranteil sehr gut überein. Jedoch wurde der modellierte Oberflächenabfluß dem direkten Abfluß und die restlichen Abflußanteile der indirekten Abflußkomponente gleichgesetzt. Eine Untersuchung, wie groß der Anteil an Ereigniswasser am modellierten Interflow ist, wurde nicht durchgeführt. Dies ist wohl darauf zurückzuführen, daß nach HERRMANN & SCHÖNINGER (1992) in der Langen Bramke keine schnelle indirekte Komponente (Interflow) vorhanden ist, sondern praktisch der gesamte Wasserumsatz aus Grundwasser besteht. Für das Brugga-Einzugsgebiet trifft dies nicht zu. Auch hier konnte gezeigt werden, daß der überwiegende Wasserumsatz aus indirekten Komponenten bzw. altem Wasser besteht. Im Gegensatz zur Langen Bramke wird in der Brugga nicht der gesamte Altwasserabfluß einem Grundwasserabfluß aus dem geklüfteten Gneisaquifer gleichgesetzt. Die

indirekte, alte Komponente teilt sich in eine Hangwasser- und Kluftgrundwasserkomponente, wobei ein großer Abflußanteil durch die schnelle indirekte Hangwasserkomponente bereitgestellt wird.

Auch BUCHTELE et al. (1996) vergleichen modellierte Abflußkomponenten mit Ergebnissen aus tracerhydrologischen Untersuchungen. Es wurden die Modelle BROOK und SAC-SMA (SACRAMENTO-Modell, CRAWFORD & LINSLEY (1966), BURNASH et al. (1973)) in kleinen und mesoskaligen Einzugsgebieten eingesetzt. Sie kommen zu dem Schluß, daß die großen Anteile an modelliertem Basisabfluß mit tracerhydrologischen Ergebnissen vergleichbar sind. Die Ergebnisse der tracerhydrologischen Untersuchungen stammen aber nicht aus den eigenen Untersuchungsgebieten, in denen die Modellierung durchgeführt wurde. Ein direkter Vergleich von Ergebnissen konnte deshalb nicht durchgeführt werden.

Ein Vergleich von mehreren modellierten Abflußkomponenten mit tracerhydrologisch ermittelten Abflußkomponenten, wie er in der vorliegenden Arbeit durchgeführt wurde, konnte in der Literatur nicht gefunden werden.

9.3 Verwendung des Dispersionsmodells in der N-A-Modellierung

Der zweite Schritt in der Anwendung von tracerhydrologischen Ansätzen in der N-A-Modellierung war die Verwendung des DM zur Modellierung des Grundwasserabflusses. Zuerst sollte untersucht werden, ob es möglich ist, mit dem DM den Grundwasserabfluß in einem N-A-Modell zu modellieren. Daraufhin sollte geprüft werden, inwieweit die Parameter Mittlere Verweilzeit und Dispersionsparameter, die in den tracerhydrologischen Untersuchungen ermittelt wurden, zur Kalibrierung des Grundwasserabflusses verwendet werden können.

Dazu wurde der Ansatz des ELS im Grundwassermodul *gflow* in PRMS/MMS durch das DM ersetzt. Dies erfolgte auf der Grundlage des Faltungsintegrals

$$Q_{GW}(t) = \int_0^{\infty} Q_{in}(t - \tau)h(\tau)d\tau \quad (9.1)$$

$Q_{GW}(t)$	Grundwasserabfluß
$Q_{in}(t)$	Grundwasserneubildung
$h(t)$	Übertragungsfunktion

und der Übertragungsfunktion des DM

$$h(t) = \frac{1}{\sqrt{4\pi(D/ux)(t^3/t_{mit})}} * \exp\left[-\frac{(1-t/t_{mit})^2}{4(D/ux)(t/t_{mit})}\right] \quad (9.2)$$

$D/ux = P_D$ Dispersionsparameter

t_{mit} mittlere Verweilzeit

Mit dem auf der Basis des DM erstellten neuen Grundwasserabflußmoduls wurde der Wasserhaushalt für den Zeitraum 15. Juli 1995 bis 30. April 1996 mit PRMS/MMS modelliert. Grundlage dieser Modellierung war wiederum die hydrologische Raumgliederung in homogene Flächen und der gleiche Parametersatz, wie er auch zur vorherigen Modellierung des gleichen Zeitraumes mit PRMS/MMS und dem Grundwasserabflußmodul auf der Grundlage des ELS verwendet wurde. Hier wurde nur die Rezessionskonstante des ELS durch die Parameterwerte Mittlere Verweilzeit und Dispersionsparameter des DM ersetzt. Für die Modellierung mit dem ELS betrug die Rezessionskonstante $RCB = 0,0061$ 1/d. Dies bedeutet eine mittlere Verweilzeit des Wassers im Grundwasserspeicher von 164 d. Mit diesem Wert für die mittlere Verweilzeit wurde die erste Modellierung mit dem DM-Grundwassermodul durchgeführt. Sehr gute Ergebnisse im Vergleich zwischen gemessenem und simuliertem Gesamtabfluß konnten für einen Dispersionsparameter $P_D = 2,0$ erzielt werden (Abb. 9.5). Die Efficiency beträgt 0,90 und die Log-Efficiency 0,82. Für die Modellierung mit dem ELS betragen diese Werte 0,91 und 0,83. Die statistische Betrachtung der Modellierungsergebnisse zeigt, daß auch mit dem DM-Grundwasserabflußmodul, bezogen auf den Gesamtabfluß, Simulationsergebnisse der gleichen Güte erzielt werden können, wie es mit dem ELS möglich ist.

Die Abflußanteile am Gesamtabfluß haben sich durch die Verwendung des DM nur unwesentlich gegenüber der Modellierung mit dem ELS verändert (Tab. 9.8 und Abb. 9.6). Dies liegt darin begründet, daß die Abflußbildung oder die Aufteilung des effektiven Niederschlages in Abfluß bei beiden Modellierungen gleich parametrisiert wurde. Der einzige Unterschied zwischen beiden Parametersätzen besteht darin, daß zur Modellierung mit dem DM zusätzlich noch der Dispersionsparameter benötigt wird. Die Anteile der einzelnen Komponenten der beiden Modellierungen sind aber nicht identisch. Dies ist auf die unterschiedliche Konzentration des Grundwasserabflusses durch das DM und den ELS zurückzuführen. Das ist eine Folge der unterschiedlichen Reaktion der einzelnen Grundwassermodule auf Input. Schon in Abbildung 9.6 ist im Vergleich zu Abbildung 9.4 der unruhigere Verlauf des Grundwasserabflusses zu erkennen. Noch deutlicher wird dieses Verhalten, wenn die jeweiligen Grundwasserabflüsse direkt gegenübergestellt werden (Abb. 9.7). Aufgrund des Dispersionsparameters von 2,0 reagiert das DM sehr schnell und auch mit höherer Intensität als der ELS auf Eingaben. Dieses schnelle und intensive Reagieren hat zur Folge, daß in Phasen der Rezession das DM dann auch steiler abfallende Rezessionsäste entwickelt. Dies ist auch deutlich beim Vergleich der beiden Übertragungsfunktionen des ELS und DM zu erkennen (Abb. 9.7). Das schnelle und intensive Reagieren des DM kann mit Werten des Dispersionsparameters von größer als 2,0 noch weiter verstärkt werden. Diese wurden in der vorliegenden Arbeit aber nicht verwendet, da aufgrund der Tracerhydrologie Werte des Dispersionsparameter von größer als 2,0 theoretisch nicht sinnvoll sind (MALOSZEWSKI & ZUBER 1996).

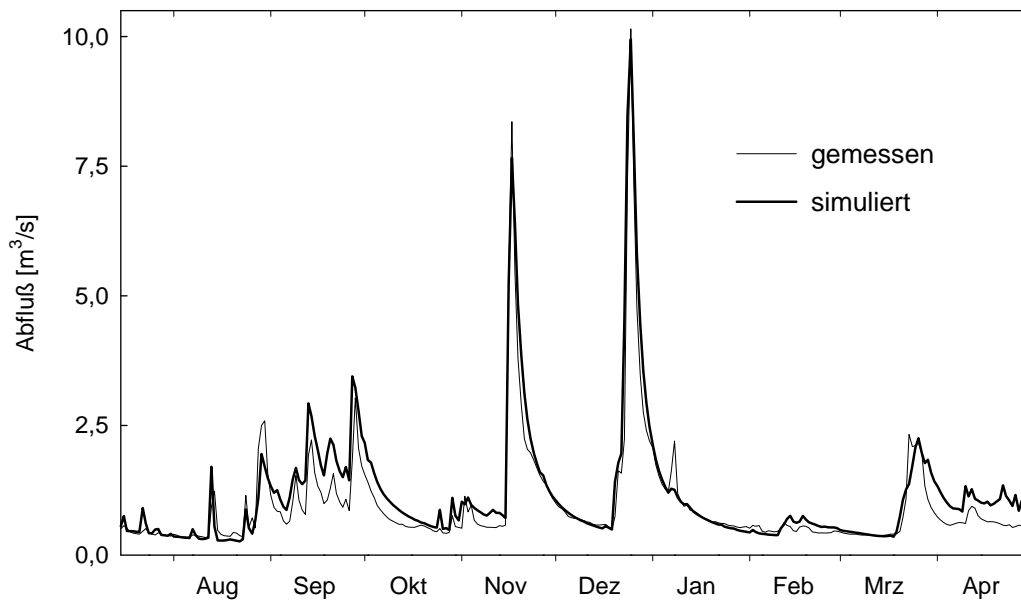


Abb. 9.5 Gemessener und auf der Grundlage des DM-Grundwasserabfluß-Moduls simulierter Gesamtabfluß im Brugga-Einzugsgebiet für den Zeitraum 15. Juli 1995 bis 30. April 1996

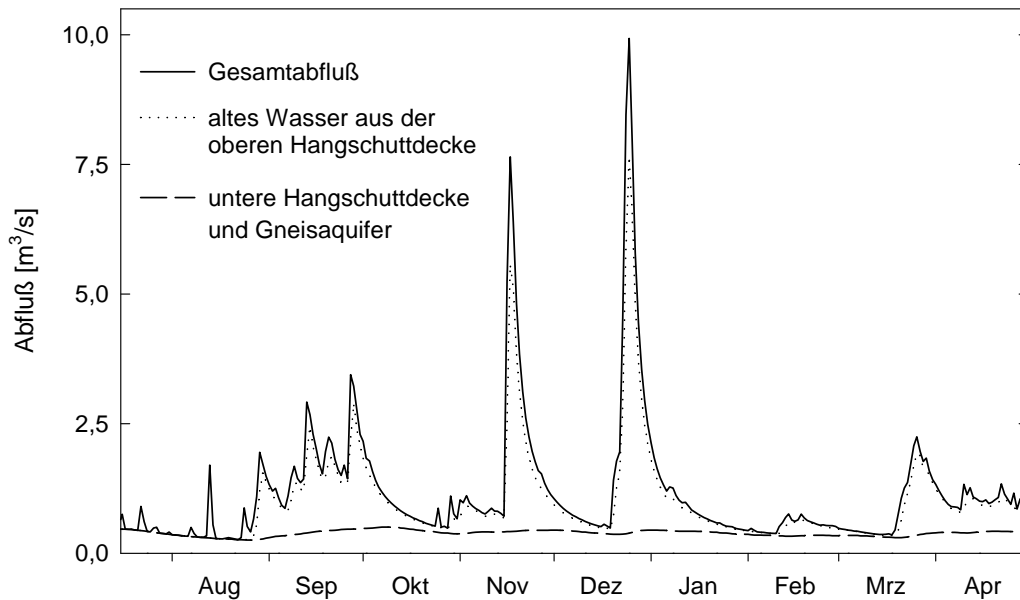


Abb. 9.6 Auf der Grundlage des DM-Grundwassermoduls simulierte Aufteilung des Gesamtabflusses in Abflußkomponenten im Brugga-Einzugsgebiet für den Zeitraum 15. Juli 1995 bis 30. April 1996

Tab. 9.8 Anteil der modellierten Abflußkomponenten am Gesamtabfluß für den Zeitraum 15. Juli 1995 bis 30. April 1996 (DM-Grundwasserabflußmodul)

Abflußkomponente	Anteil [mm]	Anteil [%]
Direktabfluß	116,8	15,9
Obere Hangschuttdecke	373,2	50,8
Untere Hangschuttdecke und Gneisaquifer	244,6	33,3
Gesamt	734,6	100,0

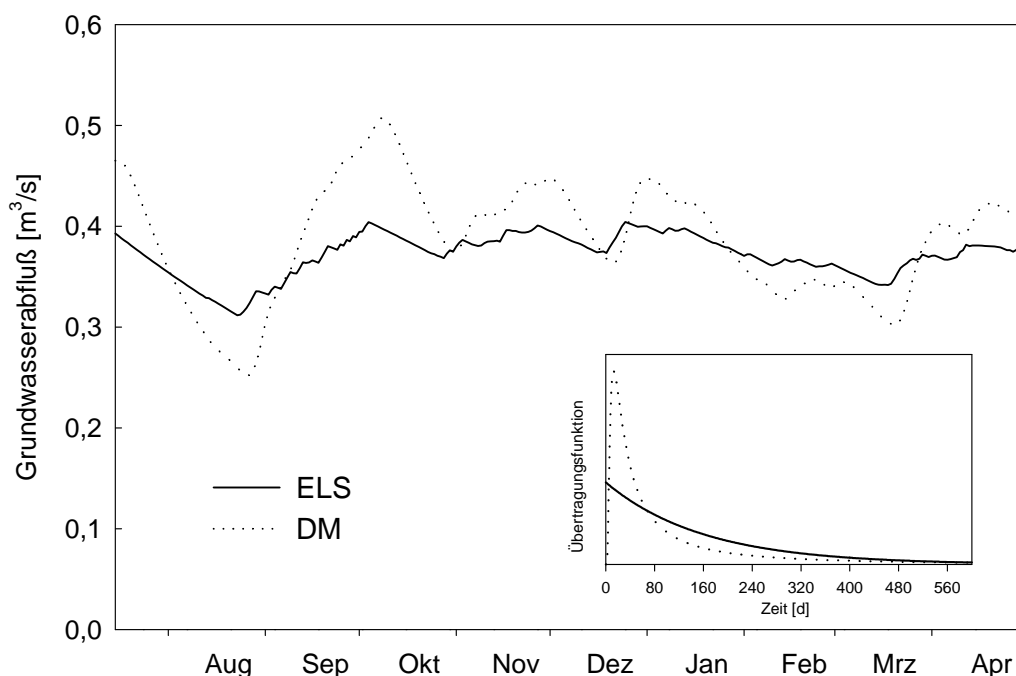


Abb. 9.7 Vergleich der Grundwasserabflüsse im Brugga-Einzugsgebiet für den Zeitraum 15. Juli 1995 bis 30. April 1996, modelliert mit DM und ELS, und Vergleich der entsprechenden Übertragungsfunktionen

Der Zeitraum 15. Juli 1995 bis 30. April 1996 zeichnet sich durch eine anfängliche, kurze Rezessionsphase aus. Darauf folgend beginnt im September 1995 schon sehr früh die Feuchtphase mit hohen Grundwasserneubildungsraten. Die Modellierungsperiode endet im April 1996, noch bevor die sommerliche Trockenphase beginnt. Dies hat Auswirkungen auf die beiden Grundwasserabflußmengen und auch auf den Gesamtabfluß (Abb. 9.7 und Tab. 9.8). Der Gesamtabfluß ist mit dem DM für die Untersuchungsperiode ca. 10 mm höher als für die Modellierung mit dem ELS. Dies ist eine Folge des schnellen und intensiven Reagierens des DM während Phasen mit Grundwasserneubildung. Dieses neu-

gebildete Grundwasser erzeugt einen schnellen Abflußanstieg. Da in der Untersuchungsperiode die Phase mit geringeren Grundwasserneubildungsraten nicht enthalten ist, können sich dann die verringerten Grundwasserabflüsse des DM zu diesen Zeiten auch nicht auf das Gesamtergebnis auswirken. Beim Vergleich über längere Zeiträume ergeben sich aber mit dem DM und den ELS gleiche Abflußkomponentenverhältnisse.

Es konnte somit gezeigt werden, daß es prinzipiell möglich ist, mit dem DM den Grundwasserabfluß in N-A-Modellen abzubilden. Die dabei erzielten Modellierungsergebnisse sind bezogen auf die Erfassung des Gesamtabflusses gleich gut, wie sie auch mit dem ELS erreicht werden können. Im Folgenden wurde untersucht, wie die Parameter mittlere Verweilzeit und Dispersionsparameter aus den tracerhydrologischen Untersuchungen zur Modellierung des Wasserhaushaltes verwendet werden können.

9.3.1 Interpretation der Tracerverweilzeiten zur Verwendung in der N-A-Modellierung

Eine direkte Verwendung der Parameter, die aus tracerhydrologischen Untersuchungen erhalten werden, ist in der Modellierung des Wasserhaushaltes nicht möglich. Dies ist darauf zurückzuführen, daß die Stofftransportparameter eines Isotops im Speicherraum nicht direkt auf die Fließeigenschaften des Wassers im Speicherraum übertragbar sind. Bei der Übertragung der Ergebnisse auf die Fließeigenschaften des Wassers muß das mobile und immobile Wasservolumen im Speicherraum berücksichtigt werden. Isotope diffundieren aufgrund von Konzentrationsunterschieden in Bereiche immobilen Wassers und werden dadurch gegenüber dem Wasserfluß retardiert (MALOSZEWSKI & ZUBER 1985). Diese Art der Retardierung erfolgt in doppelporösen Medien wie Kluftgrundwasserleitern oder der ungesättigten Zone mit Makro- und Mikroporen. Auch in einfachporösen Medien ist die Übertragung der tracerhydrologischen Parameter auf die Fließeigenschaften des Wassers ohne die Berücksichtigung des dynamischen und minimalen Speichervolumens nicht möglich (ZUBER 1986). Ein eindrückliches Beispiel, wie sich die Diffusion auf die Verweilzeit von Tracern gegenüber der von Wasser auswirken kann, ist in Kapitel 4.3.2 "Verweilzeitbestimmung" dargestellt worden.

Die Verbindung zwischen der Verweilzeit eines Tracers und des Wassers im Speicherraum ist durch Gleichung (4.14) gegeben. Gleichung (4.14) läßt sich umformen zu (MALOSZEWSKI et al. 1990):

$$t_t = R_a * t_w \tag{9.3}$$

t_t	Verweilzeit des diffusiven Stoffes
t_w	Verweilzeit des mobilen Wassers
R_a	Retardationsfaktor

oder

$$R_a = \frac{t_t}{t_w} = \frac{V_{\text{gesamt}}}{V_{\text{dynamisch}}} = 1 + \frac{V_{\text{inaktiv}}}{V_{\text{dynamisch}}} = 1 + \frac{n_{\text{inaktiv}}}{n_{\text{aktiv}}} \quad (9.4)$$

V_{gesamt}	$V_{\text{dynamisch}} + V_{\text{inaktiv}}$	Gesamtwasservolumen
$V_{\text{dynamisch}}$		dynamisches bzw. mobiles Wasservolumen
V_{inaktiv}		inaktives oder immobiles bzw. minimales Wasservolumen
n_{inaktiv}		inaktive Porosität (z.B. Matrix eines geklüfteten Festgesteins)
n_{aktiv}		aktive Porosität (z.B. aktive Klüfte)

Bei doppelporösen Medien läßt sich der Retardationsfaktor aus der Kluft- oder Makroporen-Porosität (n_{aktiv}) und der Mikroporosität der Matrix n_{inaktiv} berechnen. Im Brugga-Einzugsgebiet wird der Grundwasserabfluß aus dem geklüfteten Gneis und der unteren Hangschuttdecke beigetragen. Insbesondere der geklüftete Gneis kann als doppelt poröses Medium angesprochen werden. Aber auch die untere Hangschuttdecke, die aus mehr oder weniger stark aufbereiteten Gneisblöcken und feinkörnigen Verwitterungsbereichen aufgebaut ist, ist eher mit einem klüftigen Medium vergleichbar als mit einem einfachporösen System.

Da es keine gemessenen Werte für die Matrix- und Kluftporositäten im Einzugsgebiet gab, konnte der Retardationsfaktor nicht berechnet werden. Daher wurde eine andere Vorgehensweise gewählt, um die Tracerverweilzeit mit der Wasserverweilzeit zu vergleichen. Als Ergebnis wurden Kluft- und Matrixporositäten für das Untersuchungsgebiet erhalten, die dann mit Literaturwerten auf ihre Plausibilität hin verglichen werden konnten.

Die mittleren Tracerverweilzeiten variierten für die untere Hangschuttdecke und den Gneisaquifer zwischen 24 und 38 mon (Tab. 9.1). Der Durchschnitt dieser Verweilzeiten ergibt einen Wert von 30,6 mon bzw. 920 d. Die mittlere Verweilzeit des dynamischen oder mobilen Wassers in der unteren Hangschuttdecke und dem Gneisaquifer wird durch DIFGA ermittelt. DIFGA orientiert sich nur an der Abflußganglinie, die die Dynamik oder Reaktion eines Speicherraumes widerspiegelt. Daher ist es möglich, die mit DIFGA ermittelte Verweilzeit der Verweilzeit des mobilen Wassers in einem Speicherraum gleichzusetzen. Die mittlere Verweilzeit für das mobile Wasser in der unteren Hangschuttdecke und Gneisaquifer beträgt nach DIFGA 340 d (Tab. 9.1). Aus diesen Werten folgt nach Gleichung (9.4) ein Retardationsfaktor von 2,7. Weiterhin ergibt sich daraus ein Verhältnis zwischen der inaktiven Porosität zur aktiven Porosität von 1,7 zu 1.

Bei der Abschätzung der aktiven Porosität konnte auf Ergebnisse von regionalen Arbeiten zurückgegriffen werden. STÖBER (1995) ermittelte bei der Auswertung von Pumpversuchen im kristallinen Grundgebirge des Südschwarzwalds Hohlraumvolumen von 0,1 % bis über 2 %. Dieses Hohlraumvolumen ist der durchströmbare Porosität oder der aktiven Porosität gleichzusetzen. Da es nicht möglich ist, eine mittlere aktive Porosität für das gesamte Einzugsgebiet der Brugga zu ermitteln, wurde ein Arbeitswert von 1 % festgelegt. Die Annahme einer aktiven Kluftporosität von 1 % führt zu einer inaktiven Porosität des Speicherraumes von 1,7 %. Für einen reinen Kluftgrundwasserleiter würde das bedeu-

ten, daß die Matrixporosität des Gneises 1,7 % beträgt. Da für das Untersuchungsgebiet keine Werte zur Matrixporosität des Gneises vorhanden waren, konnten die Werte nur mit Literaturdaten verglichen werden.

SKAGIUS & NERETNIEKS (1986) haben Matrixporositäten von Gneisen veröffentlicht. Die untersuchten Gneise wiesen Matrixporositäten zwischen 0,1 % und 0,5 % auf. Diese Werte liegen deutlich unter 1,7 %, wie sie sich aus dem Verweilzeitenvergleich bei einer Annahme der aktiven Porosität von 1 % ergeben. Eine Möglichkeit, um die Ergebnisse zur Deckung zu bringen, besteht in der Verringerung der Kluftporosität. Die mittlere Speicherfüllung des Speicherraumes Gneisaquifer und untere Hangschuttdecke beträgt 320 mm (SG2 in Tab. 8.7). Dies führt bei 1 % aktiver Kluftporosität zu einer mittleren Speichermächtigkeit von 32 m, wenn davon ausgegangen wird, daß sich der Speicherraum homogen über die gesamte Einzugsgebietsfläche verteilt. In Wirklichkeit muß aber davon ausgegangen werden, daß der Speicherraum im Einzugsgebiet sehr variable Mächtigkeiten aufweist. Der Wert von 32 m stellt somit nur einen Durchschnittswert dar, der eine große Varianz aufweisen kann. Die Verringerung der Kluftporosität auf 0,3 % würde zu einer mittleren Mächtigkeit von 100 m führen. Dieser Wert erscheint für das Untersuchungsgebiet mit seinen großen Höhenunterschieden noch plausibel.

Weiterhin müssen zusätzlich zu der inaktiven Matrixporosität auch noch eine inaktive Mikroklüftung und Klüfte, die mit tonigem Verwitterungsmaterial gefüllt sind, berücksichtigt werden. Dadurch kommt es zu einer Erhöhung der inaktiven Porosität, worauf dann wieder eine höhere aktive Kluftporosität und eine geringere Speichermächtigkeit angenommen werden können. Abschließend lassen sich die Werte von 1 % aktiver und 1,7 % inaktiver Porosität als plausibel bewerten (WIMMENAUER 1998).

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß über Umweltisotope ermittelte Verweilzeiten nicht ohne weitere Untersuchungen den Verweilzeiten des aktiven Wassers im Speicherraum gleichgesetzt werden dürfen. Aus dem Vergleich der Tracerverweilzeit und der Verweilzeit des mobilen Wassers konnten für den Gneisaquifer und die untere Hangschuttdecke die aktiven und inaktiven Porositätsanteile berechnet werden. Die Verweilzeit des mobilen Wasservolumens beträgt für diesen Speicherraum 340 d, wobei das Wasser bei seinem Abfluß nach tracerhydrologischen Untersuchungen 920 d alt ist.

9.3.2 Modellierung des Wasserhaushaltes unter Berücksichtigung der tracerhydrologischen und der dynamischen Verweilzeit

Wie im vorhergehenden Abschnitt dargestellt wurde, besteht zwischen der Verweilzeit des mobilen Wassers und seinem Alter beim Verlassen des Systems ein Unterschied. Das Alter des Wassers wird dabei durch die tracerhydrologische Verweilzeit festgelegt. Zur Modellierung des Wasserhaushaltes bzw. zur Abbildung der Abflußganglinie muß aber mit der Verweilzeit des dynamischen Wassers gearbeitet werden. Die Berücksichtigung der tracerhydrologischen Verweilzeit oder des Wasseralters bei der Modellierung des Wasserhaushaltes ist durch eine besondere Konzeptionalisierung des Speicherraumes, die das mobile und immobile Speichervolumen berücksichtigt, möglich. Vorschläge zur Erfassung der dynamischen Verweilzeit und der tracerhydrologischen Verweilzeit bzw. des

mobilen und immobilen Wasservolumens in der N-A-Modellierung sind von BARNES & BONNELL (1996) und BERGMANN et al. (1996) dargestellt worden. Beide Arbeiten gehen von einem vollständig durchmischten Speicher aus (Abb. 9.8 a). Innerhalb dieses Speicherelementes wird durch einen Schwellenwert H die immobile Wassermenge berücksichtigt. Dieser Schwellenwert ist konstant. Die oberhalb dieses Schwellenwertes liegende mittlere Speicherfüllung h ist das mobile oder dynamische Wasser im Speicherraum. Die Verweilzeit des dynamischen Wassers ist durch die Speicherkonstante K festgelegt. Da der Speicher als vollständig durchmischtes angenommen wird und daher die gesamte Speicherfüllung berücksichtigt werden muß, beträgt das Wasseralter beim Verlassen des Systems

$$T = \frac{h + H}{h} * K \quad (9.5)$$

$T = t_t$ Wasseralter beim Verlassen des Systems, entspricht der mittleren Verweilzeit des Tracers im System

$K = t_w$ Speicherkonstante, entspricht der mittleren Verweilzeit des mobilen Wassers im System

Das in Abbildung 9.8a dargestellte Speicherelement konzeptionalisiert ein einfachporöses Medium. In etwas abgeänderter Form kann dieser Ansatz aber auch auf doppelporöse Medien übertragen werden (Abb. 9.8b). Im Gegensatz zum einfachporösen Ansatz wird kein Schwellenwert H definiert. Im doppelporösen Ansatz werden in Anlehnung an ein geklüftetes Medium Klüfte und Matrix berücksichtigt, wobei das mobile Wasservolumen durch die aktive Kluftporosität und das immobile Wasser durch die Matrixporosität berücksichtigt werden. Bei diesem Ansatz wird auch von einer vollständigen Durchmischung des Speichers ausgegangen, so daß der Zusammenhang zwischen der Verweilzeit des mobilen Wassers und dem Wasseralter in diesem Fall durch Gleichungen (9.3) bzw. (9.4) gegeben ist, wobei die Verweilzeit des diffusiven Stoffes dem Wasseralter gleichgesetzt wird.

Um den Grundwasserabfluß auf der Grundlage der tracerhydrologischen Verweilzeit modellieren zu können, wurde die Gleichung (9.4) in die Grundwasserabflußroutine von PRMS/MMS implementiert. Dies konnte für den ELS als auch für das DM erfolgen. Die Implementierung erfolgte über die Aufnahme der beiden neuen Parameter aktive Porosität (n_{aktiv}) und inaktive Porosität ($n_{inaktiv}$). Dadurch ist es unter der Voraussetzung, daß die aktive und inaktive Porosität bekannt sind, möglich, den Grundwasserumsatz in Einzugsgebieten direkt anhand der tracerhydrologischen Verweilzeit zu modellieren. Das bedeutet, daß die Dynamik des aktiven Wassers und sein Alter beim Verlassen des Systems richtig abgebildet werden können. Sind die Porositäten nicht bekannt, so können diese durch den Vergleich zwischen tracerhydrologischer Verweilzeit und der Verweilzeit, die sich aus der Rezessionsanalyse (DIFGA) ergibt, abgeschätzt werden.

Bei der Modellierung mit dem ELS ist die mit Gleichung (9.4) erzielte Kopplung der beiden unterschiedlichen Verweilzeiten ausreichend. Dies trifft ebenfalls für das DM in Bezug auf die Verweilzeiten zu. Wie der Anpassungsparameter $(D/vx)^*$ zur Beschreibung der Dispersion und Diffusion eines Isotops mit dem Dispersionsparameter (D/vx) zur Be-

schreibung der Heterogenität des Fließfeldes des mobilen Wassers zusammenhängt, konnte in befriedigender Weise nicht erschlossen werden. Daher konnte der Dispersionsparameter (D/vx) bei der Modellierung nur als freier Kalibrierungsparameter verwendet werden.

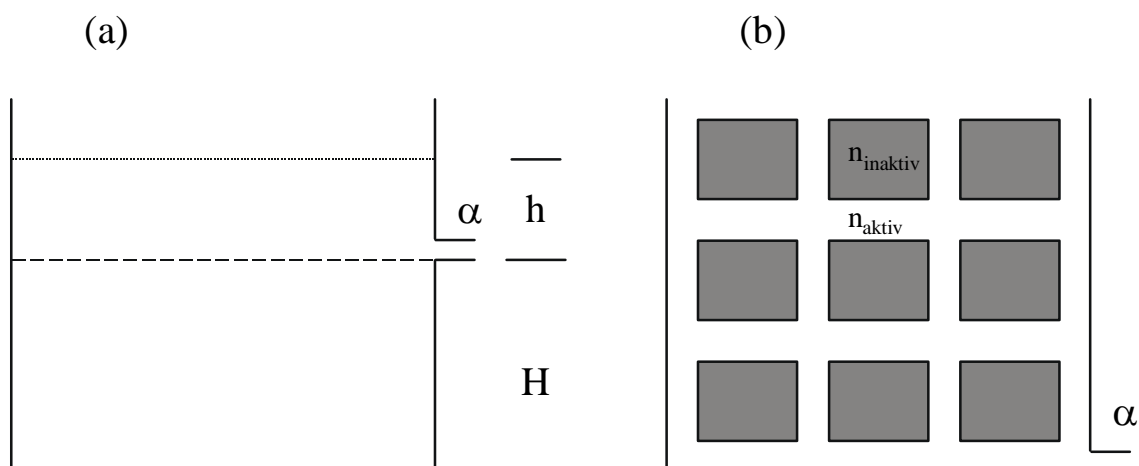


Abb. 9.8 Konzeptionelle Speicherelemente zur Berücksichtigung der Verweilzeit des dynamischen Wassers und des Wasseralters
(a) einfachporöses Medium
(b) doppelporöses Medium

In einer abschließenden Modellierung wurde der Wasserhaushalt des Untersuchungsgebietes mit dem erweiterten DM-Grundwassermodul für den Zeitraum 15. Juli 1995 bis 30. April 1996 modelliert. Das DM-Grundwassermodul wurde mit einer mittleren Verweilzeit bzw. einem Wasseralter von 920 d und einer aktiven Porosität von 1 % sowie einer inaktiven Porosität von 1,7 % parametrisiert. Nach Gleichung (9.4) ergibt dies eine Verweilzeit von 340 d des dynamischen Wassers im Gneisaquifer und der unteren Hangschuttdecke. Der Dispersionsparameter wurde auf 1,5 festgelegt. Die gemessene und simulierte Abflußganglinien sind in Abbildung 9.9 dargestellt.

Wiederum ist die Anpassung der berechneten an die gemessenen Werte sehr gut. Bei der statistischen Betrachtung der Modellierungsergebnisse nehmen die Gütemaße gegenüber den vorherigen Modellierungen gering ab. Die Efficiency und die Log-Efficiency betragen 0,89 bzw. 0,79. Dennoch sind diese Werte als sehr gut zu bewerten und die Verringerung der Gütemaße als relativ unerheblich einzustufen. Die Zusammensetzung der Abflußkomponenten hat sich durch das erweiterte DM-Grundwassermodul nicht verändert. Die jeweiligen Abflußanteile sind gleich geblieben. Sie betragen 15,9 % für die direkte Komponente, 50,8 % für die schnelle indirekte Komponente aus der oberen Hangschuttdecke und 33,3 % für die untere Hangschuttdecke und den geklüfteten Gneis.

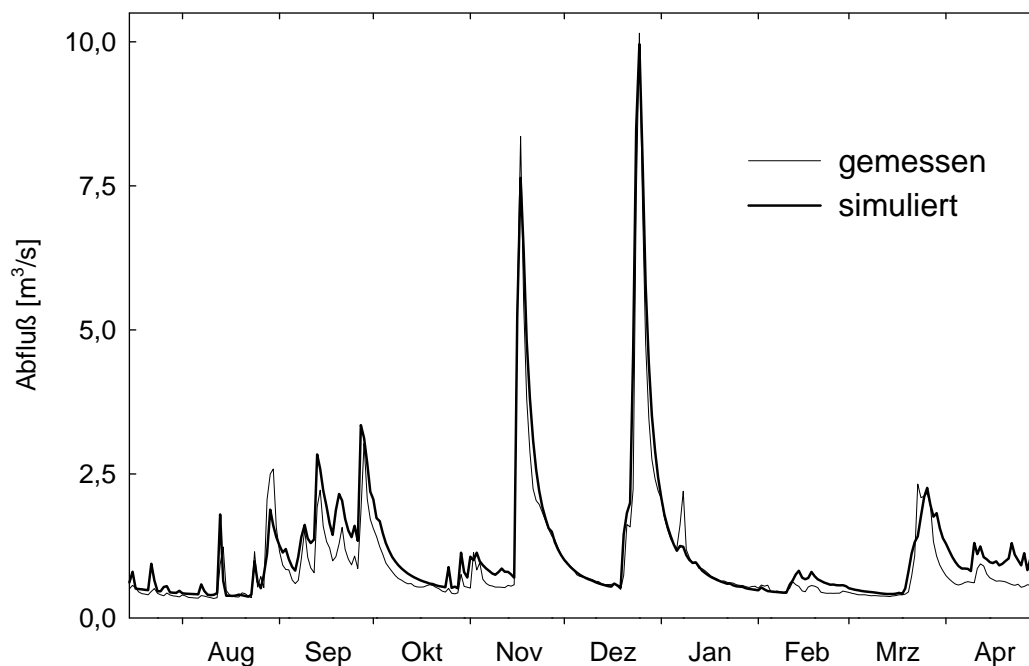


Abb. 9.9 Gemessene und mit dem erweiterten DM-Grundwassermodul simulierte Abflußganglinien ($T = 920 \text{ d}$, $n_{\text{aktiv}} = 0.010$, $n_{\text{inaktiv}} = 0.017$)

Gewöhnlich wird bei Modellanpassungen nur darauf geachtet, daß die gemessenen und simulierten Abflußganglinien möglichst gering voneinander abweichen. Hier ist es nun gelungen, neben einer relativ geringen Abweichung der berechneten zu den gemessenen Abflußwerten auch die Zusammensetzung der Abflußkomponenten und das Wasseralter der Grundwasserkomponente richtig wiederzugeben. Dabei wurden die Abflußkomponenten und die Verweilzeit der Grundwasserkomponente aus unabhängigen tracerhydrologischen Untersuchungen in Kombination mit einer Rezessionsanalyse (DIFGA) erzielt. Durch den Vergleich dieser Ergebnisse mit den Modellierungsergebnissen und den darauffolgenden Modellveränderungen ist es gelungen, den Wasserhaushalt des Untersuchungsgebietes realistisch wiederzugeben.

10 Schlußfolgerungen

Ziel der vorliegenden Arbeit war es, Ergebnisse aus tracerhydrologischen Untersuchungen in der N-A-Modellierung zu verwenden. Dadurch sollte eine realistische Modellierung des Wasserhaushaltes erzielt werden. Der Ausdruck „realistische Modellierung“ bezieht sich dabei nicht auf die Verringerung der Differenz zwischen gemessenen und simulierten Gesamtabflüssen, sondern auf die richtige Wiedergabe der Zusammensetzung der Abflußkomponenten und ihrer Verweilzeiten.

Grundlage der Wasserhaushaltsmodellierung war eine zweiteilige Systemgliederung in eine hydrologische und eine hydrogeologischen Raumgliederung. Die *hydrologische Raumgliederung* diente zur Erfassung der oberflächenbeschreibenden Parameter und der Steuerung der an der Einzugsgebietsoberfläche ablaufenden Prozesse. Die vertikale Erfassung des Einzugsgebietes erfolgte mit der *hydrogeologischen Raumgliederung*. Die hydrogeologische Raumgliederung wurde auf der Grundlage von tracerhydrologischen Untersuchungen in Kombination mit einer Rezessionsanalyse durch DIFGA erstellt. Die hydrogeologische Raumgliederung lieferte Ergebnisse zu Abflußanteilen aus den unterschiedlichen Speicherräumen im Untersuchungsgebiet und mittlere Verweilzeiten der einzelnen Abflußkomponenten. Diese Ergebnisse wurden mit den Resultaten der N-A-Modellierung verglichen. Der Vergleich zeigte abweichende Ergebnisse der N-A-Modellierung von den Ergebnissen der hydrogeologischen Raumgliederung. Durch eine an die Tracerhydrologie angelehnte, neuartige Modellierung der Ereignis- und Vorereigniswasser-Abflußanteile und eine Veränderung des Grundwasserabflußmoduls konnten die N-A-Modellierungsergebnisse an die Ergebnisse der hydrogeologischen Raumgliederung angepaßt werden. Dabei war es möglich, die aus der Tracerhydrologie ermittelte Verweilzeit der Grundwasserkomponente direkt in der Modellierung des Wasserhaushaltes des Einzugsgebietes zu verwenden.

Vergleich von tracerhydrologischen Ansätzen zur Bestimmung von Verweilzeiten mit Ansätzen zur Modellierung der Abflußkonzentration

In der Tracerhydrologie werden das *Exponentialmodell* und das *Dispersionmodell* zur Bestimmung von Verweilzeiten der Wässer im Untersuchungsgebiet erfolgreich eingesetzt. Ein Vergleich mit Ansätzen aus der N-A-Modellierung zur Abbildung der Abflußkonzentration aus Modellspeichern hat gezeigt, daß die Impulsantwortfunktion des *Einzellinearspeichers* und des Exponentialmodells sowie die Impulsantwortfunktion des *Diffusions-Translationsmodells* und des Dispersionsmodells mathematisch identisch sind. Daraus wurde abgeleitet, daß die über die Verwendung von idealen Tracern, die weder einer chemischen noch physikalischen Retardation unterworfen sind, ermittelten Verweilzeiten direkt zur Modellierung des Wasserumsatzes eingesetzt werden können. Unterliegt der verwendete Tracer aber einer physikalischen Retardation, so kann der Retardationskoeffizient über das Verhältnis von Gesamtwasservolumen zu mobilem Wasservolumen im Speicherraum ermittelt werden. Der Wasserhaushalt kann dann anhand der über den Retardationsfaktor korrigierten Verweilzeit des mobilen Wassers modelliert werden. Das

Wasseralter des abfließenden Wassers ist dann über die tracerhydrologische Verweilzeit gegeben.

Das N-A-Modell PRMS und die Entwicklungsumgebung MMS

Zur Modellierung des Wasserumsatzes wurde das *Precipitation-Runoff Modelling System* (PRMS) verwendet. Das Modell PRMS wurde dabei in der Entwicklungsumgebung des *Modular Modelling Systems* (MMS) angewendet. Das PRMS ist ein konzeptionelles, physikalisch basiertes und semidistribuiertes N-A-Modell. PRMS verfügt über einen modularen Aufbau. Das bedeutet, daß die Abbildung der Hauptprozesse in jeweils einem eigenständigen Modul programmiert wurde. Die Verwaltung der einzelnen Module sowie die Datenein- und -ausgabe erfolgt über MMS. Die modulare Struktur von PRMS und die offene Struktur von MMS machten es möglich, in PRMS vorhandene Module durch neue Module zu ersetzen. Die freie Verfügbarkeit von PRMS und MMS mit allen dazugehörigen Quellcodes war dabei sehr hilfreich.

Das Modell PRMS ist im Bereich der oberirdisch ablaufenden Prozesse sehr detailliert. Die Korrektur der gemessenen meteorologischen Variablen Temperatur, Niederschlag und Solarstrahlung kann im Modell sehr differenziert erfolgen. Die Prozesse der Interzeption und des Schneedeckenauf- und -abbaus werden relativ genau wiedergegeben. Dies gilt insbesondere für die physikalisch basierte Wiedergabe des Schneespeichers. Demgegenüber verwendet PRMS im Bereich der Abflußbildung einfachere Modellansätze. Positiv zu bewerten ist aber die Konzeptionalisierung des Oberflächenabflusses über den Ansatz der variablen Sättigungsflächen. Die Bodenroutine ist aufgrund ihres Schwellenwertansatzes über die nutzbare Feldkapazität sehr einfach gehalten. Dies bedingte Probleme bei der Modellierung von sommerlichen Ereignissen und der Übergangsphase von trockenen zu feuchten Verhältnissen. Der zweiparametrische nichtlineare Ansatz zur Modellierung des Zwischenabflusses ermöglicht gegenüber einem einparametrischen Einzellinearspeicher die gleichzeitige Modellierung eines schnellen Abflußanstiegs mit einer relativ lang nachfolgenden Rezession. Eine derartige Modellierung ist sonst nur durch die Verwendung von zwei parallelen Einzellinearspeichern möglich. Der Grundwasserabfluß wird durch einen gewöhnlichen Einzellinearspeicher wiedergegeben.

Die Anzahl der in den Prozeßmodulen definierten Modellparameter ist mit 67 sehr hoch. Die eigentliche Anzahl der Modellparameter ist noch weitaus höher, denn es muß beachtet werden, daß PRMS ein semidistribuiertes Modell ist. Das bedeutet, daß abhängig von der Anzahl der Teilflächen, der Subsurfacespeicher und der Grundwasserspeicher ein großer Teil der 67 Parameter räumlich verteilt festgelegt werden kann. Zusätzlich können auch einige Parameter auf monatlicher Basis variiert werden. Diese hohe Anzahl von Modellparametern macht die Anpassung von PRMS sehr aufwendig. Da die einzelnen Modellparameter miteinander korreliert sind, sollten bei der Modellanpassung möglichst nur gemessene oder aus Zusatzinformationen abgeleitete Parameter verwendet werden. Die Verwendung von mathematischen Optimierungsroutinen kann aufgrund der Parameterkorrelationen zu Parametersätzen führen, die die Abflußganglinie gut wiedergeben, aber nicht das Einzugsgebiet adequat beschreiben. Dies kann zu falschen Aussagen führen, wenn Vorhersagen mit dem Modell simuliert werden sollen (UHLENBROOK et al. 1999)

Ein Vorteil der teilweise sehr detaillierten Erfassung der Prozesse und der damit verbundenen hohen Anzahl der Parameter liegt in der Möglichkeit, eine Vielzahl von anthropogenen Veränderungen im Einzugsgebiet zu simulieren. Dies setzt jedoch voraus, daß das Modell die Prozesse richtig abbildet. Dies ist mit Wenig-Parameter-Modellen wie z.B. HBV oder TOPMODEL nicht möglich. Demgegenüber kann PRMS als ein sehr detailliertes Modell bezeichnet werden, das in Verbindung mit MMS für Modellveränderungen sehr flexibel ist.

Hydrologische Raumgliederung

Es wurden drei unterschiedliche Ansätze zur *hydrologischen Raumgliederung* miteinander verglichen. Es hat sich gezeigt, daß die Art der hydrologischen Raumgliederung weniger Einfluß auf die Abbildung der Gesamtabflüsse nimmt als die Ausprägung des hydrologischen Geschehens und seine Erfassung durch die Modellstruktur. Die Verwendung einer Raumgliederung richtet sich letztlich nach der Fragestellung, die durch die Modellierung beantwortet werden soll. Es sollte beachtet werden, daß durch die Raumgliederung die Verteilungen bzw. Heterogenität der betrachteten Parameter im Einzugsgebiet weitestgehend wiedergegeben werden. Dabei hat sich die Raumgliederung bewährt, die homogene Flächen im Untersuchungsgebiet ausweist.

Modellierung von Ereignis- und Vorereigniswasser-Abflußanteilen

Auf der Grundlage eines Mischungsansatzes wurden die Anteile von *Ereignis-* und *Vorereigniswasser* am Gesamtwasserumsatz modelliert. Die Simulationsergebnisse können direkt mit einer tracerhydrologischen Zwei-Komponenten-Separation verglichen werden. Für die Untersuchungsperiode 15. Juli 1995 bis 30. April 1996 betrug der simulierte Abflußanteil von altem Wasser 84 % am Gesamtwasserumsatz. Der Anteil der Neuwasser-Abflußkomponente betrug 16 %, wobei sich dieser Anteil aus 8 % Beitrag Oberflächenabfluß von den Sättigungsflächen und 8 % Beitrag einer schnellen direkten Komponente aus der oberen Hangschuttdecke zusammensetzt. Die hydrogeologische Raumgliederung, die auf der Basis von tracerhydrologischen Untersuchungen in Kombination mit einer Rezessionsanalyse durchgeführt wurde, ergab für die direkte Abflußkomponente einen Anteil von 18 %. Dieser Wert deckt sich sehr gut mit dem simulierten Direktabflußanteil. Bei einer großen Abweichung zwischen experimentellen und simulierten Anteilen ist es im Modell möglich, über die Veränderung der Parameter, die die Dynamik und die maximale Größe der variierenden Sättigungsflächen steuern, und den Schwellenwertparameter der Feldkapazität, die Simulationsergebnisse an die experimentellen Ergebnisse anzupassen. Da aber die Ergebnisse gut übereinstimmten, wurde dies als eine nachträgliche Validierung der Abbildung der Sättigungsflächen und des Modellparameters Feldkapazität gewertet.

Die Simulation hat zusätzlich gezeigt, daß der hohe Anteil der Altwasserkomponente nicht nur im Gesamtwasserumsatz auftritt, sondern auch bei Hochwasserereignissen den überwiegenden Abflußanteil ausmacht. Dies bedeutet, daß es auch mit konzeptionellen Ansätzen möglich ist, die tracerhydrologisch ermittelten hohen Anteile an Altwasserkomponenten zu modellieren.

Für das Untersuchungsgebiet setzte sich die Altwasserkomponente aus einer schnellen indirekten Komponente aus der oberen Hangschuttdecke und einer langsamen Komponente aus der unteren Hangschuttdecke und dem geklüfteten Gneisaquifer zusammen. Die Begriffe „schnell“ und „langsam“ beziehen sich bei dieser Betrachtung nicht auf das Wasseralter, sondern auf die Reaktion bzw. Dynamik, mit der die Komponenten bei einem Niederschlagsereignis mit einer Abflüßerhöhung reagieren.

Auch bei der Modellierung der Zusammensetzung der indirekten Abflußkomponente aus der oberen Hangschuttdecke und aus der unteren Hangschuttdecke mit dem geklüfteten Gneisaquifer konnten im Vergleich zu den tracerhydrologischen Untersuchungen zufriedenstellende Ergebnisse erzielt werden. Die Modellierung erbrachte Anteile von 52 % indirektem Abfluß aus der oberen Hangschuttdecke und von 32 % für die untere Hangschuttdecke mit dem geklüfteten Gneis. Die experimentellen Werte, die mit Ergebnissen der Rezessionsanalyse kombiniert wurden, ergaben 45 % und 37 %.

Abschließend kann festgestellt werden, daß es möglich war, die Simulationsergebnisse mit den tracerhydrologischen Ergebnissen zu validieren. Bei stark voneinander abweichenden Ergebnissen besteht aber auch die Möglichkeit, die Modellierung an die experimentellen Werte anzupassen.

Verwendung des Dispersionsmodells zur Modellierung des Grundwasserabflusses

Der Vergleich zwischen Modellansätzen der Tracerhydrologie und Ansätzen zur Modellierung der Abflußkonzentration in N-A-Modellen hat gezeigt, daß das tracerhydrologische *Dispersionsmodell* mathematisch identisch mit dem *Diffusions-Translations-Modell* ist. Da die tracerhydrologisch ermittelten Parameter mittlere Verweilzeit und Dispersion zur Modellierung des Wasserumsatzes von Einzugsgebieten verwendet werden sollten, wurde der *Einzellinearspeicheransatz* zur Modellierung des Grundwasserabflusses im N-A-Modell PRMS durch das Diffusions-Translations-Modell bzw. Dispersionsmodell ersetzt.

Grundsätzlich ist es möglich, den Grundwasserabfluß in N-A-Modellen mit dem Dispersionsmodell zu simulieren. Die Modellierung des Gesamtabflusses konnte mit dem Dispersionsmodell mit gleichem Erfolg durchgeführt werden, wie dies mit dem Einzellinearspeicher möglich war. Das wurde durch die berechneten Gütemaße Efficiency und Log-Efficiency bestätigt, die für beide Modellansätze vergleichbar gute Werte ergaben.

Ein Charakteristikum des Einzellinearspeichers ist seine unmittelbare Reaktion auf eine Speicherbelastung. Eine sehr schnelle Reaktion des Dispersionsmodells bei Speicherbelastung ist nur mit Werten des Dispersionsparameters zwischen 0,5 und 2 zu erreichen. Werte des Dispersionsparameters von größer als 2,0 sollten nicht verwendet werden, weil diese aus tracerhydrologischer Sicht nicht möglich sind. Bei Dispersionsparametern zwischen 0,5 und 2 werden sich die Impulsantworten des Einzellinearspeichers und des Dispersionsmodells ähnlich. Der Unterschied zwischen beiden Ansätzen besteht darin, daß bei gleicher Belastung und gleicher mittlerer Verweilzeit das Dispersionsmodell intensiver reagiert und ein höheres Maximum erzielt als der Einzellinearspeicher. Demgegenüber zeichnet sich der Einzellinearspeicher dann durch eine verlangsamte Rezession aus.

Die direkte Verwendung der tracerhydrologisch ermittelten mittleren Verweilzeit zur Modellierung des Wasserumsatzes in N-A-Modellen ist nur möglich, wenn das mobile und immobile Speichervolumen des untersuchten Speicherraumes berücksichtigt wird. Dies kann bei dem Dispersionsmodell und dem Einzellinearspeicher über den gleichen Ansatz erfolgen. Für das Untersuchungsgebiet wurde der Wasserumsatz der unteren Hangschuttdecke und des geklüfteten Gneisaquifers mit der tracerhydrologisch ermittelten Verweilzeit von 920 d modelliert. Dies bedeutete, daß das Wasser, das aus der unteren Hangschuttdecke und dem Gneisaquifer zum Abfluß kommt, im Mittel 920 d alt ist. Aber im Gegensatz zu seinem Wasseralter reagiert es mit einer Dynamik des mobilen Wassers von 340 d mittlerer Verweilzeit. Durch die Verwendung von aktiver und inaktiver Porosität zur Berücksichtigung von *mobilem* und *immobilem* Wasser im Speicherraum ist es theoretisch möglich, den Grundwasserumsatz nur mit gemessenen Werten zu modellieren. Die Tracerhydrologie würde dabei das mittlere Wasseralter liefern, die aktive und inaktive Porosität könnte aus einem kombinierten Pump- und Markierversuch mit künstlichen Tracern ermittelt werden.

Gegenüber der mittleren Verweilzeit stellte sich die Verwendung des tracerhydrologisch ermittelten Dispersionsparameters als problematisch heraus. Tracerhydrologisch beschreibt der Dispersionsparameter einerseits die Dispersion im System, aber auch die stoffabhängige Diffusion. Eine direkte Korrektur oder Übertragung des Stofftransportparameters Dispersionsparameter zur Modellierung des Wasserhaushaltes war nicht möglich, so daß der Dispersionsparameter bei der Modellierung des Wasserhaushaltes als nicht physikalisch interpretierbarer Modellparameter behandelt wurde. Die tracerhydrologische Interpretation des Dispersionsparameter als ein Maß für die Heterogenität des zu beschreibenden Speicherraums scheitert an der Tatsache, daß zur Wasserhaushaltsmodellierung sehr große Dispersionsparameter verwendet werden müssen. Der Grund dafür ist, daß der Dispersionsparameter flächenintegrierend unterschiedlich lange Fließwege beschreiben muß, auf denen jeweils die Dispersion wirksam ist.

Die direkte Verwendung von tracerhydrologisch ermittelten Verweilzeiten ist bei Berücksichtigung des mobilen und immobilen Wassers sowohl mit dem Dispersionsmodell als auch mit dem Einzellinearspeicher möglich. Die Verwendung des Modellierungsansatzes kann daher an der Reaktion des Grundwasserabflusses entschieden werden. Bei gleichen mittleren Verweilzeiten ist es mit dem Dispersionsmodell möglich, gegenüber dem Einzellinearspeicher eine intensivere Reaktion und eine stärkere Rezession zu modellieren. Daher bietet sich der Einsatz des Dispersionsmodells unter Umständen bei kleinen, schnell reagierenden Einzugsgebieten an. Bei großen, langsamer reagierenden Einzugsgebieten ist der Einzellinearspeicher zu bevorzugen.

Abschließend kann festgehalten werden, daß sich das Dispersionsmodell zur Modellierung von Grundwasser-Abflußkomponenten in N-A-Modellen eignet, und das Ziel erreicht wurde, tracerhydrologisch ermittelte Verweilzeiten zur Modellierung des Grundwasserumsatzes in konzeptionellen N-A-Modellen direkt zu verwenden.

Verwendung von tracerhydrologisch ermittelten Abflußanteilen und Verweilzeiten in der N-A-Modellierung

Die Probleme in der hydrologischen Modellierung lassen sich mit den Begriffen *Prozeßverständnis*, *Parameterermittlung*, *Skalenbereich*, *Modellvalidierung* und *Datenerhebung* beschreiben. Oft wird bei der hydrologischen Modellierung nur auf die richtige Abbildung des Gesamtabflusses Wert gelegt. Wenn der Abfluß richtig wiedergegeben wird, wird gefolgert, daß dann das Modell das System Einzugsgebiet auch richtig abbilde. Dies ist aber aufgrund der oben genannten Probleme in der Modellierung nicht zutreffend. Da jedes Modell konzeptionelle Vereinfachungen enthält und die Eingabedaten mit Meßfehlern behaftet sind, wird es nur möglich sein, den auch mit Fehlern behafteten Gesamtabfluß zu beschreiben. Die Beschreibung des Gesamtabflusses ist aber durch das Modell aufgrund von Parameterabhängigkeiten mit unterschiedlichen Parametersätzen möglich. Erschwerend kommt hinzu, daß viele Parameter, auch wenn sie eine physikalische Grundlage besitzen, flächendeckend für das Einzugsgebiet nicht ermittelt werden können. Sie können meist nur punktuell gemessen werden und müssen dann auf die Fläche regionalisiert werden.

Zur verbesserten *Validierung* werden in der Hydrologie auch innere Systemzustände wie Grundwasserstand oder Bodenfeuchte verwendet. Hier bleibt aber bei der Verwendung von konzeptionellen Modellen die Schwierigkeit der Zuordnung des gemessenen Systemzustandes zum modellierten Systemzustand. Eine direkte Zuordnung punktueller Grundwasserstände zur Speicherfüllung eines Einzellinearspeicher ist nicht möglich. Dementsprechend ist die Übertragung einer oder auch mehrerer punktueller Bodenfeuchtemessungen auf den Modell-Bodenspeicher, der z.B. nur über den Schwellenwert der Feldkapazität konzeptionalisiert ist, mit Schwierigkeiten behaftet.

Hier liegt eine Stärke der tracerhydrologisch ermittelten Parameter. Aufgrund des *Konvergenzansatzes* beschreiben sie das untersuchte System integrierend. Das Ergebnis ist ein mittlerer Wert, der das System auf der untersuchten *Skalenebene* beschreibt. Das hat zur Folge, daß die tracerhydrologisch ermittelten Systemzustände, wie die Abflußanteile der einzelnen Speicherräume, direkt mit den modellierten Abflußanteilen verglichen werden können. Ebenfalls beschreibt der Parameter mittlere Verweilzeit bzw. das Wasseralter den Speicherraum integrierend, so daß dieser Wert in ein konzeptionelles Modell aufgenommen werden kann.

Zusammengefaßt kann festgestellt werden, daß durch die tracerhydrologischen Untersuchungen das Verständnis der Prozesse im Einzugsgebiet erhöht wird. Die Ergebnisse werden experimentell mit unabhängigen Methoden im Untersuchungsgebiet erhoben. Die Ergebnisse liefern Systemzustände und Parameterwerte, die das System in der untersuchten Skalenebene beschreiben. Die Parameterwerte können direkt zur *Kalibrierung* des Modells, und die Systemzustände zur *Validierung* des Modells verwendet werden. Damit leistet die Integration von tracerhydrologischen Ansätzen und Ergebnissen einen Beitrag zur Lösung der Probleme in der hydrologischen Modellierung.

Verzeichnis der Abkürzungen und Symbole

A	Abfluß
AI	Amplitude der Isotopeninput-Ganglinie
B	Amplitude der Isotopenoutput-Ganglinie
C	Konzentration
C_{in}	Inputkonzentration
CIT	Channel Initiation Threshold
C_{out}	Outputkonzentration
D	Dispersionskoeffizient
DHM	Digitales Höhenmodell
DM	Dispersionsmodell
DTM	Diffusions-Translations-Modell
$(D/vx)^*$	Anpassungsparameter des Dispersionsmodells, beschreibt Dispersion und Diffusion physikalisch retardierter Tracer
ELS	Einzel-Linear-Speicher
EM	Exponentialmodell
EPM	Exponential-Pistonflow-Modell
f	Amplitudenverhältnis
F	Durchflußfläche
GIS	Geographisches Informationssystem
h	Wasserspiegellage über Bezugsniveau
HRU	Hydrological Response Unit
HSU	Hydrological Similar Unit
I_e	Reibungsgefälle
I_s	Gerinnegefälle
K	Speicherkonstante
M	Masse des injizierten Markierstoffes
MMS	Modular Modelling System
N	Niederschlag
n_{aktiv}	aktive Porosität (Klüfte, Makroporen)
$n_{inaktiv}$	inaktive Porosität (z.B. Matrix eines geklüfteten Festgesteins)
p	Systemeingabe
P_D	Dispersionsparameter

PFM	Pistonflow-Modell
PRMS	Precipitation-Runoff Modelling System
Q	Abfluß
q	Systemausgabe
QD1	schneller Direktabfluß
QD2	langsamer Direktabfluß
QG1	schneller Basisabfluß
QG2-	langfristiger Basisabfluß
q_{gem}	gemessener Abfluß
$Q_{\text{GW}}(t)$	Grundwasserabfluß
$Q_{\text{in}}(t)$	Grundwasserneubildung
q_{sim}	simulierter Abfluß
r	hydraulischer Radius
R	Rauhigkeitsbeiwert
R_a	Retardationsfaktor
R_{eff}	Efficiency
$R_{\text{log eff}}$	Log-Efficiency
S	Speicherfüllung
SD1	schneller Direktabflußspeicher
SD2	langsamer Direktabflußspeicher
SG1	schneller Basisabflußspeicher
SG2	langsamer Basisabflußspeicher
T	Umsatzzeit
t_{int}	Zeitpunkt mit maximaler Tracerkonzentration
t_{mit}	mittlere Verweilzeit
t_t	Verweilzeit des diffusiven Stoffes
t_w	Verweilzeit des mobilen Wassers
u	Translationsgeschwindigkeit
U	Systemoperation
v	mittlere Fließgeschwindigkeit auf der Wegstrecke x
V	Verdunstung
$V_{\text{dynamisch}}$	dynamisches bzw. mobiles Wasservolumen
V_{gesamt}	Gesamtwasservolumen
V_{inaktiv}	inaktives oder immobiles bzw. minimales Wasservolumen

v_{int}	intensive Fließgeschwindigkeit
X	Anteil neues Wasser am Gesamtabfluß
x	Ortskoordinate in Fließrichtung
y	Wasserspiegellage über Gewässersohle
φ	Phasenverschiebung zwischen C_{in} und C_{out}
ω	Frequenz
Φ	Systemparameter, Modellparameter

Verzeichnis der in PRMS verwendeten Abkürzungen

AIRN	langwellige Strahlung, die ein schwarzer Körper bei der mittleren Lufttemperatur für die zwölfstündige Berechnungsperiode emittiert [cal]
ALB	Albedo der Schneedeckenoberfläche
CALN	Energiebilanz der oberen Schneeschicht [cal]
CALND	Energiegewinn [cal], beim Frieren von FREWT
CECN(MO)	Koeffizient für den Monat MO
CEN	Näherungswert des fühlbaren und latenten Wärmestroms [cal]
COVDNW	winterliche Vegetationsdichte
CS	spezifische Wärme von Eis [cal/g*°C]
CTS(MO)	monatlicher Koeffizient (Verdunstung)
CTW	Verlustkoeffizient (Sublimation)
CTX	Koeffizient (Verdunstung)
DEN	Schneedichte [g/cm ³]
DENI	Dichte des neugefallenen Schnees [g/cm ³]
DENMX	angenommene, mittlere maximale Schneedichte [g/cm ³]
DPT	Höhe der Schneedecke [inch]
e ₁	gesättigter Wasserdampfdruck [mb] zur mittleren Minimaltemperatur des wärmsten Monats im Jahr
e ₂	gesättigter Wasserdampfdruck [mb] zur mittleren Maximaltemperatur des wärmsten Monats im Jahr
E2	mittlere Höhe des HRUs [ft]
EMIS	Emissivität der Luft
FREWT	in der Schneeschicht gespeichertes flüssiges Wasser [inch]
INFLOW	Zufluß zum Subsurface-Speicher
ISP1, ISP2	Julianische Tage, ab denen der Beginn der frühjährlichen Schneeschmelze überprüft bzw. erzwungen werden soll
KEFF	effektive Wärmeleitung der Schneedecke [cal/s*cm*°C]
LWN	langwellige Nettostrahlung [cal]
LWN	langwellige Strahlungsbilanz [cal]
PACT	Temperatur der unteren Schneedecke [°C]
PCOR	Niederschlags-Korrekturfaktor für jeweiliges HRU

PDV	tägliche gemessene Niederschlagshöhe der Niederschlagsstation, die einem HRU zugewiesen ist
PET	potentielle Evapotranspiration [inch/d]
PKDEF	erforderliche Energiemenge [cal], um die untere Schneeschicht auf einen isothermen Zustand von 0 °C zu bringen
PSN	tägliche Netto-Neuschneemenge als Wasseräquivalent [inch]
PSS	Summe aller PSN seit Beginn des Schneedeckenaufbaus, in Wasseräquivalent [inch]
PTN	effektiver Niederschlag
PWEQV	Wasseräquivalent der Schneedecke [inch]
QCOND	Wärmeleitung zwischen oberer und unterer Schneeschicht
RAS	Abfluß aus dem Subsurface-Speicher in den Vorfluter
RCF, RCP	Routingkoeffizienten (Subsurface-Speicher)
RECHR	aktuelle Bodenfeuchte der oberen Bodenzone
REMX	maximale Bodenfeuchte-Speicherkapazität der oberen Bodenzone
RES	Subsurface-Speicherfüllung
RES	Subsurface-Speicherfüllung
RESMX, REXP	Routingkoeffizienten (Grundwasserneubildung)
RIN	tägliche Solarstrahlung, ausgedrückt in Verdunstungsäquivalent [inch/d]
RSEP	Koeffizient der Grundwasserneubildung
SCN, SC1	Koeffizienten (Sättigungsflächen)
SCN	minimale beitragende Fläche
SCX	maximal beitragende Fläche
SETCON	Setzungskonstante der Schneedecke
SMELT	Schneesmelze [inch]
SMIDX	Feuchteindex als Summe aus aktueller Bodenfeuchte und Hälfte des effektiven Niederschlages
SNEV	Sublimationsverlust [inch]
SNON	langwellige Strahlung, die die Schneedecke bei gegebener Oberflächentemperatur TS für die zwölfstündige Berechnungsperiode emittiert [cal]
SWN	kurzwellige Nettostrahlung [cal]
SWN	kurzwellige Strahlungsbilanz [cal]
SWRD	berechnete Globalstrahlung [cal]
TAVC	mittlere Lufttemperatur für die zwölfstündige Periode [°C]

TAVF	mittlere tägliche Lufttemperatur [°F]
TRNCF	Transmissionskoeffizient für die Vegetationsdecke über der Schneedecke
TS	Temperatur der oberen Schneedecke [°C]
XINLOS	Interzeptionsverdunstung [inch]

Literatur

- Aschwanden, H., Weingartner, R., Leibundgut, Ch. (1986): Zur regionalen Übertragung von Mittelwerten des Abflusses. DGM 30 (2/3) 52-61.
- Attinger, R. (1988): Tracerhydrologische Untersuchungen im Alpstein. Geographica Bernensia, G 29, Bern, 179 S.
- Barnes, C. J., Bonnell, M. (1996): Application of unit hydrograph techniques to solute transport in catchments. Hydrol. Processes 10, 793-802.
- Becker, A., Serban, P. (1990): Hydrological models for water-resources system design and operation. WMO Operational Hydrology Report No. 34, WMO-No. 740, Genf, 80 S.
- Bergmann, H., Fank, J., Harum, T., Papesch, W., Rank, D., Richtig, G., Zojer, H. (1996): Abflußkomponenten und Speichereigenschaften, Konzeptionen und Auswertemethoden. Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft 48, H1/2, 27-45.
- Bergström, S. (1976): Development and application of a conceptual runoff model for Scandinavian catchments. SMHI, Reports RHO, No. 7, Norrköping.
- Bergström, S. (1992): The HBV model - its structure and applications. SMHI, Reports, RH, No. 4, Norrköping.
- Bergström, S. (1995): The HBV Model. In: Singh, V. P. (Ed): Computer Models of Watershed Hydrology. Water Resources Publication, Highlands Ranch, CO, USA. Chapter 13, 443-476.
- Beven, K. (1989): Changing ideas in hydrology - the case of physically-based models. J. Hydrol. 105, 157-172.
- Beven, K. J., Kirkby, M. J. (1979): A physically based variable contributing area model of basin hydrology. Hydrol. Sci. Bull., 24(1), 43-69.
- Beven, K. J., Lamb, R., Quinn, P., Romanowicz, R., Freer, J. (1995): TOPMODEL. In: Singh, V. P. (Ed): Computer Models of Watershed Hydrology. Water Resources Publication, Highlands Ranch, CO, USA. Chapter 18, 627-668.
- Bonnell, M. (1993): Progress in the understanding of runoff generation dynamics in forests. J. Hydrol. 150, 217-275.
- Braun, L. (1985): Simulation of snowmelt runoff. Zürcher Geographische Schriften 21, 166 S.
- Bredenkamp, D. B., Vogel, J. C. (1970): Study of a dolomitic aquifer with carbon-14 and tritium. Isotope Hydrology 1970. IAEA, Wien, 349-372.

- Buchtele, J., Elias, V., Tesar, M., Herrmann, A. (1996): Runoff components simulated by rainfall-runoff models. *Hydrol. Sci. J.*, 41 (1), 49-60.
- Burnash, J. C., Ferral, R. L., McGuire, R. A. (1973): A generalized streamflow simulation system. NWS and California Dept. of Water Res., Sacramento, California, USA.
- Buttle, J. M. (1994): Isotope hydrograph separations and rapid delivery of pre-event water from drainage basins. *Progress in Physical Geography* 18, 1, 16-41.
- Caspary, H. J. (1990): Auswirkungen neuartiger Waldschäden und der Bodenversauerung auf das Abflußverhalten von Waldgebieten. *IHW* 37, 193 S.
- Chow Ven Te, Maidment, D. R., Mays, L W. (1988): *Applied Hydrology*. McGraw-Hill, New York, 572 S.
- Christophersen, N., Seip, H. M., Wright, R. F. (1982): A model for streamwater chemistry at Birkenes, Norway. *Water Resour. Res.* 18, 977-996.
- Cluis, D., Martz, L. W., Quentin E. & Rechatin, C. (1996): Coupling GIS and DEDNM to classify the Hortonian pathways of non-point sources to the hydrographic network. *IAHS Publ. no. 235*, 37-44.
- Crawford, N. H., Linsley, R. K. (1966): Digital simulation in Hydrology - Stanford Watershed Model IV. Technical Report No. 39, Department of Civil Engineering, Stanford University, Stanford, California, USA.
- Cui, Y. (1997): Different approaches towards an understanding of runoff generation. *Freiburger Schriften zur Hydrologie, Band 7*, Freiburg i. Br., 163 S.
- Demuth, S. (1993): Untersuchungen zum Niedrigwasser in West-Europa. *Freiburger Schriften zur Hydrologie, Band 1*, Freiburg i. Br., 205 S.
- Dewalle, D. R., Swistock, B. R., Sharpe, W. E. (1988): Three-component tracer model for stormflow on a small Appalachian forested catchment. *J. Hydrol.* 104, 301-310.
- Dooge, J. C. (1986): Looking for hydrologic laws. *Water Resour. Res.* 22 (9), 46-58.
- Dunne, T., Black, R. D. (1970): Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed. *Water Resour. Res.* 6, 1296-1311.
- Dyck, S. (Ed.) (1980a): *Angewandte Hydrologie Teil 1: Berechnung und Regelung des Durchflusses der Flüsse*. 2. Aufl., Verl. f. Bauwesen, Berlin; Lizenzausgabe Verl. W. Ernst & Sohn, Berlin - München, 528 S.
- Dyck, S. (Ed.) (1980b): *Angewandte Hydrologie Teil 2: Der Wasserhaushalt der Flußgebiete*. 2. Aufl., Verl. f. Bauwesen, Berlin; Lizenzausgabe Verl. W. Ernst & Sohn, Berlin - München, 544 S.
- Dyck, S., Peschke, G. (1995): *Grundlagen der Hydrologie*. Verl. f. Bauwesen, Berlin, 536 S.

- Eriksson, E. (1958): The possible use of tritium for estimating groundwater storage. *Tellus* 10, 472-478.
- Etzenberg, C., Zimmermann, S., Töpfer, J. (1996): Ableitung eines wissenbasierten Entscheidungssystems zur Charakterisierung des flächendifferenzierten Abflußverhaltens in Gewässereinzugsgebieten. *Wasser im System Boden-Pflanze-Atmosphäre*, Festschrift anlässlich des 60. Geburtstages von Prof. Dr. G. Peschke, IHI-Schriften Heft 2, 202-211.
- Federer, C. A., Lash, A. (1988): *BROOK: A hydrologic simulation model for Eastern forests*. Water Resources Research Center, Univ. of New Hampshire. Durham, New Hampshire, USA.
- Flügel, W.-A. (1995): Delineating hydrological response units by geographical information system analyses for regional hydrological modelling using PRMS/MMS in the drainage basin of the river Bröl, Germany. In: Kalma, J. D., Sivapalan, M. (Eds.): *Scale issues in hydrological modelling; Advances in hydrological Processes*, J. Wiley & Sons, 181-194.
- Flüge, W.-A., Lüllwitz, Th. (1993): Using a distributed model with GIS for comparative hydrological modelling of micro- and mesoscale catchments in the USA and Germany. *IAHS-Publ. No. 214*, 59-66.
- Freeze, J. A., Cherry, J. F. (1979): *Groundwater*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 604 S.
- Garbrecht, J., Martz, L. W. (1993): Generation of network and subwatershed parameters from digital elevation models., Part II: Application of DEDNM to low relief landscape. In: *GIS in Forestry, Environmental and Natural Resources Management (Proc. GIS '93, Vancouver)*, 345-352.
- Geologisches Landesamt Baden-Württemberg (Hrsg.) (1981): *Geologische Karte von Freiburg im Breisgau und Umgebung 1:50 000 mit Eräuterungen*.
- Geyer, O.F., Gwinner, M.P. (1991): *Geologie von Baden-Württemberg*. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 482 S.
- Güntner, A., Uhlenbrook, S., Seifert, J., Leibundgut, Ch. (1997): Estimation of saturation excess overland flow areas – comparison of topographic index calculations with field mapping. *Landschaftsökologie und Umweltforschung*, Heft 25, Proc. Int. Conf. on Regionalization in Hydrology (Braunschweig 1997, Germany), Extended Abstracts, 93-96.
- Gutknecht, D. (1996): Abflußentstehung an Hängen - Beobachtungen und Konzeptionen. *Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft* 48, H5/6, 134-144.
- Gutknecht, D., Kirnbauer, R. (1996): Abflußentstehung - Einflußfaktoren und Konzeptionen. *Wasser im System Boden-Pflanze-Atmosphäre*, Festschrift anlässlich des 60. Geburtstages von Prof. Dr. G. Peschke, IHI-Schriften Heft 2, 182-191.

- Hädlich, F., Moll, W., Stahr, K. (1979): Bodenkarte des Landkreises Breisgau-Hochschwarzwald und des Stadtkreises Freiburg i. Br., Breisgau-Hochschwarzwald, Schillinger Verlag, Freiburg.
- Hädlich, F., Moll, W., Stahr, K. (1988): Bodenentwicklung und Bodentypen. Breisgau-Hochschwarzwald, Schillinger Verlag, Freiburg, S.53-69.
- Hager, W. H., Chervet, A. C. (1996): Geschichte der Dammbuchwelle. Wasser, Energie, Luft - eau, énergie, air; Heft 3/4, 49-54.
- Henning, D., Liebscher, H. J. (1979): Verdunstung. In: Keller, R. (Hrsg.): Hydrologischer Atlas der Bundesrepublik Deutschland. Textband, Boldt-Verlag, 365 S.
- Herrmann, A., Koll, J., Leibundgut, Ch., Maloszewski, P., Rau, R., Rauert, W., Stichler, W. (1986): Anwendung von Tracertechniken zur Erfassung des Wasserumsatzes in kleinen Einzugsgebieten. Stand und Fortgang der Arbeiten. DGM 30, H. 4, 85-93.
- Herrmann, A., Koll, J., Leibundgut, Ch., Maloszewski, P., Rau, R., Rauert, W., Stichler, W. (1989): Wasserumsatz in einem kleinen Einzugsgebiet im paläozoischen Mittelgebirge (Lange Bramke, Oberharz). Eine hydrologische Systemanalyse mittels Umweltisotopen als Tracer. Landschaftsökologie und Umweltforschung 17, Braunschweig.
- Herrmann, A., Maloszewski, P., Rau, R., Rosenow, W., Stichler, W. (1984): Anwendung von Tracertechniken zur Erfassung des Wasserumsatzes in kleinen Einzugsgebieten. Ein Forschungskonzept für die Oberharzer Untersuchungsgebiete. DGM 28, H. 3, 65-74.
- Herrmann, A., Schöniger, M. (1992): Anwendung von Tracertechniken zur Erfassung des Wasserumsatzes in kleinen Einzugsgebieten. Fortsetzung und Abschluß der Arbeiten. Teil 1. DGM 36, H. 3/4, 94-107.
- Hewlett, J. D., Nutter, W. L. (1970): The varying source area of stream-flow from upland basins. Proceedings of the Symposium on Interdisciplinary Aspects of Watershed Management, Montana State University, Bozeman, Montana, 65-83.
- Himmelblau, D. M., Bischoff, K. B. (1968): Process analysis and simulation: Deterministic systems. Wiley, New York, NY.
- Hooper, P. R., Shoemaker, C. A. (1986): A comparison of chemical and isotopic hydrograph separation. Water Resour. Res. 22 (10), 1444-1454.
- Hooper, R. P., Stone, A., Christophersen, N., Grosbois, Ed De, Seip, H. M. (1988): Assessing the Birkenes model of stream acidification using a multisignal calibration methodology. Water Resour. Res. 24 (8), 1306-1316.
- Hutchins, M. G., Wheeler, H. S., Beck, M. B., Reynolds, B. (1995): The role of natural tracers in the understanding of catchment hydrochemistry within a conceptual hydrological framework. IAHS-Publ. No. 229, 275-283.

- Jensen, M. E., Haise, H. R. (1963): Estimating evapotranspiration from solar radiation. Proceedings of the American Society of Civil Engineers, Journal of Irrigation and Drainage, Vol. 89, No. IR4, 15-41.
- Kirnbauer, R., Pirkl, H., Haas, P., Steidl, R. (1996): Abflußmechanismen - Beobachtungen und Modellierung. Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft 48, H1/2, 15-26.
- Klemes, V. (1983): Conceptualization and scale in hydrology. J. Hydrol. 65, 1-23
- Kreft, A., Zuber, A. (1978): On the physical meaning of the dispersion equation and its solution for different initial and boundary conditions. Chem. Eng. Sci. 33, 1471-1480.
- Leaf, C. F. (1966): Free water content of snowpack in subalpine areas. Western Snow Conference, Seattle, Washington 1966, Proceedings, 34, 17-24.
- Leavesley, G. H. (1994): Modeling the effects of climate change on water resources - a review. Climatic Change 28, 159-177.
- Leavesley, G. H. , Stannard, L. G. (1990): Application of remotely sensed data in a distributed-parameter watershed model. Proceedings of the workshop on Application of remote sensing in hydrology, Saskatoon, Canada, 13./14. Feb. 1990, 47-68.
- Leavesley, G. H., Lichty, R. W., Troutman, B. M., Saindon, L. G. (1983): Precepitation-runoff modeling system. User's manual. USGS Water Resources Investigations Report 83-4238: 207 S.
- Leavesley, G. H., Restrepo, P. J., Markstrom, S. L., Dixon, M., Stannard, L. G., 1996, The modular modeling system (MMS): User's manual: U.S. Geological Survey Open File Report 96-151, 142 S.
- Leibundgut, Ch. (1984): Zur Erfassung hydrologischer Messwerte und deren Übertragung auf Einzugsgebiete verschiedener Dimensionen. Geomethodica 9, Basel, 141-170.
- Leibundgut, Ch. (1987): Hydroökologische Untersuchungen in einem alpinen Einzugsgebiet (Testgebiet Grindelwald). Schlußbericht Schweizer MAB-Programm, Nr. 30, Bern 172 S.
- Leibundgut, Ch. (1995): Preface. IAHS-Publ. No. 229, V-VI.
- Leibundgut, Ch., Lindenlaub, M., Mehlhorn, J. (1996): Tracerhydrologische Ansätze in der Niederschlags-Abfluß-Modellierung. Wasser im System Boden-Pflanze-Atmosphäre, Festschrift anläßlich des 60. Geburtstages von Prof. Dr. G. Peschke, IHI-Schriften Heft 2, 247-255.
- Liehl, E. (1982): Landschaftsgeschichte des Feldberggebietes - Altlandschaft - Eiszeit - Verwitterung und Abtragung heute. - In: Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg (Hrsg.) (1982): Der Feldberg im Schwarzwald. Subalpine Insel im Mittelgebirge. Die Naturschutz- und Landschaftschutzgebiete Baden-Württemberg Band 12:13-147.

- Lindenlaub, M. (1998): Abflußkomponenten und Herkunftsräume im Einzugsgebiet der Brugga. Dissertation an der Geowissenschaftlichen Fakultät der Universität Freiburg, Veröffentlichung in Vorbereitung.
- Lindenlaub, M., Leibundgut, Ch., Mehlhorn, J., Uhlenbrook, S. (1997): Interactions of hard rock aquifers and debris cover for runoff generation. IAHS Publ. no. 241, 63-72.
- Lundquist D., Christophersen N., Neal C. (1990): Towards developing a new short-term model for the Birkenes catchment - lessons learned. J. Hydrol. 116, 391-401.
- Maloszewski, P. (1994): Mathematical modelling of tracer experiments in fissured aquifers. Freiburger Schriften zur Hydrologie, Band 2, Freiburg, 107 S.
- Maloszewski, P., Rauert, W., Stichler, W., Herrmann, A. (1983): Application of flow models in an alpine catchment area using tritium and deuterium data. J. Hydrol 66, 319-330.
- Maloszewski, P., Rauert, W., Stichler, W., Herrmann, A. (1990): Bestimmung hydrogeologischer Parameter in Einzugsgebieten mit Kluftaquiferen unter Verwendung von Umweltisotopen und mathematischen Fließmodellen. Freiburger Forschungshefte, Reihe C, 442, 11-21.
- Maloszewski, P., Zuber, A. (1982): Determining the turnover time of groundwater systems with the aid of environmental tracers, 1. Models and their applicability. J. Hydrol. 57, 207-331.
- Maloszewski, P., Zuber, A. (1985): On the theory of tracer experiments in fissured rocks with a porous matrix. J. Hydrol. 79, 333-358.
- Maloszewski, P., Zuber, A. (1996): Manual on mathematical models in isotope hydrogeology. IAEA-TECDOC-910, IAEA Wien, 58 S.
- Martinez, J., Rango, A. (1986): Parameter values for snowmelt runoff modelling. J. Hydrol, 84, 197-219.
- Martz, L. W., Garbrecht, J. (1993): Generation of network and subwatershed parameters from digital elevation models. Part I: Algorithms and system design of DEDNM. In: GIS in Forestry, Environmental and Natural Resources Management (Proc. GIS '93, Vancouver), 338-343.
- Mehlhorn, J., Lindenlaub, M., Leibundgut, Ch. (1997): Improving hydrological process modelling by coupling a rainfall-runoff model with tracer techniques. Landschaftsökologie und Umweltforschung, Heft 25, Proc. Int. Conf. On Regionalization in Hydrology (Braunschweig 1997, Germany), Extended Abstracts, 165-168.
- Mehlhorn, J., Armbruster, F., Uhlenbrook, S., Leibundgut, Ch. (1998): Determination of the Geomorphological Instantaneous Unit Hydrograph using tracer experiments in a headwater basin. IAHS Publ. no. 248, 327-335.

- Metz, R. (1966): Geologischer Bau und Erzgänge. In: Schwarzwaldverein (Hrsg.): Der Schauinsland. Moritz Schauenberg, Lahr, S. 27-47.
- Mikovari, A., Peter, C., Leibundgut, Ch. (1995): Investigations of preferential flow using tracer techniques. IAHS Publ. no. 229, 87-97.
- Mulholland, P. J. (1993): Hydrometric and stream chemistry evidence of three storm flow-paths in Walker Branch watershed. J. Hydrol. 151, 291-316.
- Nash, J. E., Sutcliffe, J. V. (1970): River flow forecasting through conceptual models, 1. A discussion of principles. J. Hydrol. 10, 282-290.
- Nemec, J. (1993): Comparison and selection of existing hydrological models for the simulation of dynamic water balance processes in basins of different sizes and on different scales. CHR/KHR Report No. II-7, Lelystad, 74 S.
- Neretnieks, I. (1981): Age dating of groundwater in fissured rock: Influence of water volume in micro pores. Water Resour. Res. 17 (2), 421-422.
- Nir, A. (1964): On the interpretation of tritium age measurements of groundwater. J. Geophys. Res. 69, 2589-2595.
- Nir, A., Lewis, S. (1975): On tracer theory in geophysical systems in the steady and non-steady state. Part I. Tellus 27, 372-383.
- O'Callaghan, J. K., Mark, D. M. (1984): The extraction of drainage networks from digital elevation data. Comput. Vision, Graphics and Image Process., 28: 323-344.
- Obled, C., Rosse, B. B. (1977): Mathematical models of melting snowpack at index plot. J. Hydrol., 32, 139-163.
- Ogunkoya, O. O., Jenkins, A. (1993): Analysis of storm hydrograph and flow pathways using a three-component hydrograph separation model. J. Hydrol. 142, 71-88.
- Ott, M., Su, Z., Schumann, H., Schultz, G. A. (1991): Development of a distributed hydrological model for flood forecasting and impact assessment of landuse change in the international Mosel river basin. IAHS Publ. No. 201, 183-194.
- Pfützner, B., Kaden, St., Krone, A., Flacke, W. (1992): Flächendifferenzierte hydrologische Einzugsgebietsmodellierung bei Anwendung eines Geographischen Informationssystems (GIS). DGM 36 H. 2. 48-56.
- Prezwlocki, K., Yurtsever, Y. (1974): Some conceptual mathematical models and digital simulation approach in the use of tracers in the hydrological system. Proceedings of Symposium on isotope techniques in groundwater hydrology, Vol. II, IAEA, 425-450.
- Sauter, K. (1967): Beiträge zur Hydrogeologie der näheren Umgebung von Freiburg i.Br. Mitt. bad. Landesver. Naturkunde und Naturschutz, N. F. 9, 611-637.

- Schilling, W., Harms, R. (1983): Räumliche Variabilität von Niederschlag und Abflußbildung - Auswirkungen auf den Abflußprozeß. DGM 27, H. 2, 52-62.
- Schwarz, O. (1984): Schneeschmelze und Hochwasser. Ergebnisse eines forstlichen Schneemeßdienstes im Schwarzwald. Schneehydrologische Forschung in Mitteleuropa. DVWK-Mitteilungen 7:355-372.
- Schwarze, R. (1985): Gegliederte Analyse und Synthese des Niederschlag-Abfluß-Prozesses von Einzugsgebieten. Diss. TU Dresden, Fakultät für Bau-Wasser-Forstwesen.
- Schwarze, R. (1996): Zur Komponenten- und Verweilzeitstruktur des Abflusses im Einzugsgebiet des Wernerbaches. Wasser im System Boden-Pflanze-Atmosphäre, Festschrift anlässlich des 60. Geburtstages von Prof. Dr. G. Peschke, IHI-Schriften Heft 2, 172-181.
- Schwarze, R., Dröge, W., Opherden, K. (1997): Regional analysis and modelling of groundwater runoff components from small catchments in solid rock areas. Proc. Regionalization in Hydrology (Braunschweig, March 1997), Extended abstracts. Landschaftsökologie und Umweltforschung 25, 259-262.
- Schwarze, R., Herrmann, A., Mendel, O. (1994): Regionalization of runoff components for Central European basins. IAHS Publ. No. 221, 493-502.
- Schwarze, R., Herrmann, A., Münch, A., Grünewald, U., Schöniger, M. (1991): Rechnergestützte Analyse von Abflußkomponenten und Verweilzeiten in kleinen Einzugsgebieten. Acta hydrophys. 35, 2, 143-184.
- Sevruk, B. (1982): Methods of correction for systematic error in point precipitation measurement for operational use. Operational Hydrology Report No. 21, WMO No. 589, 91 S.
- Singh, V. P. (1995): Watershed modeling. In: Singh (Ed): Computer Models of Watershed Hydrology. Water Resources Publication, Highlands Ranch, CO, USA. Chapter 1, 1-22.
- Skagius, K., Neretnieks, I. (1986): Porosities and diffusivities of some nonsorbing species in crystalline rocks. Water Resour. Res. 22 (3), 389-398.
- Sklash, M. G. (1990): Environmental isotope studies of storm and snowmelt runoff generation. In: Andersen M. G., Burt T. P. (Eds): Process studies in hillslope hydrology. Wiley & Sons, Kapitel 12, 401-435.
- Sklash, M. G., Farvolden, R. N. (1979): The role of groundwater in storm runoff. J. Hydrol. 43, 45-65.
- Sklash, M. G., Farvolden, R. N., Fritz, P. (1976): A conceptual model of watershed response to rainfall, developed through the use of oxygen-18 as a natural tracer. Can. J. Earth Sci. 13, 271-283.

- Stahr, K. (1979): Die Bedeutung periglazialer Deckschichten für Bodenbildung und Standorteigenschaften im Südschwarzwald. Freiburger Bodenkundliche Abhandlungen, Heft 9, 273 S.
- Stober, I. (1990): Wasserwegsamkeit im kristallinen Grundgebirge. DGM 34 H. 5/6. 179-185.
- Stober, I. (1995): Die Wasserführung des kristallinen Grundgebirges. Enke, Stuttgart, 191 S.
- Stober, I. (1996): Hydrogeological investigations in crystalline rocks of the Black Forest, Germany. Terra Nova, 8:255-258.
- Su, Z., Neumann, P., Fett, W., Schumann, A., Schultz, G. A. (1992): Application of remote sensing and geographic information systems in hydrological modelling. EARSeL Advances in Remote Sensing, Vol. 1, No. 3 - VII, 180-189.
- Todini, E. (1988): Rainfall-runoff modelling - past, present and future. J. Hydrol 100, 341-352.
- Tribe, A. (1992): Automated recognition of valley lines and drainage networks from grid digital elevation models: a review and a new method. J. Hydrol., 139, 263-293.
- Uhlenbrook, S., Leibundgut, Ch. (1997): Abflußbildung bei Hochwasser in verschiedenen Raumskalen. Wasser & Boden 49, 9, 13-22.
- Uhlenbrook, S., Seibert, J., Leibundgut, Ch., Rodhe, A. (1999) Prediction uncertainty of conceptual rainfall-runoff models caused by problems to identify model parameters and structure. Hydrol. Sci. Journal, angenommen zur Veröffentlichung.
- Ullmann, R. (1960): Verwitterungsdecken im südlichen Schwarzwald. Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br., 50: 197-246.
- Vogel, J. C. (1970): Carbon-14 dating of groundwater. Isotope Hydrology 1970. IAEA, Wien, 225-240.
- Wimmenauer, W. (1982): Gesteine und Mineralien. In: Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg (Hrsg.) (1982): Der Feldberg im Schwarzwald. Subalpine Insel im Mittelgebirge. Die Naturschutz- und Landschaftschutzgebiete Baden-Württemberg Band 12: 213-243.
- Wimmenauer, W. (1998): persönliche Mitteilung
- Wunderle, S. (1996): Die Schneedeckendynamik der Antarktischen Halbinsel und ihre Erfassung mit aktiven und passiven Fernerkundungsverfahren. Freiburger Geographische Hefte 48. 172 S.
- Yoshida, H., Hashino, M., Tamura, T. (1995): Mathematical modelling of solute runoff from a forested mountain basin with stream water and soil-water quality data. IAHS-Publ. No. 229, 311-319.

- Yurtsever, Y. (1995): An overview of conceptual model formulations for evaluation of isotope data in hydrological systems. IAHS-Publ. No. 229, 3-12.
- Yurtsever, Y., Paine, B. R. (1978): A digital simulation approach for a tracer case in hydrological systems (Multi-compartmental mathematical model). Int. Conference on Finite elements in water resources, London, 4.165-4.186.
- Yurtsever, Y., Paine, B. R. (1985): Time-variant linear compartmental model approach to study flow dynamics of a karstic groundwater system by the aid of environmental tritium (A case study of south-eastern karst area in Turkey). IAHS-Publ. No. 161, 545-561.
- Yurtsever, Y., Paine, B. R. (1986): Mathematical models based on compartmental simulation approach for quantitative interpretation of tracer data in hydrological systems. Proceedings 5th Int. SUWT in Athen, 341-353.
- Zuber, A. (1986a): Mathematical models for the interpretation of environmental radioisotopes in groundwater systems. In: Fritz, P., Fontes, J. Ch. (Eds.): Handbook of environmental isotope geochemistry. Vol. 2, Elsevier-Verlag, Amsterdam, Oxford, New York, Tokyo, 1-59.
- Zuber A. (1986b): On the interpretation of tracer data in variable flow systems. J. Hydrol. 86, 45-57.

Unveröffentlichte Literatur

- Baumann, B. (1997): Vergleich von Raumgliederungskonzepten in der Niederschlag-Abfluß-Modellierung. Diplomarbeit am Institut für Hydrologie, Universität Freiburg.
- Braun, M. (1997): Bestimmung von Speicherräumen mittels DIFGA im Brugga-Einzugsgebiet. Diplomarbeit am Institut für Hydrologie, Universität Freiburg.
- Fritz, M. (1997): Fließwege- und Stofftransportuntersuchungen in ausgesuchten Speicherräumen des Brugga-Einzugsgebietes. Diplomarbeit am Institut für Hydrologie, Universität Freiburg.
- Krause, P. (1995): Niederschlag-Abflußsimulation mit dem PRMS im Brugga-Einzugsgebiet unter Einsatz von Geographischen Informationssystemen und Satellitendaten. Diplomarbeit am Institut für Hydrologie, Universität Freiburg.

