INSTITUT FÜR HYDROLOGIE ALBERT-LUDWIGS-UNIVERSITÄT FREIBURG IM BREISGAU

Sandy Hack

Modellierungsstrategien und Auswertung der langjährigen Isotopenzeitreihe der Dreisam und Brugga

Referent: Prof. Dr. Markus Weiler Koreferent: Dr. Christoph Külls

Diplomarbeit unter der Leitung von Prof. Dr. Markus Weiler

Freiburg, den 19. Januar 2010

Danksagung

Ich bedanke mich bei Prof. Dr. Markus Weiler für die Vergabe des Themas und die hilfreichen Fachgespräche. Des Weiteren möchte ich Dr. Christoph Külls meinen Dank aussprechen, der selbst zu später Stunde ein offenes Ohr für mich hatte.

Weiterhin gehört mein Dank Hannes Leistert, Klemens Rosin, Anne Gunkel und Andreas Hartmann für neue Denkanstöße und Erkenntnisse. Auch die Gespräche im Diplomantenraum haben meist sehr geholfen, auch wenn sie öfters nicht fachlicher Natur waren. Sie stellten eine gute Balance zum konzentrierten Arbeiten am PC her.

Jürgen Strub danke ich für seine schnelle Hilfe bei jeglichen Computerproblemen und Andreas Steinbrich für seine Unterstützung in GIS-Fragen.

Über das Gespräch mit Annegret Sager und ihrem Kollegen habe ich mich sehr gefreut, da sie voller Begeisterung und Interesse meine Fragen beantworteten - und ich ihre.

Ich danke im Besonderen Karin Spiegelhalter für ihre Unterstützung und Freundschaft sowie für ihr Bemühen, mir das Zeitmanagement nahe zu bringen.

Ein heiteres Dankeschön gebührt meinen WG-Mitbewohnern - ob nun schon ausgezogen oder nicht -, ohne die das heitere Heim nur halb so heiter gewesen wäre.

Einen ganz lieben Dank an meinen Freund Johannes Jeroma, dessen Büro ich in Beschlag genommen habe, bei dem ich mich anlehnen konnte und der mich nie Hunger leiden ließ.

Auch sei allen meinen fleißigen Korrekturlesern gedankt und natürlich auch jenen, die es mir angeboten haben. Deborah Zwilling, Karin Spiegelhalter und Johannes Jeroma waren unermüdliche Fehlerjäger und -sammler.

Zu guter Letzt und doch zu allererst möchte ich mich bei meinen Eltern für ihre langjährige Unterstützung bedanken. Außerdem danke ich meiner Schwester dafür, dass sie mir jederzeit ihre Hilfe zugesagt hatte und mir stets neue Motivation gab.

Inhaltsverzeichnis

nksa	gung	i
naltsv	verzeichnis	iii
bildu	ingsverzeichnis	v
beller	nverzeichnis	vii
samn	nenfassung	ix
mma	ry	xi
Einle 1.1 1.2 1.3	eitung Motivation	1 2 3 3 4 7
Gru 2.1 2.2	ndlagen Niederschlag-Abfluss-Modellierung Stabile Isotope in der Einzugsgebietshydrologie 2.2.1 Ganglinienseparation 2.2.2 Verweilzeitmodellierung 2.2.2.1 Lumped-Parameter-Modelle zur Verweilzeitbestimmung 2.2.2.2 Weitere Ansätze zur Verweilzeitbestimmung 2.2.3 Anforderungen an den Input	 9 11 12 13 14 15 16
Unte 3.1 3.2	Stabile Systemeigenschaften	17 17 17 18 19
	nksa haltsv bildu beller samr mma Einl 1.1 1.2 1.3 Grun 2.1 2.2 Unte 3.1 3.2	nksagung haltsverzeichnis hildungsverzeichnis bellenverzeichnis sammenfassung mmary Einleitung 1.1 Motivation 1.2 Literaturrecherche 1.2.1 Einzugsgebietsmodellierung 1.2.2 Isotope in der Einzugsgebietshydrologie 1.2.2.1 Ganglinienseparation 1.2.2.2 Verweilzeitmodellierung 1.3 Zielsetzung und Vorgehensweise Grundlagen 2.1 Niederschlag-Abfluss-Modellierung 2.2.1 Ganglinienseparation 2.2.2 Verweilzeitmodellierung 2.2.1 Lumped-Parameter-Modelle zur Verweilzeitbestimmung 2.2.2.2 Weitere Ansätze zur Verweilzeitbestimmung 2.2.3 Anforderungen an den Input Untersuchungsgebiete 3.1 Stabile Systemeigenschaften 3.1.1 Lage und Morphologie 3.2 Dynamische Systemeigenschaften 3.2.1 Klima

4	Мос	lellbeschreibung	25
	4.1	Entwicklung und Anwendungsgebiete	25
	4.2	Zeitreihenbasiertes Modell	25
		4.2.1 N-A-Modul	26
		4.2.1.1 Berechnung des Effektivniederschlag	26
		4.2.1.2 Faltungsintegral	27
		4.2.2 Tracer-Modul	31
	4.3	Ereignisbasiertes Modell	31
	4.4	Parameteroptimierung	34
5	Date	en	39
	5.1	Datengrundlage	39
	5.2	Korrektur der Niederschlags- und Abflussdaten	41
		5.2.1 Niederschlagskorrektur	41
		5.2.2 Abflusskorrektur	45
6	Met	hode	47
	6.1	Parameterunsicherheit	47
	6.2	Zeitreihenbasiertes Modell	48
		6.2.1 Kalibrierung	48
		6.2.2 Validierung	49
	6.3	Ereignisbasiertes Modell	50
7	Erge	ebnisse	51
7	Erg 7.1	ebnisse Einzelereignisse	51 51
7	Erg 7.1	ebnisse Einzelereignisse	51 51 51
7	Erg (7.1	ebnisse Einzelereignisse 7.1.1 Charakterisierung der Ereignisse 7.1.2 Ergebnisse der Modellierung	51 51 51 55
7	Erg 7.1 7.2	ebnisseEinzelereignisse7.1.1Charakterisierung der Ereignisse7.1.2Ergebnisse der ModellierungLangzeituntersuchung	51 51 51 55 63
7	Erg 7.1 7.2	ebnisseEinzelereignisse7.1.1Charakterisierung der Ereignisse7.1.2Ergebnisse der ModellierungLangzeituntersuchung7.2.1Charakterisierung der Zeitreihe	51 51 55 63 63
7	Erge 7.1 7.2	ebnisseEinzelereignisse7.1.1Charakterisierung der Ereignisse7.1.2Ergebnisse der ModellierungLangzeituntersuchung7.2.1Charakterisierung der Zeitreihe7.2.2Kalibrierung	51 51 55 63 63 66
7	Erg (7.1 7.2	ebnisse Einzelereignisse 7.1.1 Charakterisierung der Ereignisse 7.1.2 Ergebnisse der Modellierung Langzeituntersuchung 7.2.1 Charakterisierung der Zeitreihe 7.2.2 Kalibrierung 7.2.1 Brugga	51 51 55 63 63 66 66
7	Erg (7.1 7.2	ebnisse Einzelereignisse 7.1.1 Charakterisierung der Ereignisse 7.1.2 Ergebnisse der Modellierung Langzeituntersuchung 7.2.1 Charakterisierung der Zeitreihe 7.2.2 Kalibrierung 7.2.2 Dreisam	51 51 55 63 63 66 66 73
7	Erg (7.1 7.2	ebnisse Einzelereignisse 7.1.1 Charakterisierung der Ereignisse 7.1.2 Ergebnisse der Modellierung Langzeituntersuchung 7.2.1 Charakterisierung der Zeitreihe 7.2.2 Kalibrierung 7.2.2 Dreisam 7.2.3 Validierung	51 51 55 63 66 66 73 75
8	Erg (7.1 7.2 Dis F	ebnisse Einzelereignisse 7.1.1 Charakterisierung der Ereignisse 7.1.2 Ergebnisse der Modellierung T.1.2 Ergebnisse der Modellierung Langzeituntersuchung	51 51 55 63 63 66 73 75 77
8	Erge 7.1 7.2 Disk 8.1	ebnisse Einzelereignisse 7.1.1 Charakterisierung der Ereignisse 7.1.2 Ergebnisse der Modellierung Langzeituntersuchung 7.2.1 Charakterisierung der Zeitreihe 7.2.2 Kalibrierung 7.2.2 Dreisam 7.2.3 Validierung Validierung Einzelereignisse	51 51 55 63 66 66 73 75 77
8	Erge 7.1 7.2 Disk 8.1 8.2	ebnisse Einzelereignisse 7.1.1 Charakterisierung der Ereignisse 7.1.2 Ergebnisse der Modellierung Langzeituntersuchung 7.2.1 Charakterisierung der Zeitreihe 7.2.2 Kalibrierung 7.2.3 Validierung Validierung Langzeitanalyse	51 51 55 63 63 66 66 73 75 77 77 77
7 8 9	Erge 7.1 7.2 Disk 8.1 8.2 Fazi	ebnisse Einzelereignisse	 51 51 55 63 66 66 73 75 77 77 78 81
7 8 9	Erge 7.1 7.2 Disł 8.1 8.2 Fazi	ebnisse Einzelereignisse 7.1.1 Charakterisierung der Ereignisse 7.1.2 Ergebnisse der Modellierung Langzeituntersuchung 7.2.1 Charakterisierung der Zeitreihe 7.2.2 Kalibrierung 7.2.3 Validierung Kussion Einzelereignisse Langzeitanalyse Langzeitanalyse	51 55 63 66 66 73 75 77 77 78 81
7 8 9 Lii	Erge 7.1 7.2 Disk 8.1 8.2 Fazi teratu	ebnisse Einzelereignisse 7.1.1 Charakterisierung der Ereignisse 7.1.2 Ergebnisse der Modellierung T.1.2 Ergebnisse der Modellierung Langzeituntersuchung	 51 51 55 63 66 66 73 77 77 78 81 83
7 8 9 Lii Ar	Erge 7.1 7.2 Disk 8.1 8.2 Fazi teratu	ebnisse Einzelereignisse 7.1.1 Charakterisierung der Ereignisse 7.1.2 Ergebnisse der Modellierung Langzeituntersuchung T.2.1 Charakterisierung der Zeitreihe 7.2.2 Kalibrierung 7.2.3 Validierung Zurverzeichnis	 51 51 55 63 66 66 73 75 77 78 81 83 91

Abbildungsverzeichnis

 3.1.1 Die Einzugsgebiete der Brugga und Dreisam. 3.1.2 Hypsographische Kurven der beiden Einzugsgebiete. 3.3.1 Abflussregime der Flüsse Brugga (1934-92) und Dreisam (1941-93). 	18 19 21
 5.2.1 Höhengradient des Niederschlags im Sommerhalbjahr 5.2.2 Höhengradient des Niederschlags im Winterhalbjahr 5.2.3 P-Q-Beziehung für die Brugga 	42 43 46
 7.1.1 Niederschlagsereignis vom 23. Mai 2002. 7.1.2 Abflusssereignis vom 23. Mai 2002. 7.1.3 Niederschlagsereignis vom 01. Juli 2003. 7.1.4 Abflussereignis vom 01. Juli 2003. 7.1.5 Optimale Appassung des Gesamtabflusses (links) und des ⁵¹⁸O- 	51 52 53 54
 7.1.6 Optimitate Airpassing des Gesannabilitässes (inites) und des e Consignals (rechts). (23.05.2002) 7.1.6 Simulierter Effektivniederschlag und Gesamtabflusses. 7.1.7 Gewichtungsfunktionen des Gesamtabflusses, der Ereignis- und Vorereigniswasserkomponente links: Lineare Darstellung, rechts: 	55 55
 Vorereigniswasserkömponente. inks. Enteare Darstendig. rechts. Logarithmische Darstellung. (23.05.2002)	57 57
schlags	59 59
7.1.1 Dotty Plots für die Parameter zur Berechnung des Isotopensignals im Abfluss	60
 7.1.12Abflussereignis vom 01.07.2003, simuliert mit zwei parallelen Speichern. Links: Brugga. Rechts: Dreisam 7.2.1 Ta gegeurnen des Niederschlass des Brugge Eingungschietes für 	61
das hydrologische Jahr 2002/03 und deren Isotopensignatur.	63
für das hydrologische Jahr 2002/03 und deren Isotopensignatur7.2.3 Gemessener und simulierter Abfluss unter Verwendung des Expo-	64
nentialmodells	67
zen zwischen dem kumulierten In- und Output.	69
7.2.5 Simulierter und gemessener Abfluss für das Brugga-Einzugsgebiet für den Kalibrierzeitraum 1998-2005.	69

7.2.6	Simulierter und gemessener Abfluss für das Brugga-Einzugsgebiet	
	für das hydrologische Jahr 1999/2000	70
7.2.7	Gemessene Isotopensignale im Niederschlag und Abfluss als auch	
	simulierte Isotopensignale im Abfluss für das Brugga-Einzugsgebiet	
	für den Kalibrierzeitraum 1998-2005.	71
7.2.8	Gemessene und simulierte Isotopensignale im Abfluss für das Brugga-	
	Einzugsgebiet für den Kalibrierzeitraum 1998-2005. links: Ergebnis	
	der 1. Iteration. rechts: Ergebnis der 2. Iteration.	72
7.2.9	Gewichtungsfunktion für den Abfluss g(τ) (schwarz) und das ¹⁸ O-	
	Isotop $h(\tau)$ (türkis).	72
7.2.1	(Simulierter und gemessener Abfluss für das Dreisameinzugsgebiet	
	für die erste Hälfte des Kalibrierungszeitraums	74
7.2.1	Gemessene Isotopensignale im Niederschlag und Abfluss als auch	
	simulierte Isotopensignale im Abfluss für das Dreisameinzugsge-	
	biet für den Kalibrierzeitraum 1998-2005.	75
0.1	Tagessummen des Niederschlags des Brugga-Einzugsgebietes für	
	das hydrologische Jahr 2001/02 und deren Isotopensignatur.	92
0.2	mittlere Tagesabflüsse des Brugga- und Dreisameinzugsgebietes	
	für das hydrologische Jahr 2001/02 und deren Isotopensignatur.	93

Tabellenverzeichnis

3.1	Gewässerkundliche Hauptzahlen der Brugga und Dreisam. Verändert nach UHLENBROOK (1999)	22
5.1 5.2	Klimastationen im Gebiet	40
53	Brugga-Einzugsgebiet. \dots Brugga-B	44
0.0	Dreisam-Einzugsgebiet.	44
7.1	Ermittelte Parameterunsicherheiten und die Parameterwerte für die	
7.2	Vergleich der angewendeten Modellkonzepte für das Ereignis am	56
7.2	23.05.2002 im Dreisameinzugsgebiet.	58
1.3	Ereignis am 23.05.2002 im Dreisameinzugsgebiet.	58
7.4	Vergleich der angewendeten Modellkonzepte für das Ereignis am	(1
7.5	Vergleich der angewendeten Modellkonzepte für das Ereignis am	01
76	01.07.2003 im Brugga-Einzugsgebiet.	62
7.0	und Dreisameinzugsgebiet.	65
7.7	Simulationsergebnisse verschiedener Modellkonzepte im Vergleich.	66
7.8	Initiale Parametergrenzen für den Kalibrierzeitraum im Brugga- Finzugsgehiet	68
7.9	Parameterintervalle nach der Modellierung und Werte für die bes-	00
7 10	te Anpassung für den Kalibrierzeitraum im Brugga-Einzugsgebiet.	68
7.10	biet für den Kalibrierzeitraum.	73
.1	Niederschlagskorrektur nach RICHTER (1995).	91

Zusammenfassung

In der vorliegenden Diplomarbeit wurden die täglichen Abflüsse und Isotopensignale der Flüsse Brugga und Dreisam mit dem Black-Box-Modell TRANSEP (transfer function hydrograph separation model) modelliert. Beide Einzugsgebiete liegen im Südwesten Deutschlands und lassen sich der Mesoskala zuordnen. Einerseits wurden Einzelereignisse modelliert, bei denen mit Hilfe des Isotops Sauerstoff-18 Ganglinienseparationen durchgeführt wurden. Auf der anderen Seite wurde die mehr als zehnjährige Isotopenzeitreihe analysiert und ausgewertet. Dafür standen verschiedene Modellkonzepte zur Verfügung. Diese wurden in beiden Gebieten angewendet und miteinander verglichen. Auf die Ergebnisse der jeweils besten Simulierung wurde im Detail eingegangen.

Die Erstellung eines repräsentativen Gebietsniederschlags war eine wichtige Voraussetzung, um das Niederschlag-Abfluss-Verhalten simulieren zu können. Dafür wurden Höhengradienten des Niederschlags und des δ^{18} O-Wertes erstellt. Für die Simulationen musste ein Kriterium gefunden werden, mit dem die Modellergebnisse untereinander vergleichbar wurden. Mit Hilfe des im Modell integrierten Algorithmuses zur Parameteroptimierung konnten Unsicherheitsbereiche der Parameter ermittelt werden.

Die Ergebnisse der Modellierungen zeigen, dass ein einfaches Modell mit relativ wenigen Anpassungsparametern durchaus in der Lage ist, das komplexe Abflussgeschehen auf Einzugsgebietsebene zu simulieren. Jedoch wurden auch Grenzen des Ansatzes aufgezeigt, wonach weitere Überlegungen nötig sind, um vor allem die Isotopendynamik adequat abbilden zu können.

Schlüsselwörter: Niederschlag-Abfluss-Modellierung, Isotope, Gangliniensepartion, Ganglinienverfahren, Verweilzeit, TRANSEP

Summary

In this thesis daily discharge and its isotope signature of the two rivers Brugga and Dreisam were simulated. The mesoscale catchments are situated in the southwest of Germany. The black box model TRANSEP (transfer function hydrograph separation model) was used for the simulations. It is a flexible precipitation runoff model which combines stable isotope hydrograph separation with the instantaneous unit hydrograph. First event based simulations were done. Second TRAN-SEP was used for longer time scale simulations to evaluate the isotope time series of Brugga and Dreisam. For that purpose different storage concepts were available. The results were compared with each other and the best simulations were described in detail.

A pre-condition for modelling precipitation runoff behavior is a representative areal precipitation. Therefor altitudinal gradients for precipitation and its isotopic composition were calculated. So as to be able to compare the different simulations a criterion is necessary. Such a criterion was implemented into the source code of TRANSEP. A ant colony algorithm was helpful to optimize fitting parameters and allowed conclusions about their uncertainty.

The study shows that a flexible black box model with few fitting parameters is able to simulate the highly complex runoff behavior of catchments. But also limitations of the approach were shown. There are some issues TRANSEP can not handle. More considerations need to be taken into account, especially to simulate isotope dynamics correctly.

Keywords: precipitation-runoff simulation, isotopes, hydrograph separation, unit hydrograph, residence time, TRANSEP

1 Einleitung

1.1 Motivation

Eine zentrale Aufgabe der Hydrologie ist die Erforschung und das Verständnis der hydrologischen Eigenschaften und Prozesse, die ein hydrologisches System ausmachen. Eine äußerst wichtige hydrologische Einheit ist das Einzugsgebiet, wobei dessen Reaktion auf äußere Einflüsse als ein komplexes Zusammenspiel vieler nichtlinearer Prozesse verstanden werden kann (AGGARWAL ET AL., 2005). Dabei integriert der Abfluss alle Prozesse und Fließwege, die das Wasser vom Niederschlag bis zum Gebietsauslass durchlaufen hat. Deshalb werden auch immer wieder neue Strategien entwickelt, um die Abflussganglinie in ihre Bestandteile aufzutrennen und ihren Informationsgehalt besser auszuschöpfen. Jedoch gibt es noch keine Methode, die eine universelle Lösung zur Entfaltung der Abflussganglinie bietet (WEILER ET AL., 2003).

Grundsätzlich besteht ein wachsendes Interesse daran, die Wasserumsätze auf Einzugsgebietsebene besser zu verstehen. Hier liefert die Verweilzeit als fundamentale Einzugsgebietsgröße Informationen über Fließwege, Speicher und Herkunftsräume des Wassers. Eine größere Verweilzeit bedingt längere Kontaktzeiten des Wassers mit dem umgebenden Material, sodass bio- und geochemische Reaktionen verstärkt ablaufen können. Somit stellt die Verweilzeit eine Verbindung zur Wasserqualität her (MCGUIRE ET AL., 2007). Dabei erlaubt die Verweilzeitverteilung eine Beschreibung der Sensitivität des Einzugsgebietes auf anthropogene Einträge und Landnutzungsänderungen sowie Veränderungen der natürlichen äußeren Einflüsse bzw. den Klimawandel, sodass ein verbessertes Ressourcenmanagement und eine fundierte Risikoabschätzung ermöglicht werden (AGGARWAL ET AL., 2005; MCGUIRE ET AL., 2005; MCGUIRE and MCDONNELL, 2006).

Um die mittlere Verweilzeit in einem Gebiet bestimmen zu können, gibt es verschiedene Modellierungsansätze. Dabei bieten unter anderem Black-Box-Modelle, die auch als Lumped-Parameter-Modelle bezeichnet werden, einen quantitativen Ansatz, um die Fließsysteme in einem Einzugsgebiet quantitativ beschreiben zu können. Die Grundlage hierfür sind erhobene Tracerdaten im In- und Output des zu untersuchenden Systems, da die mittlere Verweilzeit bzw. die Verweilzeitverteilung nicht allein durch die Auswertung der Abflussganglinie ermittelt werden kann, sondern die Analyse eines Stoffes benötigt wird, der sich mit dem Wasser bewegt (MCGUIRE and MCDONNELL, 2006). Dadurch können neben den hydraulisch aktiven Wasseranteilen auch immobile Bereiche, die im Austausch mit der mobilen Phase stehen, berücksichtigt werden. Hierzu eignen sich besonders die stabilen Umweltisotope Sauerstoff-18 und Deuterium, da sie als Bestandteile des Wassermoleküls ein konservatives Verhalten aufweisen und flächenhaft ins System eingetragen werden. Die Anwendung von Isotopen zum Aufspüren von Herkunftsräumen, deren Beiträge zum Abfluss sowie ihr Einsatz in der Verweilzeitmodellierung haben in den vergangenen 40 Jahren zu einem verbesserten Verständnis hinsichtlich der Abflussbildungsprozesse und des Transports gelöster Stoffe im Einzugsgebiet geführt (AGGARWAL ET AL., 2005; MCGUIRE and MCDONNELL, 2006).

Generell ist es jedoch schwierig, die Prozesse auf Einzugsgebietsebene adequat zu modellieren, denn die einfache Übertragung von vorhandenem Prozessverständnis auf kleinen Skalen auf größere ist häufig nicht möglich (JAKEMAN and HORNBERGER, 1993; BLÖSCHL, 2001). Welche Prozesse genau in der Meso- oder Makroskala entscheidend für die Abflussbildung sind, konnte bisher noch nicht zufriedenstellend konzeptionalisiert und quantifiziert werden (WEILER ET AL., 2003). Deshalb ist es von entscheidender Wichtigkeit, dass weitere Anstrengungen unternommen werden, um das Prozessverständnis auf diesem Gebiet voranzubringen und Modellierungsstrategien zu verfolgen, die die Verweilzeitdynamik auf Einzugsgebietsebene simulieren und dabei die Massenerhaltung des Wassers und der Isotope berücksichtigen. Es ist und bleibt eine der Herausforderungen in der Hydrologie, die Komplexität des Abflussprozesses auf großen Skalen in einer einfachen Modellstruktur darzustellen (MCGUIRE ET AL., 2007).

1.2 Literaturrecherche

1.2.1 Einzugsgebietsmodellierung

Laut MCDONNELL ET AL. (2007) ist die aktuelle Generation detaillierter Modelle trotz ihrer physikalischen Basis und Komplexität prozessschwach, da ihre theoretische Basis immer noch Theorie oder kleinskalige Physik ist. Die Übertragung von Errungenschaften in kleinen Raumskalen auf die Meso- oder Makroskala stellt sich häufig als große Herausforderung dar, da die entscheidenden Prozesse beispielsweise anders geartet sein können und somit eine einfache Übertragung mathematischer Erkenntnisse auf andere Skalen nicht gerechtfertigt scheint (JA-KEMAN and HORNBERGER, 1993; BLÖSCHL, 2001). Deshalb werden auch andere Ansätze verfolgt, die aufbauend auf einfachen Modellstrukturen die Komplexität natürlicher Systeme ergründen wollen (JAKEMAN ET AL., 1994). Nach (MCDON-NELL, 2003) könnte ein flexibles Black-Box-Modell, das die Massenbilanzen für Wasser und Tracer erfüllt, durchaus ein richtiger Weg sein, um möglichst einfach das Verständnis für das Speicherverhalten von Einzugsgebieten zu vergrößern. Der Informationsgehalt, der in Niederschlags- und Abflussdaten steckt, ist laut JAKEMAN and HORNBERGER (1993) nur ausreichend für einfache Modelle mit geringer Komplexität. Drei bis fünf Modellparameter sollten laut BEVEN (1989, zitiert in JAKEMAN and HORNBERGER (1993)) ausreichend sein, um den Informationsgehalt einer hydrologischen Zeitreihe wiedergeben zu können. LOAGUE AND FREEZE (1985, zitiert in JAKEMAN and HORNBERGER (1993)) verglichen mehrere N-A-Modelle unterschiedlicher Komplexität in verschiedenen Einzugsgebieten miteinander und kamen zu dem Schluss, dass die Niederschlag-Abfluss-Simulierung mit einfachen Modellen, die weniger Inputdaten benötigen und eine überschaubare Anzahl an Parametern besitzen, ebenbürtig ist mit Ergebnissen von physikalisch basierten Modellen oder diese sogar übertreffen. KOKKONEN and JAKEMAN (2001) stellten die Ergebnisse eines Black-Box- und eines konzeptionellen Modells gegenüber und kamen zu dem Schluss, dass der einfachere Ansatz durchaus mit dem stärker konzeptionalisierten Modell mithalten kann, vor allem wenn es um eine reine Niederschlags-Abfluss-Modellierung geht.

1.2.2 Isotope in der Einzugsgebietshydrologie

1.2.2.1 Ganglinienseparation

Die Entwicklung des Ansatzes der Ganglinienseparation begann mit rein graphischen Methoden, die durch die Analyse von Wasserinhaltsstoffen ergänzt wurden (BURNS, 2002). Einen entscheidenden Impuls erhielt die Ganglinienseparation Mitte der 1960er Jahre, als erstmals stabile Umweltisotope für die Aufteilung in altes und neues Wasser verwendet wurden (AGGARWAL ET AL., 2005). In der weiteren Entwicklung wurde die Zwei-Komponenten-Trennung in Frage gestellt, da es möglicherweise weitere Komponenten gibt, die berücksichtigt werden sollten. So wurden komplexere Herangehensweisen entwickelt, wie die Trennung in mehr als zwei Komponenten oder die Kombination mit physikalischen Messungen im Einzugsgebiet (BURNS, 2002). Jedoch konnten keine weiteren neuen Erkenntnisse aus der Methode gewonnen werden, als dass in kleinen bewaldeten Einzugsgebieten der Hochwasserabfluss von Vorereigniswasser dominiert wird (SKLASH and FARVOLDEN, 1979; BUTTLE, 1994; KIRCHNER, 2003). Diese Erkenntnis war markant verschieden von früheren Konzeptmodellen zur Abflussbildung und graphischen Ganglinienseparationsanalysen (HEWLETT and HIBBERT, 1967; AGGARWAL ET AL., 2005). In fast allen Fällen war der Anteil an mobilisiertem Vorereigniswasser mit über 50 % und öfter sogar über 75 % am Abfluss bzw. Spitzenabfluss beteiligt (KENDALL and MCDONNELL, 1998). Dies wiederum widerspricht der traditionellen Annahme der Bildung des Hortonschen Oberflächenabfluss, wonach dieser den Großteil am Ereignisabfluss ausmacht HORTON (1933, zitiert in AGGARWAL ET AL. (2005)). Des Weiteren wurden Methoden zur Quantifizierung von Fehlern und Unsicherheiten in die Ganglinienseparation integriert, um den gewonnenen Erkenntnissen eine glaubwürdige Basis zu geben (AGGARWAL ET AL., 2005). STEWART AND ROWE (1999, zitiert in MCDON-NELL ET AL. (1999)) entwickelten ein Modell, das die Grenzen der klassischen Zwei-Komponenten-Trennung überwindet, indem eine einfache Übertragungs-

funktion zur Bestimmung des Wasseralters und dessen Herkunft über die zeitlichen Schwankungen des Isotopensignals im Niederschlag verwendet wird. Zu Beginn dieses Jahrhunderts wurden die Isotopensignale im Niederschlag und Abfluss zur Bestimmung der mittleren Verweilzeit mit anderen Ansätzen kombiniert (BURNS, 2002), wobei auf die Verweilzeitmodellierung im Kapitel 2.2.2 näher eingegangen wird. Die meisten der vielen Studien wurden in kleinen, gut bemessenen, experimentellen Einzugsgebieten im Größenbereich von 0.01 bis 100 km² in den gemäßigten bis feuchten Breiten durchgeführt (AGGARWAL ET AL., 2005). Und trotz, dass die Erforschung der Niederschlags-Abfluss-Prozesse einen wichtigen Impuls durch die isotopische Ganglinienseparation erhielt, werden anspruchsvollere Niederschlags-Abfluss-Modelle selten mit diesen Daten kalibriert (AGGARWAL ET AL., 2005). Im Modell von WEILER ET AL. (2003) wird innovativ die isotopische Ganglinienseparation mit dem Einheitsganglinienverfahren verbunden, welches im nächsten Abschnitt behandelt wird. Laut AGGARWAL ET AL. (2005) könnten sich großskalige Einzugsgebietsstudien unter Ausnutzung bekannter Isotopeneffekte wie dem Höheneffekt dazu eignen, Einflussgrößen erster Ordnung auf die Abflussbildung zu ermitteln.

1.2.2.2 Verweilzeitmodellierung

Die Ansätze zur Verweilzeitmodellierung sind sehr vielfältig. SIMIC and DESTOU-NI (1999) setzten ein stochastisch-mechanistisches Modell zur Bestimmung von Verweilzeiten ein, dessen Ansatz weitestgehend auf unabhängigen Abschätzungen der Modellparameter und anderen verfügbaren Gebietseigenschaften beruht. Zu den weiteren Modellansätzen zur Ermittlung der Verweilzeit gehören das "Particle Tracking"numerischer Modelle, die Erweiterung von konzeptionellen Modellen sowie Kompartmentmodelle (ETCHEVERRY and PERROCHET, 2000; MC-GUIRE and MCDONNELL, 2006). In vielen Einzugsgebieten stehen jedoch nicht ausreichend Daten zur Verfügung, um diese Ansätze anwenden zu können, sodass sich häufig die Verwendung von Lumped-Parameter-Modellen anbietet, um die Verweilzeiten aus Tracerdaten abzuleiten (MCGUIRE and MCDONNELL, 2006). Den Ursprung dieser Modelle bildet die Reservoirtheorie, welche in den 1950er Jahren im Bereich Chemieingenieurwesen entwickelt wurde. Dabei wird das Gaußtheorem auf ein auseinanderfließendes Fluid angewendet, um eine Beziehung zwischen der Altersverteilung eines Wassers im Reservoir und an seinen Auslässen zu liefern. Die ersten wichtigen Veröffentlichungen mit Bezug zur Hydrologie erbrachte ERIKSSON (1961, 1971, zitiert in ETCHEVERRY and PERROCHET (2000)), die Grundlagen wurden in BOLIN AND RODHE (1973, ETCHEVERRY and PER-ROCHET (2000)) gelegt. Diese von ETCHEVERRY and PERROCHET (2000) wieder aufgegriffen, um direkt die Verweilzeitverteilungen im Grundwasser zu simulieren.

Zwei weitere Verfahren zur Verweilzeitbestimmung sind der Sinuskurvenansatz (STEWART and MCDONNELL, 1991; DEWALLE ET AL., 1997; SOULSBY ET AL., 2000; RODGERS ET AL., 2005; SOULSBY ET AL., 2006) und die Spektralanalyse (KIRCHNER ET AL., 2001, 2000), welche bereits im Brugga-Einzugsgebiet ange-

wendet wurden. Die Spektralanalyse widerlegt einfache Annahmen wie eine rein exponentielle Verteilung der Verweilzeiten im Einzugsgebiet (BURNS, 2002). CA-PELL (2007) verwendete den Sinuskurvenansatz unter anderem im Einzugsgebiet der Brugga und erhielt eine mittlere Verweilzeit von etwa 2.5 Jahren. SCIS-SEK (2002) wendete die Methode der Spektralanalyse im Brugga-Einzugsgebiet an und erhielt ein fast konstantes Dämpfungsmuster, aus dem keine mittlere Verweilzeit abgeleitet werden konnte. Als Ergebnis konnten die mittleren Laufzeiten der hydraulischen Reaktion abgeschätzt werden: Im Grundwasser betrug diese 20 Tage und im Gerinnespeicher acht Stunden.

Eine tabellarische Übersicht zu verschiedenen Studien, die die mittlere Verweilzeit des Wassers für Einzugsgebiete, Quellen oder Hänge untersucht haben, bietet AGGARWAL ET AL. (2005). Wenige Studien versuchen, die Verweilzeit auf Einzugsgebietsebene zu quantifizieren - die Anwendungen beschränken sich häufig auf kleine, experimentelle Einzugsgebiete ("headwater catchments") (MCGUIRE ET AL., 2005).

Für die Ermittlung der mittleren Verweilzeit in einem Einzugsgebiet werden meistens Ansätze verwendet, die auf Verweilzeitverteilungsmodellen beruhen (AG-GARWAL ET AL., 2005). MALOSZEWSKI and ZUBER (1982) zählen neben anderen zu den Pionieren bei der Entwicklung dieser Modelle. Neue Verteilungen wurden zum Beispiel im Modell von AMIN and CAMPANA (1996) integriert, wobei sie zeigten, dass das Piston-Flow- und das Exponential-Modell und die Kombination aus beiden Sonderfälle der Gammaverteilung darstellen. Am häufigsten auf Einzugsgebietsebene wird das Exponentialmodell angewendet, jedoch wurden auch das Dispersionsmodell und die Gammaverteilung erfolgreich genutzt, wobei diese sehr verbreitet in der Unit-Hydrograph-Modellierung sind (MCGUIRE ET AL., 2005). In der Studie (MCGUIRE ET AL., 2002) zeigte sich, dass das Exponential-Piston-Flow-Modell am besten das Isotopensignal im Abfluss simuliert, wohingegen das Dispersionsmodell die besten Ergebnisse für das Bodenwasser lieferte. Bezüglich der Anwendung von Lumped-Parameter-Modellen zur Verweilzeitenbestimmung bestehen bezüglich der Anwendung auf Einzugsgebietsebene offene Fragen hinsichtlich der Grenzen und Annahmen verschiedener Modellansätze. Ursprünglich wurden die Modelle für Grundwassersysteme entwickelt und nicht für Einzugsgebiete (MALOSZEWSKI ET AL., 1992; MCGUIRE and MCDON-NELL, 2006). Auch zur Quantifizierung der Modellunsicherheit und Parameteridentifizierbarkeit finden sich wenige Anleitungen (MCGUIRE and MCDONNELL, 2006). Die zwei Bedingungen für die Anwendung auf Einzugsgebietsebene - die Stationarität des Systems und die Bestimmung repräsentativer Inputs - werden in Einzugsgebieten fast immer verletzt (MCGUIRE and MCDONNELL, 2006). Es wurden zwar Techniken für instationäre Fälle entwickelt, wie OZYURT and BA-YARI (2005), jedoch werden diese aufgrund ihrer Komplexität und auftretender Schwierigkeiten bei der Ergebnisinterpretation selten angewendet (MCGUIRE and MCDONNELL, 2006).

Einflussfaktoren auf die Verweilzeit

In einigen Arbeiten wurde versucht, die Abhängigkeit der Verweilzeit von verschiedenen topographischen und hydraulischen Gebietscharakteristika zu zeigen, da diese scheinbar einen großen Einfluss ausüben (SOULSBY ET AL., 2006). (MCGUIRE ET AL., 2005) überprüften die Rolle der Topographie auf die Verweilzeit in sieben Einzugsgebieten. Dabei fanden sie keine Korrelation der mittleren Verweilzeit mit der Einzugsgebietsfläche (MCGLYNN ET AL., 2003; RODGERS ET AL., 2005). Jedoch konnten sie eine Korrelation zwischen der mittleren Verweilzeit und Gebietsindizes zeigen, welche die Fließlänge und das -gefälle bis zum Vorflutersystem repräsentieren. Der Einfluss der Topographie auf die Verweilzeit scheint damit bedeutend stärker zu sein als die Größe des Einzugsgebiets (MCGUIRE ET AL., 2005). SCHWIENTEK ET AL. (2009) lieferten in ihrer Studie Hinweise dafür, dass sich die theoretische Verweilzeitverteilung signifikant in Abhängigkeit von der Mächtigkeit der vadosen Zone ändern könnte und dieser Einfluss stärkere Auswirkungen hat als lokale Heterogenitäten der Fließmatrix. Ein weiterer topographischer Faktor, der laut RODGERS ET AL. (2005) positiv mit der mittleren Verweilzeit korreliert, ist die mittlere Hangneigung. Das Zusammenspiel zwischen der Bodenbedeckung und Topographie könnte ebenfalls eine dominante Kontrollwirkung auf die Verweilzeit ausüben (RODGERS ET AL., 2005). Auch (MCDONNELL ET AL., 1999) und (MCGLYNN ET AL., 2003) betonen, dass die interne Fließwegzusammensetzung eine Einflussgröße erster Ordnung auf das Alter des Basisabflusses sein könnte.

Gewichtungsmethoden des Inputs

Die Standardmethode ist das gewichtete Mittel (englisch: weighted mean), bei der ein mittleres Isotopensignal für das gesamte Ereignis berechnet wird. Auf derselben Gleichung beruht der Ansatz des stufenweisen Mittelwerts (englisch: incremental mean), bei dem jedoch nur das Isotopensignal von bereits gefallenem Niederschlag betrachet wird. MCDONNELL ET AL. (1990) schlagen zudem eine stufenweise Berücksichtigung der Niederschlagsintensität (englisch: incremental intensity) vor, wodurch Isotopensignale bei höheren Intensitäten stärker gewichtet werden. Der Anteil an Vorereigniswasser schwankt dabei je nach verwendeter Methode, wodurch der Gewichtung eine tragende Rolle bei der Ganglinienseparation zuteil wird. MALOSZEWSKI ET AL. (1992) verwenden einen gewichteten Mittelwert auf Zeitreihenbasis zur Ermittlung monatlicher Konzentrationen an Sauerstoff-18, wobei sie mit den um einen Sommer- bzw. Winterinfiltrationskoeffizienten multiplizierten Monatsniederschlägen gewichten. Dadurch wird jener Niederschlag eliminiert, welcher nicht zur Grundwasserneubildung beiträgt (VITVAR and BALDERER, 1997).

STEWART and MCDONNELL (1991) entwickelten einen weiteren Ansatz, der eine direkte Gewichtung des Inputsignals erlaubt. Dabei wird ein Gewichtungsfaktor ins Faltungsintegral integriert, der bei STEWART and MCDONNELL (1991) auf dem Bruttoniederschlag und bei WEILER ET AL. (2003) auf dem Effektivniederschlag beruht. Der Vorteil bei der Verwendung des abflusswirksamen Niederschlags ist die Tatsache, dass so ausschließlich Wasser betrachtet wird, das auch zum Abfluss kommt. STEWART AND ROWE (1999, zitiert in MCDON-NELL ET AL. (1999)) entwickelten ein Modell, das die Grenzen der klassischen Zwei-Komponenten-Trennung überwindet, indem eine einfache Übertragungsfunktion zur Bestimmung des Wasseralters und dessen Herkunft über die zeitlichen Schwankungen des Isotopensignals im Niederschlag verwendet wird. Die Anpassungsparameter sind die der Übertragungsfunktion und der Anteil an Ereigniswasser am Gesamtabfluss. Bei der Zwei-Komponententrennung konnte somit ein variables Isotopensignal im Ereigniswasser berücksichtigt werden. Mit dem Ansatz von (WEILER ET AL., 2003) wurde es möglich, ebenfalls einen zeitlich variablen Anteil an Ereigniswasser zu simulieren.

1.3 Zielsetzung und Vorgehensweise

Mit Hilfe verschiedener Modellansätze soll die Abfluss- und Isotopendynamik in den beiden mesoskaligen Einzugsgebieten der Brugga und Dreisam simuliert werden. Neben der langzeitlichen Untersuchung sollen ebenfalls Einzelereignisse untersucht werden, wobei hierfür das Modell TRANSEP von WEILER ET AL. (2003) verwendet wurde. Dies ist ein flexibles Black-Box-Modell, welches die Simulierung des Abflusses als auch den Konzentrationsverlauf von Umwelttracern in diesem gestattet. Zunächst wurde das Modell etwas verändert, damit es den Anforderungen der Problemstellung gerecht wurde. Auch wurden weitere Bausteine integriert, mit denen einfachere als auch komplexere Vorstellungen des Speicher- und Abflussverhaltens im Einzugsgebiet umgesetzt werden konnten. Für die zeitreihenbasierte Analyse stand die Auswertung der über zehnjährigen Isotopenzeitreihe der Brugga und Dreisam im Mittelpunkt. Auch sollte die Frage geklärt werden, ob mit einem einfachen Black-Box-Ansatz, der die Heterogenität und Komplexität eines mesoskaligen Einzugsgebietes mehr oder weniger völlig ignoriert, die Simulierung beider Dynamiken möglich ist. Laut MCGUIRE and MCDONNELL (2006) hat die Anwendung von Black-Box-Ansätzen gezeigt, dass diese einen quantitativen Ansatz darstellen, um die Fließsysteme im Einzugsgebiet fundamental beschreiben zu können. Die Grundlage dafür sind qualitativ hochwertige und ausreichend lange Zeitreihen von Tracerdaten des In- und Outputs des betrachteten Systems. Da der Gesamtabfluss aus einem Einzugsgebiet dessen gesamte Abflussbildung integriert, ist eine Ableitung des Systemverhaltens über die Niederschlags-Abfluss-Beziehung möglich (LEIBUNDGUT, 1984). Die Aufgabe bei der Modellierung besteht darin, die passende Übertragungsfunktion zu finden, sodass der Modelloutput bestmöglich den gemessenen Abfluss repräsentiert (MALOSZEWSKI and ZUBER, 1982).

In der Diplomarbeit wird der Ansatz der Systemidentifikation angewendet, bei dem zunächst mit einfachen Modellkonstrukten und Annahmen begonnen wird und weitere Details hinzugenommen werden (JAKEMAN ET AL., 1994). Ob diese zu einer Verbesserung der Modellergebnisse beitragen können, wird in jedem Schritt durch den Vergleich mit Systembeobachtungen bewertet. Inwieweit dieses Vorgehen zu einem verbesserten Verständnis über das Systemverhalten der Einzugsgebiete Brugga und Dreisam führt, wird mit Hilfe der Simulation von Einzelereignissen und einer mehrjährigen Zeitreihe des Abflusses und seines Isotopensignals überprüft und bewertet.

2 Grundlagen

2.1 Niederschlag-Abfluss-Modellierung

Modelle stellen eine vereinfachte Darstellung eines Systems dar und können somit als idealisierte Beschreibung der Realität betrachtet werden. Dabei wird versucht, eine mathematische Formulierung zwischen In- und Output zu erreichen, mit deren Hilfe die Übertragungseigenschaften des Systems simuliert werden können. Als problematisch erweist sich grundsätzlich die Abbildung von zeitlicher Variabilität und räumlicher Heterogenität (DOOGE, 1973; DUNN ET AL., 2008). Modelle lassen sich in zwei Gruppen einteilen: deterministische und stochastische Modelle. Letztere beruhen auf dem Wahrscheinlichkeitsprinzip, wohingegen den deterministischen das Ursache-Wirkungs-Prinzip zugrunde liegt, wonach der gleiche Input immer denselben Output generiert (DOOGE, 1973). In dieser Diplomarbeit werden ausschließlich deterministische Ansätze verfolgt, weshalb auf die stochastischen nicht weiter eingegangen wird.

Allgemein lassen sich deterministische Modelle in drei verschiedene Kategorien einteilen: physikalisch basierte White-Box-Modelle, konzeptionelle Grey-Box-Modelle und Lumped-Parameter- oder Black-Box-Modelle. Erstere sind sehr datenintensiv und komplex, wohingegen Lumped-Parameter-Modelle empirischer Natur sind. Die konzeptionellen Modelle bilden eine Mischung aus den beiden anderen Ansätzen und werden in der Hydrologie sehr häufig verwendet. Da hier ausschließlich der Black-Box-Ansatz angewendet wird, um auf Einzugsgebietsebene das Niederschlag-Abfluss-Verhalten und die Verweilzeitdynamik zu simulieren, folgen in den nächsten beiden Abschnitten einige nähere Informationen und Begründungen, warum dieser Modelltyp gewählt wurde.

Beim Black-Box-Ansatz wird das System durch eine Gewichtungsfunktion (Wahrscheinlichkeitsverteilung der Verweilzeiten = Verweilzeitverteilung) beschrieben, wobei der Output durch Faltung des Inputs mit dieser Funktion erhalten wird (MALOSZEWSKI and ZUBER, 1982). Dieser Ansatz wird in Niederschlag-Abfluss-Modellen verwendet, bei denen der Niederschlag den Modellinput und der Abfluss aus dem System den Output darstellt. Die Linearität der Systemreaktion auf verschiedenen Raumskalen ist eine der Grundannahmen in der Niederschlag-Abfluss-Modellierung (JAKEMAN and HORNBERGER, 1993). Außerdem werden Lumped-Parameter-Modelle neben der Niederschlags-Abfluss-Modellierung ebenfalls in der Tracerhydrologie eingesetzt, wonach der Anwendung in beiden Bereichen äquivalente Konzepte zugrunde liegen (MEHLHORN and LEIBUND- GUT, 1999). In Lumped-Parameter-Modellen wird vollständig auf eine räumliche Diskretisierung verzichtet, sodass deren Übertragbarkeit begrenzt ist infolge ihrer individuellen Anpassung auf ein Gebiet. Von Vorteil ist der überschaubare Datenbedarf (MCGUIRE and MCDONNELL, 2006). Für die Anwendung von Lumped-Parameter-Modellen ist die Kenntnis physikalischer Gegebenheiten im Einzugsgebiet keine Voraussetzung, jedoch liefern die Gewichtungsfunktionen physikalische Informationen durch ihre Form und Parameter - zum Beispiel über die Verweilzeiten im System (MALOSZEWSKI and ZUBER, 1982) (siehe Kapitel 4.2.1.2).

Die größte Schwierigkeit bei der Modellierung des Niederschlag-Abfluss-Verhaltens stellt die Überparametrisierung von Modellen dar, wodurch Parameter nicht mehr physikalisch begründbar sind und die Freiheitsgrade im Modell ungerechtfertigterweise erhöht werden (JAKEMAN and HORNBERGER, 1993). Eine weitere Hürde, die es zu meistern gilt, ist die Skalenproblematik, da gewonnene physikalische Erkenntnisse im Kleinräumigen nicht notwendigerweise das Prozessgefüge in einem Einzugsgebiet wiedergeben können (BLÖSCHL, 2001). Deswegen wurde in der Diplomarbeit anstatt des Bottom-Up-Ansatzes, bei dem kleinskalige Erkenntnisse auf größere Skalen übertragen werden, der Top-Down-Ansatz gewählt. Dieser Ansatz betrachtet das Gesamtsystem und berücksichtigt im Verlauf der Modellentwicklung weitere Effekte, wobei bei jedem Schritt überprüft wird, ob das Modell dadurch optimiert werden konnte (SIVAPALAN ET AL., 2003). Dabei sollten zunächst Modelle mit möglichst wenigen Anpassungsparametern favorisiert werden, um dann stückweise eine Verbesserung der Anpassung zu erreichen (MALOSZEWSKI and ZUBER, 1998). Aus den genannten Gründen und auch aufgrund der Datenlage, die zum Beispiel eine räumliche Abschätzung des Isotopensignals im Niederschlag ausgehend von einer einzigen Punktinformation verlangt, wurden sowohl für die Niederschlags-Abfluss- als auch für die Verweilzeit-Modellierung Black-Box-Ansätze verwendet.

Einen Black-Box-Ansatz in der Niederschlag-Abfluss-Modellierung stellt das Einheitsganglinienverfahren (englisch: Unit Hydrograph) dar, wobei die Grundlagen von SHERMAN (1932) gelegt wurden: Die Form der Abflussganglinie in einem Gebiet ist maßgeblich abhängig von den physikalischen Gegebenheiten. Da sich diese zeitlich kaum ändern, sind die Abflussverhältnisse für ähnliche Ereignisse aus einem beobachteten Ereignis ableitbar. Das Verfahren beruht auf dem Systemansatz, nach dem die Komplexität eines Systems im Konzept der Systemoperation zusammengefasst wird und einzig die Frage wichtig ist, wie das System den Input in den Output übersetzt. Die Momentaneinheitsganglinie (englisch: Instantaneous Unit Hydrograph IUH) entspricht der Impulsantwort eines Einzugsgebiets als Reaktion auf einen Dirac-Impuls. Für die Anwendung des Unit-Hydrograph-Verfahrens sollten verschiedene Voraussetzungen erfüllt sein: Zeitinvarianz und Linearität des betrachteten Systems, wobei letzteres die Anwendung des Superpositionsprinzips erlaubt, auf dem das Einheitsganglinienverfahren beruht. Demnach ist das System zeitlich konstant und der Input kann als Summe von Einheitsniederschlägen aufgefasst werden. Der Output ergibt sich ebenfalls als Summe der zugehörigen Abflüsse. In der Praxis werden diese Bedingungen jedoch häufig verletzt. Bei der Verwendung des Ansatzes bei der Systemidentifikation, bei der mit bekanntem In- und Output die Systemantwort erschlossen werden soll, werden keine Details über die Natur des Systems geliefert. Dabei gilt für flächenkonzentrierte, stationäre, lineare Systeme für die Beziehung zwischen Eingangs- und Ausgangsgrößen das Faltungsintegral, wobei die Einheitsganglinie die Gewichtungsfunktion darstellt (DOOGE, 1973; HEERDEGEN, 1974). Weitere Ausführungen zum Faltungsintegral finden sich in Kapitel 4.2.1.2, weswegen hier nicht genauer darauf eingegangen wird. Mit diesem recht einfachen Ansatz kann die Systemreaktion auf Einzugsgebietsebene recht gut beschrieben werden (SIVAPALAN, 2003).

2.2 Stabile Isotope in der Einzugsgebietshydrologie

Der Einsatz von Isotopen in der Einzugsgebietshydrologie ist geprägt von zwei dominierenden Anwendungsbereichen. Zum einen werden sie zur Altersdatierung für Wässer mit einem Alter bis zu fünf Jahren benutzt, welche typischerweise in flachen Aquiferen mit Kontakt zum Vorfluter vorkommen. Auch die Ermittlung von zeitlichen Schwankungen der Wasserspeicher und -flüsse ist mit Isotopentechniken möglich. Zum anderen dienen sie zur Beschreibung und Quantifizierung von Abflussbildungsprozessen. Hierzu werden sie ebenfalls in der Ganglinienseparation eingesetzt, um den Beitrag verschiedener Abflusskomponenten quantifizieren zu können. Besonders eignen sich dabei die stabilen Isotope des Wassers: schwerer Sauerstoff ¹⁸O und Deuterium D, da sie als konservative Tracer betrachtet werden (AGGARWAL ET AL., 2005).

Eine feuchte Luftmasse unterliegt verschiedenen Prozessen und Faktoren, die ihre isotopische Signatur auf dem Weg vom Quell- bis zu ihrem Ausregnungsgebiet verändern können. Diese führen zu einer räumlichen und zeitlichen Variabilität des Niederschlagsignals, wobei diese in einem bestimmten Gebiet durch dessen Lage (geographische Breite, Kontinentalität, Höhenlage) und die Jahreszeit maßgeblich bestimmt wird. Dabei werden die δ^{18} O-Werte im Niederschlag kleiner bei Abnahme der Oberflächentemperatur und Zunahme der Niederschlagsmenge (DANSGAARD, 1964; ARAGUAS-ARAGUAS ET AL., 2000). Alle Fraktionierungseffekte haben ihre Hauptursache in den unterschiedlichen Dampfdrücken von isotopisch leichten und schweren Wassermolekülen. Dabei haben schwerere Isotope einen niedrigeren Dampfdruck, weshalb sie bevorzugt in der energetisch günstigeren Phase verbleiben (SKLASH ET AL., 1976).

Veränderungen des Isotopensignals im Wasser treten solange auf, wie dieses im Austausch mit der Atmosphäre steht. Beim Durchlaufen der ungesättigten Zone werden die Schwankungen in der isotopischen Zusammensetzung des Niederschlags stark gedämpft (BUTTLE, 1994). Während der Speicherung und des Transports im Bereich unterhalb der vadosen Zone kann die isotopische Zusammensetzung als nahezu konstant betrachtet werden (ARAGUAS-ARAGUAS ET AL., 2000). Einzig durch die Mischung von Wässern mit unterschiedlicher Isotopensignatur erfolgt eine Veränderung des δ^{18} O-Wertes (BUTTLE, 1994).

Zur Angabe von Isotopenkonzentrationen im Wasser wird zunächst das Verhältnis aus schwerem zu leichtem Isotop gebildet:

$$R = \frac{{}^{18}O}{{}^{16}O} \tag{2.2.1}$$

Anschließend wird das Isotopenverhältnis der Probe ins Verhältnis zum Standard V-SMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) gesetzt, wodurch sich die konventionelle δ-Notation ergibt:

$$\delta^{18}O = \left(\frac{R_{Probe}}{R_{Std}} - 1\right) * 1000$$
 (2.2.2)

(CLARK and FRITZ, 1997). Stabile Isotope können dazu eingesetzt werden, um Auskunft über Abflusskomponenten und Fließwege (BUTTLE, 1994) und die Altersstruktur des Wassers (MALOSZEWSKI and ZUBER, 1982; STEWART and MC-DONNELL, 1991) zu erhalten. Deshalb werden sie häufig bei der Ganglinienanalyse und Verweilzeitmodellierung eingesetzt.

2.2.1 Ganglinienseparation

Bei der Ganglinienseparation wird die Abflussganglinie in verschiedene Komponenten aufgeteilt. Dafür wird eine einfache Massenbilanz mit der Hilfe von konservativen Tracern aufgestellt (siehe Kapitel 4.3). Es können allgemein n Abflusskomponenten mit n-1 Tracern unterschieden werden. Dabei sind grundsätzlich zwei Herangehensweisen möglich. Zum einen kann die Separation herkunftsraumorientiert geartet sein. Hierbei ist zum Beispiel die Aufteilung in Grundund Bodenwasser denkbar. Andererseits kann die Aufteilung verweilzeitorientiert sein, wobei hier vor allem die Unterteilung in Vor- und Ereigniswasser im Mittelpunkt steht. Hierfür eignet sich das stabile Sauerstoffisotop ¹⁸O (BUTTLE, 1994). In der Diplomarbeit wird der verweilzeitorientierte Ansatz verfolgt, weswegen auf diesen im Folgenden näher eingegangen wird.

Der einfachste Fall der Ganglinienseparation ist der Zwei-Komponenten-Ansatz, bei dem eine Unterteilung in Vorereignis- und Ereigniswasser erfolgt. Hierbei wird davon ausgegangen, dass der Abfluss bei einem Ereignis nur aus diesen beiden Komponenten zusammensetzt ist. Die Mehrheit der Studien mit diesem Ansatz zeigen, dass die Vorereigniskomponente während eines Abflussereignisses dominiert (SKLASH and FARVOLDEN, 1979; BUTTLE, 1994; KIRCHNER, 2003).

Da die isotopische Zusammensetzung des Niederschlags während einem Einzelereignis stark schwanken kann, ist eine sequentielle Messung während des Ereignisses von Nöten (MCDONNELL ET AL., 1990). Die Schwankungen sind vor allem zu Ereignisbeginn am stärksten, wenn die Niederschlagsintensität gering ist. Nur während Starkniederschlägen ist das Isotopensignal im Niederschlag relativ konstant (MCDONNELL ET AL., 1990). Aufgrund dessen sollte eine Gewichtung des Inputsignals erfolgen (siehe Kapitel 1.2.2.2). Aufgrund der größeren räumlichen und zeitlichen Variabilität des Isotopensignals im Niederschlag im Vergleich zu dem im Vorereigniswasser ergeben sich unterschiedliche Signaturen für beide Komponenten, wodurch die wichtigste und zwingendste Bedingung für eine Ganglinienseparation erfüllt wird (BUTTLE, 1994). Weitere Annahmen wurden von SKLASH (1990, zitiert in BUTTLE (1994)) zusammengefasst:

- Die isotopische Zusammensetzung des Ereignis- und auch des Vorereigniswassers bleibt zeitlich und räumlich konstant oder auftretende Schwankungen können berücksichtigt werden.
- Der Beitrag von Wasser aus der vadosen Zone muss vernachlässigbar sein oder eine ähnliche Isotopensignatur wie das Grundwasser aufweisen.
- Ebenfalls sollte der Beitrag aus Oberflächengewässern gering sein.

Diese zusätzlichen Bedingungen sollten - aber müssen nicht - erfüllt sein. RODHE ET AL. (1987, zitiert in BUTTLE (1994)) gab die daraus resultierende Unsicherheit auf den Vorereigniswasseranteil mit $\pm 10\%$ an. Diese ist zu gering, um die grundlegende Erkenntnis in Zweifel ziehen zu können, dass der Beitrag an Vorereigniswasser zum Abfluss infolge eines Niederschlagereignisses groß ist (SKLASH and FARVOLDEN, 1979; KIRCHNER, 2003). Auch gilt der Ansatz der Ganglinienseparation als robust genug, um die Abflussbildung in Einzugsgebieten erforschen zu können (BUTTLE, 1994). Jedoch ist die Abflussbildung in der Natur ein Komplex vieler hoch nichtlinearer Prozesse (AGGARWAL ET AL., 2005). Somit ergeben sich häufig aufgrund der Vielzahl an Abflussbildungsmechanismen verschiedene Erklärungsmöglichkeiten (Problem der Equifinalität) (BUTTLE, 1994).

2.2.2 Verweilzeitmodellierung

Als Verweilzeit wird jene Zeit verstanden, die das Wasser im Untergrund des Einzugsgebiets verbringt, bis es das Vorflutersystem erreicht. Sie ist eine physikalische Größe, welche die Heterogenität der verschiedenen Fließwege integriert und somit direkt mit internen Prozessen des Gebietes verbunden ist (MCGUIRE and MCDONNELL, 2006).

Das Einzugsgebietsverhalten ist dreidimensional und äußerst komplex, sodass folgende Vereinfachungen nötig sind, um eine verweilzeitorientierte Modellierung vornehmen zu können (KENDALL and MCDONNELL, 1998):

- eindimensionaler Transport
- stationäre Verweilzeitverteilung
- lineare und stationäre Input- und Outputbeziehungen sowie Beitrag der gesamten Einzugsgebietsfläche
- gleichmäßige Grundwasserneubildung

Grundsätzlich erfolgt die Verweilzeitbestimmung in Einzugsgebieten über Tracermethoden, wobei die stabilen Isotope des Wassermoleküls die wichtigsten Markierstoffe für junge Grundwässer mit einem Alter von maximal fünf Jahren darstellen. Sie erfüllen die wichtigsten Voraussetzungen, denn sie verhalten sich konservativ und können im Durchfluss gemessen werden (MCGUIRE and MCDON-NELL, 2006). Es kann nahezu keine Kontamination während des unterirdischen Transports durch den Austausch mit der Atmosphäre auftreten, außerdem sind Probennahme, -analyse und -lagerung relativ einfach und günstig (MCGUIRE ET AL., 2002). Somit eignen sie sich hervorragend als Werkzeuge zur Altersbestimmung.

2.2.2.1 Lumped-Parameter-Modelle zur Verweilzeitbestimmung

Für die Verweilzeitmodellierung stehen verschiedene Ansätze zur Verfügung, welche sich hinsichtlich ihrer Komplexität und ihres Datenbedarfs unterscheiden. Häufig wird die inverse Modellierung angewendet, bei der bei bekanntem In- und Output die Parameter der Systemfunktion gesucht werden, wobei die gefundenen Lösungen häufig nicht eindeutig sind. Sie ersetzt sozusagen die direkte Messung im Feld, die aufgrund der starken räumlichen und zeitlichen Heterogenität vieler Parameter und dem Zeit- und Kostenaufwand nahezu unmöglich ist. Somit sind genaue Angaben über Parameter und ihre Unsicherheiten im jeweiligen Gebiet häufig Mangelware (ABBASPOUR ET AL., 2001).

Verweilzeitverteilungen stellen eine integrierte Tracerantwort aus allen Bereichen des Einzugsgebiets am Gebietsauslass dar, indem sie alle Fließwege im System repräsentieren. Sie sind typischerweise schiefe Verteilungen mit langen Tailings (KIRCHNER ET AL., 2001). Zu den bekanntesten Verweilzeitverteilungen gehört das Piston-Flow-Modell, das jedoch aufgrund seiner wenig realistischen Annahmen, dass alle Fließwege und Fließzeiten gleich lang sind, nicht angewendet wird. Weiterhin wären das Exponentialmodell, das Exponential-Piston-Flow-Modell und das Dispersionsmodell zu nennen (MALOSZEWSKI and ZUBER, 1982), wobei für weitere Ausführungen auf Kapitel 4.2.1.2 verwiesen wird. Die Wahl der Verteilungsfunktion und deren Parametrisierung bestimmen das Isotopensignal im simulierten Abfluss und somit die Interpretation der Einzugsgebietsreaktion. Wie verschiedene Speicheransätze mit unterschiedlichen Verweizeitverteilungen kombiniert werden können, zeigt eine Übersicht bei OZYURT and BAYARI (2003).

Die klassische Methode zur Bestimmung der Verweilzeitverteilung ist die Anwendung von Lumped-Parameter-Modellen. Aus vorhandenen Modellen leiten sich zwei Annahmen für die Anwendung auf Einzugsgebietsebene ab: Das System befindet sich in einem stationären Zustand, außerdem sind repräsentative Einträge ins System ermittelbar (MCGUIRE and MCDONNELL, 2006). Viele der angewendeten Modelle kombinieren die Entfaltung des Isotopensignals im Niederschlag mit einer Systemfunktion, um den isotopischen Output aus dem betrachteten System ermitteln zu können (AGGARWAL ET AL., 2005). Mit Hilfe des Faltungsintegrals ist somit eine mathematische Beschreibung des Transports eines konservativen Tracers durch ein Einzugsgebiet möglich. Dabei ergibt sich die Zusammensetzung im Abfluss zu einem bestimmten Zeitpunkt als eine Mischung von markierten Wässern, die gleichmäßig in der Vergangenheit auf das Einzugsgebiet fielen und durch die zugehörige Verweilzeitverteilung verzögert wurden. Die Verweilzeitverteilung entspricht dabei der Systemantwort auf einen Einheitsinput an Tracer und ist somit analog zu einem Unit Hydrograph für Tracer (MCGUIRE and MCDONNELL, 2006). Außerdem muss das Faltungsintegral mit der Grundwasserneubildung gewichtet werden, sodass das Signal im Abfluss den Massenfluss wiedergibt, der das Einzugsgebiet verlässt (MCGUIRE ET AL., 2005). Nach der Optimierung von gemessenem und simuliertem Isotopensignal im Abfluss liefern die optimierten Modellparameter die genaue Verteilung der Verweilzeiten im System (AGGARWAL ET AL., 2005). Die Vorteile der Anwendung von Lumped-Parameter-Modellen in Kombination mit Umweltisotopen liegen auf der Hand: es ist keine detaillierte Beschreibung des physikalischen Systems notwendig und speziell das schwere Sauerstoffisotop ¹⁸O spiegelt das Verhalten des Wassers im System und die erlebten Fließprozesse und -einflüsse wider (SCHWIENTEK ET AL., 2009). Selten wird bei der Lumped-Parameter-Methode der Einfluss des Diffusionsaustauschs zwischen mobilem und (quasi-)stagnierendem Wasser berücksichtigt, wodurch große Unterschiede zwischen Tracer- und Wasseralter entstehen können und das Alter des Wassers überschätzt wird (MALO-SZEWSKI ET AL., 2004).

2.2.2.2 Weitere Ansätze zur Verweilzeitbestimmung

Ein recht einfaches Verfahren ist der Sinuskurvenansatz, der in Studien häufig erfolgreich eingesetzt wird (STEWART and MCDONNELL, 1991; DEWALLE ET AL., 1997; SOULSBY ET AL., 2000; RODGERS ET AL., 2005; SOULSBY ET AL., 2006). Beim Sinuskurvenansatz wird eine periodische Schwankung des Isotopensignals im Niederschlag vorausgesetzt (MCGUIRE and MCDONNELL, 2006). An das Inputund Outputsignal werden Sinuskurven angeglichen. Über den Grad der Amplitudendämpfung kann anschließend die mittlere Verweilzeit bestimmt werden (DEWALLE ET AL., 1997). Dieser Ansatz eignet sich gut, um die Saisonalität im In- und Output zu zeigen und um Informationen über Wettermuster im Gebiet zu liefern (MCGUIRE ET AL., 2002).

Bei der Spektralanalyse werden mit Hilfe der Fourier-Transformation die Zeitreihen des Tracersignals im Niederschlag und Abfluss vom Zeitbereich in den Frequenzbereich überführt und anschließend die Ganglinie mathematisch-stochastisch ausgewertet. Mischungsprozesse im Einzugsgebiet können als fraktale Filter wirken, die weißes Rauschen im Leistungsdichtespektrum des Inputs in ein 1/f-Rauschen im Leistungsdichtespektrum der Vorfluterreaktion umwandeln. Dies ist ein Indikator sowohl für den Einfluss von Kurzzeitreaktionen als auch eines chemischen Langzeitgedächtnisses (KIRCHNER ET AL., 2001, 2000). Die Schwankungen der Tracerkonzentrationen im In- und Output werden als Überlagerung verschiedener Schwingungen angesehen, wobei im Leistungsdichtespektrum ersichtlich wird, wie dominant die einzelnen Schwingungen sind. Werden diese Spektren miteinander verglichen, kann darauf geschlossen werden, wie das System die Inputfunktion dämpft. Dies wiederum lässt sich laut KIRCHNER ET AL. (2000) auf die Fließzeitverteilung im System zurückführen.

2.2.3 Anforderungen an den Input

An die Inputdaten für eine Niederschlag-Abfluss- oder Verweilzeitmodellierung werden gewisse Anforderungen gestellt. Zum einen sollte die Zeitreihe eine gewisse Länge aufweisen. JAKEMAN and HORNBERGER (1993) geben als Mindestlänge die 100-fache Reaktionszeit des schnellen Abflusses an, wonach die Länge der Zeitreihe mindestens ein Jahr betragen sollte, wenn auf Tagesbasis modelliert wird. Wichtiger als die Zeitreihenlänge ist jedoch die Qualität ihrer Daten, denn wenn ihr Informationsgehalt eine größere hydrologische Variabilität widerspiegelt, dann können Modellparameter mit größerer Wahrscheinlichkeit zuverlässiger bestimmt werden SOROOSHIAN ET AL. (1983, zitiert in JAKEMAN and HORN-BERGER (1993)). Sowohl für die ereignis- als auch die zeitreihenbasierte Modellierung ist es notwendige Voraussetzung, einen repräsentativen Gebietsinput zu erzeugen. Die Inputfunktion stellt einen sehr sensitiven Faktor in der Verweilzeitberechnung mit Lumped-Parameter-Modellen dar (VITVAR and BALDERER, 1997). In der Regel stellen die Punktinformationen der Messstationen keinen repräsentativen Mittelwert für das Gesamtgebiet dar, des Weiteren sind die Menge und das räumliche Muster des aktuellen Isotopensignals im Niederschlag nicht ausreichend bekannt (SCHWIENTEK ET AL., 2009). Die Oberfläche eines Standard-Regensammlers ist typischerweise acht bis zehn Größenordnungen kleiner als das Gebiet, für das er repräsentativ sein soll (KIRCHNER, 2006). Bei einer extrem heterogenen räumlichen Variabilität des Isotopensignals im Niederschlag ist eine Ganglinienseparation, die auf Messungen an nur einem Punkt basiert, nicht möglich (LYON ET AL., 2009).

3 Untersuchungsgebiete

Die mesoskaligen Einzugsgebiete der Dreisam und der Brugga dienten in dieser Arbeit als Untersuchungsgebiete. Da die Brugga ein Quellfluss der Dreisam ist, werden in den folgenden Abschnitten die Systemeigenschaften beider Gebiete gemeinsam betrachtet und beschrieben.

3.1 Stabile Systemeigenschaften

3.1.1 Lage und Morphologie

Das Einzugsgebiet der Dreisam befindet sich am Westrand des südlichen Schwarzwalds, einem Mittelgebirge im Südwesten Deutschlands, weshalb die Region ein stark ausgeprägtes Relief aufweist. Beide Einzugsgebiete lassen sich der Mesoskala zuordnen, wobei die Dreisam im oberen und die Brugga im mittleren Mesoskalenbereich einzuordnen ist (Abbildung 3.1.1). Das Gebiet der Dreisam umfasst eine Fläche von 258 km² und erstreckt sich vom Pegel Ebnet (308 m ü. NN), der sich wenige Kilometer südöstlich von Freiburg befindet, bis hinauf zum Feldberg (1493 m ü. NN), der höchsten Erhebung der Region (OTT and UHLENBROOK, 2004).

Eine Besonderheit des Brugga-Einzugsgebietes ist der große Höhenunterschied von über 1000 m (434 - 1493 m ü. NN) bei einer Fläche von 40 km². Der amtliche Pegel Oberried (436 m ü. NN) an der Brugga markiert den Übergangsbereich zwischen dem Kristallin des Grundgebirges und dem Zartener Becken. Die mittlere Einzugsgebietshöhe beträgt 978 m ü. NN.

Die Abbildung 3.1.2 zeigt die Höhenverteilung in beiden Einzugsgebieten. Es zeigt sich, dass die Höhen im Dreisameinzugsgebiet recht homogen verteilt sind, wohingegen im Bruggagebiet die Höhen über 100 m ü. NN dominieren. Aus den hypsographischen Kurven lassen sich die Flächenanteile interessierender Höhenzonen ablesen, welche für die Berechnung der Höhenverteilung des Niederschlags im Gebiet unabdingbar sind (siehe Kapitel 5.2.1).

Glaziale (Moränen, Trogtäler, Kare, Firnmulden) und periglaziale Erosionsformen (Hangschuttdecken) prägen die heutige Topographie und sind Beweis für die formenprägende Tätigkeit der Vergletscherung im Pleistozän, insbesondere während der Würm-Eiszeit. Daneben herrschen fluviatil überprägte Täler vor,



Abbildung 3.1.1: Die Einzugsgebiete der Brugga und Dreisam.

in denen sich die Bäche tief in den Untergrund eingeschnitten haben und Schuttund Schwemmkegel auftreten (UHLENBROOK, 1999). Das Einzugsgebiet der Brugga ist geprägt von steilen Hängen und tiefen Erosionstälern, die 75 % der Gesamtfläche bedecken, kuppigen Hochflächen mit geringem Gefälle (20 %) und kleinen, schmalen Talsohlen (5 %) (LINDENLAUB ET AL., 1997).

3.1.2 Geologie und Pedologie

Das kristalline Grundgebirge im Dreisameinzugsgebiet besteht vorwiegend aus Graniten, Gneisen und weiteren metamorphen Gesteinen (Anatexite), welche aus dem Paläozoikum (Erdaltertum) stammen. Diese sind von Böden und quartären Lockergesteinen überlagert, wobei eine Mächtigkeit von bis zu 10 m an Hangfüßen erreicht wird (OTT and UHLENBROOK, 2004). Zu diesen Lockersedimenten zählen die periglazialen Hangschuttdecken, Talfüllungen und Moränen. Erstere entstanden in periglazialen Bereichen der letzten Eiszeit des Pleistozäns infolge intensiver Verwitterung und Solifluktion (Bodenfließen) an steilen Hängen. Die größeren Täler und das Zartener Becken wurden mit fluvioglazialen, würmeis-



Abbildung 3.1.2: Hypsographische Kurven der beiden Einzugsgebiete.

zeitlichen Schottern gefüllt und sind heute vielerorts von Auenlehmen überdeckt (LINDENLAUB ET AL., 1997; UHLENBROOK ET AL., 2002). Auf den Deckschichten konnten sich gut entwickelte Böden bilden, wohingegen die Bodenbildung auf dem anstehenden, verwitterten Kristallin zu kargen, flachgründigen Böden (Syroseme, Ranker) führt. Das Material der Deckschichten ist sehr silikatreich, sodass die Böden der Silikatreihe dominieren. Der häufigste Bodentyp ist die Braunerde, die aus der Verlehmung und Verbraunung des Ausgangsmaterials hervorgeht. In Bereichen mit Grund- bzw. Stauwassereinfluss herrschen Gleye und Pseudogleye vor (UHLENBROOK, 1999).

3.2 Dynamische Systemeigenschaften

3.2.1 Klima

Klimatisch befinden sich die Untersuchungsgebiete im Einflussbereich der zyklonalen Westwindzone und liegen im Bereich der kühl gemäßigten Übergangsklimate. Im Wechsel ziehen Warmluftmassen der Subtropen und Kaltluftmassen der (sub-)polaren Gebiete über die Region. Die Klimaelemente sind räumlich stark heterogen aufgrund des ausgeprägten Reliefs, das zu orographischen Effekten führt - generell sind die Luvseiten der Erhebungen im Gebiet stärkeren Niederschlägen ausgesetzt als die Regionen im Regenschatten (Lee). Dieser LuvLee-Effekt und weitere topographisch bedingte Effekte überprägen mitunter den generellen Anstieg der mittleren Jahressummen des Niederschlags mit der Höhe. Ebenfalls führen bestimmte Faktoren zu erhöhten Messfehlern: In Gipfelregionen bedingen erhöhte Windgeschwindigkeiten und die Verwehung von vor allem Schneeniederschlag zu einer verringerten Niederschlagserfassung, wohingegen in windgeschützten Bereichen häufig zu viel Niederschlag gemessen wird im Vergleich zu umliegenden Bereichen derselben Höhenlage. Bei den Niederschlagsregimen in den Tiefenlagen der Untersuchungsgebiete tritt ein sommerliches Maximum auf. Teilweise wird dieses mit zunehmender Höhe von einem winterlichen sekundären Maximum zum Teil sogar übertroffen (UHLENBROOK, 1999). Im Sommer kommt es vorzugsweise zu Konvektivniederschlägen, wohingegen im Winter frontale Niederschläge vorherrschen. In den Höhenlagen fallen etwa zwei Drittel des Jahresniederschlages als Schnee, wobei in den Tiefenlagen des Dreisameinzugsgebiets an nur wenigen Tagen eine geschlossene Schneedecke vorzufinden ist (OTT and UHLENBROOK, 2004).

Analog zum Niederschlag zeigt auch die Lufttemperatur im Dreisameinzugsgebiet eine Höhenabhängigkeit. Als Beispiele seien die mittleren Jahrestemperaturen der Station Freiburg-Herdern mit 10.3 °C (tiefe Lagen) und die der Station Feldberg mit 3.2 °C (Gipfellage) genannt. Im Mittel ergibt sich ein Temperaturgradient von etwa 0.6 °C pro 100 m Höhenzunahme; dabei ist der winterliche Gradient schwächer als jener im Sommer infolge der auftretenden Inversionswetterlagen in den Wintermonaten (UHLENBROOK, 1999).

3.2.2 Vegetation und Landnutzung

Beide Untersuchungsgebiete sind dominiert von Wald, wobei dieser vorrangig in steilen Hanglagen vorkommt. Im Dreisameinzugsgebiet beträgt sein Anteil knapp 64 %, wohingegen er im Teileinzugsgebiet Brugga 75 % ausmacht (UH-LENBROOK, 1999; OTT and UHLENBROOK, 2004). Der anthropogene Einfluss zeigt sich in der Entnahme von Grundwasser aus dem Zartener Becken zu Zwecken der Trinkwasserversorgung. Der Anteil an urbanen Flächen im gesamten Dreisameinzugsgebiet liegt bei etwa 3 %. Die flachen Hochflächen werden häufig als (Hoch-)Weiden und Grünland bewirtschaftet und schlagen jeweils mit knapp 22 % zu Buche. Ackerbau wird im Dreisameinzugsgebiet vor allem im Bereich des Zartener Beckens betrieben (etwa 4 %) (OTT and UHLENBROOK, 2004).

3.3 Hydrologie

Das Kristallin des Schwarzwalds hat die Bedeutung einer nahezu wasserundurchlässigen Basisschicht. In den oberflächennahen Bereichen findet jedoch ein bedeutender Grundwasserumsatz statt, der maßgeblich den Basisabfluss der Quellflüsse der Dreisam speist (LINDENLAUB ET AL., 1997). Die hyraulische Leitfähigkeit nimmt mit zunehmender Tiefe ab, wobei diese ebenfalls stark von der Klüftung des Gesteins abhängt. Über Diffusionsprozesse steht das immobile Wasser der Gesteinsmatrix im Austausch mit dem Kluftnetz (mobile Zone) (UHLENBROOK, 1999). Den Hauptteil des Basisabflusses liefert im Brugga-Einzugsgebiet der geklüftete Gneis (MEHLHORN and LEIBUNDGUT, 1999). Quantitativ bedeutsamer für den unterirdischen Wasserumsatz sind die quartären Lockergesteine (UH-LENBROOK ET AL., 2002), die aufgrund ihrer höheren hydraulischen Leitfähigkeiten einen stärkeren Wasserdurchsatz aufweisen. Die Oberböden weisen in der Regel hohe Durchlässigkeiten mit gesättigten Leitfähigkeiten auf, die größer sind als 10^{-4} m/s. Hinzu kommt eine recht hohe Infiltrationskapazität, sodass es kaum zu Sättigungsoberflächenabfluss kommt. Dieser tritt in 1.6 % der Einzugsgebietsfläche auf (OTT and UHLENBROOK, 2004).

Das Zartener Becken stellt einen bedeutenden Porengrundwasserspeicher dar, der bis zu 50 m mächtig ist und zur Wasserversorgung genutzt wird, wobei jährlich etwa 12.5 Millionen Kubikmeter Grundwasser entnommen werden. Ebenso findet ein beträchtlicher Grundwasserabstrom statt, der beim Pegel Ebnet knapp 16 Millionen Kubikmeter beträgt, welche durch Pegelmessungen nicht erfasst werden (VILLINGER, 1999).



Abbildung 3.3.1: Abflussregime der Flüsse Brugga (1934-92) und Dreisam (1941-93).

Das Abflussregime der Dreisam ist nival (OTT and UHLENBROOK, 2004), ebenso das der Brugga (UHLENBROOK ET AL., 1999) (Abbildung 3.3.1). Die Regime sind gekennzeichnet durch ein ausgeprägtes Maximum im März und April, das durch die Schneeschmelze im Frühjahr bedingt wird, und einem Minium im September. Dabei wirken die Verdunstung im Sommer und der Schneedeckenaufbau im Winter als weitere Steuergrößen (MEHLHORN, 1998). Der mittlere Jahresniederschlag im Dreisameinzugsgebiet beträgt 1500 mm, welcher einen mittleren oberflächlichen Abfluss von etwa 820 mm und einen Grundwasserabstrom von 60 mm bewirkt (OTT and UHLENBROOK, 2004). Im Brugga-Einzugsgebiet summiert sich der mittlere Jahresniederschlag etwa auf 1750 mm, wovon jährlich 1220 mm wieder abfließen (UHLENBROOK ET AL., 1999). Für die jährliche aktuelle Verdunstung ergeben sich im Mittel 600 mm für das Dreisameinzugsgebiet (OTT and UHLENBROOK, 2004) und 530 mm für das Brugga-Einzugsgebiet (MEHLHORN, 1998), wobei der Unterschied zwischen potentieller und aktueller Verdunstung aufgrund der ausreichenden Wasserverfügbarkeit über das gesamte Jahr gering ist (UHLENBROOK, 1999).

Gewässer		Brugga	Dreisam
Einzugsgebietsfläche	(km ²)	40	258
HHQ	(m ³ /s)	51	233
		(23.11.1944)	(22.12.1991)
MHQ	(m ³ /s)	15.75	64.4
MQ	(m^{3}/s)	1.54	5.63
MNQ	(m^{3}/s)	0.37	0.53
NNQ	(m^3/s)	0.10	0.02
		(03.09.1964)	(02.12.1964)
MHq	$(l s^{-1} * km^2)$	394	250
Mq	$(l s^{-1} * km^2)$	38.6	21.8
Mq	(mm/a)	1217	690
MNq	$(l s^{-1} * km^2)$	9.25	2.05

Tabelle 3.1: Gewässerkundliche	Hauptzahlen	der	Brugga	und	Dreisam.
Verändert nach UHLENBROOK (1999).					

Die gewässerkundlichen Hauptwerte der Dreisam und der Brugga zeigen einen großen Unterschied zwischen dem MQ und dem MHQ, was einen Hinweis auf eine verminderte Speicherfähigkeit und das Vorhandensein schneller Abflusskomponenten für diese Einzugsgebiete liefert (MEHLHORN, 1998; UHLENBROOK, 1999) (siehe Tabelle 3.1). Bei den Abflussspenden liegen die Werte für die Dreisam unter denen der Brugga, was durch die wasserwirtschaftliche Entnahmen aus dem Zartener Becken begründet ist (UHLENBROOK, 1999). UHLENBROOK ET AL. (1999) konnten mit Hilfe der Tracer ¹⁸O, Chlorid und Silikat drei verschiedene Abflusskomponenten im Brugga-Einzugsgebiet quantifizieren:

Direktabfluss

Seine Bildung erfolgt vor allem in Bereichen mit sehr geringer Infiltrationskapazität (Blockschutthalden, versiegelte Bereiche und Sättigungsflächen). Bei Abflussereignissen kann er mit maximal 50 % zum Abfluss beitragen, wohingegen er im langfristigen Mittel einen Anteil von 10 % ausmacht - ein Indiz dafür, dass er sich vorwiegend aus dem aktuellen Niederschlagswasser und dem Wasser oberflächennaher Schichten zusammensetzt.

– Abfluss der Hanggrundwasserspeicher (Fließsystem-2)
Dieses Wasser stammt maßgeblich aus den periglazialen Deckschichten, welche sowohl an der Hochwasser- als auch der Basisabflussbildung beteiligt sind. Mit Hilfe des Isotops ¹⁸O wurden mittlere Verweilzeiten im Bereich von zwei bis drei Jahren in diesem Umsatzraum ermittelt. Mit etwa 70 % Anteil am Gesamtabfluss ist dieser Speicherraum äußerst bedeutend.

Abfluss der Hochlagen und des kristallinen Kluftaquifers (Fließsystem-1)
 Diese Speicherräume tragen zum Basisabfluss bei und haben einen Anteil von 20 % am Gesamtabfluss. Anhand der Auswertung von FCKW- und Tritiummessungen konnten Verweilzeiten von sechs bis neun Jahren ermittelt werden.

4 Modellbeschreibung

4.1 Entwicklung und Anwendungsgebiete

Zur Simulierung des Niederschlag-Abfluss-Verhaltens und des Stofftransports auf Einzugsgebietsebene entwickelten WEILER ET AL. (2003) das Lumped-Parameter-Modell TRANSEP. Zum einen wird die hydraulische Reaktion des Gebiets durch ein einfaches Niederschlag-Abfluss-Modell auf Grundlage der Einheitsganglinie (IUH) generiert und zum anderen erfolgt auf ähnliche Weise die Berechnung der Stoffkonzentrationen im Abfluss über die Zeit für verschiedene konservative Wasserinhaltsstoffe. Dafür stehen mehrere Gewichtungsfunktionen zur Verfügung, um flexibel verschiedene Systeme abbilden zu können.

Das Hauptaugenmerk dieser Diplomarbeit liegt auf der korrekten Simulierung der Abflussdynamik und des δ^{18} O-Signals im Abfluss der Flüsse Dreisam und Brugga. Das schwere Sauerstoffisotop mit einer Massenzahl von 18, welche der Anzahl der Nukleonen (Summe aus 8 Protonen und 10 Neutronen im Atomkern) entspricht, zeigt als Bestandteil des Wassers ein konservatives Verhalten und eignet sich daher als Umwelttracer (AGGARWAL ET AL., 2005).

Das Modell wurde für ereignisbasierte Untersuchungen entwickelt, wobei eine Ganglinienseparation mit Hilfe von Isotopendaten ermöglicht wird. Auch kann eine zeitlich variable isotopische Zusammensetzung des Niederschlags während des Ereignisses berücksichtigt werden. Dies gilt ebenfalls für die zeitreihenbasierte Variante des Modells, mit dem Langzeitsimulierungen möglich sind. Für die detaillierte Beschreibung der einzelnen Modellkomponenten wird zunächst die zuletzt genannte Modellversion beschrieben, da hier aufgrund der fehlenden Unterteilung in Vor- und Ereigniswasser das Grundgerüst des Modellansatzes deutlich wird.

4.2 Zeitreihenbasiertes Modell

Mithilfe der Eingangsdaten Niederschlag und dessen Isotopensignal simuliert das Modell die Abflussganglinie und der Gehalt an Sauerstoff-18 im Output und vergleicht diesen mit den gemessenen Werten anhand von geeigneten Gütemaßen. Aus dem Niederschlag wird dabei zunächst der Effektivniederschlag berechnet (nichtlineares Verlustmodul). Dieser wird anschließend mit einer Systemfunktion gefaltet, wobei das Ergebnis dieses Vorgangs dem simulierten Abfluss entspricht (lineares Abflussmodul) (EVANS and JAKEMAN, 1998).

4.2.1 N-A-Modul

Grundlage für die Berechnung des simulierten Abflusses bildet das Faltungsintegral, wofür der Effektivniederschlag und eine Übertragungsfunktion benötigt werden. Zur Ermittlung des effektiven Niederschlags und bei der Wahl der Systemfunktion kann zwischen verschiedenen Berechnungsgrundlagen ausgewählt werden. Damit setzt sich das N-A-Modul aus zwei Teilen zusammen, die im Weiteren näher beschrieben werden. Im nichtlinearen Teil wird der Effektivniederschlag berechnet und das lineare Modul erzeugt anschließend den Systemoutput.

4.2.1.1 Berechnung des Effektivniederschlag

Die Berechnung des effektiven Niederschlags beruht auf dem Ansatz von JAKE-MAN and HORNBERGER (1993), welcher ebenfalls von WEILER ET AL. (2003) angewendet wurde. Dabei wird der Niederschlag durch eine nichtlineare Verlustfunktion in Abhängigkeit von den Vorfeuchtebedingungen im Gebiet reduziert. Durch diese Berücksichtigung der Vorfeuchte ist diese Methode gut geeignet für Einzugsgebiete der gemäßigten Klimate (JAKEMAN and HORNBERGER, 1993). Die Berechnung des aktuellen Feuchteindexes s(t) (= Antecedent Precipitation Index, API) im Gebiet erfolgt rekursiv durch eine Reduzierung des Feuchteindexes des vorangegangenen Zeitschritts und eine Erhöhung durch möglichen Niederschlag im aktuellen Zeitschritt:

$$s(t) = b_1 * N(t) + \left(1 - \frac{1}{b_2}\right) * s(t - \Delta t)$$
(4.2.1)

N(t) = Niederschlag $s(t - \Delta t)$ = Vorfeuchteindex des letzten Zeitschritts

Infolge der Rekursion wird die Niederschlagszeitreihe gewichtet, sodass der Einfluss vom aktuellen zu früheren Niederschlägen auf die Vorfeuchte exponentiell abnimmt. Der Grad der Gewichtung wird durch den Parameter b_2 bestimmt, dessen Inverse die Abnahmerate der Vorfeuchte im Gebiet bei fehlendem Niederschlag angibt. Je größer der Wert für b_2 ist, desto stärker fällt die Vorgeschichte der Feuchtebedingungen im Einzugsgebiet ins Gewicht. Dahingegen entspricht der Parameter b_1 der Zunahme im Speicher pro Einheitsniederschlag, wenn keine Verdunstung stattfindet. Außerdem muss b_1 so gewählt werden, dass die Gesamtsummen aus Effektivniederschlag und Abfluss gleich groß sind, also die Wasserbilanz für den Modellierungszeitraum geschlossen ist (JAKEMAN and HORNBER-GER, 1993). Der initiale Feuchteindex zum Modellierungsbeginn kann durch den Parameter b_3 repräsentiert werden (WEILER ET AL., 2003):

$$s(t=0) = b_3 \tag{4.2.2}$$

Mithilfe des Feuchteindex kann der Effektivniederschlag $N_{eff}(t)$ folgendermaßen berechnet werden:

$$N_{eff}(t) = N(t) * s(t)$$
 (4.2.3)

JAKEMAN and HORNBERGER (1993) schlagen außerdem eine Modifikation vor, mit der Verdunstungseinflüsse berücksichtigt werden können. Der Parameter b_2 wird dabei durch eine temperaturabhängige Funktion ergänzt und ergibt sich zu

$$b_2(T_a) = b_2 * \exp[(20 - T_a) * f_T]$$
(4.2.4)

 T_a = Lufttemperatur (°C) zum Zeitpunkt t

 f_T = Regulierungsfaktor der Lufttemperatur

Hierdurch kommt jedoch ein weiterer Anpassungsparameter (f_T) hinzu, welcher das Änderungsmaß von $b_2(T_a)$ mit der Lufttemperatur bestimmt. Dieser drückt aus, dass b_2 invers mit der Rate in Beziehung steht, mit der bei 20°C Lufttemperatur die Feuchte im Gebiet abnimmt (JAKEMAN and HORNBERGER, 1993).

4.2.1.2 Faltungsintegral

Eine Vielzahl an Übertragungsfunktionen stehen zur Verfügung, um den Effektivniederschlag in den simulierten Abfluss zu überführen. Dadurch wird es möglich, unterschiedliche Modellierungsansätze zu realisieren und miteinander zu vergleichen. Die verschiedenen Ansätze unterscheiden sich hinsichtlich ihrer Komplexität, Anwendbarkeit und Randbedingungen. Mithilfe der Gewichtungsfunktionen wird die Verweilzeitverteilung des Wassers im System mathematisch ausgedrückt und die Entscheidung für eine dieser Funktionen ist abhängig von den hydrologischen Bedingungen im Einzugsgebiet (MALOSZEWSKI ET AL., 1992).

- Dispersionsmodell (DM)

NIR (1964) führte das Dispersionsmodell zur Analyse von Messdaten radioaktiver Umwelttracer ein. Das Dispersionsmodell beschreibt den Fall der unvollständigen Durchmischung infolge des Dispersionsprozesses. Grundlage des Modells ist die Lösung der Dispersionsgleichung. Das von NIR (1964) verwendete Ergebnis eignet sich jedoch nicht zur Verwendung als Gewichtungsfunktion, sodass eine etwas veränderte Gleichung im Modell angewendet wird, welche zugleich die Rand- und Anfangsbedingungen natürlicher Systeme besser beschreibt. Diese Lösung setzt die Messung der Tracerkonzentration im Abfluss voraus (MALOSZEWSKI and ZUBER, 1982).

$$h(\tau) = g(\tau) = \left(\frac{4\pi D_p \tau}{\tau_0}\right)^{-1/2} * \exp\left(-\left(\frac{1-\tau}{\tau_0}\right)^2 * \frac{\tau_0}{4D_p \tau}\right) * \tau^{-1} \quad (4.2.5)$$

- $g(\tau)$ = Übertragungsfunktion des Abflusses
- $h(\tau)$ = Verweilzeitverteilungsfunktion des Tracers
- τ = Einzelverweilzeiten der Wasserpartikel
- τ_0 = mittlere Verweilzeit des Tracers
 - = gewichtetes Mittel der Einzelverweilzeiten
- D_p = Dispersionsparameter

Der Aufbau dieser Gleichung ähnelt dem Typ der Normalverteilung, wodurch das Wasser eines bestimmten Alters τ_0 am stärksten zum Abfluss beiträgt und jüngere und ältere Komponenten einen geringeren Einfluss haben. Das Dispersionsmodell eignet sich somit für Einzugsgebiete mit flachen, reaktiven Grundwasserkörpern (MEHLHORN and LEIBUNDGUT, 1999). Der Dispersionsparameter D_p ist Ausdruck für die hydrodynamische Dispersion (mechanische/ korngerüstbedingte Dispersion + molekulare Diffusion) im Verhältnis zur Advektion und sollte für natürliche Systeme nicht größer als 2,5 sein - bei einem Wert kleiner als 0,05 ist die Dispersion gering. Eine hohe Dispersion entspricht nicht notwendigerweise einer guten Durchmischung (MALOSZEWSKI and ZU-BER, 1982).

Gammaverteilung

Als verallgemeinerte Form der Exponentialverteilung realisiert die Gammaverteilung die Systemantwort eines Einzugsgebietes, das durch gleiche, lineare Speicher, die in Reihe hintereinander geschaltet sind, repräsentiert werden kann (DOOGE and O'KANE, 2003). Dies wurde mathematisch von NASH (1957, zitiert in DOOGE and O'KANE (2003)) gezeigt. Die Funktion der Gammaverteilung sieht wie folgt aus:

$$h(\tau) = g(\tau) = \frac{\tau^{\alpha - 1}}{\beta^{\alpha} \Gamma(\alpha)} * \exp\left(\frac{\tau}{\beta}\right)$$
(4.2.6)

 α = Formparameter

 β = Skalenparameter

Sie besitzt zwei Parameter, wobei sich die mittlere Verweilzeit aus dem Produkt beider ergibt. Der Spezialfall der Exponentialverteilung ergibt sich, wenn $\beta = \tau_0$ und $\alpha = 1$ ist. Sowohl kurzzeitige Reaktionen auf Niederschlagsereignisse als auch große Verweilzeiten aufgrund des Langzeitgedächtnisses eines Einzugsgebietes können durch die Gammaverteilung gleichzeitig berücksichtigt werden (KIRCHNER ET AL., 2001). Der Formfaktor α sollte einen Wert um 0.5 besitzen (HRACHOWITZ ET AL., 2009).

Exponential-Pistonflow-Modell (EPM)

MALOSZEWSKI and ZUBER (1982) entwickelten unter anderem diesen Ansatz zur Interpretation von radioaktiven Umweltisotopen in Aquifersystemen. Das Exponential-Pistonflow-Modell bildet eine Reihenschaltung aus einem komplett durchmischten Speicher (Exponential-Modell EM) und einem Reservoir mit Piston-Flow (isolierte Wasserpakete ohne Durchmischung), welches ausschließlich einen Zeitversatz des Inputsignals bewirkt. Beim EM haben rezente Niederschlagseinträge einen großen Anteil am Abfluss und ältere einen geringeren, wonach die Gewichtung der Wasservolumina exponentiell mit dem Alter abnimmt.

$$h(\tau) = g(\tau) = \frac{\eta}{\tau} * \exp\left(\frac{\eta\tau}{\tau_0} + \eta - 1\right) \qquad \text{für } \tau \ge \tau_0(1 - \eta^{-1}) \tag{4.2.7a}$$

$$h(\tau) = g(\tau) = 0$$
 für $\tau \le \tau_0 (1 - \eta^{-1})$ (4.2.7b)

η = gesamtes Wasservolumen/durchmischtes Volumen

Wird der Parameter $\eta = 1$ gesetzt, dann durchläuft das gesamte Wasservolumen ausschließlich den Speicher mit einer exponentiellen Verweilzeitverteilung. Das Modell entspricht in diesem Fall dem Exponential-Modell. Wohingegen wenn η gegen unendlich geht ($\eta \rightarrow \infty$), nähert es sich dem Piston-Flow-Fall an (MALOSZEWSKI and ZUBER, 1982). Sobald η größer als Eins ist, sind die kürzesten Fließzeiten nicht mehr an der Abflussbildung beteiligt, denn die Verweilzeitverteilung ist dann um den Piston-Flow-Anteil $(1 - 1/\eta)$ verzögert. In der Natur sind Werte für η zwischen Eins und 1.4 realistisch (KABEYA ET AL., 2007).

Bisher wurden ausschließlich Ansätze, bei denen ein einzelner Speicher oder eine Linearschaltung von mehreren Speichern realisiert wurde. Jedoch tragen zum Abfluss häufig Wässer aus verschiedenen, parallel zueinander geschalteten Speicherräumen bei. Dabei können die einzelnen Komponenten aufgrund ihrer Verweilzeiten in schnelle und langsame Abflusskomponenten unterteilt werden. Die Aufteilung in die einzelnen Speicher und deren individuelle Verweilzeitverteilungen können sehr unterschiedlich aussehen, je nachdem welches Konzeptmodell zugrunde gelegt wird. Dies wird an den folgenden Systemfunktionen deutlich.

zwei parallele Speicher

Dem Ansatz zweier paralleler Speicher liegt die Idee zugrunde, dass der Wasserinput in dieses System sofort in zwei Teilflüsse aufgeteilt wird, bevor er in die Speicher gelangt. Diese repräsentieren in diesem Fall zwei vollständig durchmischte Reservoire, welche jeweils durch eine exponentiell abfallende Gewichtungsfunktion wiedergegeben werden (WEILER ET AL., 2003):

$$h(\tau) = g(\tau) = \frac{\phi}{\tau_s} * \exp\left(-\frac{\tau}{\tau_s}\right) + \frac{1-\phi}{\tau_l} * \exp\left(-\frac{\tau}{\tau_l}\right)$$
(4.2.8)

 ϕ = Anteil Wasser, der in schnellen Speicher geht

 τ_s = mittlere Verweilzeit des schnellen Speichers

 τ_l = mittlere Verweilzeit des langsamen Speichers

Die beiden Speicher unterscheiden sich ausschließlich aufgrund ihrer mittleren Verweilzeiten. Dem einen Speicher wird dabei eine kurze Verweildauer des Wassers zugewiesen, weshalb er auch als schneller Speicher fungiert. Der andere besitzt eine deutlich höhere mittlere Verweilzeit, sodass er als langsamer Speicher angesprochen werden kann. Analog zum EPM kann auch bei diesem Ansatz noch ein Parameter η definiert werden, welcher ebenfalls eine Verzögerung der Systemantwort bewirkt, indem er die Transferfunktion um ein festes Zeitintervall verschiebt (WEILER ET AL., 2003).

- zwei durchmischte Speicher

Konzeptionell durchläuft der Input in dieses System zunächst ein vollständig durchmischtes Reservoir, wobei nur ein Teil des resultierenden Outputs direkt in Abfluss umgesetzt wird. Der andere Teil wird an einen zweiten Speicher mit zugrunde liegendem Exponentialmodell weitergegeben. Wasser aus diesem wird zeitverzögert abgegeben, da es zunächst diesen zweiten Speicher mit größerer Verweilzeit durchlaufen muss, um zum Abfluss beitragen zu können. Diesem Wasseranteil entspricht in realen Systemen der Basisabfluss.

$$h_s(\tau) = g_d(\tau) = \frac{1}{\tau_s} * \exp\left(-\frac{\tau}{\tau_s}\right)$$
(4.2.9a)

$$h_l(\tau) = g_l(\tau) = \frac{1}{\tau_l} * \exp\left(-\frac{\tau}{\tau_l}\right)$$
(4.2.9b)

- τ_s = mittlere Verweilzeit des schnellen Speichers
- τ_l = mittlere Verweilzeit des langsamen Speichers

Mit der Gewichtungsfunktion (4.2.9a) wird der Effektivniederschlag gefaltet, wodurch das Ergebnis den Output aus dem schnellen Speicher darstellt. Dieser teilt sich dann in zwei Komponenten, wobei der Anteil f_l , der in den Grundwasserspeicher geht, einen weiteren Parameter dieses Ansatzes darstellt. Die erste trägt direkt zum Abfluss bei und die zweite geht als Input in den langsamen Speicher (Gleichung (4.2.9b)). Der Gesamtabfluss aus diesem System ist somit die Summe aus direktem und Basisabfluss.

Jede Gewichtungsfunktion muss normiert werden, bevor sie im Faltungsintegral verwendet werden kann:

$$\int_{0}^{\infty} h(\tau) d\tau = \int_{0}^{\infty} g(\tau) d\tau = 1$$
(4.2.10)

Mithilfe des Faltungsintegrals wird der Effektivniederschlag durch eine geeignete Übertragungsfunktion in den simulierten Abfluss oder auch Systemoutput überführt (DOOGE and O'KANE, 2003; WEILER ET AL., 2003):

$$Q(t) = \int_{0}^{t} g(\tau) N_{eff}(t-\tau) d\tau$$
 (4.2.11)

$$g(\tau)$$
 = Gewichtungsfunktion
 $N_{eff}(t-\tau)$ = Effektivniederschlag

Die Güte des Modelloutputs hängt damit maßgeblich von der passenden Wahl der Transferfunktion ab, wobei diese durch den Vergleich der Ergebnisse mit verschiedenen Ansätzen überprüft werden kann. Entscheidend dafür ist jedoch ein vertrauenswürdiger Modellinput, wobei hier für weitere Ausführungen auf Kapitel 5.2.1 verwiesen wird.

Bevor die Simulierung der Tracerkonzentration im Output beginnt, durchläuft

das N-A-Modul eine Optimierungsroutine, die im Kapitel 4.4 im Detail beschrieben wird. Diese schrittweise Optimierung unabhängiger Modellteile bzw. Parameter führt zu einer verbesserten Modelloptimierung (NASH and SUTCLIFFE, 1970).

4.2.2 Tracer-Modul

Die Simulierung der Tracerkonzentration im Abfluss erfolgt analog zum Vorgehen im N-A-Modul. Als Input dient das Tracersignal im Effektivniederschlag, da nur dieser zum Abfluss beiträgt. Als Transferfunktion stehen dieselben Gleichungen zur Verfügung, wie sie im Kapitel 4.2.1.2 beschrieben wurden. Die Konzentration des Tracers im Gesamtoutput des Systems kann folgendermaßen berechnet werden:

$$C(t) = \frac{\int_0^t C_N(t-\tau) * N_{eff}(t-\tau) * h(\tau) d\tau}{\int_0^t N_{eff}(t-\tau) * h(\tau) d\tau}$$
(4.2.12)

 $C_N(t - \tau)$ = Konzentration im Niederschlag

Im Gegensatz zur Originalversion von TRANSEP besteht die Möglichkeit, Gewichtungsfunktionen für die Abfluss- und Tracerkonzentrationsgenerierung frei zu kombinieren. Durch einige Änderungen im Quellcode wurden bisherige Unstimmigkeiten korrigiert, sodass realisiert werden kann, dass Tracer- und Wassertransport entkoppelt voneinander reagieren und ihrer Übertragung im System durchaus verschiedene Konzepte zugrunde liegen.

4.3 Ereignisbasiertes Modell

Das grundlegende Vorgehen erfolgt wie in der zeitreihenbasierten Version, hier werden jedoch einzelne Abflussereignisse betrachtet und eine Zwei-Komponenten-Trennung in altes oder Vorereigniswasser und neues oder Ereigniswasser mittels Isotopendaten vorgenommen. Die Konzentration im Inputsignal als auch der Anteil an Ereigniswasser können zeitlich variabel sein. Diese Berücksichtung der Konzentrationsschwankungen im Niederschlag während des Ereignisses (MC-DONNELL ET AL., 1999) und die Vernetzung der Ganglinienseparation basierend auf Isotopendaten mit dem Instantaneous Unit Hydrograph sind in einer neuen Art und Weise in diesem Modell umgesetzt.

Da es sich um eine ereignisbasierte Analyse des Abflusses handelt, muss zunächst von den gemessenen Abflussspenden der Basisabfluss abgezogen werden. Dies geschieht durch die Verringerung aller Abflusswerte um den Basisabfluss, der kurz vor dem Ereignis gemessen wurde. Der Abflussbeiwert Ψ des betrachteten Ereignisses ergibt sich zu:

$$\Psi = \frac{N_{eff}}{N} = \frac{Q - Q_b}{N} \tag{4.3.1}$$

 N_{eff} = Effektivniederschlag

N = Gesamtniederschlag des Ereignisses

Q = Gesamtabfluss des Ereignisses

 Q_b = Basisabfluss des Ereignisses

Das N-A-Modul simuliert den Abfluss analog zum zeitreihenbasierten Modell. Die Unterschiede werden im Tracer-Modul deutlich, da hier eine Ganglinienseparation mithilfe der Isotopendaten durchgeführt wird. Dabei wird die Konzentration des Vorereigniswassers als konstant angenommen und entspricht dem Isotopengehalt, der kurz vor dem Abflussereignis im Vorfluter gemessen wurde (WEILER ET AL., 2003). Das Isotopensignal im Vorereigniswasser variiert zwar räumlich und zeitlich, jedoch sind diese Schwankungen im Vergleich zu denen im Ereigniswasser vernachlässigbar (MCDONNELL ET AL., 1999). Eine weitere Annahme ist, dass die Konzentration im Niederschlagswasser als auch die Niederschlagsmenge räumlich einheitlich sind. Die Zwei-Komponenten-Trennung setzt voraus, dass sich der Abfluss im Vorfluter als Folge eines Niederschlagsereignisses aus neuem und altem Wasser zusammensetzt und somit folgende Gleichungen gelten:

$$Q = Q_n + Q_a \tag{4.3.2}$$

$$CQ = C_a Q_a + C_n Q_n \tag{4.3.3}$$

Q = Gesamtabfluss

 Q_n = Abflussbeitrag des neuen Wassers

 Q_a = Abflussbeitrag des alten Wassers

 $C = \delta$ -Wert des Isotopensignals im Abfluss

 $C_a = \delta$ -Wert des Isotopensignals im alten Wasser (Vorereigniswasser)

 $C_n = \delta$ -Wert des Isotopensignals im neuen Wasser (Ereigniswasser)

Das zeitlich variable Isotopensignal im Abfluss C(t) wird folgendermaßen berechnet:

$$C(t) = \frac{Q_n(t)}{Q(t)}C_n(t) + \left(1 - \frac{Q_n(t)}{Q(t)}\right)C_p$$
(4.3.4)

Nach der Optimierung des N-A-Moduls erfolgt die Ermittlung der beitragenden Anteile zum Abfluss. Da die hydraulische Reaktion die Gesamtheit an neuem und altem Wasser im Abfluss darstellt, liefert dessen Optimierung bereits eine Bedingung für die folgende Ganglinienseparation. Da nur die Wassermenge des Effektivniederschlags zum Ereignisabfluss beitragen kann, wird diese in Ereigniswasser und ausgedrücktes Vorereigniswasser aufgeteilt. Dabei gibt der Anteil *f* die zeitlich variable Menge des Niederschlag an, welcher während des Ereignisses möglicherweise den Vorfluter erreicht und zum Abfluss beiträgt (WEI-LER ET AL., 2003). In anderen Ansätzen wie bei MCDONNELL ET AL. (1999) wird der Ereigniswasseranteil *f* als konstant angenommen.

In verschiedenen Studien zur konventionellen Ganglinienseparation wurde deutlich, dass der Anteil an Ereigniswasser im Abfluss von mehreren Einflussfaktoren abhängt. Zu diesen zählen die Niederschlagsintensität, die Niederschlagsmenge des Ereignisses und die Vorfeuchtebedingungen im Gebiet (PIONKE and DEWAL-LE, 1992; MCDONNELL ET AL., 1990). Zum Beispiel steigt der Beitrag an Vorereigniswasser am Abfluss bei höherer Vorfeuchte im Gebiet (JOHNSON ET AL., 2007). Deshalb schlagen WEILER ET AL. (2003) vor, dass die Berechnung des Ereigniswasseranteils *f* ebenfalls von diesen Größen abhängen sollte. Bei der Berechnung des effektiven Niederschlags durch JAKEMAN and HORNBERGER (1993) werden genau diese Faktoren berücksichtigt, weswegen WEILER ET AL. (2003) diesen Ansatz zur Ermittlung von *f* verwenden. Dabei wird der Vorfeuchteindex *s*(*t*) durch den Ereigniswasseranteil *f*(*t*) ersetzt und *b*₃ wird Null gesetzt, da zu Beginn eines Ereignisses definiert ist, dass der Ereigniswasseranteil Null beträgt:

$$f(t) = b_1 * N_{eff}(t) + \left(1 - \frac{1}{b_2}\right) * f(t - \Delta t)$$
(4.3.5)

(vergleiche Formeln 4.2.1 und 4.2.2). Damit ergibt sich der Anteil an neuem Wasser im Abfluss zu:

$$Q_n(t) = \int_0^t N_{eff}(t-\tau)f(t-\tau)h_n(\tau)d\tau$$
 (4.3.6)

Der Vorteil dieses Ansatzes ist, dass die Gewichtung des Ereigniswasseranteils des Niederschlags ausgehend vom Effektiv- und nicht vom Bruttoniederschlag erreicht wird. Analog wird der Anteil an altem Wasser im Abfluss durch Optimierung der folgenden Gleichung erhalten:

$$Q_a(t) = \int_0^t N_{eff}(t-\tau) \left[1 - f(t-\tau)\right] h_a(\tau) d\tau$$
(4.3.7)

Diese Optimierungsroutine wird jedoch erst durchgeführt, nachdem das N-A-Modul und das Tracermodul für das Ereigniswasser optimiert wurden, da gemäß der Formel 4.3.7 der Ereigniswasseranteil im Abfluss für die Berechnung benötigt wird. Außerdem lässt sich der Vorereigniswasseranteil im Abfluss als Restglied aus dem Gesamtabfluss und dem Anteil an Ereigniswasser berechnen:

$$Q_a(t) = (1 - f(t)) * Q(t)$$
(4.3.8)

Die jeweiligen Konzentrationen an Tracer werden durch eine modifizierte Form des Faltungsintegrals erhalten, die eine direkte Gewichtung der Inputkonzentrationen mit der passenden Niederschlagsmenge gestattet (STEWART and MCDON-NELL, 1991; MCDONNELL ET AL., 1999; WEILER ET AL., 1999). Demnach ergibt sich die Konzentration des Ereigniswassers im Abfluss zu:

$$C_n(t) = \frac{\int_0^t C_N(t-\tau) N_{eff}(t-\tau) f(t-\tau) h_n(\tau) d\tau}{\int_0^t N_{eff}(t-\tau) f(t-\tau) h_n(\tau) d\tau}$$
(4.3.9)

Die Konzentration im Abfluss lässt sich abschließend als Summe aus Vorereignisund Ereigniswasser im Vorfluter bestimmen:

$$C(t) = C_n(t) \frac{Q_n(t)}{Q(t)} + C_a \frac{Q(t) - Q_n(t)}{Q(t)}$$

$$= \frac{1}{Q(t)} \int_0^t C_N(t - \tau) N_{eff}(t - \tau) f(t - \tau) h_n(\tau) d\tau$$

$$- \frac{C_a}{Q(t)} \int_0^t N_{eff}(t - \tau) f(t - \tau) h_n(\tau) d\tau + C_a$$
(4.3.10)

(WEILER ET AL., 2003)

4.4 Parameteroptimierung

Die gesuchten Lösungen für die Parameter der Gewichtungsfunktionen können mithilfe der inversen Modellierung ermittelt werden. Dabei werden die unbekannten Parameter dadurch ermittelt, dass simulierter und gemessener Abfluss miteinander verglichen werden. Optimierung heißt dabei, dass die Differenz zwischen beiden minimiert wird (NASH and SUTCLIFFE, 1970). Diese Differenz zwischen beiden wird durch Gütemaße beschrieben und sie liefern die Information, welche Parameterkombinationen bessere und welche schlechtere Ergebnisse liefern. Die Optimierung des Gütemaßes lässt sich am besten durch automatisierte Optimierungsalgorithmen erreichen, welche sukzessive Parameterwerte anhand vorgegebener Regeln verändern und berücksichtigen, ob die Änderungen zu einer besseren Simulation geführt haben oder nicht (NASH and SUTCLIFFE, 1970). Der Algorithmus von ABBASPOUR ET AL. (2001) verwendet eine Ameisenkolonie-Optimierung. Die Grundlage bildet - wie der Name schon sagt - das Verhalten einer Ameisenkolonie auf der Suche nach der kürzesten Verbindung zwischen einer Futterquelle und dem Nest. Jede Ameise markiert ihren Weg zum Futter mit Pheromonen, die von den anderen Ameisen wahrgenommen werden können. Da kürzere Strecken schneller zurückgelegt werden können und somit mehr Pheromon im gleichen Zeitintervall ausgebracht wird, werden diese Wege auch von immer mehr Ameisen benutzt, was wiederum noch mehr Pheromon bedeutet. Diese positive Rückkopplung lässt den Prozess der Wegsuche autokatalytisch ablaufen, wodurch lange Wege immer weniger frequentiert werden (ABBASPOUR ET AL., 2001).

Wird das Problem auf die inverse Modellierung übertragen, ist nicht die Länge eines Weges das Kriterium für die Güte einer Lösung, sondern der Wert des verwendeten Gütemaßes. Für das weitere Verständnis wird festgelegt, dass ein größerer Wert des Gütemaßes einem schlechteren Modellierungsergebnis entspricht als ein kleinerer Wert. Die allgemeine Vorgehensweise des Algorithmuses lässt sich wie folgt einteilen:

- 1. Parameterintervalle festlegen
- 2. Intervalle in Schichten einteilen, wobei jede Untereinheit durch ihren Mittelwert vertreten wird
- 3. Simulation für (einen Teil der) Parameterkombinationen starten
- 4. Schichten bewerten, wobei höhere Bewertung bei kleinen Gütemaßewerten
- 5. Parameterintervalle verringern um Schichten mit geringer Bewertung
- 6. Algorithmus ausführen, bis Abbruchkriterium erreicht ist

Für die Festlegung der Schichten gibt es keine strikten Regeln, jedoch müssen diese zu Beginn den gesamten Parameterraum gleichmäßig abdecken. Je größer die Anzahl der Schichten, desto schneller konvergiert das Optimierungsproblem. Jedoch wird dadurch auch rasant die Anzahl möglicher Parameterkombinationen erhöht, da sich x mögliche Kombinationen ergeben entsprechend einer Variation mit Zurücklegen in der Kombinatorik:

$$x = n^k \tag{4.4.1}$$

n =Anzahl der Schichten

k = Anzahl an Parametern

Wenn die Kombinationsmöglichkeiten zu zahlreich sind, kann auch eine zufällige Teilmenge für die Simulation herausgegriffen werden. Jedoch sollte diese Teilmenge nicht weniger als 10 % der Möglichkeiten der Ausgangsmenge umfassen, da sonst eine optimale Lösung nicht gewährleistet ist. Für jede Parameterkombination wird der zugehörige Abfluss simuliert und mit einem Gütemaß bewertet. Die Intensität eines Parametersatzes wird folgendermaßen ermittelt:

$$\varphi_{u}(I) = \begin{cases} \exp\left(4.6\left(\frac{g_{u} - g_{kr}}{g_{min} - g_{kr}}\right)\right) & \text{für } g_{u} \le g_{kr} \\ 0 & \text{für } g_{u} > g_{kr} \end{cases}$$
(4.4.2)

 $\varphi_u(I)$ = Intensität eines Parametersatzes u in der Iteration I

- g_u = Wert des Gütemaßes für u. Parametersatz
- g_{kr} = Wert des kritischen Gütemaßes

 g_{min} = Minimum aller g_u

Die Gleichung besagt, dass Parametersätze mit einem Gütemaßwert, der oberhalb des kritischen Gütemaßwertes liegt, keine Intensität erhalten. Liegt der Gütemaßwert jedoch unterhalb des Schwellenwertes g_{kr} , erhalten Parametersätze mit kleineren Gütemaßwerten exponentiell größere Intensitäten. Die Intensität jedes einzelnen Parameterwertes ergibt sich aus der Summe der Gütemaßwerte aller Parametersätze, in denen dieser spezielle Parameterwert vorkommt und berechnet sich wie folgt:

$$\Phi_{ij}(I) = \sum_{u \in \text{Parametersätze der Schicht } \beta_{ij}} \varphi_u(I)$$
(4.4.3)

 $\Phi_{ij}(I)$ = Intensität eines Parameters i in der Iteration I β_{ij} = Schicht j des Parameters i

Um daraus die neuen Parametergrenzen ableiten zu können, müssen noch die Standardabweichungen σ_{ij} und Mittelwerte μ_{ij} der Gütemaße für die Schicht j des Parameters i berechnet werden. Die Aktualisierung der Parametergrenzen verlangt das Löschen von Bereichen, in denen sehr kleine Intensitäten oder gar Nullwerte für die jeweilige Parameterschicht auftreten. Jedoch sollen Schichten, die eine hohe Sensitivität - ausgedrückt durch ihre Standardabweichung σ_{ij} - aufweisen, nicht eliminiert werden. Eine hohe Sensitivität drückt aus, dass die jeweilige Schicht schlecht durch ihren mittleren Wert vertreten wurde. Aufgrund dessen wird ein zusätzlicher Term definiert, der über die Aktualisierung der Parametergrenzen entscheidet. Dieser Term berücksichtigt sowohl die Intensität einer Schicht als auch deren Sensitivität:

$$S_{ij}_{g_{kr}=T} = \frac{(\Phi_{ij})^A (\sigma_{ij})^N}{\sum_i \sum_j (\Phi_{ij})^A (\sigma_{ij})^N}$$
(4.4.4)

 S_{ij} = Gesamtpunktzahl der Schicht β_{ij} A, N, T = Parameter, die Wirkung von Φ_{ij} , σ_{ij} und g_{kr} auf S_{ij} kontrollieren

Die Parameter A, N, T verstärken oder schwächen den relativen Einfluss von Intensität und Sensitivität. Der Wert des kritischen Gütemaßes g_{kr} entspricht dem Wert von T. Bei der Festsetzung des kritischen Wertes sollte dieser größer sein als der kleinste Gütemaßwert, da somit die Wahrscheinlichkeit erhöht wird, ein globales Minimum anstatt eines lokalen zu finden. Durch die daraus resultierende schwächere Eingrenzung des Parameterraumes wird jedoch eine größere Anzahl an Iterationen benötigt. Folgendermaßen werden die Variablen berechnet:

$$A = 1$$
 (4.4.5a)

$$N = c_N \frac{\sigma_{ij}}{\mu_{ij}} \tag{4.4.5b}$$

$$T = g_{kr} = g_{min} + c_T \frac{\sigma_g}{\mu_g}$$
(4.4.5c)

 μ_g = Mittelwert aller Gütemaßwerte einer Iteration

- σ_g = Standardabweichung aller Gütemaßwerte einer Iteration
- c_N = Konstante = 0.3
- c_T = Konstante = 0.5

Die Gleichungen zeigen, dass der Wert von $T = g_{kr}$ größer wird, wenn die Variabilität der Gütemaßewerte aller Parameterkombinationen σ_g hoch ist. Ebenso steigt der Wert für N, wenn die Schicht β_{ij} eine größer Sensitivität σ_{ij} aufweist. (ABBASPOUR ET AL., 2001) Zur Festlegung der neuen Parametergrenzen werden folgende Größen benötigt:

$$S_i = \sum_i S_{ij} \tag{4.4.6a}$$

$$\mu_S = \frac{S_i}{m} \tag{4.4.6b}$$

 S_i = Gesamtpunktzahl eines Parameters i

 μ_S = Mittelwert der Geamtpunktzahl eines Parameters i

m = Anzahl der Schichten eines Parameters (j = 1, ..., m)

Wenn die Gesamtpunktzahl einer Schicht j des Parameters i (S_{ij}) den Wert μ_S überschreitet, bleibt diese Schicht erhalten, alle weiteren werden gelöscht. Hier werden die mittleren Werte der akzeptierten Schichten, die den minimalen und maximalen Parameterwert enthalten, zu den neuen Parametergrenzen. Sollte keiner der Werte S_{ij} größer sein als μ_S , bleiben die alten Parametergrenzen erhalten. In beiden Fällen werden die untere und obere Intervallgrenze noch jeweils zur Hälfte um den Abstand erweitert, den die mittleren Werte zweier benachbarter Schichten zueinander haben. (ABBASPOUR ET AL., 2001)

Dieser beschriebene Zyklus einer Iteration wird mehrmals durchlaufen, bis ein Abbruchkriterium erfüllt ist. Erst dann bricht der Prozess der Parameteroptimierung ab. ABBASPOUR ET AL. (2001) empfehlen als solches, dass das 95 % Konfidenzintervall zufälliger Simulationsergebnisse einer Iteration wenigstens noch 95 % der gemessenen Abflüsse enthalten soll. Die simulierten Abflüsse werden durch eine Monte-Carlo-Simulation erhalten, welche zufällig eine bestimmte Menge an Parameterkombinationen erzeugt und gemäß diesen die Abflüsse simuliert. Das 95 % Konfidenzintervall ergibt sich, indem eine kumulative Verteilung der Abflüsse erstellt wird und die Werte bei 2.5 % und 97.5 % das Intervall bilden. Da die meisten der simulierten Abflüsse nicht den gemessenen Werten entsprechen, ist es sinnvoll, Konfidenzintervalle zu betrachten, da ihre Verwendung gleichzeitig Aussagen über die Parameterunsicherheit liefern (ABBASPOUR ET AL., 2001). Das beschriebene Abbruchkriterium wurde in den Programmcode integriert und ersetzt damit die Lösung, dass einfach eine vorgegebene Anzahl an Iterationen durchlaufen wird, ohne ein bestimmtes Kriterium erfüllen zu müssen. Sollte aufgrund von starker Korrelation zwischen den verschiedenen Parametern der Optimierungsalgorithmus nicht konvergieren, muss das Intervall von einem abhängigen Parameter weiter eingegrenzt werden (ABBASPOUR ET AL., 2001).

5 Daten

5.1 Datengrundlage

Die beiden Einzugsgebiete der Brugga und Dreisam sind gut bemessen. So finden sich mehrere Klimastationen und Pegelstationen, wobei sich erstere sehr stark auf das Brugga-Einzugsgebiet konzentrieren (siehe Tabelle 5.1). Sowohl die Niederschlags- als auch die Abflussdaten lagen in den langjährigen Zeitreihen mindestens als Tagessummen bzw. -mittelwerte vor, sodass auf Tagesbasis modelliert werden konnte.

Die Messung des Abflusses an der Brugga erfolgt am Pegel Oberried, der sich auf 434 m ü. NN befindet. Für den Zeitraum 06. Juli 2007 bis 09. Oktober 2009 standen ausschließlich Wasserstandsdaten des Radarpegels zur Verfügung. An der Dreisam wird am Pegel Ebnet 308 m ü. NN der Abfluss gemessen, wobei für den gesamten Modellierungszeitraum Daten vorhanden waren.

Der Niederschlag wird von Pluviographen aufgezeichnet, wobei die meiste Zeit der Aufzeichnungen Niederschlagssammler vom Typ Hellmann im Einsatz waren, die von Hand abgelesen wurden (SAGER, Nov. 2009). Die Niederschlagsmessung an der Referenzstation Katzensteig erfolgt auf 765 m ü. NN mit einer Niederschlagswippe, die auf 0.1 mm geeicht ist und alle zehn Minuten einen Messwert aufzeichnet. Sie wird vom Institut für Hydrologie der Universität Freiburg (IHF) betrieben.

Des Weiteren standen Messwerte des δ^{18} O-Signals im Niederschlag und Abfluss zur Verfügung, die etwa einmal jede Woche seit dem 29. Oktober 1998 an beiden Pegeln und seit dem 05. Juli 1995 an der Niederschlagsstation Katzensteig gemessen werden. Dabei stellt der ¹⁸O-Gehalt im Niederschlag einen volumengewichteten Mittelwert der vorangegangenen Messperiode dar, wohingegen das Isotopensignal im Abfluss einen Momentanwert zum Zeitpunkt der Messung darstellt, wobei die Probe der fließenden Welle entnommen wird. Die Analyse des stabilen Sauerstoffisotops erfolgt im Labor mit Hilfe eines Massenspektrometers, bei dem die Untersuchung in Gasform erfolgt, sodass sich zunächst ein Gleichgewicht zwischen der flüssigen Phase der Probe und der darüber befindlichen CO₂-Atmosphäre ausbilden muss.

			_	Tabelle 5.	1: Klimast	ationen i	m Gebiet.			
Station	DWD-	Höhen-	Lage	geogr.	geogr.	Daten	Daten	Abkür-	Horizont-	Datum der
	ID	lage (m		Breite	Länge	von	bis	gunz	abschir-	Einmessung
		ü. NN)		(°Nord)	(°Ost)				gunu	
Freiburg	1443	236	nicht	48.02	7.84	1951	2007	FR	sehr stark	20.12.2005
			im EZG						geschützt	
Oberried/	5927	468	Brugga-	47.93	7.95	1951	2007	OR	mäßig	13.01.2000
Baden			EZG						geschützt	
Schweizerhof	IHF	720	Dreisam-	47.54	8.00	1997	2008	SZ	mäßig	I
(Zastler)			EZG						geschützt	
Katzensteig	IHF	765	Brugga-	47.53	7.57	1995	2009	KS	mäßig	siehe
(Sankt			EZG						geschützt	Uhlenbrook
Wilhelm)										ET AL. (1999)
Hinterzarten	2228	883	Dreisam-	47.90	8.11	1961	2004	ΗZ	leicht	2006
			EZG						geschützt	
Oberried-	3717	920	Brugga-	47.89	7.95	1953	2001	WS	stark	
Sankt			EZG						geschützt	
Wilhelm										
Breitnau	684	1001	Dreisam- FZG	47.94	8.08	1912	2007	BN	mäßig opschützt	02.09.2004
Oberried-	3716	1023	Brugga-	47.90	7.90	1954	2002	HG	stark	
Hofsgrund			EZG						geschützt	
Schauins-	4423	1218	Brugga-	47.91	7.89	1941	2004	SIL	freie Lage	
land			EZG							
Feldberg	1346	1490	Brugga- EZG	47.88	8.00	1947	2007	FB	freie Lage	08.03.2004

5.2 Korrektur der Niederschlags- und Abflussdaten

Die vorhandenen Niederschlagsdaten repräsentieren jeweils nur das Gebiet um die Messstation herum und nicht das gesamte Einzugsgebiet. Außerdem zeigt sich der systematische Fehler bei der Niederschlagsmessung darin, dass der gemessene Niederschlag kleiner ist als der tatsächlich hydrologisch wirksame. Die Verluste hängen sowohl von den Eigenschaften des Geräts als auch von den meteorologischen Bedingungen ab. Deshalb sind Korrekturen der Eingangsdaten nötig, um einen repräsentativen Gebietsniederschlag zu erhalten. Dieser dient anschließend als Modellinput. Ebenfalls mussten zum Vergleich mit dem Modelloutput die gemessenen Abflüsse der Dreisam und Brugga auf Plausibilität hin untersucht werden und speziell für die Brugga ab dem Sommer 2007 bis zum Herbst 2009 eine Wasserstand-Abfluss-Beziehung (P-Q-Beziehung) erstellt werden, da für diesen Zeitraum keine Abflusswerte zur Verfügung standen. Nachfolgend wird im Einzelnen erläutert, wie bei der Datenaufbereitung vorgegangen wurde. Grundsätzlich beziehen sich die Ausführungen auf die langjährige Zeitreihenanalyse.

Bei den Einzelereignissen mussten die Daten der Beprobungen ebenfalls aufbereitet werden, sodass sie ins Modell TRANSEP geladen werden konnten. Die Korrektur des Niederschlags erfolgte ebenso wie in Kapitel 5.2.1 am Beispiel von Tageswerten beschrieben.

5.2.1 Niederschlagskorrektur

Die vorhandenen Niederschlagsdaten der Station Katzensteig wurden zunächst in Tagessummen zusammengefasst. Dabei wurde auch eine grobe Plausibilitätskontrolle der Daten vorgenommen und stichprobenartig überprüft, ob die Berechnung der Tagessummen korrekt verlief. Diese dienen für beide Einzugsgebiete als Berechnungsgrundlage für den Gebietsniederschlag.

Alle Niederschlagsdaten lagen in Rohform vor, sodass diese zunächst nach RICH-TER (1995) korrigiert werden mussten. Die Korrektur berücksichtigt Messfehler aufgrund von Niederschlagshöhe und -art sowie herrschender Windverhältnisse. Es ergibt sich eine mittlere Gesamtkorrektur für tägliche Niederschlagssummen, die sich nach folgender Formel berechnen lässt:

$$\Delta N = bN^{\epsilon} \tag{5.2.1}$$

Angaben zu den einzelnen Faktoren sind der Tabelle .1 zu entnehmen, aus der hervorgeht, dass Gipfelstationen mit freier Lage als auch der Schneeniederschlag einer stärkeren Korrektur bedürfen. Informationen über die Horizontabschirmung und die darauf basierende Einteilung in verschiedene Grade der Geschütztheit der Stationen wurden größtenteils vom DWD bereit gestellt. Das angegebene Korrekturverfahren wurde für Hellmann-Niederschlagsmesser entwickelt, wird jedoch auch bei anderen Ombrometern angewendet, da für diese noch keine speziellen Verfahren entwickelt sind (SAGER, Nov. 2009). Für die Ermittlung der Niederschlagsgradienten mit der Höhe wurden die Niederschläge für das hydrologische Sommer- (1. Mai bis 31. Oktober) und Winterhalbjahr (1. November bis 30. April) getrennt für jede Station aufsummiert. Anschließend wurden die mittleren Halbjahressummen jeder Station gegen deren Höhenlage aufgetragen (siehe Abbildungen 5.2.1 und 5.2.2). Durch Hinzufügen einer Regressionsgleichung konnte der Zusammenhang zwischen Niederschlagsmenge und Höhenlage erfasst werden. Dabei ergaben sich für beide Gebiete und Jahreszeiten unterschiedliche Funktionsverläufe. Ebenfalls wird aus den Abbildungen ersichtlich, dass die Werte der Referenzstation Katzensteig häufig nicht auf den berechneten Regressionen liegen; ein Hinweis darauf, dass die Messwerte nicht notwendigerweise repräsentativ für die Höhenlage im jeweiligen Einzugsgebiet sind. Für den Modellinput wurden die Messdaten der Station Katzensteig so korrigiert, dass diese Differenz möglichst gering war. Die Regressionsbeziehungen wurden verwendet, um die Halbjahressummen des Niederschlags für verschiedene Höhenlagen im Abstand von 100 m zu berechnen und daraus die Gradienten zu berechnen.



Abbildung 5.2.1: Abhängigkeit des Niederschlags von der Höhenlage der Messstation für das Sommerhalbjahr, wobei alle Stationspunkte im Dreisameinzugsgebiet liegen und ausschließlich die blauen im Brugga-Einzugsgebiet.

Die relativen Niederschlagsgradienten G_i wurden durch Bezug auf die Referenz-





station Katzensteig folgendermaßen berechnet:

$$M_i = 1 + \frac{N_i - N_r}{N_r}$$
(5.2.2)

 N_i = Halbjahresniederschlag der Station i

 N_r = Halbjahresniederschlag der Referenzstation KS

Den Tabellen 5.2 und 5.3 ist zu entnehmen, welche Höhengradienten für das Brugga- und Dreisameinzugsgebiet in welchen Höhenzonen für die Berechnung des Gebietsniederschlags verwendet wurden. Aufgrund der Stationsdichte in beiden Gebieten wurden unterschiedliche Gradienten ermittelt, wobei die jeweils verwendeten Niederschlagsstationen ebenfalls in Tabelle 5.1 aufgeführt sind.

Die Niederschlagswerte N(KS) der Station Katzensteig wurden mit den relativen Niederschlagsgradienten M_i und den Flächenanteilen α_i für die einzelnen Höhenzonen *i* mit folgender Formel korrigiert:

$$N_{korr} = \sum_{i=u}^{o} N(KS) * M_i * \alpha_i \quad \text{mit } \sum_{i=u}^{o} \alpha_i = 1$$
(5.2.3)

Höhenlage	$i G_{\delta^{18}O}$		M _i		α_{i}	$\alpha_i M_i$	
	So	Wi	So	Wi		So	Wi
434 - 499	0.63	0.48	0.922	0.868	0.017	0.016	0.015
500 - 599	0.42	0.32	0.947	0.905	0.052	0.050	0.047
600 - 699	0.21	0.16	0.974	0.949	0.066	0.064	0.062
700 - 799	0.00	0.00	0.997	0.993	0.078	0.078	0.078
800 - 899	-0.21	-0.16	1.017	1.038	0.102	0.104	0.106
900 - 999	-0.42	-0.32	1.036	1.082	0.140	0.145	0.152
1000 - 1099	-0.63	-0.48	1.054	1.126	0.212	0.223	0.238
1100 - 1199	-0.84	-0.64	1.069	1.170	0.198	0.211	0.231
1200 - 1299	-1.05	-0.80	1.084	1.214	0.100	0.108	0.121
1300 - 1399	-1.26	-0.96	1.098	1.258	0.030	0.033	0.038
1400 - 1494	-1.47	-1.12	1.111	1.301	0.005	0.005	0.006
					Summe:	1.038	1.095

Tabelle 5.2: Höhengradienten für den Niederschlag und dessen δ^{18} O-Signal im Brugga-Einzugsgebiet.

Tabelle 5.3: Höhengradienten für den Niederschlag und dessen δ^{18} O-Signal
im Dreisam-Einzugsgebiet.

Höhenlage	i G _{δ180}		Mi		α_i	$\alpha_i M_i$	
	So	Wi	So	Wi		So	Wi
300 - 399	0.84	0.64	0.819	0.646	0.067	0.055	0.043
400 - 499	0.63	0.48	0.872	0.741	0.114	0.100	0.085
500 - 599	0.42	0.32	0.918	0.830	0.111	0.102	0.092
600 - 699	0.21	0.16	0.959	0.912	0.115	0.110	0.105
700 - 799	0.00	0.00	0.995	0.989	0.124	0.123	0.123
800 - 899	-0.21	-0.16	1.028	1.061	0.114	0.117	0.121
900 - 999	-0.42	-0.32	1.058	1.130	0.130	0.138	0.147
1000 - 1099	-0.63	-0.48	1.085	1.196	0.120	0.130	0.143
1100 - 1199	-0.84	-0.64	1.111	1.259	0.068	0.075	0.085
1200 - 1299	-1.05	-0.80	1.135	1.320	0.028	0.032	0.037
1300 - 1399	-1.26	-0.96	1.158	1.379	0.007	0.008	0.010
1400 - 1494	-1.47	-1.12	1.179	1.434	0.002	0.003	0.004
					Summe:	0.993	0.994

Die Korrektur der δ^{18} O-Werte im Niederschlag weist neben einer Höhenkorrektur noch eine Niederschlagsmengengewichtung auf. Der absolute Höhengradient von δ^{18} O-Werten im Niederschlag wurde von HOLZSCHUH (1995) im Brugga-Einzugsgebiet untersucht und zu 0.2 ‰ pro 100 m Höhendifferenz berechnet. Dieser Wert wurde ebenfalls von UHLENBROOK ET AL. (1999) (0,217 ‰ pro 100 m Höhendifferenz) angegeben. Des Weiteren standen δ^{18} O-Monatsmittelwerte von den Stationen Freiburg-Schauinsland (1284 m ü. NN) und Freiburg-Mitte (278 m ü. NN) von Juni 1998 bis Juni 2008 zur Verfügung, aus denen ein Höhengradient ermittelt werden konnte. Dazu wurden die Werte für δ^{18} O mit den jeweiligen Monatssummen des Niederschlags gewichtet und getrennt für Sommer und Winter für jedes Jahr gemittelt. Diese Jahresmittel wurden anschließend zu einem Gesamtmittel zusammengefasst, welches mit der Höhe *h* der jeweiligen Station in einem Diagramm aufgetragen wurde und sich daraus zwei lineare Regressionen ergaben:

Sommer
$$\delta_{\rm S}^{18} = -0.0020h - 6.5435$$
 (5.2.4a)

Winter
$$\delta_W^{18} = -0.0016h - 9.7687$$
 (5.2.4b)

Die absoluten Höhengradienten für δ^{18} ergeben sich gemäß diesen Gleichungen zu:

$$GS_{\delta^{18}O} = -0.20\% / 100m \tag{5.2.5a}$$

$$GW_{\delta^{18}O} = -0.16\%/100m \tag{5.2.5b}$$

Entsprechend wurden diese Werte als konstante Höhengradienten für den δ^{18} O-Wert im gesamten Brugga- bzw. Dreisameinzugsgebiet angenommen, da diese im Bereich des in der Literatur genannten vertikalen Isotopengradientens von -0.15 bis -0.50 ‰ pro 100 Höhenmeter liegen (ARAGUAS-ARAGUAS ET AL., 2000). Für die Gewichtung der Niederschlagsmenge werden die relativen Höhengradienten M_i verwendet.

Zur Korrektur des δ^{18} O-Signals für den Gebietsniederschlag wird zusammenfassend folgende Formel verwendet:

$$\delta^{18}O_{korr} = \frac{\sum_{i=u}^{o} \left(\delta^{18}O_N + iG_{\delta^{18}O}\right) M_i \alpha_i}{\sum_{i=u}^{o} \alpha_i M_i} \quad \text{mit } \sum_{i=u}^{o} \alpha_i = 1$$
(5.2.6)

 Δh = Höhenunterschied zwischen beiden Niederschlagsstationen

Der Nenner der Gleichung garantiert eine Gesamtnormierung der relativen Anteile. Das Vorgehen ist analog für beide Einzugsgebiete.

5.2.2 Abflusskorrektur

Der Abfluss beider Einzugsgebiete wurde in Abflussspenden umgerechnet. Die Erstellung der P-Q-Beziehung für die Brugga beruht auf Daten vom 01. April

2001 bis 05. Juli 2007. Das Anpassen einer einzigen Geraden lieferte keine befriedigende Lösung, sodass versucht wurde, möglichst große Bereiche des Abflusses zusammenzufassen und entsprechend durch eine Regressionsgleichung zu beschreiben (Abbildung 5.2.3). Dabei erschien eine Dreiteilung am sinnvollsten, die grob jeweils niedrige, mittlere und hohe Abflüsse umfasst. Die Grenzen sind dabei frei gewählt, da eine Orientierung an den gewässerkundlichen Hauptzahlen kein zufriedenstellendes Ergebnis lieferte. Vor allem im Niedrig- und Mittelwasserbereich wurden Ausreißer entfernt, da diese den Verlauf der Ausgleichsgeraden negativ beeinflussten. An den Grenzen wurden die Gleichungen aneinander angenähert, damit keine Sprünge bei der Abflussberechnung auftraten. Die berechneten Abflüsse dienten zum Vergleich für die simulierten Werte.



Abbildung 5.2.3: P-Q-Beziehung für die Brugga, wobei für die drei farblich gekennzeichneten Bereiche unterschiedliche Regressionsgleichungen aufgestellt wurden.

6 Methode

Zur Auswertung der Isotopenzeitreihe von Dreisam und Brugga wurden verschiedene Konzepte im Modell realisiert und die Abfluss- und Isotopendynamik invers simuliert. Dazu wurde das Modell TRANSEP von WEILER ET AL. (2003) für die Einzelereignisse verwendet und eine veränderte Form des Modells für die Langzeitanalyse. Ebenfalls ist durch den integrierten Ameisenalgorithmus und dessen Abbruchkriterium eine Abschätzung der Modellgüten und der Parameterunsicherheiten möglich. Anschließend wurden die Ergebnisse miteinander verglichen.

6.1 Parameterunsicherheit

Beim Testen verschiedener Modellansätze muss ein Kriterium gefunden werden, das die Modellergebnisse objektiv bewertet und somit einen Vergleich der Modelle gestattet. Auch sollten die Sensitivität der Parameter und deren Grenzen ermittelt werden, weswegen zur Parameteroptimierung stets der gleiche Algorithmus zur Anwendung kam (siehe Kapitel 4.4). Mit diesem werden die Parameterintervalle in jedem Durchlauf weiter eingeengt, solange das Abbruchkriterium erfüllt ist, dass ein gewisser Prozentsatz der gemessenen Abflüsse mindestens noch innerhalb eines definierten Konfidenzintervalls der simulierten Abflüsse liegt. Somit müssen alle Modelle die gleichen Prüfungen durchlaufen und die einzelnen Modellgüten können ermittelt und verglichen werden.

Des Weiteren werden für die resultierenden Paramtergrenzen 1000 Monte-Carlo-Simulationen durchgeführt, wonach zufällige Parameterkombinationen erzeugt werden und diese anhand eines Gütemaßes bewertet werden können. Mit Hilfe von Dotty Plots wird ersichtlich, welche Parameter klar bestimmt werden können und welche sehr indifferent über ihr gesamtes Intervall reagieren. Je kleiner der Radius der Krümmung am optimalen Parameterwert im Dotty Plot ist, desto eindeutiger ist der Parameter definiert und desto kleiner ist seine Unsicherheit (NASH and SUTCLIFFE, 1970). Die Parameteridentifizierbarkeit wird durch das Problem der Equifinalität erschwert, wonach unterschiedliche Parametersätze zu gleich guten Simulationsergebnissen führen, dem mit dem verwendeten GLUE-ähnlichen Ansatz begegnet wird. Dabei ist die Equifinalität begründet in verschiedenen Fehlern und Unsicherheiten beim Modellierungsprozess: Fehler in der Modellstruktur bei der Abbildung der realen Verhältnisse und in den gemachten Randbedingungen (FREER ET AL., 1996). Daneben erhöht sich die Unsicherheit aufgrund von Messfehlern und bei der Inputgenerierung (STEWART and MCDONNELL, 1991), hinzu kommen die Unsicherheiten der Paramter und Validierungsdaten (DUNN ET AL., 2008).

6.2 Zeitreihenbasiertes Modell

6.2.1 Kalibrierung

Zur Durchführung einer Modellkalibrierung und -validierung wurde der "Split Sample Test" angewendet. Dafür wurde die Inputzeitreihe in zwei Teile gespalten, sodass mit dem einen Teil kalibriert und mit dem zweiten das Modell überprüft wird, inwieweit es die Realität widerspiegeln und auch mit einem unbekannten Datensatz gute Ergebnisse erzielen kann. Jedoch stehen diese einfachen Tests stark in der Kritik, da die beiden Zeitreihen meist, hydrologisch gesehen, ähnliche Bedingungen und daraus resultierend ein vergleichbares Verhalten aufweisen. KIRCHNER (2006) weist deshalb darauf hin, dass besser "Differential Split Sample Tests" durchgeführt werden sollten, die sich dadurch auszeichnen, dass die beiden Zeitreihen sich in ihrem Verhalten unterscheiden; ein Vergleich von Niedrig- und Hochwasserperioden wäre denkbar.

Im Jahr 2003 erlebte Europa einen Jahrhundertsommer, der sich auch auf das hydrologische Verhalten des Dreisameinzugsgebietes auswirkte (CAPELL, 2007). Laut dieser Diplomarbeit hat sich die Dürre des Jahres 2003 auf die mittlere Verweilzeit im Brugga-Einzugsgebiet ausgewirkt und diese von 1.1 Jahre auf 1.4 Jahre erhöht, jedoch wird darauf hingewiesen, dass die Unsicherheiten in der Modellierung doch recht hoch sind. Das Jahr 2003 liegt jedoch etwa in der Mitte des Modellierungszeitraums. Um eine ausreichend lange Kalibrierung durchführen zu können, wurde auf die Trennung an dieser Stelle verzichtet. Der Kalibrierzeitraum wurde auf die Jahre von 1998 bis Ende 2005 gelegt.

Um die Güte der Simulationsergebnisse bewerten zu können, benötigt der verwendete Ameisenalgorithmus (Kapitel 4.4) mindestens ein Gütemaß. Dabei hat die Wahl des Gütemaßes entscheidenden Einfluss auf die resultierenden Ergebnisse (MCCUEN, 1973; BEVEN, 2000).

Die Efficiency Eff von NASH and SUTCLIFFE (1970) eignet sich zur Anpassung der Abflüsse in N-A-Modellen, wenn diese keine ausgeprägte Saisonalität aufweisen. Die Schwankung der simulierten Abflüsse wird ins Verhältnis zur natürlichen Variabilität gesetzt, wodurch relative Fehler erhalten werden:

$$Eff = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n} (Q_{gem}(i) - Q_{sim}(i))^{2}}{\sum_{i=1}^{n} (Q_{gem}(i) - \overline{Q_{gem}})^{2}}$$
(6.2.1)

 $Q_{gem}(i)$ = gemessener Abfluss im Zeitschritt i $Q_{sim}(i)$ = simulierter Abfluss im Zeitschritt i

Q_{gem} = mittlerer gemessener Abfluss

Die Werte für *Eff* schwanken zwischen $-\infty$ und Eins, wobei letzteres einer optimalen Anpassung entspricht. Wird die Efficiency Null, dann ist das Modell so aussagekräftig, wie wenn der Mittelwert der gemessenen Zeitreihe verwendet werden würde. Ausreißer werden überbewertet, da die Abweichungen quadriert werden (LEGATES and MCCABE JR., 1999).

Ein Maß, um absolute Fehler ausdrücken zu können, ist die Wurzel aus dem mittleren quadratischen Fehler (engl.: RMSE):

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n} (Q_{gem}(i) - Q_{sim}(i))^{2}}{n}}$$
(6.2.2)

Ein Wert von Null entspricht einer optimalen Lösung.

Laut LEGATES and MCCABE JR. (1999) ist die Modellgüte nicht umfassend mit einem Gütemaß beschreibbar, weswegen wenigstens eine relative und eine absolute Fehlermethode verwendet werden sollten. Des Weiteren empfehlen sie die Verwendung von zusätzlichen Informationen: den Vergleich von mittleren gemessenen und simulierten Werten oder die Analyse von Residuen. Deshalb wurden die standardisierten Residuen für die Abfluss- und δ^{18} O-Werte ermittelt und bei der Langzeitanalyse zusätzlich die Wasserbilanz.

Bei der Festsetzung der Parametergrenzen wurden zunächst möglichst große Parameterräume zugelassen. Bei solchen, zu denen in der Literatur natürliche Unterbzw. Obergrenzen genannt werden, wurden diese berücksichtigt. Die verwendete Methode zur Berechnung des Effektivniederschlags nach JAKEMAN and HORN-BERGER (1993) wurde vorab mit einer Niederschlagszeitreihe hinsichtlich der Sensitivität seiner Parameter untersucht. Dadurch konnten den Parametern schon im Vorhinein sinnvolle Eingrenzungen gegeben werden. Erklärungen zu den einzelnen Parametern finden sich im Kapitel 4.2.1.1. Wenn der Parameter b2 nahe bei Eins liegt, erfolgt eine stärkere Reduzierung des Effektivniederschlags. Weiterhin beeinflusst der Paramter b1 die Abschwächung sehr stark, jedoch wirkt dieser kaum reduzierend, wenn er einen Wert größer als 0.1 besitzt. Extreme Auswirkungen zeigen sich, sobald der Wert unterhalb von 0.01 liegt. Dies kann mit dem Paramter b2 ausgeglichen werden, indem dieser größere Werte annimmt und somit die Reduktion abschwächt.

6.2.2 Validierung

Zur Überprüfung der in der Kalibrierung bestimmten Parametergrenzen wurde für die beiden Einzugsgebiete eine Validierung durchgeführt. Der Zeitraum von 2006 bis Herbst 2009 wurde hierfür verwendet. Aufgrund der vergleichbaren klimatischen, hydrologischen und physiographischen Randbedingungen beider Zeiträume sollte das Modell in der Lage sein, während der Validierungsphase ähnlich gute Simulationsergebnisse wie für die Zeitspanne der Kalibrierung zu erzielen. Dies wird wiederum mit den entsprechenden Gütemaßen bewertet.

6.3 Ereignisbasiertes Modell

Die Einzelereignisse werden simuliert und eine Ganglinienseparation vorgenommen. Dabei entspricht die Isotopensignatur des Vorereigniswassers dem Wert, der kurz vor dem Abflussereignis in der Brugga bzw. Dreisam gemessen wurde. Streng genommen darf dies nur angewendet werden, wenn das Isotopensignal vor und nach dem Ereignis gleich ist. Dann entspricht der Anteil an Vorereigniswasser der Summe aus Boden- und Grundwasser, welches vor dem Ereignis im Einzugsgebiet war (BUTTLE, 1994).

7 Ergebnisse

7.1 Einzelereignisse

0,0

0

2

4

Die vorgestellten Einzelereignisse beschränken sich auf das Sommerhalbjahr, wobei dort meist Niederschläge mit konvektiver Komponente auftreten, was sich in einer höheren Niedeschlagsintensität wiederspiegelt. Im Folgenden werden die Ereignisse kurz charakterisiert und anschließend die Ergebnisse der Modellsimulationen präsentiert. Das Abbruchkriterium für den Ameisenalgorithmus entspricht für Einzelereignisse dem Fall, dass 70 % aller gemessenen Abflusswerte innerhalb des Toleranzbandes der simulierten Abflüsse liegen. Bei der Isotopendynamik wurde 50 % Übereinstimmung gefordert.

1,6 Ν $\delta^{18}O$ 1,4 1,2 Niederschlag (mm) 1,0 0,8 0,6 0,4 -12 0,2

7.1.1 Charakterisierung der Ereignisse

Abbildung 7.1.1: Niederschlagsereignis vom 23. Mai 2002.

Zeit (h)

8

10

12

6

Das Niederschlagsereignis am 23. Mai 2002 dauerte im Brugga-Einzugsgebiet etwa vier Stunden und weist ein Niederschlagsvolumen von 14.0 mm auf. Mit Hil-

-6

-8

-13

14

WOMS-V %)

fe der WUSSOW-Formel kann die Mindestergiebigkeit für ein Starkregenereignis berechnet werden:

$$h = \sqrt{5t - \left(\frac{t}{24}\right)^2} \tag{7.1.1}$$

h = Mindestergiebigkeit (mm)

t = Niederschlagsdauer (min)

Bei der Anwendung auf den 23. Mai 2002 ergibt sich, dass das Ereignis nicht als Starkregen klassifiziert werden kann. Für das Dreisameinzugsgebiet berechnet sich aufgrund der unterschiedlichen Niederschlagskorrekturen für beide Gebiete eine etwas geringere Niederschlagsmenge bei etwas größerer -dauer.



Abbildung 7.1.2: Abflusssereignis vom 23. Mai 2002.

Die Abflussreaktion in beiden Einzugsgebieten stellt sich ähnlich dar. In der Abbildung 7.1.2 wurden die Abflussspenden gegen die Zeit aufgetragen, um beide Gebietsreaktionen miteinander vergleichen zu können. Hier zeigt sich, dass aus dem Brugga-Einzugsgebiet mehr Abfluss generiert wird, wenn dieser ins Verhältnis zur Einzugsgebietsfläche gesetzt wird. Der Verlauf der Abflussganglinie ist durch ein schnelles Ansteigen und einen verzögerten Rückgang gekennzeichnet. Die Reaktion des Dreisameinzugsgebietes erfolgt zeitlich ähnlich zu der im Brugga-Einzugsgebiet, wobei die Abflusspitze in der Brugga stärker ausgeprägt ist. Der Abfluss nach dem Ereignis erreicht im Brugga-Einzugsgebiet in etwa wieder den Wert, wie er zuvor war. Im Dreisameinzugsgebiet hingegen bleibt der Abfluss etwas erhöht im Vergleich zu der Situation vor dem Ereignis. Aus der Abbildung 7.1.1 geht ein deutlicher Rückgang des δ^{18} O-Wertes von anfangs -6.4 ‰ auf -12.6 ‰ gegen Ende des Niederschlagsereignisses hervor. Zur Ermittlung des mittleren δ^{18} O-Wertes wurde die Formel für den gewichteten Mittelwert nach (MCDONNELL ET AL., 1990) verwendet:

$$\overline{\delta^{18}O} = \frac{\sum_{i=1}^{n} P_i \delta^{18}O_i}{\sum_{i=1}^{n} P_i}$$
(7.1.2)

 P_i = Niederschlag im Zeitschritt i $\delta^{18}O_i$ = δ^{18} O-Signal im Niederschlag im Zeitschritt i

Dabei beträgt die absolute Schwankungsbreite des Isotopensignals im Niederschlag etwa 6 ‰, wohingegen im Ablfuss der δ^{18} O-Wert in beiden Flüssen nur um 0.5 ‰ schwankt (siehe Abbildung 7.1.2). Während des Ereignisses zeigen beide Verläufe des Isotopensignals im Abfluss eine Abnahme, wonach das abfließende Wasser einen größeren Beitrag an leichterem Wasser enthält. Auch liegen die δ^{18} O-Werte der Dreisam über denen in der Brugga. Demnach ist das Dreisamwasser bei diesem Ereignis isotopisch schwerer als das abfließende Wasser in der Brugga. Dies zeigt sich ebenfalls im Isotopengehalt des jeweiligen Gebietsniederschlags, da das Einzugsgebiet der Brugga eine höhere mittlere Höhe aufweist und somit bedingt durch den Höhen- und Temperatureffekt im Mittel leichtere Niederschläge zu erwarten sind.



Abbildung 7.1.3: Niederschlagsereignis vom 01. Juli 2003.

Das Niederschlagsereignis am 01. Juli 2003 ist geprägt von leichtem Landregen vor dem eigentlichen Großereignis, bei dem innerhalb von 80 Minuten 13.3 mm



Abbildung 7.1.4: Abflussereignis vom 01. Juli 2003.

gefallen sind. Somit gilt es ebenfalls nicht als Starkregen nach WUSSOW. Isotopisch betrachtet handelt es sich um recht schweren Niederschlag mit δ^{18} O-Werten von -1.94 ‰ bis -9.49 ‰. Die δ^{18} O-Werte sinken erst während der stärksten Regenphase auf unter -6 ‰ ab.

Die Abflussreaktionen für den 01. Juli 2003 in Brugga und Dreisam sind recht verschieden (siehe Abbildung 7.1.4). Auf der einen Seite reagiert die Brugga mit einem markanten Abflussereignis, während der Abfluss in der Dreisam nur leicht ansteigt. Bei dem Ereignis handelte es sich wohl eher um ein kleinräumiges Konvektivereignis, welches vor allem im Bereich des Brugga-Einzugsgebietes abregnete. Das Abflussereignis dauerte im Brugga-Einzugsgebiet etwa 10 Stunden, wobei der Abfluss vor und nach dem Ereignis etwa gleich waren.

Werden die Isotopensignale in Brugga und Dreisam verglichen, so zeigt sich dort ebenfalls ein großer Unterschied. In der Dreisam sinken die δ^{18} O-Werte während des Ereignisses ab, wonach eine Mischung mit leichterem Wasser stattgefunden hat. Hingegen schlägt das Isotopensignal der Brugga nach oben aus und signalisiert somit eine Mischung mit schwererem Wasser. Wird das Isotopensignal im Niederschlag mit dem in den Flüssen vor dem Abflussereignis verglichen, wird deutlich, dass das Ereigniswasser in diesem Fall im Mittel schwerer war als die Flusswässer. Demnach entspricht der Anstieg des Isotopensignals im Abfluss der Mischung mit Ereigniswasser. Der absolute Schwankungsbereich in der Brugga beträgt -9.30 bis -8.75 ‰ und in der Dreisam -9.49 bis -8.96 ‰. Das entspricht einer Differenz von weniger als einem Promille V-SMOW, wohingegen das Isotopensignal im Niederschlag um fast acht Promille V-SMOW schwankt.



7.1.2 Ergebnisse der Modellierung

Abbildung 7.1.5: Optimale Anpassung des Gesamtabflusses (links) und des δ^{18} O-Signals (rechts). (23.05.2002)

Das Ereignis vom 23. Mai 2002 in der Brugga konnte sehr gut wiedergegeben werden (siehe Abbildung 7.1.5). Für die beste Simulierung wurden sowohl für die hydraulische als auch die isotopische Komponente zwei parallele Speicher mit Exponentialmodell angewendet. Dabei ergibt sich für erstere eine Efficiency von 0.93 und für zweitere ein Wert von 0.86. Die initialen Parametergrenzen können den Abbildungen 7.1.9, 7.1.10, 7.1.11 entnommen werden; sie entsprechen den Werten auf den x-Achsen. Die finalen Parametergrenzen und die für die beste Anpassung sind in Tabelle 7.1 zusammengefasst. Es zeigt sich, dass alle Parameter recht gut eingegrenzt werden konnten. Für beide Module - Hydraulik und Isotopensignal - wurden mehrere Iterationen des Ameisenalgorithmus durchlaufen.



Abbildung 7.1.6: links: Simulierter Effektivniederschlag und Anteil, der Ereigniswasser produziert. rechts: Simulierter Gesamtabfluss und Anteil an Ereigniswasser. (23.05.2002)

Die Dynamik der Abflusskurve wird sehr gut beschrieben. Dies schlägt sich auch

Tabelle 7.1: Er	mitt	elte	Param	neterunsiche	rheit	en i	und	die 🛛	Param	neterwer-
te	für	die	beste	Simulation	für	den	23.0	05.200)2 im	Brugga-
Ein	nzug	gsgeł	oiet.							

Abfluss	Effektivniederschlag	b ₁	b ₂	b ₃	
	Untergrenze	0.008	1.56	0.47	
	Obergrenze	0.009	1.63	0.50	
	zwei parallele Speicher	$ au_s$	τ_l	φ	η
	Untergrenze	2.19	10.63	0.34	2.81
	Obergrenze	2.50	12.03	0.38	3.13
¹⁸ O	Effektivniederschlag	\mathbf{b}_1	b ₂	b ₃	x
	Untergrenze	0.015	31.63	0.47	1.75
	Obergrenze	0.020	37.75	0.55	2.00
beste Anpassung					
Abfluss	Effektivniederschlag	\mathbf{b}_1	b ₂	b ₃	
		0.008125	1.594	0.484	
	zwei parallele Speicher	$ au_s$	τ_l	φ	η
		2.344	11.328	0.3594	2.9688
¹⁸ O	Effektivniederschlag	\mathbf{b}_1	\mathbf{b}_2	b ₃	x
		0.0175	34.688	0.513	1.88
	zwei parallele Speicher	$ au_s$	τ_l	φ	η
		16.25	2275	0.75	1.25

im Vergleich zwischen gemessenem (5.2 %) und simuliertem (4.9 %) Abflussbeiwert nieder. Die Vorereigniswasserkomponente dominiert weitestgehend das Abflussverhalten, vor allem zu Beginn des Ereignisses (siehe Abbildung 7.1.6). Bei den Gewichtungsfunktionen in Abbildung 7.1.8 wird dies ebenfalls deutlich, wobei die Werte für die Vorereigniskomponente nicht richtig angepasst werden konnten. Sobald das Abbruchkriterium für den Ameisenalgorithmus dort eingesetzt wurde, kam es häufig zu Endlosschleifen, sodass auf eine Optimierung verzichtet wurde. Der Anteil an Ereigniswasser betrug 0.17.

Zur Veranschaulichung der Modellanpassung wurden die standardisierten Residuen für den Abfluss und dessen Isotopensignal aufgetragen (siehe Abbildung 7.1.8). Die Abweichungen schwanken um den Nullwert, sodass keine systematische Über- bzw. Unterschätzung modelliert wurde. Es zeigt sich, dass die Differenzen relativ gering sind über den gesamten Modellierungszeitraum. Zu Beginn des Ereignisses und in der Abflussspitze sind die größten Unsicherheiten zu verzeichnen.

Die Dotty Plots (siehe Abbildungen 7.1.9, 7.1.10, 7.1.11) zeigen, dass es viele Anpassungsparameter gibt, die wenig sensitiv reagieren. Zu den sensitiven Parametern gehören bei der hydraulischen Reaktion b_1 und η , wobei ersterer kein freier Parameter ist, sondern dazu dient, die Wasserbilanz auszugleichen. η hingegen beschreibt die zeitliche Verzögerung der Speicherreaktion. Die wirklich wichtigen Parameter, wie die mittleren Verweilzeiten des schnellen (τ_s) und langsamen



Abbildung 7.1.7: Gewichtungsfunktionen des Gesamtabflusses, der Ereignis- und Vorereigniswasserkomponente. links: Lineare Darstellung. rechts: Logarithmische Darstellung. (23.05.2002)



Abbildung 7.1.8: Standardisierte Residuen für den Abfluss und die δ^{18} O-Werte (23.05.2002).

Speichers (τ_l) oder der Anteil, welcher in den schnellen Speicher geht (ϕ) reagieren eher insensitiv. Die optimierten Parameter ergeben sich zu $\tau_s = 2.34$, $\tau_l = 11.33$ und $\phi = 0.36$. Damit wird weniger als die Hälfte des Wassers im schnellen Speicher umgesetzt. Sehr sensitiv reagiert auch der Parameter *x*, welcher eine Art Gewichtung der hydraulischen Gewichtungsfunktion vornimmt, sodass diese als Verteilungsfunktion für die Isotopenreaktion eingeht. Damit ist diese abhängig von der hydraulischen Reaktion. Für dieses Ereignis in der Brugga wurden die besten Ergebnisse immer mit dieser Annahme modelliert, dies konnte jedoch bei der Anwendung auf das andere Ereignis nicht bestätigt werden.

Das Abflussereignis vom 23. Mai 2002 stellte sich in der Dreisam ähnlich dar

	IIII 25.05.2002		inzugsgebiet	•	
	Hydraulik		¹⁸ O		Anteil
Gewichtungs-	Eff	RMSE	Eff	RMSE	Ereignis-
funktion					wasser
Dispersions-	0.91	0.01	0.18	0.13	0.011
modell					
Gamma-	-380	0.45	0.32	0.12	0.126
verteilung					
Exponential-	0.90	0.01	0.32	0.12	0.016
Piston-Flow-					
Modell					
2 parallele	0.95	0.01	-0.03	0.15	0.016
Speicher					
Direkt- und	0.51	0.02			0.05
Basisabfluss					

Tabelle 7.2: Vergleich der angewendeten Modellkonzepte für das Ereignis
am 23.05.2002 im Dreisameinzugsgebiet.

Tabelle 7.3: Vergleich	der Parameter	der jeweiligen	besten	Anpassung	für
das Ereig	nis am 23.05.200)2 im Dreisame	inzugsg	gebiet.	

		τ_0	$ au_s$	τ_l	φ	η	D_p
Hydraulik	Dispersions-	39.3					1.8
	modell						
	Exponential-		11			1.9	
	Piston-						
	Flow-						
	Modell						
	2 parallele		8.9	875	0.25	2.3	
	Speicher						
^{18}O	Dispersions-	37.5					0.6
	modell						
	Exponential-		75.3			3.25	
	Piston-						
	Flow-						
	Modell						


Abbildung 7.1.9: Dotty Plots für die Parameter zur Berechnung des Effektivniederschlags (23.05.2002).



Abbildung 7.1.10: Dotty Plots für die Parameter zur Berechnung der hydraulischen Systemreaktion (23.05.2002).

wie in der Brugga, jedoch konnte keine solch gute Anpassung erreicht werden.



Abbildung 7.1.11: Dotty Plots für die Parameter zur Berechnung des Isotopensignals im Abfluss (23.05.2002).

Es zeigte sich, dass verschiedene Ansätze recht gute Simulationsergebnisse lieferten (siehe Tabelle 7.2). Drei verschiedene Ansätze konnten sowohl die Hydraulik als auch die Isotopendynamik reproduzieren: das Dispersionsmodell, das Exponential-Piston-Flow-Modell und unter Vorbehalt der Ansatz mit zwei parallelen Speichern. Bei diesen drei Ansätzen ist auch die Berechnung des Ereigniswasseranteils am Gesamtabfluss vergleichbar. Eine Übersicht über die berechneten Parameterwerte gibt Tabelle 7.3. Das Ereignis am 01. Juli 2003 zeigt nicht den schönen Kurvenverlauf des Ereignisses von 2002. Die Modellierung war dementsprechend erschwert. Dies gilt vor allem für die Dreisam, da dort nur eine abgeflachte Abflussreaktion zu verzeichnen war. Die Ergebnisse in Tabelle 7.4 spiegeln dies vor allem bei der Isotopensimulation wider. Am besten eignete sich im Dreisameinzugsgebiet für die Hydraulik der Ansatz mit zwei parallelen Speichern (Abbildung 7.1.12), wobei das Exponential-Piston-Flow-Modell ebenfalls in der Lage war, diese abzubilden. Dieser Ansatz konnte ebenfalls die Isotopensignatur des Abflusses am besten wiedergeben. Der Anteil an Ereigniswasser am Gesamtabfluss wird von allen Varianten als sehr gering eingestuft. Im Brugga-Einzugsgebiet eigneten sich ebenfalls die zwei parallelen Speicher am besten für die Aflussdynamik (Abbildung 7.1.12) und das Exponential-Piston-Flow-Modell schnitt am besten bei der Isotopensimulation ab (siehe Tabelle 7.5).

Tabelle 7.4: Vergi	leich der angewe	endeten Modellk	onzepte für	das Ereignis
am 0	1.07.2003 im Dre	isameinzugsgebi	et.	

			00		
	Hydraulik		¹⁸ O		Anteil
Gewichtungs-	Eff	RMSE	Eff	RMSE	Ereignis-
funktion					wasser
Dispersions-	0.48	0.01	-0.21	0.16	0.016
modell					
Gamma-	-870	0.41	-0.92	0.54	0.210
verteilung					
Exponential-	0.66	0.01	-0.01	0.15	0.026
Piston-Flow-					
Modell					
2 parallele	0.70	0.01	-0.12	0.15	0.026
Speicher					
Direkt- und	-0.01	0.01			0.033
Basisabfluss					



Abbildung 7.1.12: Abflussereignis vom 01.07.2003, simuliert mit zwei parallelen Speichern. Links: Brugga. Rechts: Dreisam

		00			
	Hydraulik		¹⁸ O		Anteil
Gewichtungs-	Eff	RMSE	Eff	RMSE	Ereignis-
funktion					wasser
Dispersions-	0.33	0.03	0	0.19	0.061
modell					
Gamma-	-665	0.93	-1.69	0.31	0.113
verteilung					
Exponential-	0.47	0.03	0.22	0.17	0.111
Piston-Flow-					
Modell					
2 parallele	0.73	0.02	-0.39	0.22	0.089
Speicher					
Direkt- und	0.06	0.04			0.096
Basisabfluss					

Tabelle 7.5: Vergleich der angewendeten Modellkonzepte für das Ereignisam 01.07.2003 im Brugga-Einzugsgebiet.

Die Parameter der besten Anpassungen für das Ereignis am 01. Juli 2003 seien im Folgenden kurz vorgestellt:

– Brugga:

- Hydraulik: Für den schnellen Speicher ergab sich mit dem Ansatz zweier paralleler Speicher eine mittlere Verweilzeit von 6.6 Stunden und für den langsamen einen Wert von 650 Stunden. Der Anteil, der den schnellen Speicher durchläuft, beträgt 0.17 und der Zeitversatz (Piston-Flow-Anteil) 1.6 Stunden.
- Isotopendynamik: Die Modellierung mit dem Exponential-Piston-Flow-Modell ergab für das Ereignis am 01. Juli 2003 für die mittlere Verweilzeit im schnellen Speicher einen Wert von 25.8 Stunden und einen Zeitversatz von 3.5 Stunden.

– Dreisam

- Hydraulik: Mit dem Ansatz zweier paralleler Speicher ergab sich eine mittlere Verweilzeit im schnellen Speicher von 8.3 Stunden und 111 Stunden im langsamen. Der Anteil in den schnellen Speicher beträgt 0.17 und der Zeitversatz 0.40 Stunden.
- Isotopendynamik: Bei Anwendung des Exponential-Piston-Flow-Modells beläuft sich die mittlere Verweilzeit auf 75.3 Stunden und der zeitliche Versatz beträgt 7.8 Stunden.

7.2 Langzeituntersuchung

In diesem Abschnitt wird auf die charakteristischen Eigenschaften der Zeitreihe eingegangen, die für die Kalibrierung des zeitreihenbasierten Modells verwendet wurde. Abschließend werden die Ergebnisse der Langzeitmodellierung vorgestellt - jeweils für den Kalibrier- und Validierzeitraum. In den Abbildungen zur Langzeitanalyse beziehen sich die Zeitangaben immer auf den 01. Januar 1998, wobei dieser auf der x-Achse dem Wert Null entspricht.

7.2.1 Charakterisierung der Zeitreihe



Abbildung 7.2.1: Tagessummen des Niederschlags des Brugga-Einzugsgebietes für das hydrologische Jahr 2002/03 und deren Isotopensignatur.

Aus der Abbildung 7.2.1 wird ersichtlich, dass die Niederschlagseinträge zeitlich recht homogen verteilt sind, dabei reichen die Schwankungen im dargestellten Jahr 2002/03 von 0-65 mm Tagesniederschlag. Für den gesamten Zeitraum der Modellierung ergibt sich als mittlerer Winterniederschlag im Brugga-Einzugsgebiet eine Menge von 1027 mm und 826 mm im Dreisameinzugsgebiet. Hingegen betragen die durchschnittlichen Sommerniederschläge analog 894 mm und 781 mm. Der Niederschlag fällt demnach vorwiegend im hydrologischen Winter-



Abbildung 7.2.2: Mittlere Tagesabflüsse des Brugga- und Dreisameinzugsgebietes für das hydrologische Jahr 2002/03 und deren Isotopensignatur.

halbjahr. Im höher gelegenen Brugga-Einzugsgebiet fällt durchschnittlich erwartungsgemäß etwas mehr Niederschlag, wobei der Unterschied zum Dreisameinzugsgebiet im Winter größer als im Sommer ist.

Die Isotopensignale im Niederschlag sind starken Schwankungen unterworfen, die grundsätzlich jahreszeitenbedingt sind (siehe Tabelle 7.6). Aber neben dieser saisonalen Komponente zeigen die Messwerte auch "Ausreißer", welche häufig in Richtung geringer δ^{18} O-Werte tendieren. Erklärbar wären diese - zumindest im Winterhalbjahr - durch überwiegende Schneeniederschläge in dem entsprechenden Messzeitraum. Im Brugga-Einzugsgebiet reichen die δ^{18} O-Werte von maximal -1.98 ‰ bis -20.5 ‰, wobei die schwersten Niederschläge im Sommer und die leichtesten im Winter fallen (siehe ebenfalls Abbildung 7.2.1). Dies trifft ebenfalls für das gesamte Dreisameinzugsgebiet zu, wobei hier das Minimum bei -20.24 ‰ und das Maximum bei -1.58 ‰ liegt. Dass die Isotopenwerte im Niederschlag für das Dreisameinzugsgebiet schwerer sind als für das Brugga-Einzugsgebiet, ist eine Folge der Niederschlagskorrektur.

Der mittlere δ^{18} O-Wert im Niederschlag liegt im Brugga-Einzugsgebiet bei -9.05 ‰ und im Dreisameinzugsgebiet bei -8.73 ‰, wohingegen sich die Mittelwerte für die Abflüsse analog zu -9.8 ‰ und -9.25 ‰ ergeben. Somit bewirkt ein isoto-

		Mittel-	Standard-	Maxi-	Mini-
		wert	Abweichung	mum	mum
Kalibrierung	Niederschlag	-9.14	3.37	-1.98	-20.52
	Brugga				
	Winter	-11.41	2.52	-6.39	-16.95
	Sommer	-7.46	2.85	-3.24	-17.23
Validierung	Niederschlag	-8.95	2.90	-2.29	-18.68
_	Brugga				
	Winter	-10.51	3.04	-4.89	-18.68
	Sommer	-7.78	2.15	-2.29	-14.4
Kalibrierung	Niederschlag	-8.79	3.40	-1.58	-20.24
_	Dreisam				
	Winter	-11.13	2.52	-6.11	-16.89
	Sommer	-7.06	2.85	-2.84	-16.83
Validierung	Niederschlag	-8.67	2.91	-1.89	-18.4
_	Dreisam				
	Winter	-9.65	2.84	-4.86	-18.4
	Sommer	-7.87	2.73	-1.89	-15.64
	Abfluss				
	Dreisam	-9.25	0.42	-7.08	-12.8
	Brugga	-9.8	0.36	-8.15	-11.23

Tabelle 7.6: Charakteristische Werte für den Niederschlag und Abfluss im
Brugga- und Dreisameinzugsgebiet.

pisch schwerer Input über die Zeit auch einen mit ¹⁸O angereicherten Abfluss. Die Schwankungen der δ^{18} O-Werte im Abfluss sind im Vergleich zu denen im Niederschlag sehr gering - erkennbar an den sehr kleinen Standardabweichungen in Tabelle 7.6 für die Abflüsse. Diese relativ konstanten Werte im Vorfluter sind in der Regel ein Hinweis auf eine effektive Durchmischung im Einzugsgebiet. Das Abflussverhalten beider Flüsse während des Hitzesommers 2003 ist exemplarisch in Abbildung 7.2.2 aufgetragen und zeigt das starke Leerlaufen der Speicher während dieser Zeit. Deutlich wird auch, dass die Rezessionsäste im Abfluss der Dreisam stärker ausgeprägt sind als in der Brugga, die während des gesamten Jahres nicht trocken fiel. Diese Abflussganglinien sind das Resultat extremer klimatischer Ausnahmebedingungen; in üblicherweise feuchteren Jahren reagieren die Flüsse recht schnell und markant auf Niederschlagsereignisse (siehe Abbildung 0.2).

7.2.2 Kalibrierung

Für die Kalibrierung wurde der Zeitraum vom 01. Januar 1998 bis zum 31. Oktober 2005 für beide Einzugsgebiete modelliert, um einen direkten Vergleich der Abbildungen zu ermöglichen. Als Kriterium für den Abbruch der Iterationen wurde sowohl für die hydraulische als auch die isotopische Simulation gefordert, dass mindestens 70 % der gemessenen Werte noch innerhalb der modellierten oberen und unteren Toleranzgrenze liegen. Im Folgenden werden die Simulationsergebnisse vorgestellt und anhand von Graphiken belegt.

7.2.2.1 Brugga

Bei der Langzeitmodellierung im Brugga-Einzugsgebiet wurden verschiedene Modellansätze verwendet. Dabei konnte das Niederschlags-Abfluss-Verhalten mit einem einzigen Speicher bzw. einer Reihenschaltung von gleichartigen Speichern im System nicht hinreichend wiedergegeben werden. In der Tabelle 7.7 sind die Gütemaße der erfolgreichsten Simulationen angegeben.

 Tabelle 7.7: Simulationsergebnisse verschiedener Modellkonzepte im Vergleich.

	Abfluss		$\delta^{18}\mathbf{O}$	
	Eff	RMSE	Eff	RMSE
Dispersionsmodell			-0.96	0.62
Gammaverteilung			-22.76	2.18
Exponential-Piston-Flow-Modell	0.46	2.64	-0.49	0.54
2 parallele Speicher	0.66	1.88	-0.45	0.47
Direkt- und Basisabfluss	0.64	2.16	-0.51	0.48



Abbildung 7.2.3: Gemessener und simulierter Abfluss unter Verwendung des Exponentialmodells.

Die besten Ergebnisse wurden mit Ansätzen erzielt, die zwei Speicher mit verschiedenen Verweilzeitverteilungen zuließen. Dabei wurde die beste Simulation mit dem Ansatz zweier paralleler Speicher mit exponentiell verteilten Verweilzeiten erreicht. Die Simulation der Dynamik des Isotopensignals im Abfluss schnitt immer deutlich schlechter ab im Vergleich zur reinen Niederschlag-Abfluss-Modellierung. Selbst bei den besten Modellierungsergebnissen konnten keine positiven Efficiency-Werte erreicht werden. Die Ansätze, die die Isotopendynamik jedoch am besten erfassen konnten, waren das Exponentialmodell und die Annahme zweier paralleler Speicher mit exponentieller Verweilzeitverteilung.

Im Folgenden werden die Ergebnisse der besten Simulation im Detail vorgestellt. Die hydraulische als auch die isotopische Systemreaktion wurden mit dem Ansatz der zwei parallelen Speicher mit exponentiellen Verweilzeitverteilungen umgesetzt. Dabei wurden die Parametergrenzen so gesetzt, wie es Tabelle 7.8 zu entnehmen ist. Beide Modellmodule durchliefen zwei Iterationen, in denen die Parameterräume eingegrenzt wurden. Das Ergebnis der Parameteroptimierung und die Simulationsergebnisse sind in Tabelle 7.9 aufgeführt.

Die Abbildung 7.2.4 veranschaulicht die Auswirkungen der Berechnung des Ef-

00	0-0				
Abfluss	Effektivniederschlag	b ₁	b ₂	b ₃	
	Untergrenze	0.01	1	0.3	
	Obergrenze	0.04	4	1	
	zwei parallele Speicher	τ_f	τ_s	φ	η
	Untergrenze	2	20	0	0
	Obergrenze	5	60	0.5	10
¹⁸ O	zwei parallele Speicher	τ_f	τ_s	φ	η
	Untergrenze	80	700	0	0
	Obergrenze	200	2000	1	50

Tabelle 7.8: Initiale	Parametergrenzen	für	den	Kalibrierzeitraum	im
Brugga-	Einzugsgebiet.				

Tabelle 7.9: Parameterintervalle nach	der	Modellierung	und	Werte	für
die beste Anpassung für	den	Kalibrierzeitra	um i	m Brug	gga-
Einzugsgebiet.					

	00				
Abfluss	Effektiv-	\mathbf{b}_1	\mathbf{b}_2	b ₃	
	niederschlag				
	Untergrenze	0.01	1	0.3	
	Obergrenze	0.04	4	1	
	zwei	$ au_f$	$ au_s$	ф	η
	parallele	,			
	Speicher				
	Untergrenze	2	20	0	0
	Obergrenze	5	60	0.5	10
18 O	zwei	τ_f	$ au_s$	ф	η
	parallele	,			
	Speicher				
	Untergrenze	160	988.9	$1.49 * 10^{-8}$	$1.19 * 10^{-6}$
	Obergrenze	173.3	1277.8	0.11	5.55556
beste An-					
passung					
Abfluss	Effektiv-	\mathbf{b}_1	b ₂	b ₃	
	niederschlag				
		0.02	2.83	0.92	
	zwei	τ_f	$ au_s$	φ	η
	parallele	, in the second s			
	Speicher				
		3.67	46.67	0.44	0.56
¹⁸ O	zwei	τ_f	τ_s	φ	η
	parallele				
	Speicher				
	_	166.67	1133.33	0.06	2.78



Abbildung 7.2.4: links: Kumulierter In- und Output für das Brugga-Einzugsgebiet für den Kalibrierzeitraum 1998-2005. rechts: Zugehörige Differenzen zwischen dem kumulierten In- und Output.



Abbildung 7.2.5: Simulierter und gemessener Abfluss für das Brugga-Einzugsgebiet für den Kalibrierzeitraum 1998-2005.

fektivniederschlags auf die Wasserbilanzen. Im linken Teil entspricht die Differenz zwischen kumuliertem Niederschlag und kumuliertem Effektivniederschlag dem Verlust von Wasser im Einzugsgebiet infolge von Verdunstung, wasserwirtschaftlicher Entnahmen oder weiterer Senken. Der berechnete Wert für die Verdunstung für den gesamten Kalibrierzeitraum berechnet sich zu 4032 mm - dies entspricht etwa einem jährlichen Verlust von 500 mm. Etwa 40 % des Wassers im System geht in den langsamen Speicher und trägt zur Grundwasserneubildung bei. Es zeigt sich, dass der im Modell berechnete Effektivniederschlag zunächst recht gut mit dem gemessenen Abfluss übereinstimmt. Dann gibt es aber auch größere Abschnitte, in denen die Differenz zwischen beiden zunimmt. Im optimalen Fall würden beide Kurven übereinander liegen. Der Abflussbeiwert für die betrachtete Zeitspanne beträgt 74.5 %, simuliert wurde ein Wert von 71.5 %. In dem rechten Teil der Abbildung ist der Unterschied zwischen Modellin- und -output dargestellt. Die Bilanz ist durchweg positiv, wonach im betrachteten Zeitraum mehr Wasser ins Modell hineinging als herausfloss.



Abbildung 7.2.6: Simulierter und gemessener Abfluss für das Brugga-Einzugsgebiet für das hydrologische Jahr 1999/2000.

Bei dem Vergleich des simulierten und gemessenen Abflusses für den gesamten Kalibrierzeitraum treten einige offenkundige Charakteristika zutage. Zum einen wird die zeitliche Dynamik des Abflussverhaltens recht gut erfasst. Andererseits wird ebenfalls deutlich, dass die Abflussspitzen in der Regel unterschätzt werden. Des Weiteren gibt es Bereiche, in denen größere Abflussereignisse über einen längeren Zeitraum vom Modell stark unterschätzt werden. Bei näherer Betrachtung dieser Zeiträume ergab sich, dass diese meistens in die Winterhalbjahre fallen - bevorzugt in den März bis Mai. Es fallen Abschnitte ins Auge, bei denen die simulierten Werte eine anhaltende Abflussrezession aufzeigen, jedoch in der Natur ein Abflussereignis gemessen wurde. Besonders auffällig ist dies im Zeitbereich von 900-1000 Tage nach dem 01. Januar 1998, wobei dies etwa das Zeitfenster von Anfang Juli bis Mitte September 2000 umfasst. Deshalb wird das zugehörige hydrologische Jahr im Folgenden genauer betrachtet.

Wird ein einzelnes hydrologisches Jahr herausgegriffen, werden detaillierte Unterschiede zwischen simuliertem und beobachtetem Abfluss offenkundig. Als Beispiel wird der Zeitraum vom 01. November 1999 bis zum 31. Oktober 2000 vorgestellt (siehe Abbildung 7.2.6). In den meisten Fällen werden die Abflussspitzen unterschätzt, wie dies bereits für den gesamten Kalibrierzeitraum festgestellt wurde. Gewisse Abflussereignisse sind sowohl zeitlich als auch quantitativ sehr



Abbildung 7.2.7: Gemessene Isotopensignale im Niederschlag und Abfluss als auch simulierte Isotopensignale im Abfluss für das Brugga-Einzugsgebiet für den Kalibrierzeitraum 1998-2005.

gut getroffen. Dies trifft in dem vorgestellten Jahr vor allem auf das hydrologische Winterhalbjahr zu, wohingegen die Simulation des Sommerhalbjahres relativ schlecht aussieht. Dort wurde über die genannten 2.5 Monate kein größeres Abflussereignis simuliert.

Bei der Modellierung des Isotopensignals im Abfluss zeigt sich, dass die natürliche Dynamik recht gut erfasst wird (Abbildung 7.2.7). Das Modell ist in der Lage, das stark schwankende δ^{18} O-Signal im Niederschlag in das stark gedämpfte Muster im Abfluss umzusetzen. Die leichten Schwankungen können abgebildet werden. Vor allem zu Beginn ist die Übereinstimmung sehr gut (1998-2000). Danach weicht der simulierte Wert zu negativeren δ^{18} O-Werten hin ab; das modelllierte Wasser ist leichter als das gemessene. Gegen Ende des Simulationszeitraums nähern sich beide wieder an. Zur besseren Sichtbarmachung dieser Effekte wurden in Abbildung 7.2.8 die Ergebnisse der beiden durchlaufenen Iterationen aufgetragen. Es zeigt sich, dass in der 1. Iteration die meisten Messwerte innerhalb der Toleranzgrenzen liegen und die Schwankungen nicht zu stark ausgeprägt sind. Bei der 2. Iteration zeigt sich deutlich der leichte Versatz zu leichteren Werten hin, wobei dieser bei maximal 0.5 % liegt. Dies belegen auch die berechneten Mittelwerte für das gemessene Isotopensignal von -9.84 % und das simulierte von -10.12 %.



Abbildung 7.2.8: Gemessene und simulierte Isotopensignale im Abfluss für das Brugga-Einzugsgebiet für den Kalibrierzeitraum 1998-2005. links: Ergebnis der 1. Iteration. rechts: Ergebnis der 2. Iteration.



Abbildung 7.2.9: Gewichtungsfunktion für den Abfluss $g(\tau)$ (schwarz) und das ¹⁸O-Isotop $h(\tau)$ (türkis).

In der Abbildung 7.2.9 sind die Gewichtungsfunktionen graphisch aufgetragen. Auf der x-Achse sind die Verweilzeiten in Tagen aufgetragen und auf der y-Achse die jeweiligen Gewichtungsfunktionen, wobei der oberste Wert 10^0 entspricht und der unterste 10^{-14} . Aus den ermittelten Verweilzeitverteilungen für die hydraulische und die isotopische Systemreaktion konnte die mittlere Verweilzeit berechnet werden. Diese beträgt für die Niederschlags-Abfluss-Reaktion 25.8 Tage und für das ¹⁸O-Isotop 842 Tage. Die Hydraulik reagiert demnach mit einer mittleren Verweilzeit von etwa einem Monat und das ¹⁸O-Isotop mit einem Wert von 2.3 Jahren.

Es wurde ebenfalls die hydraulische Reaktion nur für die Sommer- bzw. Winterhalbjahre optimiert. Dies führte jedoch zu einer enormen Verschlechterung der Abflussvorhersage. Deshalb wurde auf ein weiteres Vorgehen in diese Richtung verzichtet.

7.2.2.2 Dreisam

Im Dreisameinzugsgebiet wurden ebenfalls verschiedene Modellkonzepte für die Kalibrierung zugrunde gelegt. Jedoch wurden hier für die Hydraulik ausschließlich der Ansatz mit zwei parallelen Speichern und der Direkt-Basisabfluss-Ansatz verwendet, da die anderen bereits im kleineren Brugga-Einzugsgebiet keine plausiblen Ergebnisse lieferten. Hingegen wurde bei der Simulation der Isotopendynamik zusätzlich noch das Exponential-Piston-Flow-Modell getestet, da es im Brugga-Einzugsgebiet vergleichbare Ergebnisse zum Ansatz mit zwei parallelen Speichern geliefert hatte.

Abfluss	Effektiv-	b ₁	b ₂	b ₃	
	niederschlag				
	Untergrenze	0.0067	3.1482	0.802	
	Obergrenze	0.0126	7.4444	1	
	Direkt- und	τ_f	τ_s	\mathbf{f}_l	
	Basisabfluss	5			
	Untergrenze	3.704	300	0.154	
	Obergrenze	8.642	370.37	0.167	
¹⁸ O	zwei parallele	τ_f	τ_s	ф	η
	Speicher	5			
	Untergrenze	463.33	700	$1.49 * 10^{-8}$	$1.19 * 10^{-7}$
	Obergrenze	520	1122.2	0.11	1.11
beste					
Anpassung					
Abfluss	Effektiv-	\mathbf{b}_1	b ₂	b ₃	
	niederschlag				
		0.0081	6.7284	0.9506	
	zwei parallele	τ_f	$ au_s$	ф	
	Speicher				
		4.938	335.185	0.1605	
18O	zwei parallele	τ_f	τ_s	φ	η
	Speicher				
		491.667	911.111	0.0556	5.56E-001

Tabelle 7.10: Ergebnisse für die Anpassungsparameter im Dreisameinzugs	-
gebiet für den Kalibrierzeitraum.	

Es zeigte sich, dass die besten Ergebnisse für den Abfluss mit dem Konzept der Kombination von Direkt- und Basisabfluss erreicht werden konnten. Die Isotopendynamik wurde grundsätzlich nicht zufriedenstellend simuliert, jedoch am besten durch die Annahme zweier paralleler Speicher mit exponentieller Verweilzeitverteilung. In Tabelle 7.10 sind die Resultate für die einzelnen Parameter der Modellierung zusammengestellt.

Exemplarisch zur Veranschaulichung der Simulation des Abflusses und seiner Isotopensignatur wurde zum einen in der Abbildung 7.2.10 die gemessene und



Abbildung 7.2.10: Simulierter und gemessener Abfluss für das Dreisameinzugsgebiet für die erste Hälfte des Kalibrierungszeitraums.

simulierte Abflussganglinie der ersten Hälfte des Validierungszeitraums gegeneinander aufgetragen. Die Efficiency für den simulierten Abfluss beträgt 0.60 und der RMSE 1.49. Das Resultat ist vergleichbar mit dem im Brugga-Einzugsgebiet, da ähnliche Sachverhalte auffallen. Wiederum werden die Abflussspitzen unterschätzt und bestimmte Ereignisse gar nicht oder viel zu schwach simuliert. Auch zeigt sich bei auftretenden Speicherauslauflinien eine Diskrepanz zur Realität. Der simulierte Abflussbeiwert beträgt 0.43 und liegt unter dem gemessenen von 0.51.

Die Isotopensignatur im Abfluss wird deutlich schlechter simuliert als im Brugga-Einzugsgebiet (Abbildung 7.2.11), jedoch vergleichbar. Anfang und Ende der Zeitreihe werden einigermaßen gut simuliert, wohingegen im mittleren Bereich mitunter starke Abweichungen hin zu leichteren δ^{18} O-Werten auftreten. Der Versatz ist nicht einheitlich und lässt sich auch nicht einem bestimmten Abschnitt im Jahr zuordnen. Es ergab sich eine Efficiency von -2.08 und ein RMSE von 0.67.

Weiterhin wurde die mittlere Verweilzeit für beide Systemreaktionen bestimmt. Für die Abflusskomponente ergab sich ein Wert von 4.5 Tagen und für die Isotopendynamik von 770 Tagen. Der Anteil an Wasser, der verdunstet oder Ähnliches, beläuft sich auf 0.56 und jener, der zur Grundwasserneubildung beiträgt, auf 0.37.



Abbildung 7.2.11: Gemessene Isotopensignale im Niederschlag und Abfluss als auch simulierte Isotopensignale im Abfluss für das Dreisameinzugsgebiet für den Kalibrierzeitraum 1998-2005.

7.2.3 Validierung

Der Validierungszeitraum umfasste den 1. November 2005 bis zum 11. September 2009. Für die Brugga als auch für Dreisam ergaben sich schlechtere Gütemaßwerte als bei der Kalibrierung.

Auffällig bei den Ergebnissen ist die simulierte Isotopendynamik, die in beiden Einzugsgebieten die gleiche Problematik besitzt. Zu Beginn des Modellierungszeitraums liegen die modellierten ¹⁸O-Werte deutlich unterhalb der gemessenen Werte. Im weiteren Verlauf nähern sich die Werte jedoch den gemessenen immer mehr an.

Die Ergebnisse für das Brugga-Einzugsgebiet lauten:

- Der simulierte Abflussbeiwert von 0.61 stimmte sehr gut mit dem gemessenen von 0.62 zusammen. Die Wasserbilanz war übereinstimmend mit der Realität.
- Die Efficiency f
 ür den Abfluss betrug 0.49 und war damit um 0.17 kleiner als der Wert vom Kalibrierzeitraum. F
 ür die Wurzel aus dem mittleren quadratischen Fehler (RMSE), als absolutes G
 ütemaß, wurde 1.92 f
 ür den Validierungszeitraum berechnet, der sich nur geringf
 ügig von dem aus der Kalibrierung

unterscheidet (1.88). Gut wurde wiederum die Abflussdynamik erfasst, jedoch wurden die Abflusspitzen und die Rezessionsbereiche häufig nicht richtig abgebildet. Es ergaben sich somit die gleichen Schwierigkeiten wie bei der Kalibrierung.

- Für die Simulierung des ¹⁸O-Isotop wurde die Efficiency zu -3.98 bestimmt und lag damit deutlich unter der vom Kalibrierzeitraum (-0.45). Dies macht auch der RMSE deutlich: 0.73 für die Validierung und 0.47 für die Kalibrierung.
- Der Anteil an Wasser, der aus dem System beispielsweise durch Verdunstung verloren geht, beträgt 0.39. Bei der Kalibrierung betrug dieser 0.28 und damit etwa 10 % weniger.
- Auch der Anteil, der zur Grundwasserneubildung beiträgt, ist im Validierzeitraum mit 0.46 größer als im Kalibrierzeitraum (0.40).
- Die mittlere Verweilzeit für die hydraulische Abflussreaktion beträgt 24.4 Tage und 511 Tage; somit liegt der Wert für den Abfluss nahe an den in der Kalibrierung ermittelten 25.8 Tagen. Wohingegen jener für das ¹⁸O-Isotop weit unterhalb dem Wert aus der Kalibrierung liegt (842 Tage). Dies zeigt schon die viel größere Unsicherheit bei der Modellierung der Isotopendynamik.

Die Ergebnisse für das Dreisameinzugsgebiet lauten:

- Der simulierte Abflussbeiwert von 0.55 stimmt recht gut mit dem gemessenen überein (0.44).
- Bezüglich der Abflussdynamik und deren Präzesion treten ähnliche Schwierigkeiten auf wie bei der Kalibrierung. Dabei ist die Efficiency auf 0.0.37 gesunken.
- Das Gütemaß für den absoluten Fehler (RMSE) nahm zu auf 1.88.
- Die Simulierung der Isotopendynamik war mit -4.25 ebenfalls nicht gut. Der RMSE unterstreicht dies mit einem Wert von 0.85.
- Der Anteil an Wasser, der dem System entzogen wird, beträgt 0.55 und liegt damit weit über dem vom Brugga-Einzugsgebiet. In den Grundwasserspeicher dringt ein Anteil von 0.37 vor; dieser Wert liegt wiederum unter dem vom Brugga-Einzugsgebiet.
- Die mittlere Verweilzeit f
 ür das Wasser betr
 ägt 7.3 Tage, was wiederum sehr gering ist und weit unter den Ergebnissen aus dem Brugga-Einzugsgebiet liegt. F
 ür das ¹⁸O-Isotop wurde eine mittlere Verweilzeit von 492 Tagen ermittelt.

8 Diskussion

8.1 Einzelereignisse

Es hast sich gezeigt, dass die beiden Einzelereignisse von sehr verschiedener Natur waren. Von diesen ließ sich das Ereignis vom 23. Mai 2002 für die Brugga am besten simulieren, da dort zum einen eine größere Menge an Abfluss generiert wurde und zum anderen die Isotopensignaturen simultan zum Abfluss reagierten. Hingegen ist in der isotopischen Signatur im Dreisamabfluss bereits ein markante Schwankung zu erkennen (Abbildung 7.1.2, welche auch beim 2. Einzelereignis auffällt (Abbildung 7.1.4). Ein Aspekt, der zu einer Verbesserung der Ergebnisse führen könnte bzw. die Sicherheit erhöht, aussagen zu können, ob das Modell in der Lage ist, das Einzugsgebietsverhalten abzubilden, wäre die Erhöhung des Messintervalls. Dieses stellt sich vor allem im Abfluss als zu gering heraus, da teilweise das Signal stark hin und her schwankt. Dabei ist nicht immer ersichtlich, ob es sich bei einem Ausreißer tatsächlich um eine Isotopenschwankung handelt oder ob es nicht viel mehr ein Messfehler ist. Das Beispiel vom 23. Mai 2002 in der Brugga zeigt deutlich, dass das Modell durchaus in der Lage ist, Einzelereignisse adequat abzubilden. Die starke Dämpfung der Schwankungen im Input durch das Einzugsgebiet weist in der Regel auf eine effektive Mischung im Gebiet hin SOULSBY ET AL. (2000).

Weiterhin fiel auf, dass die Dynamik der Isotopensignatur trotz großer Bemühungen meistens nicht richtig erfasst werden konnte. Beim Ereignis vom 23.05.2002 in der Dreisam zeigte sich, dass egal welches Modell und welche Parameterkombinationen verwendet wurden, keine länger anhaltende Schwankung des simulierten Isotopensignals erreicht werden konnte. Möglicherweise war die Vorereigniswassersignatur nicht korrekt ermittelt worden. Jedenfalls ist nicht ganz klar, warum das Verhalten im Brugga-Einzugsgebiet sehr gut modelliert werden konnte und im Dreisameinzugsgebiet nicht. Die Unterschiede zwischen beiden Gebietsreaktionen schienen nicht so gravierend unterschiedlich zu sein.

Laut WEILER ET AL. (1999) ist der Vorereigniswasseranteil im Abfluss direkt zu Beginn eines Abflussereignisses und gegen Ende am größten. Dies lässt sich auf die anfängliche Mischung von beiden Abflusskomponenten erklären und zum Schluss hin durch laterales Fließen von aktiviertem Wasser, welches bereits vor dem Ereignis in gesättigten Bereichen gespeichert war. Im Bruggaabfluss zeigt sich jedoch am 23. Mai 2002 ein etwas anderes Bild: Dort steigt der Ereigniswasseranteil mit der Zeit immer weiter an, ist jedoch in seinem Volumen nur sehr begrenzt am Gesamtabfluss beteiligt (Abbildung 7.1.6). Die Ergebnisse der Parameteroptimierung zeigen weiterhin, dass die mittleren Verweilzeiten des Wassers um ein Vielfaches kleiner sind als jene für ¹⁸O (7.1). Dies deutet auf eine entkoppelte Reaktion von Wasser- und Isotopentransport hin. Durch hydraulische Druckübertragung wird Wasser mit alter Isotopensignatur (Vorereigniswasser) in den Vorfluter gedrückt (WEILER ET AL., 2003). Die schnelle hdraulische Antwort beider Einzugsgebiete wird auch an ihrer zeitlich schnellen Reaktion auf Niederschlagsereignisse deutlich. In beiden Einzelereignissen reagierten die Vorfluter innerhalb von maximal ein bis zwei Stunden.

Die Ergebnisse der Einzelereignisse zeigen, dass bestimmte Modellkonzepte besser und andere schlechter geeignet sind, die jeweilige Systemreaktion zu bewirken. Für die Simulierung der hydraulischen Antwort bieten sich im Dreisameinzugsgebiet vorzugsweise das Dispersionsmodell, das Exponential-Piston-Flow-Modell und der Ansatz mit zwei parallelen Speichern an. Wohingegen bei der Simulation der Isotopendynamik bei beiden Ereignissen das Exponential-Piston-Flow-Modell gut abschnitt. MCGUIRE ET AL. (2002) stellten ebenfalls fest, dass die ¹⁸O-Dynamik im Abfluss am besten mit dem Exponential-Piston-Flow-Modell simuliert wird. Das Dispersionsmodell eignete sich ihrer Meinung nach gut für die Modellierung der δ^{18} O-Werte im Bodenwasser.

Es konnten bezüglich der Isotope keine positiven Efficiency-Werte erzielt werden, sodass die Ergebnisse mit Vorbehalt zu genießen sind. STEWART and MCDON-NELL (1991) weisen darauf hin, dass unrealistische Parameterwerte ein Zeichen dafür sein können, dass versucht wird, ein unpassendes Modell an die Messdaten anzupassen. In den meisten durchgeführten Simulationen wurden - soweit bekannt - die Parameter mit ihren natürlichen Grenzen vorgegeben. Hier wäre beispielsweise der Dispersionsparameter zu nennen, der eine oberes Niveau von etwa 2.5 auweist. Es gab aber auch einige Parameter, die über einen sehr großen Raum variieren konnten, wie zum Beispiel die mittlere Verweilzeit im langsamen Speicher.

8.2 Langzeitanalyse

Die Ergebnisse der Langzeitanalyse lassen sich folgendermaßen zusammenfassen: Bei der Abflusssimulation erwiesen sich die Ansätze des Dispersionsmodells, der Gammaverteilung und des Exponential-Piston-Flow-Modells als zu einfach gestrickt, da in der Simulation der Abflüsse die differenzierte natürliche Dynamik nicht erfasst werden konnte (siehe Abbildung 7.2.3). Hingegen zeigte die Verwendung von zwei Speichern mit unterschiedlichen Verweilzeitverteilungen stets bessere Ergebnisse, wobei die Unterschiede zwischen den beiden Möglichkeiten der Umsetzung recht gering ausfielen. Bei den Isotopen empfahlen sich die Ansätze des Exponential-Piston-Flow-Modells und die beiden parallelen Speicher mit exponentieller Verweilzeitverteilung, wobei letztere Variante unter Berücksichtung der hydraulischen Reaktion bevorzugt wurde. Am schlechtesten schnitt die Gammaverteilung ab, die nicht in der Lage war, das Isotopensignal des Niederschlags ausreichend zu dämpfen. Damit konnten keine plausiblen Ergebnisse erzielt werden.

Bei der Simulation des Niederschlag-Abfluss-Verhaltens waren einige Unstimmigkeiten im Vergleich zur gemessenen Abflussganglinie aufgetreten. Dass vor allem Abflussereignisse im Frühjahr unterschätzt werden, hängt mit großer Wahrscheinlichkeit mit der fehlenden Schneeroutine im Modell zusammen. Wird zum Beispiel die Schneeschmelze durch Regenniederschlag verschärft, kann das Modell ausschließlich die Reaktion auf das Niederschlagsereignis simulieren. Der Anteil an Wasser, der aus der Schneedecke mobilisiert wird, zeigt sich in der Realität in einem größeren Abflussvolumen. Im hydrologischen Jahr 1999/2000 wurde im Sommerhalbjahr die Abflussdynamik von Juli bis September nicht erfasst. Es ist überraschend, dass dies nicht im Winterhalbjahr auftrat, denn dies hätte durch die fehlende Schneeroutine im Modell erklärt werden können. Eine weitere Erklärungsmöglichkeit, warum der gemessene Abfluss um einiges höher liegt als der simulierte, könnte darin zu finden sein, dass das zugehörige Niederschlagsereignis schlichtweg nicht vom Messgerät erfasst wurde. Da die Ermittlung des Gebietsniederschlags von einer Referenzstation ausging und keine Interpolationen mit anderen Stationen vorgenommen wurden, ist dies durchaus denkbar. Für den besagten Zeitraum im Jahre 2000 wurde die Inputzeitreihe überprüft und die Niederschlagsmenge war tatsächlich sehr gering und nicht ausreichend, um ein größeres Abflussereignis zu erzeugen. Im Sommer herrschen konvektive Niederschläge vor, welche sich meist durch eine geringe räumliche Ausdehnung auszeichnen. Somit ergibt sich im Winterhalbjahr ein Fehler infolge des Nichtberücksichtigens von Schneeschmelze und im Sommerhalbjahr infolge von größeren Ungenauigkeiten bei der Gebietsniederschlagsermittlung. Messfehler spielen hingegen im Winter bei Schneeniederschlag eine größere Rolle.

Die Resultate bezüglich der großen Unterschiede zwischen den mittleren Verweilzeiten des Wassers und des Isotopensignals deuten auf die starke Entkopplung zwischen hydraulischer und Tracer-Antwort hin. Dies lässt sich bei den Einzelereignissen durch den hohen Anteil an Vorereigniswasser im Abfluss, vor allem zu Beginn des Ereignisses, untermauern. Mit den Ergebnissen von CA-PELL (2007), der mit Hilfe des Sinuskurvenansatzes eine mittlere Verweilzeit von 2.5 Jahren im Brugga-Einzugsgebiet ermittelte, stimmt die berechnete mittlere Verweilzeit basierend auf dem δ^{18} O-Signal von 2.3 Jahren gut überein. UHLEN-BROOK (1999) erhielt für das Fließsystem-2 (Abfluss der Hanggrundwasserspeicher) ebenfalls für die mittlere Verweilzeit die Größenordnung 2-3 Jahre. Da dieser Speicher mit etwa 70 % zum Abfluss beiträgt, sind die Ergebnisse als durchaus realistisch aufzufassen. Auch die Laufzeit der hydraulischen Antwort von 26 Tagen stimmt in etwa mit den Werten von SCISSEK (2002) überein, der für das Grundwasser 20 Tage angibt. Im Dreisameinzugsgebiet wurde die mittlere Verweilzeit mit 4.5 Tagen für die Hydraulik und 2.1 Jahren für die Isotopendynamik angegeben. Diese Werte sind geringer als die im Brugga-Einzugsgebiet bestimmten oder zumindest in einer Größenordnung. Somit zeigt sich kein Zusammenhang zwischen Einzugsgebietsgröße und mittlerer Verweilzeit (MCGLYNN ET AL., 2003; RODGERS ET AL., 2005).

Der leichte Versatz von δ^{18} O-Werten fällt im Abfluss der Brugga etwas geringer aus als in der Dreisam, jedoch in beiden Fällen hin zu leichteren Werten. Da das Modell die Massenbilanz der Isotope berücksichtigt, müsste dies in einer Differenz zwischen dem mittleren Inputsignal, das in das Modell eingeht, und dem mittleren Wert im gemessenen Abfluss begründet sein. Es ist durchaus denkbar, dass im Gebiet Prozesse stattfinden, die bevorzugt die leichten Isotope entziehen. Zum einen führt die Verdunstung zu diesem Effekt. Die Transpiration sollte dabei nicht fraktionierend wirken, jedoch besteht zu diesem Thema weiterer Forschungsbedarf (STEWART and MCDONNELL, 1991). Des Weiteren wird in der Diplomarbeit von FREY (1999) der Anreicherungsfaktor für δ^{18} O-Werte durch die Interzeptionsverdunstung mit 0.2-0.3 ‰ angegeben. Da die Einzugsgebiete einen großen Anteil an Waldflächen (64-75 %) aufweisen, könnte dieser Effekt durchaus eine wichtige Rolle spielen. Es ist weiterhin nicht zu erkennen, dass die Abweichung nur im Winter- oder Sommerhalbjahr auftrittt (siehe Abbildung 7.2.8). Viel mehr scheint es, als würden Anfang und Ende der Isotopenzeitreihe - zumindest bei der Brugga - recht gut getroffen, wohingegen der mittlere Bereich stärker unterschätzt wird. Worin dies begründet sein könnte, kann mit den vorliegenden Daten nicht eindeutig bestimmt werden. Um dies besser belegen zu können, wurde versuchsweise eine reine Optimierung der Sommerabflüsse vorgenommen. Dadurch wurden jedoch keine besseren Ergebnisse erzielt. Ganz im Gegenteil sogar: Die Efficiency für das hydraulische Modul ging stark zurück. Es ist jedoch denkbar, dass im Winter und Sommer unterschiedliche Prozesse die Hauptrolle spielen, sodass verschiedene Parameterkombinationen für beide Jahreszeiten bessere Ergebnisse liefern könnten. Würde dies auf die Berehcnung des Effektivniederschlags angewandt, wäre eine saisonabhängige Niederschlagsreduzierung möglich. Ob damit jedoch die Ungereimtheiten in der Modellierung der Isotopendynamik gelöst werden können, bleibt fraglich.

9 Fazit und Ausblick

Die Modellierung des Niederschlag-Abfluss-Verhaltens und der Isotopendynamik im Abfluss für die Einzugsgebiete der Brugga und Dreisam wurde mit dem einfachen Black-Box-Modell TRANSEP von WEILER ET AL. (2003) durchgeführt. Dabei zeigte sich, dass das Modell bzw. der Ansatz dahinter durchaus geeignet sind, um die Systemreaktion im mesoskaligen Bereich zu untersuchen und nähere Einsichten zu erhalten. Teilweise waren die Simulationsergebnisse zufriedenstellend, jedoch konnte dies sowohl bei den Einzelereignissen als auch bei der Langzeitanalyse nicht in jedem Fall erreicht werden. Die Simulation des hydraulischen Verhaltens schnitt in jedem Fall deutlich besser ab als die der Isotopenreaktion - ein Hinweis darauf, dass die dominierenden Prozesse im Einzugsgebiet nicht richtig erfasst wurden. Vor allem bei der Untersuchung der langjährigen Zeitreihe zeigte sich, dass die Simulationen im kleineren Brugga-Einzugsgebiet besser abschnitten. Hier wurde ebenfalls besonders deutlich, dass die Erstellung eines repräsentativen Modellinputs eine entscheidende Rolle für den Erfolg bei der Modellierung spielt.

Die Ergebnisse dieser Diplomarbeit deckten Defizite als auch Chancen des gewählten Weges auf. Durch die verhältnismäßig geringe Parametrisierung der Modellstrukturen kann der Einfluss einzelner Parameter auf die Simulationsergebnisse besser nachvollzogen werden. Auch die verwendeten Ansätze, die verschiedene Speicherkonstellationen mit unterschiedlichen Verweilzeitverteilungen gestatten, sind noch nicht ausgeschöpft. So können weitere Konstellationen entwickelt werden, die in jedem Schritt mit den Ergebnissen der anderen Ansätze verglichen werden können. So bietet sich durchaus die Möglichkeit, noch bessere und passendere Lösungen zu finden.

Laut KIRCHNER (2006) ist das volle Potential von Isotopendaten noch nicht vollkommen ausgeschöpft, da die Messintervalle typischerweise nur wöchentlich oder noch seltener erfolgen. Jedoch reagieren Einzugsgebiete vor allem hydraulisch, aber auch im Hinblick auf ihre chemischen Reaktionen in Bereichen der Zeitskala von Minuten bis Stunden. Modelle können somit maximal den Informationsgehalt, der in den Messdaten steckt, wiedergeben. Die Messintervalle für die Beprobungen von Einzelereignissen könnten verkürzt werden. Dadurch erlaubt ein klareres Bild der Isotopensignale im Abfluss einen besseren Vergleich zwischen simulierten und beobachteten Werten und könnte somit bei der Systemidentifikation aussagekräftigere Diagnosen gestatten. In größeren Einzugsgebieten ist ebenfalls eine verbesserte räumliche Charakterisierung des Isotopensignals im Niederschlag notwendig (SOULSBY ET AL., 2006). Im Gegensatz zur Brugga zeigte sich bei der Modellierung der langjährigen isotopischen Zusammensetzung des Abflusses ein klarer Versatz zwischen gemessenen und simulierten Werten. Um ausschließen zu können, dass die Ursache in einer falschen Bestimmung des Inputsignals zu suchen ist, wären räumlich differenziertere Informationen hilfreich.

Ebenfalls denkbar ist, dass große räumliche Heterogenitäten des Inputs die Anwendung des Black-Box-Ansatzes nicht gestatten, der diese bekanntlich nicht abbilden kann. Als einfache Alternative wäre ein Modell denkbar, das gleiche Speicher für verschiedene Höhen im Gebiet annimmt und diese unterschiedlichen Inputsignale erhalten. Jedoch mitteln sich in größeren Gebieten die kleinskaligen Unterschiede eher heraus, sodass ein solcher Ansatz denkbar wäre, jedoch nicht notwendigerweise zu einem verbesserten Systemverständnis führen muss.

Literaturverzeichnis

- Abbaspour K.C., Schulin R., Van Genuchten M.T. (2001). Estimating unsaturated soil hydraulic parameters using ant colony optimization, Advances in Water Resources, vol. 24 (8), pp. 827–841.
- Aggarwal P., Gat J., Froehlich K. (eds.) (2005). Isotopes in the water cycle: Past, Present and Future of a Developing Science, 12. A review of istope applications in catchment hydrology (Vitvar, T., Aggarwal, P.K., McDonnell, J.J., pp. 151-171), Springer, Dordrecht, Netherlands, 377 pp.
- Amin I.E., Campana M.E. (1996). A general lumped parameter model for the interpretation of tracer data and transit time calculation in hydrologic systems, Journal of Hydrology, vol. 179 (1-4), pp. 1–21.
- Araguas-Araguas L., Froehlich K., Rozanski K. (2000). Deuterium and oxygen-18 isotope composition of precipitation and atmospheric moisture, Hydrological Processes, vol. 14 (8), pp. 1341–1355.
- Beven K. (2000). Rainfall-Runoff Modelling: The Primer, John Wiley & Sons Ltd., Chichester, UK, 372 pp.
- Blöschl G. (2001). Scaling in hydrology, Hydrological Processes, vol. 15, pp. 709–711.
- Burns D.A. (2002). Stormflow-hydrograph separation based on isotopes: the thrill is gone-what's next? This article is a US Government work and is in the public domain in the USA, Hydrological Processes, vol. 16 (7), pp. 1515–1517.
- Buttle J.M. (1994). Isotope hydrograph separations and rapid delivery of preevent water from drainage basins, Progress in Physical Geography, vol. 18 (1), pp. 16–41.
- Capell R. (2007). Transit time modelling with ¹⁸O based on a conceptual precipitation-runoff model, Diplomarbeit, Institut für Hydrologie, Albert-Ludwigs-Universität Freiburg im Breisgau, p. 83.
- Clark I., Fritz P. (1997). Environmental isotopes in hydrogeology, CRC Press LLC, Boca Raton, 328 pp.
- Dansgaard W. (1964). Stable isotopes in precipitation, Tellus, vol. 16 (4), pp. 436–468.

- DeWalle D.R., Edwards P.J., Swistock B.R., Aravena R., Drimmie R.J. (1997). Seasonal isotope hydrology of three Appalachian forest catchments, Hydrological Processes, vol. 11 (15), pp. 1895–1906.
- Dooge J. (1973). Linear theory of hydrologic systems, Agricultural Research Service, US Dept. of Agriculture, Washington D.C., Reprint 2003, European Geosciences Union, Kaltenburg-Lindau, Germany.
- Dooge J., O'Kane J. (2003). Deterministic methods in systems hydrology, Swets & Zeitlinger BV, Lisse, 309 pp.
- Dunn S.M., Freer J., Weiler M., Kirkby M.J., Seibert J., Quinn P.F., Lischeid G., Tetzlaff D., Soulsby C. (2008). Conceptualization in catchment modelling: simply learning?, Hydrological Processes, vol. 22 (13), pp. 2389–2393.
- Etcheverry D., Perrochet P. (2000). Direct simulation of groundwater transit-time distributions using the reservoir theory, Hydrogeology Journal, vol. 8 (2), pp. 200–208.
- Evans J.P., Jakeman A.J. (1998). Development of a simple, catchment-scale, rainfall-evapotranspiration-runoff model, Environmental Modelling and Software, vol. 13 (3-4), pp. 385–393.
- Freer J., Beven K., Ambroise B. (1996). Bayesian estimation of uncertainty in runoff prediction and the value of data: An application of the GLUE approach, Water Resources Research, vol. 32 (7), pp. 2161–2173.
- Frey M. (1999). Tracerhydrologische Untersuchungen im Brugga Einzugsgebiet: Gase, Silikat und stabile Isotope, Diplomarbeit, Institut für Hydrologie, Albert-Ludwigs-Universität Freiburg im Breisgau, p. 142.
- Heerdegen R.G. (1974). THE UNIT HYDROGRAPH: A satisfactory model of watershed response? 1, Journal of the American Water Resources Association, vol. 10 (6), pp. 1143–1161.
- Hewlett J.D., Hibbert A.R. (1967). Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas, Forest Hydrology, pp. 275–290.
- Holzschuh R. (1995). Planung und Einrichtung eines Meßnetzes zur Erfassung der regionalen Isotopenverteilung im Niederschlag, Diplomarbeit, Institut für Hydrologie, Albert-Ludwigs-Universität Freiburg im Breisgau.
- Hrachowitz M., Soulsby C., Tetzlaff D., Dawson J.J.C., Dunn S.M., Malcolm I.A. (2009). Using long-term data sets to understand transit times in contrasting headwater catchments, Journal of Hydrology, pp. 237–248.
- Jakeman A.J., Hornberger G.M. (1993). How much complexity is warranted in a rainfall-runoff model?, Water Resources Research, vol. 29 (8), pp. 2637–2649.

- Jakeman A.J., Post D.A., Beck M.B. (1994). From data and theory to environmental model: the case of rainfall runoff, Environmetrics, vol. 5 (3), pp. 297–314.
- Johnson M.S., Weiler M., Couto E.G., Riha S.J., Lehmann J. (2007). Storm pulses of dissolved CO 2 in a forested headwater Amazonian stream explored using hydrograph separation, Water Resour. Res, vol. 43.
- Kabeya N., Katsuyama M., Kawasaki M., Ohte N., Sugimoto A. (2007). Estimation of mean residence times of subsurface waters using seasonal variation in deuterium excess in a small headwater catchment in Japan, Hydrological Processes, vol. 21 (3), pp. 308–322.
- Kendall C., McDonnell J. (1998). Isotope tracers in catchment hydrology, Elsevier, New York, 839 pp.
- Kirchner J.W. (2003). A double paradox in catchment hydrology and geochemistry, Hydrological Processes, vol. 17 (4), pp. 871–874.
- Kirchner J.W. (2006). Getting the right answers for the right reasons: Linking measurements, analyses, and models to advance the science of hydrology, Water Resources Research, vol. 42 (3).
- Kirchner J.W., Feng X., Neal C. (2000). Fractal stream chemistry and its implications for contaminant transport in catchments, Nature, vol. 403 (6769), pp. 524–527.
- Kirchner J.W., Feng X., Neal C. (2001). Catchment-scale advection and dispersion as a mechanism for fractal scaling in stream tracer concentrations, Journal of Hydrology, vol. 254 (1-4), pp. 82–101.
- Kokkonen T.S., Jakeman A.J. (2001). A comparison of metric and conceptual approaches in rainfall-runoff modeling and its implications, Water Resources Research, vol. 37 (9), pp. 2345–2352.
- Legates D.R., McCabe Jr. G.J. (1999). Evaluating the use of "goodness-offit"measures in hydrologic and hydroclimatic model validation, Water Resources Research, vol. 35 (1), pp. 233–241.
- Leibundgut C. (1984). Zur Erfassung hydrologischer Messwerte und deren Übertragung auf Einzugsgebiete verschiedener Dimensionen, Geomethodica, vol. 9, pp. 141–170.
- Lindenlaub M., Leibundgut C., Mehlhorn J., Uhlenbrook S. (1997). Interactions of hard rock aquifers and debris cover for runoff generation, IAHS Publication, vol. 241, pp. 63–74.
- Lyon S.W., Desilets S.L.E., Troch P.A. (2009). A tale of two isotopes: differences in hydrograph separation for a runoff event when using D versus 18O, Hydrological Processes, pp. 2095–2101.

- Maloszewski P., Rauert W., Trimborn P., Herrmann A., Rau R. (1992). Isotope hydrological study of mean transit times in an alpine basin (Wimbachtal, Germany), Journal of Hydrology (Amsterdam), vol. 140 (1-4), pp. 343–360.
- Maloszewski P., Stichler W., Zuber A. (2004). Interpretation of environmental tracers in groundwater systems with stagnant water zones, Isotopes in Environmental and Health Studies, vol. 40 (1), pp. 21–33.
- Maloszewski P., Zuber A. (1982). Determining the turnover time of groundwater systems with the aid of environmental tracers. 1. Models and their applicability, Journal of Hydrology, vol. 57 (3/4), pp. 207–231.
- Maloszewski P., Zuber A. (1998). A general lumped parameter model for the interpretation of tracer data and transit time calculation in hydrologic systems (Journal of Hydrology 179 (1996) 1-21) Comments, Journal of Hydrology, vol. 204 (1-4), pp. 297–300.
- McCuen R.H. (1973). The role of sensitivity analysis in hydrologic modeling, Journal of Hydrology, vol. 18 (1), pp. 37–53.
- McDonnell J. (2003). Where does water go when it rains? Moving beyond the variable source area concept of rainfall-runoff response, Hydrological Processes, vol. 17 (9), pp. 1869–1875.
- McDonnell J., Rowe L., Stewart M. (1999). A combined tracer-hydrometric approach to assess the effect of catchment scale on water flow path, source and age, IAHS Publication, vol. 258, pp. 265–273.
- McDonnell J.J., Bonell M., Stewart M.K., Pearce A.J. (1990). Deuterium variations in storm rainfall: implications for stream hydrograph separation, Water Resources Research, vol. 26 (3), pp. 455–458.
- McDonnell J.J., Sivapalan M., Vache K., Dunn S., Grant G., Haggerty R., Hinz C., Hooper R., Kirchner J., Roderick M.L. (2007). Moving beyond heterogeneity and process complexity: a new vision for watershed hydrology, Water Resources Research, vol. 43 (7).
- McGlynn B., McDonnell J., Stewart M., Seibert J. (2003). On the relationships between catchment scale and streamwater mean residence time, Hydrological Processes, vol. 17 (1), pp. 175–181.
- McGuire K.J., DeWalle D.R., Gburek W.J. (2002). Evaluation of mean residence time in subsurface waters using oxygen-18 fluctuations during drought conditions in the mid-Appalachians, Journal of Hydrology, vol. 261 (1-4), pp. 132–149.
- McGuire K.J., McDonnell J.J. (2006). A review and evaluation of catchment transit time modeling, Journal of Hydrology, vol. 330 (3-4), pp. 543–563.

- McGuire K.J., McDonnell J.J., Weiler M., Kendall C., McGlynn B.L., Welker J.M., Seibert J. (2005). The role of topography on catchment-scale water residence time, Water Resources Research, vol. 41 (5).
- McGuire K.J., Weiler M., McDonnell J.J. (2007). Integrating tracer experiments with modeling to assess runoff processes and water transit times, Advances in water resources, vol. 30 (4), pp. 824–837.
- Mehlhorn J. (1998). Tracerhydrologische Ansätze in der Niederschlags-Abfluss-Modellierung, Freiburger Schriften zur Hydrologie, vol. 8, p. 164.
- Mehlhorn J., Leibundgut C. (1999). The use of tracer hydrological time parameters to calibrate baseflow in rainfall-runoff modelling, IAHS Publication, vol. 258, pp. 119–126.
- Nash J.E., Sutcliffe J.V. (1970). River flow forecasting through conceptual models part I a discussion of principles, Journal of Hydrology, vol. 10 (3), pp. 282–290.
- Nir A. (1964). On the interpretation of tritium age measurements of groundwater, Journal of Geophysical Research, vol. 69, pp. 2589–2595.
- Ott B., Uhlenbrook S. (2004). Quantifying the impact of land-use changes at the event and seasonal time scale using a process-oriented catchment model, Hydrology and Earth System Sciences, vol. 8 (1), pp. 62–78.
- Ozyurt N.N., Bayari C.S. (2003). LUMPED: a Visual Basic code of lumpedparameter models for mean residence time analyses of groundwater systems, Computers and Geosciences, vol. 29 (1), pp. 79–90.
- Ozyurt N.N., Bayari C.S. (2005). LUMPED Unsteady: a Visual Basic® code of unsteady-state lumped-parameter models for mean residence time analyses of groundwater systems, Computers and Geosciences, vol. 31 (3), pp. 329–341.
- Pionke H.B., DeWalle D.R. (1992). Intra- and inter-storm oxygen-18 trends for selected rainstorms in Pennsylvania, Journal of hydrology(Amsterdam), vol. 138 (1), pp. 131–143.
- Richter D. (1995). Ergebnisse methodischer Untersuchungen zur Korrektur des systematischen Messfehlers des Hellmann-Niederschlagsmessers, Berichte des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach, vol. 194.
- Rodgers P., Soulsby C., Waldron S., Tetzlaff D. (2005). Using stable isotope tracers to assess hydrological flow paths, residence times and landscape influences in a nested mesoscale catchment, Hydrology and Earth System Sciences, vol. 9 (1-2), pp. 139–155.
- Sager A. (Nov. 2009). persönliche Mitteilung, DWD Abteilung Hydrometeorologie, Berlin.

- Schwientek M., Maloszewski P., Einsiedl F. (2009). Effect of the unsaturated zone thickness on the distribution of water mean transit times in a porous aquifer, Journal of Hydrology, vol. 373 (3-4), pp. 516–526.
- Scissek F. (2002). Vergleich verschiedener Modellierungsansätze zur Bestimmung von mittleren Verweilzeiten aus ¹⁸O-Zeitreihen im Bruggagebiet (Südschwarzwald), Diplomarbeit, Institut für Hydrologie, Albert-Ludwigs-Universität Freiburg im Breisgau, p. 155.
- Simic E., Destouni G. (1999). Water and solute residence times in a catchment: Stochastic-mechanistic model interpretation of super (18) O transport, Water Resources Research, vol. 35 (7), pp. 2109–2119.
- Sivapalan M. (2003). Process complexity at hillslope scale, process simplicity at watershed scale: Is there a connection?, Hydrological Processes, vol. 17, pp. 1037–1041.
- Sivapalan M., Blöschl G., Zhang L., Vertessy R. (2003). Downward approach to hydrological prediction, Hydrological processes, vol. 17 (11), pp. 2101–2111.
- Sklash M., Farvolden R. (1979). The Role of Groundwater in Storm Runoff, Journal of Hydrology, vol. 43 (1/4), pp. 45–65.
- Sklash M.G., Farvolden R.N., Fritz P. (1976). Erratum: A conceptual model of watershed response to rainfall, developed through the use of oxygen-18 as a natural tracer, Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 13 (5), pp. 715–715.
- Soulsby C., Malcolm R., Helliwell R., Ferrier R.C., Jenkins A. (2000). Isotope hydrology of the Allt a'Mharcaidh catchment, Cairngorms, Scotland: implications for hydrological pathways and residence times, Hydrological Processes, vol. 14 (4), pp. 747–762.
- Soulsby C., Tetzlaff D., Rodgers P., Dunn S., Waldron S. (2006). Runoff processes, stream water residence times and controlling landscape characteristics in a mesoscale catchment: an initial evaluation, Journal of Hydrology, vol. 325 (1-4), pp. 197–221.
- Stewart M.K., McDonnell J.J. (1991). Modeling base flow soil water residence times from deuterium concentrations, Water Resources Research, vol. 27 (10), pp. 2681–2693.
- Uhlenbrook S. (1999). Untersuchung und Modellierung der Abflussbildung in einem mesoskaligen Einzugsgebiet, Freiburger Schriften zur Hydrologie, vol. 10, p. 218.
- Uhlenbrook S., Frey M., Leibundgut C., Maloszewski P. (2002). Hydrograph separations in a mesoscale mountainous basin at event and seasonal timescales, Water Resources Research, vol. 38 (6), p. 1096.

- Uhlenbrook S., Seibert J., Leibundgut C., Rodhe A. (1999). Prediction uncertainty of conceptual rainfall-runoff models caused by problems to identify model parameters and structure, Hydrological Sciences, vol. 44 (5), pp. 279–299.
- Villinger E. (1999). Freiburg im Breisgau Geologie und Stadtgeschichte, LGRB Baden-Württemberg, vol. 12, p. 64.
- Vitvar T., Balderer W. (1997). Estimation of mean water residence times and runoff generation by 18 O measurements in a Pre-Alpine catchment(Rietholzbach, Eastern Switzerland), Applied geochemistry, vol. 12 (6), pp. 787–796.
- Weiler M., McGlynn B.L., McGuire K.J., McDonnell J.J. (2003). How does rainfall become runoff? A combined tracer and runoff transfer function approach, Water Resources Research, vol. 39 (11), pp. 1–38.
- Weiler M., Scherrer S., Naef F., Burlando P. (1999). Hydrograph separation of runoff components based on measuring hydraulic state variables, tracer experiments, and weighting methods, IAHS Publication, pp. 249–256.

Anhang

Tabelle . L. Medersch	Tabelle . 1. Mederschlagskonfektur hach KICHTER (1993).						
Horizontabschirmung*	e	2°	5°	9.5°	16°		
Niederschlagsart							
Regen (Sommer)	0.38	0.345	0.310	0.220	0.245		
Regen (Winter)	0.46	0.340	0.280	0.240	0.190		
Mischniederschlag	0.55	0.535	0.390	0.305	0.185		
Schnee	0.82	0.720	0.510	0.330	0.210		
 * freie Stationslage * mäßig geschützt * leicht geschützt * stark geschützt 	$H = 2^{\circ}$ $H = 9.5^{\circ}$ $H = 5^{\circ}$ $H = 16^{\circ}$						

Tabelle .1: Niederschlagskorrektur nach RICHTER (1995)



Abbildung 0.1: Tagessummen des Niederschlags des Brugga-Einzugsgebietes für das hydrologische Jahr 2001/02 und deren Isotopensignatur.



Abbildung 0.2: mittlere Tagesabflüsse des Brugga- und Dreisameinzugsgebietes für das hydrologische Jahr 2001/02 und deren Isotopensignatur.
Ehrenwörtliche Erklärung

Hiermit erkläre ich, dass die Arbeit selbstständig und nur unter Verwendung der angegebenen Hilfsmittel angefertigt wurde.

Ort, Datum

Unterschrift