Albert-Ludwigs-Universität-Freiburg i. Br. Institut für Hydrologie

Mark Sieder

Experimentelle Untersuchung der Abflußbildung auf Sättigungsflächen

Referent: Prof. Dr. Ch. Leibundgut Koreferent: Prof. Dr. S. Demuth

Diplomarbeit unter Leitung von Prof. Dr. Ch. Leibundgut Freiburg i. Br., Mai 2000 Albert-Ludwigs-Universität-Freiburg i. Br. Institut für Hydrologie

Mark Sieder

Experimentelle Untersuchung der Abflußbildung auf Sättigungsflächen

Diplomarbeit unter Leitung von Prof. Dr. Ch. Leibundgut Freiburg i. Br., Mai 2000

Vorrede

Der Versuch ist der Anfang des Versagens.

Dieser Ausspruch eines gewissen Homer J. Simpson in einer der wie meist sehr hintersinnigen, tiefgründigen Folgen der Zeichentrickserie "The Simpsons" geisterte mir just bis zu jenem Zeitpunkt durch den Kopf, da ich diese Vorrede schrieb. Im vorliegenden Fall scheint er sich zumindest insoweit nicht bewahrheitet zu haben, daß es trotz aller meist von mir selbst in den Weg geräumten Hindernisse gelungen ist, diese Arbeit fertigzustellen. Und da mir etliche Menschen geholfen haben, diese Hindernisse aus dem Weg zu räumen oder sie wenigstens zu umgehen, ja manchmal sogar ein Stück des Weges geebnet haben, möchte ich mich bei diesen Menschen herzlichst bedanken.

Es ist ein Trost, daß es durch ein gemeinsames Mit- und Füreinander also möglich erscheint, obigen Satz unerfüllt im Nichts des Daseins verschwinden zu lassen. Doch bleibt seine Ungültigkeit nicht endgültig erwiesen...

Inhaltsverzeichnis

Abb	ildun	gsverzeichnis	VII
Tabe	ellen	verzeichnis	IX
Verz	eichı	nis der Abkürzungen und Symbole	x
Zusa	amme	enfassung	XII
Sum	imary	,	XIV
1	Einle	eitung	1
	1.1	Problemstellung und Zielsetzung	1
	1.2	Untersuchungsansatz	2
2	Gru	ndlagen der Abflußbildung	4
	2.1	Einführung	4
	2.2	Prozesse der Abflußbildung	4
	2.3	Fazit	7
3	Das	Untersuchungsgebiet	9
	3.1	Auswahl und allgemeine Gebietsbeschreibung	9
	3.2	Geologie und Böden	14
	3.3	Klima, Landnutzung und Hydrologie	16
	3.4	Fazit	18
4	Meth	noden	20
	4.1	Methodik der Ganglinienseparation	20
		4.1.1 Einfache Ganglinienanalyse zur Bestimmung des Direktabflusses	20

		4.1.2	Methodik	der Zwei-Komponenten-Trennung mit natürlichen Tracern	21
		4.1.3	Verwende	ete Tracer	22
			4.1.3.1	Das stabile Wasserstoffisotop Deuterium (² H)	22
			4.1.3.2	Gelöstes Silikat	24
			4.1.3.3	Weitere geogene Tracer	25
	4.2	Durch	führung der	r Markierversuche	26
	4.3	Feld-	und Labora	rbeiten	29
		4.3.1	Abflußme	ssung	29
		4.3.2	Niedersch	nlagserfassung	32
		4.3.3	Entnahme	e von Wasserproben	33
		4.3.4	Analytisch	ne Untersuchungsmethoden	35
	4.4	Zusät	zliche Dater	n und Beobachtungen	38
	4.5	Zeitra	hmen der U	Intersuchungen	40
5	Erg	ebniss	e und Dis	kussion der experimentell gewonnenen Felddaten	42
	5.1	Analys	se der Abflu	ıßganglinie	42
		5.1.1	Niedrigwa	asserabflüsse	43
		5.1.2	Hochwass	serereignisse	46
			5.1.2.1	Hochwasserereignisse bei geringen Niederschlägen	46
			5.1.2.2	Größere Hochwassereignisse	48
		5.1.3	Fazit		53
	5.2	Verha	lten der geo	ochemischen Tracer	55
		5.2.1	Elektrisch	e Leitfähigkeit und Kationen	55
		5.2.2	Anionen		59
		5.2.3	Anionen u	und Kationen an der Meßstelle MU	61
		5.2.4	Fazit		64
	5.3	Gangl	iniensepara	ationen mit Silikat und Deuterium	65
		5.3.1	Zweikomp	ponententrennung mit Silikat	65
		5.3.2	Zweikomp	ponententrennung mit Deuterium	68
			5.3.2.1	Deuteriumeintrag	68
			5.3.2.2	Ergebnisse der Zweikomponententrennung	70
		5.3.3	Vergleich	der Ganglinienseparationen	72
		5.3.4	Fazit		74
	5.4	Künst	iche Markie	erversuche	76
		5.4.1	Hydrologi	sche Rahmenbedingungen	76
		5.4.2	Resultate		76
		5.4.3	Fazit		81

82
84
88

Abbildungsverzeichnis

Abb.	1.1	Schematische Darstellung der Vorgehensweise.
Abb.	3.1	Lage des Untersuchungsgebiets. Eingezeichnet sind die Einzugsgebiets- grenzen und Sättigungsflächen.
Abb.	3.2	Blick auf die gesättigte Fläche des Einzugsgebietes MU-OM.
Abb.	3.3	Blick auf die Talmulde oberhalb des Wehres OM.
Abb.	3.4	Sättigungsfläche des Einzugsgebiets MU-OM.
Abb.	3.5	Erzgänge im Südfeld des Schauinsland (Metz, 1966: 32).
Abb.	3.6	Verlauf der Monatsmitteltemperatur (Periode 1931-60) und der monatlichen Niederschlagssummen (Periode 1931-60) an der Station Schauinsland 1218 m ü. NN (Daten nach Trenkle, 1980).
Abb.	4.1	Trennung der Ganglinie in Basis- und Direkabfluß am Beispiel des Hochwasserabflusses vom 31. Oktober am Meßwehr OM.
Abb.	4.2	Blick von den Einspeisestellen in Richtung Meßwehr MU. Im Mittelgrund ist das APEG an der Stelle TM zu sehen (weiße Kiste).
Abb.	4.3	Meßwehr an der Meßstelle MU.
Abb.	4.4	Wasserstands-Abfluß-Beziehung am Meßwehr MU (a.) und am Meßwehr OM (b.).
Abb.	4.5	Querschnitt durch den Hang auf Höhe der Einspeisestellen. Eingezeichnet sind die Bohrlöcher B1, B2 und B3 und ihre relative Lage zueinander.
Abb.	5.1	Niederschlagsverlauf und Abflüsse vom 21. Oktober bis zum 9. November 1999.
Abb.	5.2	Ganglinien des Basisabflusses (gleitende 5er Mittel) an den Meßwehren OM und MU und Verlauf der potentiellen Evapotranspiration nach Penman für den 21. und 22. Oktober und für den 26. und 27. Oktober. Die Ordinatenskalierung für die ETP ist bei beiden Diagrammen gleich.
Abb.	5.3	Abflüsse (gleitende 5er Mittel) und Niederschläge der Ereignisse 1 und 3.
Abb.	5.4	Niederschläge und Abflüsse an den Meßwehren MU und OM sowie deren Differenz für das Ereignis 2 vom 24./25. Oktober.
Abb.	5.5	Niederschlagsverlauf und Abflußganglinie am Meßwehr OM für das Ereignis 5 vom 2./3. November.
Abb.	5.6	Niederschlags- und Abflußverlauf am Meßwehr OM für die Ereignisse 4 und 6.

- Abb.5.7Lineare Regression zwischen Niederschlagssumme und Direktabflußvolumen
(a) bzw. Niederschlag und Abflußbeiwert (b) für das Einzugsgebiet OM.
- Abb. 5.8 Zeitlicher Verlauf der elektrischen Leitfähigkeit (10-min Intervall) und der Kationen (3-h Intervall) an der Meßstelle OM.
- Abb. 5.9 Zeitlicher Verlauf der Anionenkonzentrationen an der Meßstelle OM.
- Abb. 5.10 Verlauf der Konzentrationen von Natrium, Kalium und Chlorid an den Meßstellen OM und MU und den daraus berechneten Konzentrationen für den Abfluß des Einzugsgebietes MU-OM der Ereignisse 1 und 2.
- Abb. 5.11 Verlauf der Silikatkonzentrationen an der Meßstelle OM.
- Abb. 5.12 Ergebnisse der Zweikomponententrennung mit Silikat an der Meßstelle OM für die Ereignisse 2, 4, 5 und 6. Dargestellt ist der Abfluß der Komponente aus den tieferen Boden- und Gesteinsschichten zu den Probenahmezeitpunkten.
- Abb. 5.13 Verlauf der für den Abfluß des Einzugsgebietes MU-OM berechneten Silikatkonzentrationen und die Ergebnisse der damit durchgeführten Zweikomponententrennung für das Ereignis 2.
- Abb. 5.14 Verlauf des Deuteriumgehaltes im Niederschlag. Dargestellt sind die im Niederschlag gemessenen Werte und die zu den Probenahmezeitpunkten des Abflusses berechneten Werte.
- Abb. 5.15 Variabilität des Deuteriumgehaltes im Niederschlag der Ereignisse 2 und 5.
- Abb. 5.16 Verlauf des Deuteriumgehaltes im Abfluß an der Meßstelle OM und im Niederschlag (für die Probenahmezeitpunkte im Abfluß nach Gl. 4.13 berechnet).
- Abb. 5.17 Ergebnisse der Zweikomponententrennung mit Deuterium an der Meßstelle OM für die Ereignisse 4, 5 und 6. Dargestellt ist der Abfluß der Vorereigniskomponente zu den Probenahmezeitpunkten.
- Abb. 5.18 Anteil der separierten Komponenten und des Direktabflusses am Gesamtabfluß an der Meßstelle OM.
- Abb. 5.19 Tracerkonzentrationen an den Probenahmestellen TM und MU (zu beachten ist die unterschiedliche Skalierung der Ordinaten).
- Abb. 5.20 Sulphorhodamin B Konzentrationen an den Probenahmestellen H1 und H3.
- Abb. 5.21 Mausgänge und -löcher am nördlichen Hang an der Sulphorhodamin B Einspeisestelle.
- Abb. 5.22 Isotopenverhältnis in den Schneeproben.
- Abb. 6.1 Schematisierte Darstellung der Abflußbildungsprozesse wie sie im Untersuchungsgebiet auftreten können.

Tabellenverzeichnis

Tab. 3.1	Morphometrische Kenndaten des Untersuchungsgebietes.
100.0.1	morpholine inclineation ace entereachangegebietee.

- Tab. 3.2Größe der kartierten Sättigungsflächen und prozentualer Anteil an der
jeweiligen Gesamtfläche.
- Tab. 4.1Bezeichnung und Lage der Probenahme- und Einspeisestellen.
- Tab. 4.2 Parameter bei der Analytik der Fluoreszenzfarbstoffe.
- Tab. 4.3Zeitliche Einordnung der durchgeführten Feldarbeiten und Verfügbarkeit der
Daten.
- Tab. 5.1Beobachtete Niederschlagsereignisse im Untersuchungsgebiet vom
21. Oktober bis 9. November.
- Tab. 5.2Ergebnisse der Verdunstungsberechnung und der daraus abgeleiteten Fläche
des Gerinnenetzes für das Einzugsgebiet OM.
- Tab. 5.3Kenngrößen der Ereignisse 1 und 3 und die daraus abgeleitete Fläche des
Gerinnenetzes.
- Tab. 5.4 Kenngrößen des Ereignisses 2 vom 24./25. Oktober.
- Tab. 5.5 Kenngrößen des Abflußverhaltens am Meßwehr OM für die Ereignisse 4, 5 und 6.
- Tab. 5.6Berechnete Größen von Flächen mit dem Abflußbeiwert ψ =1 für das Einzugsgebiet OM unter der Annahme, daß auf diesen der gesamte Direktabflußgebildet wird.
- Tab. 5.7Leitfähigkeit und Konzentrationen der Kationen und Anionen im Niederschlag
an der UBA Station auf dem Schauinsland (Daten vom UBA).
- Tab. 5.8Schneebedeckung der Sättigungsfläche des Einzugsgebietes MU-OM und
Isotopengehalt der entnommenen Schneeproben.

Verzeichnis der Abkürzungen und Symbole

α	Öffnungswinkel beim V-Meßwehr [°]
δ 2 Η _i	Isotopengehalt des Niederschlags im Zeitintervall i [‰]
ψ	Abflußbeiwert []
γ	Psychrometerkonstante [hPa·K ⁻¹]
μ	Überfallbeiwert beim V-Meßwehr []
Adk	Adsorptionskoeffizient []
C _{K(Er),j}	Isotopengehalt der Ereigniswasserkomponente zum Zeitpunkt j [‰]
C _{xx}	Konzentration der jeweiligen Abflußkomponente [mg·l ⁻¹]
EM	Tracereinspeisemenge [kg]
ETP _{Penman}	potentielle Evapotranspiration nach PENMAN [mm ·d ⁻¹]
ETP _{Turc-Wendling}	potentielle Evapotranspiration nach TURC-WENDLING [mm·d ⁻¹]
EZG MU	oberirdisches Einzugsgebiet bis zum "Meßwehr Unten"
EZG MU-OM	oberirdisches Einzugsgebiet zwischen dem "Meßwehr Unten" und dem "Oberen Meßwehr"
EZG OM	oberirdisches Einzugsgebiet bis zum "Oberes Meßwehr"
f _K	Küstenfaktor, im Binnenland = 1 []
H1, H2 etc.	Probenahmestellen
h _ü	Überfallhöhe beim V-Meßwehr [m]
К	Maximalkonzentration des Tracers bei der Entnahmestelle [mg·m-3]
k _w	Faktor zur Korrektur des Windfehlers bei der Niederschlagsbestimmung []
L	spezifische Verdunstungswärme [J·cm ⁻² ·mm ⁻¹]
L [*]	spezifische Verdunstungswärme [Ws·kg ⁻¹]
MU	"Meßwehr Unten", Bezeichnung der Stelle an der eines der beiden Meßwehre eingebaut wurde (siehe Abb. 3.1)
N _{Boden}	Niederschlagsmenge am Boden [mm]
N _{HELL}	Niederschlagsmenge im Niederschlagssammler gemessen [mm]
Nı	Niederschlagsintensität [0,1 mm·h ⁻¹]
ОМ	"Oberes Meßwehr", Bezeichnung der Stelle an der eines der beiden Meßwehre eingebaut wurde (siehe Abb. 3.1)

Pi	Niederschlagsmenge im Zeitintervall i [mm]
Q	Durchflußmenge [m ³ ·s ⁻¹]
Q _{ges}	Gesamtabfluß [m ³ ·s ⁻¹]
$Q_{K(a)}$	Abfluß der Komponente (a) [m ³ ·s ⁻¹]
Q _{K(b)}	Abfluß der Komponente (b) [m ³ ·s ⁻¹]
R _G	Globalstrahlung [J·cm ⁻² ·d ⁻¹] bzw. [W·m ⁻²]
R _{Probe}	Isotopenverhältnis der zu untersuchenden Probe
R _{Standard}	Isotopenverhältnis im Standard
S	Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve [hPa·K ⁻¹]
Sf	Sicherheitsfaktor []
SR B	Einspeisestelle des Sulphorhodamin B
Т	Lufttemperatur [°C]
t	Zeitschritt [s] bei der Erfassung der Meßwerte, hier 1800 s
ТМ	Probenahmestelle
t _s	geschätzte Zeitdauer des Tracerdurchgangs [h]
U	Einspeisestelle des Uranins
U	relative Luftfeuchte [%]
Up	Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe [m·s ⁻¹]
V ₂	Windgeschwindigkeit in 2 m Höhe [m·s ⁻¹]

Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wurde versucht, die Abflußbildungsprozesse bei Hochwasser in einem kleinen Teileinzugsgebiet der Brugga qualitativ zu beschreiben und ansatzweise zu quantifizieren. Im Vordergrund stand dabei die Frage, welchen Einfluß Sättigungsflächen auf die Abflußbildung haben. Neben der Identifizierung der vorherrschenden Abflußbildungsprozesse sollte außerdem die Beteiligung einzelner Abflußkomponenten und deren Fließwege näher untersucht werden. Dazu wurde eine kontinuierliche Messung der Abflüsse und der elektrischen Leitfähigkeit am Gebietsauslaß vorgenommen. Das Verhalten der natürlichen Tracer Deuterium, Silikat und der Hauptionen wurde durch Beprobung des Abflusses während sechs im Untersuchungszeitraum aufgetretener Hochwasserereignisse dokumentiert und analysiert. Für die Ganglinie wurden mit Hilfe der Tracer Silikat und Deuterium Abflußkomponententrennungen vorgenommen. Die Durchführung künstlicher Markierversuche mit Fluoreszenztracern sollte zusätzlich Aufschluß über Fließwege und Reaktionszeiten bestimmter Abflußkomponenten liefern.

Das ausgewählte Untersuchungsgebiet hat im Vergleich zum Bruggaeinzugsgebiet einen höheren Anteil an Sättigungsflächen. Diese befinden sich überwiegend im Talboden, in unmittelbarer Umgebung des Vorfluters. Im Untersuchungszeitraum ließen sie auf großen Bereichen eine weitestgehende Sättigung bis zur Geländeoberfläche erkennen.

Bei den sechs beobachteten Hochwasserereignissen, die durch Niederschläge zwischen 1 und 63 mm verursacht wurden, konnten alle genannten Parameter gemessen werden.

Generell konnte eine sehr schnelle Reaktion der Abflüsse auf den Niederschlagseintrag verzeichnet werden. Schwankungen der Niederschlagsintensitäten machten sich innerhalb von 1-2 Stunden im Abfluß bemerkbar. Insgesamt kamen während der Ereignisse jeweils weniger als 5 % des Gebietsniederschlags zum Abfluß.

In den Hochwasserabflüssen ließen alle geochemischen Tracer starke Verdünnungseffekte erkennen. Eine Ausnahme bildete Kalium, bei dessen Konzentrationen ein Anstieg zu beobachten war.

Aus den Ergebnissen der Zweikomponententrennungen mit Silikat und Deuterium konnte ein hoher Anteil oberflächennaher Komponenten von bis zu 76 % bzw. Ereigniswasser von bis zu 74 % in den Hochwasserabflüssen nachgewiesen werden. Die beobachteten Verdünnungen der anderen geochemischen Tracer im Abfluß unterstützen diese Feststellung.

Daraus kann auf den Sättigungsoberflächenabfluß als dominierenden Abflußbildungsprozeß bei Hochwasser geschlossen werden. Jedoch zeigen die geringen Direktabflußfüllen, daß nur ein Anteil von ca. 30 % und nicht die gesamten Sättigungsflächen oberflächlich gebildeten Abfluß liefern. Geländebeobachtungen zeigten, daß innerhalb der Sättigungsflächen Bereiche vorhanden sind, die auch in der niederschlagsfreien Zeit ein oberflächliches Abfließen von Wasser erkennen lassen. Niederschlagswasser, das auf dies Flächen trifft, die praktisch als erweitertes Gerinnenetz betrachtet werden können, fließt unmittelbar ab.

Da der Direktabfluß nicht ausschließlich durch oberflächennahe Abflußkomponenten bzw. Ereigniswasser erklärt werden kann, müssen ebenso schnell wirkende Abflußbildungsprozesse beteiligt sein, welche Wasser mit höheren Silikatgehalten aus den tieferen Bodenund Gesteinsschichten bzw. Vorereigniswasser mobilisieren. Als Herkunftsräume können überwiegend die (peri-)glazialen Schuttdecken angesehen werden, die vermutlich über Druckübertragungsmechanismen an der Hochwasserbildung beteiligt sind. Dabei kann Wasser zum einen aus den vorfluternahen Bereichen unterirdisch in das Gerinne ausgedrückt werden. Zum anderen kann es auch an vorfluterfernen Stellen, wo sich Sättigungsflächen an den Unterhängen befinden, als Return Flow an die Oberfläche der Sättigungsflächen treten und dem Gerinne oberflächlich zufließen. Diese Hypothese konnte bei einem in der gesättigten Zone der Sättigungsflächen durchgeführten Markierversuch durch den Austritt von markiertem Wasser an die Oberfläche bekräftigt werden. Mit einer Markierung der ungesättigten Zone eines Hanges oberhalb der Sättigungsfläche konnte gezeigt werden, daß in den Hang infiltrierendes Wasser durch Makroporenfluß schnell als Return Flow auf die Sättigungsflächen gelangt. Durch den Return Flow auf die Oberfläche der Sättigungsflächen vergrößern sich die Bereiche, die den Abflußbeiwert $\psi=1$ haben, und somit auftreffenden Niederschlag vollständig und unmittelbar in den Abfluß transformieren.

Als Schlußfolgerung der vorliegenden Arbeit ergibt sich, daß der Sättigungsoberflächenabfluß in Gebieten mit höherem Sättigungsflächenanteil zwar den dominierenden Abflußbildungsprozeß darstellt, daß aber auch Komponenten aus angrenzenden ungesättigten Bereichen und aus den tieferen Boden- und Gesteinsschichten zum Hochwasserabfluß beitragen. Außerdem kann eine generelle Annahme des Abflußbeiwertes $\psi=1$ für alle Sättigungsflächen als nicht gerechtfertigt betrachtet werden.

Summary

This paper tries to describe in a qualitative manner the runoff generation processes during floods in a small partial catchment area of the Brugga and to take first steps towards quantifying them. Its main focus lies on examining the influence of saturated areas on runoff production. Besides identifying dominant processes of runoff generation, the involvement of seperate runoff components and their pathways is studied.

To this end, runoff and electrical conductivity at the drainage basin outlet were continuously measured. The conduct patterns of natural tracers deuterium and silica and of dominant ions were analysed and documented by taking samples of runoff water during six flood events that took place in the research period. Silica- and deuterium-based hydrograph separations of runoff components were conducted. Artificial tracer experiments with fluorescent tracers were carried out to give additional information on flow paths and times of reaction.

The chosen research area possesses a higher share of saturated areas than the overall drainage basin of the Brugga. These are predominantly located in the valley bottom in immediate proximity of the receiving channel. During the research period, they showed near-total saturation up to the surface terrain.

At the six flood events which were caused by precipitations from 1 to 63 mm, all parameters mentioned above could be measured. Generally, a very fast runoff response to precipitation input was recorded. Fluctuations in precipitation intensity affected the runoff within 1-2 hours. Overall, less than 5% of the total area precipitation amount contributed to stormflow. All geochemical tracers exposed strong dilution effects. An exception to that rule was potassium, whose concentrations showed an increase.

The results of the two-component hydrograph separations with silica and deuterium proved a high share of up to 76% of near-surface components and of up to 74% of event water at peak discharge. The dilutions observed with the other geochemical tracers in the storm runoffs support these findings.

Thus, saturation overland flow can be described as the dominant process of runoff generation. However, the low volume of direct runoff shows that only approximately 30% and not the total saturated area supply surface runoff. Observations in the terrain show areas within the saturation zone that expose surface runoff also during periods without precipitation. Precipitation falling on these areas - which practically constitute an extension of the channel - contributes to runoff immediately.

As the direct runoff can not be explained by near-surface components or event water alone, runoff generation processes must be involved which react in similar speed and which mobilise water with higher contents of silica from deeper layers of soil and rock respectively pre-event water. The predominant origins of this water are located in upper debris cover

which are probably involved in storm runoff generation via mechanisns like the piston flow effect. Water can both be pumped subterraneously into the channel from those areas near the receiving channel. Or surface as return flow in the saturation areas distant from the receiving channel and then flow superficially into the channel. This hypothesis is supported by the surfacing of traced water during a tracer experiment in the saturated zone. A tracing of the unsaturated zone of a slope above the saturated area showed that water infiltrating into the slope quickly reached the saturated area as return flow via macropores. Return flow during precipitation onto the surface of the saturated areas increases the size of those saturated areas that possess the coefficient of runoff ψ =1 and thus transform precipitation completely and immediately into runoff.

This paper reaches the conclusion that saturation overland flow constitutes the dominant runoff generation process in areas with a high share of saturation areas. However, components from adjacent unsaturated zones and from deeper layers of soil and rock contribute to storm runoff as well. An indiscriminate assumption of a coefficient of runoff ψ =1 for all saturated areas does not seem justified.

1 Einleitung

1.1 Problemstellung und Zielsetzung

Einer der Hauptforschungszweige in der Hydrologie besteht, seit ihren Anfängen als eigenständige naturwissenschaftliche Disziplin, in der Beschreibung der Mechanismen der Abflußbildung auf Einzugsgebietsebene. Obwohl sich wissenschaftliche Studien auf der ganzen Welt mit diesem Thema beschäftigen, wird das Einzugsgebiet wegen der Komplexität der Abflußreaktion auf Niederschlagsereignisse, oftmals als black box betrachtet.

In dem DFG-Projekt "Tracerhydrologisch gestützte Ausweisung und Modellierung von Abflußkomponenten" am Institut für Hydrologie der Universität Freiburg wird versucht, mit Tracermethoden die physikalischen Prozesse der Abflußbildung im Einzugsgebiet der Brugga zu erforschen und sowohl zeitlich als auch räumlich aufzulösen. Damit soll die Basis geschaffen werden für eine verbesserte prozeßorientierte Modellierung und für ein fundierteres Verständnis der Stoffdynamik und des Stoffhaushaltes.

Bisherige Untersuchungen im Bruggaeinzugsgebiet kamen zu dem Ergebnis, daß bis zu 50 % des Gesamtabflusses bei einzelnen Hochwasserereignissen einem Hauptfließsystem "Direktabfluß" zugeordnet werden können. Dieser Direktabfluß besteht aus Ereigniswasser (momentanes Niederschlagswasser) und Wasser aus oberflächennahen Schichten und wird überwiegend auf Sättigungsflächen, versiegelten Flächen und in Blockschutthalden gebildet (UHLENBROOK, 1999: 85). Da es sich hierbei um eine sehr schnelle Komponente handelt, erklärt sich hieraus zumindest teilweise die rasche Reaktion der Gebietsantwort auf Niederschläge. Nach einer von RUTENBERG (1998) durchgeführten Raumgliederung beträgt der Flächenanteil der Sättigungsflächen 6,4 % und tritt gegenüber dem Flächenanteil von Siedlungsflächen mit 3,1 % (aufgelockerte ländliche Siedlungsform) und Blockschutthalden mit 1,4 % deutlich in den Vordergrund. Hieraus wird ersichtlich, daß der Abflußbildung auf Sättigungsflächen eine beachtliche Rolle bei der Bildung von Hochwasserabflüssen im Gebiet zukommt. In der bisherigen Modellierung wurde bereits eine Konzeptionalisierung der hydrologischen Reaktion von Sättigungsflächen aufgrund von Naturbeobachtungen und Ergebnissen anderer Studien entworfen. Die genauere Abflußdynamik der Sättigungsflächen bei verschiedenen hydrologischen Zuständen und Niederschlagsintensitäten im Bruggaeinzugsgebiet ist jedoch weitgehend unbekannt.

Aufbauend auf den bisherigen Erkenntnissen soll mit der vorliegenden Arbeit ein Beitrag dazu geleistet werden, das Verständnis der Abflußbildung auf Sättigungsflächen, und damit auch der direkt benachbarten ungesättigten Bereiche, zu verbessern. Es soll versucht werden, einzelne Abflußbildungsprozesse bei charakteristischen Niederschlagsereignissen zu identifizieren und die dabei zum Abfluß kommenden Wassermengen zu quantifizieren. Dadurch können auch Rückschlüsse auf die Herkunftsräume des Wassers gezogen werden.

1.2 Untersuchungsansatz

Die Grundlage für die Untersuchung bildet der Konvergenzansatz. Bei diesem Ansatz wird davon ausgegangen, daß in dem am Einzugsgebietsauslaß konvergierenden Abfluß Informationen über die räumliche und zeitliche Verteilung des Wassers im Einzugsgebiet gespeichert sind. Je besser dieser Abfluß nach seiner Zusammensetzung aufgespalten werden kann, desto sicherer kann auf Vorgänge im jeweiligen Einzugsgebiet zurückgeschlossen werden (LEIBUNDGUT, 1984: 152).

In einem kleinen Teileinzugsgebiet der Brugga soll eine Sättigungsfläche mit unterschiedlichen experimentellen Methoden untersucht werden. Da es nicht möglich ist und auch nicht sinnvoll erscheint eine Sättigungsfläche isoliert von den sie umgebenden ungesättigten Bereichen zu betrachten soll sich die Untersuchung auf eine Teilfläche eines kleinen Einzugsgebietes beziehen, bei der sich die Sättigungsfläche angrenzend an ein Fließgewässer befindet. Mit hydrometrischen Messungen kann dann der Wassereintrag in die Teilfläche, bestehend aus Niederschlag und Zufluß durch das Gerinne aus weiter oberhalb gelegenen Bereichen des Teileinzugsgebietes, und der Wasseraustrag bestimmt werden. Zur Bestimmung von Verweilzeiten und zur Identifizierung von Herkunftsräumen, woraus wiederum auf vorherrschende Abflußbildungsmechanismen geschlossen werden kann, eignen sich Abflußkomponententrennungen bei einzelnen Niederschlagsereignissen. Verwendung finden hierbei die Gehalte des Wassers an natürlichen Tracern, im besonderen stabile Umweltisotope, und geochemische Tracer. Zusätzlich bietet die Durchführung von Markierversuchen mit künstlichen Tracern eine Möglichkeit, Informationen über Fließwege und -geschwindigkeiten zu erhalten. Ergänzt durch Feldbeobachtungen sollen letztendlich die gewonnenen Erkenntnisse aus hydrometrischen Messungen, Komponententrennungen, Verhalten der geochemischen Tracer und Markierversuchen zusammengeführt werden, um die Abflußbildungsprozesse in ihrem zeitlichen und räumlichen Auftreten zu charakterisieren.



Abb. 1.1 Schematische Darstellung der Vorgehensweise.

2 Grundlagen der Abflußbildung

2.1 Einführung

Die Vorstellungen von der Abflußbildung haben in den letzten 20-30 Jahren eine wesentliche Wandlung, Vertiefung und Erweiterung erfahren. Durch die weltweite Beschäftigung mit dem Thema, v.a. der Abflußbildung bei Hochwasser, wurden zahlreiche Mechanismen und Prozesse entdeckt auf welchen Fließwegen und in welcher Zeit auf die Oberfläche fallender Niederschlag in den Gerinneabfluß transformiert wird. Beschrieben werden solche Prozesse und Mechanismen in der Literatur meist konzeptionell, wobei sie unter dem Begriff Abflußbildungsprozesse zusammengefaßt werden. Sie stellen im klassischen Sinn eine Verknüpfung des eigentlichen Prozesses der Abflußbildung, also der Aufteilung des den Erdboden erreichenden Niederschlages in den zum Abfluß gelangenden Anteil des Niederschlages (effektiver Niederschlag), und des Prozesses der Abflußkonzentration, der Zuleitung des flächenmäßig verteilten effektiven Niederschlages zum nächstgelegenen Vorfluter, dar (BAUMGARTNER & LIEBSCHER, 1990: 476). Generell ist die klassische Nomenklatur auf die neuen Erkenntnisse jedoch schwierig anzuwenden. So wird die Einteilung in Oberflächenabfluß, Zwischenabfluß und Grundwasserabfluß der Vielfalt und Komplexität der Abflußbildungsprozesse in räumlicher und zeitlicher Hinsicht nicht mehr gerecht (GUTKNECHT, 1996: 134).

Ob und welcher Abflußbildungsprozess auf einer Teilfläche dominiert, hängt entscheidend von der Niederschlagsintensität, dem Relief, der Landnutzung, der Mikrotopographie und den bodenphysikalischen Eigenschaften ab. In einem Einzugsgebiet kommt es generell zu einer Kombination und Interaktion der Einzelprozesse.

Im folgenden sollen die einzelnen Konzeptionen der Abflußbildungsprozesse, wie sie auf Teilflächen in einem reliefierten Einzugsgebiet vorkommen können, kurz erläutert werden. Dabei werden Prozesse, die nur bei Trockenwetterabfluß von größerer Bedeutung sind, z.B. die Grundwasserneubildung, nicht berücksichtigt, da der Schwerpunkt der Arbeit auf der Abflußbildung bei Hochwasser liegt. Eine ausführliche Darstellung der Prozesse findet sich bei UHLENBROOK & LEIBUNDGUT (1997) oder BUTTLE (1994).

2.2 Prozesse der Abflußbildung

Infiltration

Die Infiltration ist praktisch der Grundprozeß in vertikaler Richtung für die Abflußbildung bei Niederschlag. Die physikalischen Eigenschaften des Bodens, die sowohl in der Zeit als auch im Raum sehr stark variieren, bestimmen, wie schnell und wie tief das Niederschlagswasser in den Boden eindringt. Auf der Ebene der Mikroskale betrachtet ist der zeitliche Verlauf der Infiltrationsrate die wichtigste Steuergröße für die anschließend vorwiegend in lateraler Richtung ablaufenden Abflußbildungsprozesse. Die Infiltration von Wasser in den Boden kann über zwei Fließwege, die Bodenmatrix und die Makroporen, erfolgen. Dabei findet die Wasserbewegung in der Matrix als kapillarer Fluß in Mikro- und Mesoporen statt, der durch den Druckgradienten zustande kommt. Im Gegensatz dazu wird die Wasserbewegung in den Makroporen nur durch die Schwerkraft hervorgerufen. Als Makroporen werden dabei geometrisch definierte Strukturen im Boden wie z.B. Wurmlöcher, Wurzelgänge oder Risse bezeichnet (WEILER, 1997: 8). Im Boden kann es zur Interaktion zwischen den beiden Fließwegen kommen. Wasser, das in die Makroporen infiltriert, wird seitlich in die Matrix weggeführt, ebenso kommt der umgekehrte Fall vor.

HORTON'scher Oberflächenabfluß

Übertrifft die Niederschlagsintensität die Infiltrationsrate, die in ihrem zeitlichen Verlauf exponentiell abnimmt, so fließt das nicht infiltrierte Wasser (Infiltrationsüberschuß) je nach Geländegefälle lateral ab. Dabei kann es zu Schichtfließen kommen oder zum Abfließen in Mikrorinnsalen. Da auf Waldböden und bewirtschafteten Böden meistens eine Mikrotopographie vorhanden ist, findet nur auf kurzen Strecken Schichtfließen statt, das Wasser sammelt sich schnell in kleinen Rinnsalen. Auf der Oberfläche abfließendes Wasser kann, wenn auch zeitlich verzögert, an anderer Stelle in den Boden infiltrieren, wenn dort die Infiltrationsrate ausreichend groß ist, und unterirdisch weiterfließen.

Die Relevanz des Prozesses der Oberflächenabflußbildung durch Infiltrationsüberschuß wurde in der Vergangenheit oft überschätzt, galt er doch häufig als einzige Ursache für schnelle Abflußkomponenten. In vielen neueren Untersuchungen in den gemäßigten Breiten konnte zumindest auf bewaldeten Standorten kein Landoberflächenabfluß nachgewiesen werden (z.B. HIBBERT & TROENDLE, 1987; PEARCE et al., 1986). Das bedeutet aber nicht, daß nicht auch dort bei extremen Niederschlägen mit einer hohen Jährlichkeit Landoberflächenabfluß auftreten kann.

Sättigungsoberflächenabfluß

Als Abflußbildungsprozeß betrachtet handelt es sich hierbei primär um Oberflächenabfluß, der dadurch zustande kommt, daß Niederschlag direkt auf gesättigte bzw. aufgesättigte Böden fällt, deren Speicherkapazität erschöpft ist. Niederschlag, der direkt in das Gewässernetz fällt, wird ebenfalls dem Sättigungsoberflächenabfluß zugerechnet. Zusätzlich kann es auch vorkommen, daß *Return Flow* oder *Exfiltration* auf die gesättigte Oberfläche stattfindet, daß also Wasser, welches bereits vor oder während des Niederschlagsereignisses infiltriert war, wieder an die Erdoberfläche tritt. Ebenfalls denkbar ist, daß HORTON'scher Oberflächenabfluß auf die gesättigten Bereiche auftritt. Daraus wird ersichtlich, daß sich der Sättigungsoberflächenabfluß aus einer Mischung verschiedener Komponenten zusammensetzen kann, die wiederum das Ergebnis eines Zusammenwirkens verschiedener Abfluß-bildungsprozesse sind. In der Literatur wird der Begriff daher doppeldeutig verwendet, zum einen für einen Prozeß und zum anderen für eine Komponente, wobei es in der Realität sehr schwierig erscheint, beides voneinander zu trennen.

Für den Beitrag zum Hochwasserabfluß sind vor allem gesättigte Bereiche von Bedeutung, die sich flußnah ausgebildet haben. Dies geschieht insbesondere bei konkaven Hangprofilen und ausgedehnten Talböden, wo es zu einer starken Konvergenz der Fließwege kommt (UHLENBROOK & LEIBUNDGUT, 1997: 16). In diesem Fall könnten die gesättigten Bereiche vereinfacht als räumliche Ausbreitung des Gerinnenetzes betrachtet werden - jedoch unter dem Vorbehalt, daß der Abflußbeiwert von Faktoren wie z.B. der Mikrotopographie und Niederschlagscharakteristik abhängt und daher nicht wie bei freien Wasseroberflächen gleich eins gesetzt werden kann. Besteht keine räumliche Verbindung der gesättigten Fläche zu einem Fließgewässer, so reinfiltriert gebildeter Sättigungsoberflächenabfluß hangabwärts in höher durchlässigen, nicht gesättigten Bereichen.

In der Literatur beschreiben zahlreiche Beispiele, wie sich gesättigte Bereiche während eines Niederschlagsereignisses flächenhaft ausbreiten und somit einen wesentlichen Beitrag zum Hochwasserabfluß leisten (z. B. DUNNE & BLACK, 1970; TANAKA et al., 1988). Dies entspricht dem Konzept der variable source areas (DUNNE & BLACK, 1970). Jedoch gibt es auch Untersuchungen, in denen keine räumliche Ausdehnung der Sättigungsflächen beobachtet werden konnte (KIRNBAUER et al., 1996; GÜNTNER, 1997).

Lateraler Fluß in der Matrix und in Makroporen

Die Fließvorgänge in der Matrix können im gesättigten Bereich mit dem Gesetz von DARCY beschrieben werden und im ungesättigten Bereich mit der RICHARDS-Gleichung. Es werden meist nur geringe Fließgeschwindigkeiten erreicht, je nach Ausbildung des Potentialgradienten, weswegen dem Fluß in der Bodenmatrix bei der Bildung der schnellen Abflußkomponenten nur eine untergeordnete Rolle zugesprochen wird.

Beim lateralen Fluß in Makroporen können Fließgeschwindigkeiten im Bereich von mehreren cm/s auftreten. Eine horizontale Vernetzung der Makroporen über größere Distanzen ermöglicht es so eindringendem Niederschlagswasser, direkt zur Hochwasserbildung beizutragen (UHLENBROOK & LEIBUNDGUT, 1997: 17). Aufgrund der häufig festgestellten Tatsache, daß Wasser, welches vor dem Niederschlagsereignis bereits im Einzugsgebiet gespeichert war, den Hochwasserabfluß dominiert, wird deutlich, daß nicht nur Ereigniswasser am Makroporenfluß beteiligt sein kann. Es kommt auch hier zu einem Austausch mit Wasser, das zuvor in der Matrix gespeichert war. Dies kann in vorübergehend gesättigten Zonen geschehen, die sich bevorzugt auf dem Boden-Gestein-Interface oder auf anthropogen und pedogen entstandenen Horizonten ausbilden. Dort kann auch der Makroporenanteil sehr hoch sein. Besonders stark ist der Makroporenfluß in geringmächtigen, gut durchlässigen Böden (PEARCE et al., 1986: 1270).

Piston-Flow-Effekt

Bei diesem Vorgang wird vorfluternahes Grundwasser durch Druckübertragung in der gesättigten Matrix und in Makroporen herausausgedrückt. Er ist vor allem in reliefiertem Gelände wirksam und bewirkt, daß hauptsächlich Vorereigniswasser zum Abfluß kommt. Der Druck entsteht dadurch, daß Niederschlagswasser an vorfluterfernen, höhergelegenen Orten infiltriert. Wenn das infiltrierte Wasser bis zur Grundwasserobererfläche vordringt, steigt das Grundwasser an, wodurch sich der Druck wegen der Gewichtskraft auf das darunterliegende

Wasser erhöht. Über das Grundwasser überträgt sich so der Druck bis in vorfluternahe Bereiche. Es kann sich aber auch im Boden eine zeitweise gesättigte Zone ausbilden, die verhindert, daß eingeschlossene Bodenluft entweicht. Die Druckübertragung auf das darunterliegende Wasser findet dann über dieses Luftpolster statt (BERGMANN et al., 1996: 41ff). Begünstigt wird der Piston-Flow-Effekt durch homogene Böden (wegen der Ausbildung einer geschlossenen gesättigten Zone), geringe Flurabstände, mächtige Aquifere und vor allem durch konvexe Hänge, die in den Unterhängen am steilsten sind.

Groundwater Ridging

Auch bei diesem Prozeß wird Grundwasser aus einem vorflutnahen Talaquifer mit geringem Flurabstand, das sich allerdings auch mit Bodenwasser vermischen kann, in den Vorfluter ausgedrückt. Dabei wird Niederschlag infiltriert und der vadose Kapillarsaum wird zu phreatischem Grundwasser, wodurch sich die Grundwasseroberfläche überproportional zu sogenannten "Grundwasserbergen" (Groundwater Ridges) aufwölbt. Der hydraulische Druck auf den Grundwasserkörper steigt, altes Wasser wird in den Vorfluter ausgedrückt. Der Effekt des Groundwater Ridging ist in feinkörnigen Böden besonders ausgeprägt, da sich dort ein sehr hoher Kapillarsaum ausbilden kann (BUTTLE, 1994: 24); bei sandigen Substraten kommt es nicht zur Ausbildung eines bedeutenden Kapillarsaumes. Die Bedeutung des Prozesses ist auf größere Talaquifere beschränkt. In steileren, tief eingeschnittenen Oberläufen ist eine größere Relevanz aufgrund der geringen Speicherkapazitäten der vorflutnahen Talaquifere nicht vorstellbar (WELS et al., 1991a: 193). Ausgeprägte "Grundwasserberge" sind bei Schneeschmelzereignissen beobachtet worden. Insbesondere bei länger andauernden Schmelzereignissen kann dieser Effekt wirksam werden, im Gegensatz zu Starkregenereignissen, bei denen "Grundwasserberge" nicht so schnell entstehen können (UHLENBROOK & LEIBUNDGUT, 1997: 17).

2.3 Fazit

Im vorangegangenen Abschnitt wurden die verschiedenen Prozesse der Abflußbildung kurz umrissen. Schon bei der Beschreibung der einzelnen Prozesse wird deutlich, daß es beinahe unmöglich ist, diese isoliert voneinander zu betrachten. Vielmehr sind aufgrund der sich während eines Niederschlagsereignisses sowohl zeitlich als auch räumlich ständig ändernden hydraulischen Bedingungen die Prozesse eng miteinander verwoben. Für die Abflußbildung auf Sättigungsflächen scheint zunächst der Prozeß des Sättigungsoberflächenabflusses von größter Bedeutung zu sein, jedoch bleibt zu klären wie stark die anderen Prozesse darauf Einfluß nehmen. Vor allem der Wassereintrag in bzw. auf Sättigungsflächen aus angrenzenden Teilräumen spielt eine Rolle. Aussagen über die Beteiligung verschiedener Herkunftsräume können durch die Interpretation von Ganglinien natürlicher Wasserinhaltsstoffe gemacht werden (GUTKNECHT, 1995: 135).

3 Das Untersuchungsgebiet

3.1 Auswahl und allgemeine Gebietsbeschreibung

Für die vorliegende Untersuchung wurde eine Teilfläche eines Teileinzugsgebiets der Brugga ausgewählt. Das Einzugsgebiet der Brugga befindet sich im südlichen Schwarzwald in Südwestdeutschland (Abb. 3.1). Es hat eine Fläche von 40 km² und weist eine große Höhendifferenz zwischen dem Gebietsauslaß (Pegel Oberried, 434 m ü. NN) und dem höchsten Punkt (Feldberggipfel, 1493 m ü. NN) auf. Morphologisch kann das Gebiet in drei Einheiten untergliedert werden. Die kuppigen Hochlagen mit einem Flächenanteil von ca. 20 % bestehen aus Resten eines permischen bzw. tertiären Flachreliefs (STAHR, 1979: 28). Der größte Teil des Gebietes (ca. 75 %) wird von steilen Hängen mit Gefällen von über 50° eingenommen. 5 % sind schwach entwickelte Talböden in den Trog- und Kerbtälern der Hauptvorfluter. Ausführliche Gebietsbeschreibungen finden sich u.a. bei UHLENBROOK (1999) oder RUTENBERG (1998).

Nach mehrmaliger Besichtigung des Bruggaeinzugsgebietes wurde für die Detailuntersuchung der Oberlauf des Haldenbachs ausgewählt, da dort die folgenden Kriterien am besten erfüllt schienen:

- Vorhandensein eines im Verhältnis hohen Sättigungsflächenanteils mit direktem Anschluß an einen Vorfluter
- möglichst gesättigter Zustand der Fläche im Untersuchungszeitraum
- meßtechnisch erfaßbare Abflußmengen des Vorfluters
- gute Zugänglichkeit
- Erlaubnis des Eigentümers für die Untersuchungen
- Repräsentativität in bezug auf andere Sättigungsflächen im Bruggaeinzugsgebiet

Das Untersuchungsgebiet befindet sich in der Kammlage des westlichen Schwarzwaldanstieges in der Nähe des Schauinslands. Es erstreckt sich östlich des Haldenmeierhofs zwischen der Landstraße L 124 und dem Bodenmattenweg (Abb. 3.1). Unter diesem wird der Haldenbach in einer Dole durchgeleitet. Vor dem Dolenschacht wurde ein Meßwehr in den Bach eingebaut. Der Standort des Wehres wird im folgenden mit "MU" bezeichnet, das Einzugsgebiet des Haldenbachs bis MU mit "Einzugsgebiet MU".

Der Haldenbach entspringt in einem Quellhorizont auf 1128 m ü. NN, dicht unterhalb der Kreisstraße K 4996, welche das Einzugsgebiet quert. Das Wasser fließt zunächst in kleinen Rinnsalen, bis sich ca. 90 m unterhalb ein Gerinne ausbildet. Dort erfolgt der Zusammenfluß mit weiteren Rinnsalen, die aus dem Überlauf eines kleinen, künstlich aufgestauten Teichs (ca. 200 m²) stammen, der aus einer Quelle gespeist wird. Im weiteren Verlauf fließt der

Bach im Talboden einer Talmulde (Abb. 3.2 und 3.3), wobei er sich auf kürzeren Abschnitten immer wieder verzweigt.

Abb. 3.1 Lage des Untersuchungsgebiets. Eingezeichnet sind die Einzugsgebietsgrenzen und Sättigungsflächen. Abb. 3.2 Blick auf die gesättigte Fläche des Einzugsgbietes MU-OM.

Abb. 3.3 Blick auf die Talmulde oberhalb des Wehres OM.

Der Hang der Talmulde auf der Südseite ist in seinem unteren Verlauf relativ steil (bis zu 23°) und kurz. Er geht nach einem deutlichen Gefällsknick in weniger steiles Gelände über, das sich bis zur Einzugsgebietsgrenze auf dem Kamm erstreckt. Der nördliche Hang besitzt ein geringeres Gefälle (maximal 10°) und zieht sich fast gleichmaßig ohne größeren Gefällsknick bis zur Grenze des Gebietes. Im unteren Bereich öffnet sich die Talmulde, die Hänge werden insgesamt etwas flacher. Das gesamte Gebiet ist zu den kuppigen Hochlagen zu rechnen. Die Talmulde ist vermutlich während der pleistozänen Binnenvereisung des Schauinslandgipfels als Firnmulde entstanden.

Durch den Einbau eines weiteren Meßwehres an der mit "OM" bezeichneten Stelle, 115 m bachaufwärts von MU, wurde eine Teilfläche abgetrennt (Abb. 3.1). Diese untere Teilfläche sollte das eigentliche Zielgebiet der Untersuchung sein, sie wird im weiteren Verlauf mit "Einzugsgebiet MU-OM" bezeichnet.

	Einzugsgebiet OM	Einzugsgebiet MU	Einzugsgebiet MU-OM
Fläche [m²]	181.000	208.000	27.000
max. Höhe ü. NN [m]	1168	1168	1126
min. Höhe ü. NN [m]	1090	1079	1079
Höhendifferenz [m]	78	89	47
mittlere Neigung* [%]	7,5	9,5	16
max. Länge [m]	644	752	312
Umfang [m]	1850	2060	920
Umfangsentwicklung	1,227	1,274	-
Länge des Hauptvorfluters [m]	305	420	115

Tab. 3.1 Morphometrische Kenndaten des Untersuchungsgebietes.

*nach der Schnittpunktlinienmethode nach HORTON

Am Ursprung des Haldenbachs existiert eine Quellfassung für die Trinkwasserversorgung einiger Höfe. Das Wasser wird zu einem Hochbehälter geleitet, dessen Überlaufrohr kurz oberhalb OM in den Bach mündet. Angaben über den Ausbau der Brunnenstube oder die Anzahl der damit versorgten Einwohner liegen nicht vor.

Die Sättigungsflächen im Untersuchungsgebiet befinden sich weitgehend im Talboden in unmittelbarer Umgebung des Bachs, ziehen sich jedoch auch stellenweise an den Unterhängen entlang. Sie wurden anhand von Boden- und Vegetationsmerkmalen bestimmt, die den Einfluß von zumindest zeitweise hohen Bodenwassergehalten und damit einer potentiellen Sättigung anzeigen (GÜNTNER, 1997: 32). Hierbei wurde untersucht, ob hydromorphe Merkmale im Bodenprofil vorhanden sind und ob feuchte- oder nässezeigende Vegetation vorkommt. GÜNTNER (1997) führte eine Kartierung von Sättigungsflächen im Bruggaein-

zugsgebiet durch und stellt generell eine gute Eignung des Verfahrens fest, um zeitlich integrativ den langjährigen mittleren Bodenfeuchtezustand flächendetailliert zu bestimmen. Auf die durchgeführte Kartierung wurde in der vorliegenden Untersuchung zurückgegriffen. Innerhalb großer Teile des als potentielle Sättigungsfläche kartierten Gebiets konnte allein schon durch eine Begehung und visuelle Betrachtung eine aktuelle Sättigung bis zur Bodenoberfläche festgestellt werden. Trotz einer vorangegangenen Trockenperiode waren gegen Ende Oktober kleine Mulden (v.a. Viehtritte) mit Wasser gefüllt und beim Auftreten mit dem Fuß wurde Wasser aus dem Boden gedrückt.

Die Übergänge zwischen gesättigten Zonen und angrenzenden trockeneren Standorten ist räumlich scharf ausgebildet und erfolgt innerhalb kürzester Distanz. Dies läßt sich sehr deutlich an der Vegetation erkennen (Abb. 3.2 und 3.3) und konnte auch durch bodenkundliche Merkmale bestätigt werden.

Die kartierten Flächen sind in Abbildung 3.1 eingezeichnet, Tabelle 3.2 gibt Aufschluß über die Größe der Sättigungsflächen.

	EZG MU	EZG OM	EZG MU-OM
Sättigungsfläche [m ²]	17.020	13.650	3.360
Anteil an jew. EZG-Fläche [%]	8,2	7,5	12,5
Anteil an der Gesamtsättigungsfläche [%]	100	80	20

Tab. 3.2Größe der kartierten Sättigungsflächen und prozentualer Anteil an der jeweiligen
Gesamtfläche.

Abbildung 3.4 zeigt einen vergrößerten Ausschnitt, in dem der gesättigte Bereich des Einzugsgebiets MU-OM eingezeichnet ist. Die Umrandung und der Bachverlauf wurden im Gelände mit einem Minutentheodolith (ZEISS Th 51) eingemessen. Eingezeichnet sind auch oberflächliche Fließwege, die z.T. nur bei Niederschlagsereignissen beobachtet werden konnten, z.T. aber auch während Trockenphasen aktiv waren. Diese Rinnen sind auch morphologisch im Gelände zu erkennen, sie sind durch leicht erhöhte Bereiche voneinander getrennt, die nicht vollständig bis zur Erdoberfläche gesättigt sind.

Die Sättigungsflächen weisen durchgängig eine ausgeprägte Mikrotopographie auf, die von der Weidewirtschaft herrührt.

Abb. 3.4 Sättigungsfläche des Einzugsgebiets MU-OM.

3.2 Geologie und Böden

Das Untersuchungsgebiet liegt innerhalb des Feldberg-Schauinsland-Horstes am Westrand des Zentralschwarzwälder Gneis-Anatexit-Gebirges. Das im Untergrund anstehende Gestein besteht aus Metatexiten mit pegmatitartigen Metatekten. Der Mineralbestand setzt sich zusammen aus hellen Lagen von Quarz und Feldspat und dunklem Restbestand, überwiegend Biotit, vereinzelt Hornblende (METZ & REIN, 1958). Diese Gesteine haben ihren Ursprung in präkambrischen Sedimenten, die durch zweimalige regionale Anatexis, zuletzt im Ordovizium (vor ca. 450 Mio. Jahren) während der kaledonischen Orogenese, metamorph umgewandelt wurden. Im Oberkarbon und Tertiär bildeten sich Erzgänge, gleichzeitig ging eine Zerklüftung des Gebirges vonstatten. Die Erzgänge sind hydrothermaler Natur und kommen überwiegend im sog. Nord- und Südfeld des Schauinslands vor. Von einem der Erzgänge im Südfeld, dem Lochmattengang, wird vermutet, daß er das Untersuchungsgebiet durchzieht (Abb. 3.5) und im Mittelalter zur Gewinnung von Blei-Zink-Erz abgebaut wurde (STEIBER, 1986: 11).

Dies könnte sich für das Untersuchungsgebiet dahingehend auswirken, daß vor allem im Quellgebiet des Haldenbachs taubes Gestein und Abraummaterial des mittelalterlichen

Bergbaus zu finden sind. Das Vorhandensein des Minerals Pyromorphit [Pb₅(PO₄)₃Cl], auch Grünbleierz genannt, könnte somit mitverantwortlich sein für die hohen Chloridgehalte des Quellwassers.

STEIBER (1999, persönliche Mitteilung) vermutet, daß im Mittelalter in der Talmulde Dämme aus Abraummaterial des Bergbaus aufgeschüttet wurden. Das Wasser aus den aufgestauten Teichen wurde zur Krafterzeugung in einer bei Hofsgrund liegenden Poche durch Kanäle abgeleitet. Dies würde bedeuten, daß zumindest Teile des Talbodenbereichs mit dem anthropogen eingebrachten Schutt bedeckt sind. Diese Vermutungen bedürfen jedoch genauerer Untersuchungen.

Abb. 3.5 Erzgänge im Südfeld des Schauinsland (METZ, 1966: 32).

Im Tertiär wurden die den kristallinen Grundgebirgsrumpf bedeckenden mesozoischen Schichten aufgrund der Heraushebung des Schwarzwaldes abgetragen. Auf dem so entstandenen Flachrelief der pliozänen Landschaft bildeten sich unter dem Einfluß des warmen Klimas tiefgründige Verwitterungszonen mit mächtiger Oxidationszone (METZ, 1966: 38). Reste dieses Verwitterungsbodens sind selbst in den Hochlagen wegen der glazialen, periglazialen und fluviatilen Erosion im Pleistozän nur spärlich zu finden (STAHR, 1979: 39). Eine Vereisung der Hochfläche am Schauinsland kann sicher für das Würm-Glazial nachgewiesen werden. Während des Würmmaximums kam es zu einer Kappenvereisung des Schauinslands, wobei das Eis im Nährgebiet nahezu ruhte. Die mäßig mächtige (vielleicht 10 bis 50 m), einheitliche Eiskappe reichte bis auf 1000 m ü. NN hinab, darunter flossen die Talgletscher radial ab (GIERMANN, 1964: 201). Während des Titiseestadiums löste sich die einheitliche Eiskappe in mehrere Nährzentren oberhalb 1200 m ü. NN auf, darunter existierten vereinzelte Nischengletscher. Im Untersuchungsgebiet läßt sich rund um die Stelle MU ein flächenmäßig geringer Rest einer Grundmoräne finden (GLA, 1977). Aufgrund der kurzen Transportwege sind die schluffig-sandig-kiesigen Grundmoränen nicht besonders charakteristisch, ihre Mächtigkeit kann mit 1 bis 3 m angegeben werden (GLA, 1981: 192).

Der überwiegende Teil der Geschiebelehme der ehemaligen Grundmoräne wurde aufgearbeitet und ist periglazialen Schuttdecken gewichen; dies gilt vor allen Dingen an den Hängen. In den lehmig steinigen Schutt sind eckige bis kantengerundete Steine eingebettet. STAHR (1979) geht davon aus, daß sich an die eigentliche Vergletscherung noch eine relativ lange Periglazialphase anschloß. Dies trifft auf das Untersuchungsgebiet sicherlich zu, da es schon während des Titiseestadiums als überwiegend eisfrei zu betrachten ist. Unter den periglazialen Frostwechselbedingungen sind durch Solifluktionsprozesse mehrgliedrige Schuttfolgen entstanden. Diese lassen sich wie folgt beschreiben: Bei der *Zersatzzone* handelt es sich um physikalisch und chemisch verwittertes Festgestein, welches von den geringmächtigen, bewegungslosen Eis- oder Firndecken nicht abgeräumt worden ist. Auf einer teilweise sehr dicht gelagerten *Basisfolge* mit in Hangrichtung dachziegelartig eingeregeltem Skelett liegt eine lockere *Hauptfolge*, die einen geringeren Skelettanteil besitzt. Eine *Deckfolge* ist nicht ausgebildet. Die so gelagerten Sedimente überziehen in ca. 1-2 m Mächtigkeit die Hänge und Hochflächen (HÄDRICH & STAHR, 1992:166).

Auf dem lehmig-steinigen Hangschutt bildeten sich durch die Prozesse der Verbraunung, Verlehmung und mäßigen Versauerung typische Braunerden aus, die Humusform ist Mull (HÄDRICH & STAHR, 1992: 176). Die Böden besitzen eine nutzbare Feldkapazität des effektiven Wurzelraumes zwischen 50 mm und 220 mm, je nach Mächtigkeit und Bodenart des anstehenden Verwitterungsmaterials. Die Infiltrationskapazität ist sehr hoch. Auf den gesättigten Bereichen lassen sich Böden der Klasse der Gleye finden, vor allem sind dies Naßgleye und Anmoorgleye. In Hangbereichen mit Quellhorizonten treten auch Quellgleye auf. Diese Böden weisen durch den langanhaltenden oberflächennahen Grundwasserstand überwiegend reduzierte Merkmale und hohe Humusgehalte oder hydromorphe Humusformen auf.

3.3 Klima, Landnutzung und Hydrologie

Das Untersuchungsgebiet liegt im Bereich der zyklonalen Westwinddrift. Das Klima wird daher durch den häufigen Austausch von Westen kommender subtropischer Warmluftmassen und subpolarer Kaltluft geprägt. Es gehört zu den kühl gemäßigten Übergangsklimaten, wird jedoch stark geformt durch die montane Lage. Die mittlere Jahrestemperatur beträgt an der Station Schauinsland (1218 m ü. NN) 4,8 °C (siehe auch Abb. 3.6). Bei Inversionswetterlagen im Winterhalbjahr kommt es häufig vor, daß durch die Höhenlage und die damit verbundene höhere Sonneneinstrahlung höhere Tagestemperaturen anzutreffen sind als in Tallagen, die unterhalb einer Hochnebeldecke liegen. Die Sonnenscheindauer im langjährigen Jahresdurchschnitt beträgt 1519 Stunden (TRENKLE, 1980: 63).

Die Niederschlagsmenge wird stark beeinflußt durch orographische Effekte, die sich vor allem im Winter bei den von Westen her durchziehenden Fronten abzeichnen. Weniger stark wirken sie sich bei den überwiegend durch konvektive Prozesse verursachten Niederschlägen im Sommer aus.



Abb. 3.6 Verlauf der Monatsmitteltemperatur (Periode 1931-60) und der monatlichen Niederschlagssummen (Periode 1931-60) an der Station Schauinsland 1218 m ü. NN (Daten nach TRENKLE, 1980).

Die durchschnittliche Jahresniederschlagssumme für die Station Schauinsland beträgt 1558 mm, 706 mm davon fallen im hydrologischen Winterhalbjahr. 30-35 % des Niederschlages fällt als Schnee. Im westlichen Teil des Schwarzwaldes finden sich durchschnittlich ab 900 m ü. NN 90 Tage mit einer Schneehöhe von mindestens 20 cm und 60 Tage mit mehr als 30 cm.

Auf den exponierten Kammlagen werden Regen und Schnee durch den starken Windeinfluß in Leegebiete verweht.

Das gesamte Untersuchungsgebiet wird weidewirtschaftlich genutzt. Die Beweidung erfolgt mit Rindern. Obwohl die Sättigungsflächen hauptsächlich mit Seggen und Binsen bewachsen sind, die für die Rinder als Futter uninteressant sind, findet sich dort eine ausgeprägte Mikrotopographie infolge Viehtritts. Bis vor ca. 30 Jahren wurden auch die kartierten Sättigungsflächen gemäht (WIESSLER, 1999, persönliche Mitteilung), was darauf schließen läßt, daß die Flächen in früherer Zeit drainiert wurden.

Im Untersuchungsgebiet finden sich nur wenige Bäume. Ein sehr geringer Flächenanteil ist versiegelt (Straßen und Haldenmeierhof). Stehendens Gewässer stellt der bereits erwähnte

Teich dar, der zur Fischhaltung angelegt wurde. Diese mußte jedoch aufgegeben werden, da das Wasser schwermetallbelastet ist. Eine mit einem MERCK-Schnelltest durchgeführte Messung ergab einen Bleigehalt im Seeabfluß von ~0,2 mg/l. Die Schwermetallbelastung rührt wahrscheinlich von den Blei-Zink-Erzen her (siehe oben).

Da über das Abflußverhalten des Haldenbachs bisher nichts bekannt war, sollen an dieser Stelle einige Aspekte der Hydrologie der Brugga kurz erwähnt werden. Eine prinzipielle Vergleichbarkeit scheint gegeben, da ein großer Anteil des Bruggagebietes aus Flächen besteht, die dem Untersuchungsgebiet ähnlich sind.

Die hohe mittlere Abflußspende der Brugga am Pegel Oberried mit 39,2 l/s·km² ist Ausdruck der humiden Bedingungen in ihrem Einzugsgebiet und der vollständigen Lage im Bereich des kristallinen Grundgebirges. Das jährliche Abflußregime der Brugga zeigt ein Maximum durch Schneeschmelze im April und minimale Werte in den Monaten August und September durch hohen Pflanzenwasserverbrauch. Ab November steigen die monatlichen Abflußkoeffizienten wegen der geringeren Verdunstung wieder deutlich an. Das Regime kann einem pluvio-nivalen Typ zugeordnet werden (GÜNTNER, 1997: 9).

3.4 Fazit

Für die experimentelle Untersuchung wurde ein Gebiet auf der Hochfläche zwischen Schauinslandgipfel und Notschrei ausgewählt. Durch die Einrichtung von zwei Abflußmeßstellen wurde eine gesonderte Teilfläche des oberen Einzugsgebietes des Haldenbachs abgetrennt.

Das Untersuchungsgebiet ist geologisch und morphologisch geprägt durch glaziale und periglaziale Vorgänge, vermutlich auch durch bergmännischen Abbau von Blei-Zink-Erzen im Mittelalter. Hauptumsatzräume für das eingetragene Niederschlagswasser sind wahrscheinlich die (peri-)glazialen Deckschichten. Sättigungsflächen finden sich durchgehend im gesamten Talboden vom Quellhorizont, d.h. Ursprung des Haldenbachs, bis zum Meßwehr am unteren Gebietsauslaß; teilweise ziehen sie sich ein Stück weit die Hänge hoch. Charakteristikum der Sättigungsflächen sind hydromorphe Bodenmerkmale im gesamten Profil und eine nässezeigende Vegetation. Die Gründe für das Vorhandensein der Sättigungsflächen liegen wahrscheinlich in einer geringeren hydraulischen Leitfähigkeit aufgrund einer dichteren Lagerung des Schutts. Weitere Faktoren können die hohen Niederschlagssummen und die sehr guten Infiltrationseigenschaften der angrenzenden und an den Hängen vorkommenden Böden sein. Denkbar wäre auch, daß in vergangener Zeit Wasser für die Wässer- oder Flößwiesennutzung an wechselnden Stellen aufgestaut wurde (HÄDRICH & STAHR, 1992: 176), und es dadurch zu Vernässung und zur Ablagerung feinkörniger, schlecht wasserleitender Sedimente kam. Durch die Beweidung ist ein sehr ausgeprägtes Mikrorelief vorzufinden.

4 Methoden

4.1 Methodik der Ganglinienseparation

Als Ganglinienseparation wird im allgemeinen die Aufgliederung der Ganglinie des Gesamtabflusses in die Ganglinien der einzelnen Komponenten bezeichnet. Diese Abflußkomponenten unterscheiden sich in ihren Herkunftsräumen, den Fließwegen durch das Einzugsgebiet, ihren Verweilzeiten in diesem und damit auch in ihrer Dynamik und Beschaffenheit (DYCK & PESCHKE, 1995: 212).

4.1.1 Einfache Ganglinienanalyse zur Bestimmung des Direktabflusses

Mit Direktabfluß wird im folgenden eine Abflußkomponente bezeichnet, die als Reaktion auf ein Niederschlagsereignis unmittelbar zum Abfluß kommt. Sie ist nicht in Zusammenhang zu bringen mit Herkunftsräumen, Abflußbildungsprozessen, Verweilzeiten oder Beschaffenheit, sondern bezieht sich nur auf die Dynamik, den zeitlichen Verlauf der Abflußbildung im Hochwasserfall. Direktabfluß tritt also nur kurzfristig mit Beginn, während und eine geraume Zeit nach einem Niederschlagsereignis auf. Der Abfluß, der vor Beginn des Direktabflusses beobachtet werden kann, wird als Basisabfluß bezeichnet. Er nimmt im Verlauf des Hochwasserabflusses zu und ist aufgrund der Speichereigenschaften im Einzugsgebiet auch nach Beendigung des Direktabflusses größer als zuvor.

Zur Bestimmung des Direktabflusses wurde folgendermaßen vorgegangen (vgl. Abb. 4.1): Zunächst wurde der Punkt A bestimmt, er markiert den Anstieg des Abflusses. Dann wurde der Punkt E im abklingenden Ast der Hochwasserganglinie gesucht, an dem sich der Abfluß nur noch geringfügig veränderte. Punkt E wurde gleichgesetzt mit dem Ende des Direktabflusses. Beide Punkte wurden linear miteinander verbunden. Aus der Differenz zwischen der Geraden, die den Verlauf der Erhöhung des Basisabflusses darstellt, und der Hochwasserganglinie wurde der Direktabfluß berechnet. Die Bestimmung des Punktes E erfolgte zwar subjektiv, da jedoch bei allen beobachteten Hochwasserabflüssen ein mehr oder weniger stark ausgeprägter Knick in der Ganglinie bei E auftrat, erscheint diese Methode in diesem Fall als gerechtfertigt.



Abb. 4.1 Trennung der Ganglinie in Basis- und Direkabfluß am Beispiel des Hochwasserabflusses vom 31. Oktober am Meßwehr OM.

4.1.2 Methodik der Zwei-Komponenten-Trennung mit natürlichen Tracern

Auf Tracer gestützte Ganglinienseparationen basieren auf zwei Massenerhaltungsgleichungen, zum einen der des Wassers und zum anderen der des Tracers (SKLASH & FARVOLDEN, 1979: 48). Setzt sich eine Ganglinie aus den Komponenten (a) und (b) zusammen, so ergibt sich folgendes lineares Gleichungssystem:

$$Q_{ges} = Q_{K(a)} + Q_{K(b)}$$
(GI. 4.1)

$$Q_{ges} \cdot C_{ges} = Q_{K(a)} \cdot C_{K(a)} + Q_{K(b)} \cdot C_{K(b)}$$
(GI. 4.2)

 Q_{ges} = Gesamtabfluß; $Q_{K(a)}$ = Abflußkomponente (a); $Q_{K(b)}$ = Abflußkomponente (b) C = entsprechende Tracerkonzentrationen der jeweiligen Komponente

Zur Berechnung des Anteils einer der beiden Abflußkomponenten am Gesamtabfluß läßt sich dieses Gleichungssystem lösen, wenn die Tracerkonzentrationen und der Gesamtabfluß bekannt sind.

$$\frac{Q_{K(a)}}{Q_{ges}} = \frac{(C_{ges} - C_{K(b)})}{(C_{K(a)} - C_{K(b)})}$$
(GI. 4.3)

Diese Beschreibung des Anteils von Abflußkomponenten mit Gleichung 4.3 entspricht einer Modellvorstellung, für deren erfolgreiche Anwendung einige wesentliche Voraussetzungen erfüllt sein müssen (BUTTLE, 1994: 19; UHLENBROOK, 1999: 32):

- (1) Die Tracerkonzentrationen der beiden Abflußkomponenten unterscheiden sich signifikant voneinander.
- (2) Es gibt keine zusätzlichen Komponenten, es sei denn die Zusammensetzung entspricht einer der Komponenten.
- (3) Die Tracerkonzentrationen bleiben während der Beobachtung im gesamten untersuchten System konstant, bzw. eine räumliche oder zeitliche Variabilität kann entsprechend berücksichtigt werden. Damit ist auch verbunden, daß die Tracer sich konservativ verhalten, d.h. sie sind chemisch inert, unterliegen keiner Retardation und es gibt keine unbekannten Quellen und Senken im System.
- (4) Das System befindet sich im stetigen Fließgleichgewicht, d.h. während der Beobachtung finden im System keine Speicheränderungen statt.

4.1.3 Verwendete Tracer

4.1.3.1 Das stabile Wasserstoffisotop Deuterium (²H)

Mit Deuterium kann eine verweilzeitorientierte Abflußkomponententrennung durchgeführt werden. Dabei wird der Gesamtabfluß in die beiden Komponenten Ereigniswasser und Vorereigniswasser separiert. Ereigniswasser ist dabei Wasser, daß durch Niederschlag oder Schneeschmelze ins Einzugsgebiet eintritt. Beim Vorereigniswasser handelt es sich um Wasser, daß schon vor einem Niederschlags- oder Schneeschmelzereignis im Einzugsgebiet gespeichert ist.

Deuterium ist Bestandteil des Wassermoleküls und kann daher als idealer Tracer angesehen werden. In natürlichen Wässern befinden sich unter 10⁶ Wassermolekülen mit der Isotopenzusammensetzung ¹H₂¹⁶O etwa 320 Moleküle ²H¹H¹⁶O, bei denen eines der beiden Wasserstoffatome ¹H durch das schwere Sauerstoffisotop ²H ersetzt ist (MOSER & RAUERT, 1980: 25). Die unterschiedlichen Molmassen verursachen temperaturabhängige Fraktionierungserscheinungen bei Phasenübergängen. Diese sind durch die unterschiedlichen Dampfdrücke von ¹H₂¹⁶O und ²H¹H¹⁶O zu erklären und führen zur Anreicherung der schweren Isotope in der Phase niedriger Energie (MOSER & RAUERT, 1980: 26ff). Die Isotopenfraktionierung bewirkt einen räumlich und zeitlich variablen Isotopengehalt im Niederschlag. Die dabei auftretenden Effekte (Breiten- und Saisoneffekt, Kontinentaleffekt, Höheneffekt) sind in DANSGAARD (1964) näher beschrieben. Für die vorliegende Untersuchung von Bedeutung ist der auch kleinräumig auftretende Mengeneffekt. Dabei führt die bevorzugte Kondensation von isotopisch schwerem Wasser bei der Wolkenbildung zu einer zunehmenden Abreicherung der schweren Isotope im Niederschlag während eines Niederschlagsereignisses. Zusätzlich kommt es beim Fallen des Niederschlags zur Verdunstung des Wassers. Diese ist zu Beginn eines Ereignisses bzw. bei kurzen Ereignissen größer. Damit ist ein isotopisch gesehenes "Leichterwerden" des Niederschlags mit zunehmender Niederschlagsmenge verbunden. Kleine Niederschlagsereignisse sind demnach unter sonst gleichen Bedingungen isotopisch schwerer als große Niederschlagsereignisse. Sind stark unterschiedliche Luftmassen bei der Niederschlagsbildung von Bedeutung, kann der Mengeneffekt auch unterbrochen werden, d.h. es kann während eines Ereignisses wieder zu isotopisch schwererem Niederschlag kommen (UHLENBROOK, 1999: 31).

Verwendet man bei der Komponententrennung eine Mischprobe für das gesamte Niederschlagsereignis, wird die Variation des Isotopengehalts im Niederschlag nicht berücksichtigt. Die Tracerkonzentration der Ereigniswasserkomponente wird also als konstant angenommen mit der Folge, daß zu verschiedenen Zeitpunkten der Separation Niederschlag berücksichtigt wird, der noch gar nicht gefallen ist. Daraus ergibt sich häufig eine Überschätzung der Ereigniswasserkomponente (MCDONNELL et al., 1990: 456). Um die Variation des Isotopengehaltes im Ereigniswasser beschreiben zu können, ist eine zeitlich aufgelöste Beprobung des Niederschlags nötig. Für jede Probe muß die im Intervall gefallene Niederschlagsmenge und der Isotopengehalt bekannt sein. Daraus läßt sich dann der Isotopengehalt des bis zum Probenahmezeitpunkt in das Einzugsgebiet eingetretenen Ereigniswassers nach Gleichung 4.4 berechnen (MCDONNELL et al., 1990: 456).

$$C_{K(Er),j} = \sum P_i \cdot \delta^2 H_i / \sum P_i$$
(GI. 4.4)

 $C_{K(Er),j}$ = Isotopengehalt der Ereigniswasserkomponente zum Zeitpunkt j [‰] P_i = Niederschlagsmenge im Zeitintervall i [mm] $\delta^2 H_i$ = Isotopengehalt des Niederschlags im Zeitintervall i [‰]

Der Wert von $C_{K(Er),j}$ entspricht praktisch dem Isotopengehalt einer Mischprobe zum Zeitpunkt j. Dieser Ansatz setzt voraus, daß sich der bis dahin gefallene Niederschlag komplett gemischt hat und momentan zum Abfluß kommt, was in der Realität nicht zu erwarten ist. Mangels Kenntnis der zeitlichen Verzögerung und der Mischungsprozesse muß diese Voraussetzung dennoch als erfüllt betrachtet werden.

Die relativ starken Variationen der Isotopengehalte im Niederschlag werden bei der Bewegung des Wassers durch die ungesättigte und die gesättigte Zone abgeschwächt. In der Folge erreichen Isotopengehalte im Grundwasser zumindest mittelfristig konstante Werte und ändern sich nur durch Mischung mit Wässern unterschiedlichen Isotopengehalts. Daraus ergibt sich für die Ganglinienseparation die Annahme, daß die Tracerkonzentration der Vorereigniswasserkomponente dem Isotopengehalt des Basisabflusses (der ausschließlich dem Grundwasser entstammt) kurz vor Beginn des Ereignisses entspricht und für die Dauer des Ereignisses konstant gehalten wird (HOOPER & SHOEMAKER, 1986: 1449). Diese Annahme beinhaltet, daß das Mischungsverhältnis verschiedener Grundwässer mit unterschiedlichen Isotopengehalten im Abfluß von Hochwasserereignissen dasselbe ist wie im Basisabfluß.
4.1.3.2 Gelöstes Silikat

Das Verhalten des Tracers Silikat ist, wie das Verhalten aller geogenen Tracer, gekennzeichnet durch dessen Wechselwirkungen mit anorganischen und organischen Bestandteilen der ungesättigten und gesättigten Zone. Die daraus resultierenden Konzentrationen im Abfluß lassen Schlüsse über Herkunftsräume und Fließwege zu (WELS et al., 1991b).

Für die herkunftsraumorientierte Ganglinienseparation ist die Kenntnis vor allem der Quellen des Silikats notwendig. In wässriger Lösung liegt gelöstes Silikat in Form der Ortho-Kieselsäure H₄SiO₄, einer schwachen Säure, vor. Sie stammt in erster Linie aus der Verwitterung der primären Silikate, vor allem Feldspäte, Glimmer, Pyroxene, Amphibole und Olivine. Die Oxide des Siliziums sind dagegen wegen der hohen Bindungskräfte im Ionengitter sehr verwitterungsbeständig. Die Silikatverwitterung nimmt mit sinkendem pH-Wert und steigender Temperatur zu (SCHACHTSCHABEL et al., 1998: 305). Protonenlieferant für die Hydrolyse bzw. Protolyse der Silikate sind vor allem die Kohlensäure und organische Säuren. Die entstehenden Verwitterungsprodukte werden durch Pflanzenaufnahme und Transport mit der fließenden Bodenlösung ständig abgeführt. Zum Teil entstehen auch sekundäre Minerale (Tonminerale, Oxide, Hydroxide) und in humusreichen Bodenhorizonten bilden sich gut- bis schwerlösliche Eisen- bzw. Aluminiumkomplexverbindungen. Es findet also keine Gleichgewichtseinstellung mit der Bodenlösung statt, weshalb die Silikatverwitterung ständig fortschreitet. Da diese sehr langsam verläuft, ist insbesondere die Kontaktzeit des Wassers zu den silikatischen Mineralen für den Lösungsinhalt des Wassers ausschlaggebend.

Die Ganglinienseparation mit gelöstem Silikat erfolgt zur Trennung des Gesamtabflusses in eine Komponente, die der Oberfläche und den oberflächennahen Schichten entstammt, und in eine Komponente, die aus tieferen Bereichen der ungesättigten und gesättigten Zone kommt. In zahlreichen Untersuchungen wird die oberflächliche Komponente der Ereigniswasserkomponente aus der Separation mit Isotopen gleichgesetzt, da davon ausgegangen wird, daß die Kontaktzeit des Wassers mit der mineralischen Phase gering ist (z.B. HOOPER & SHOEMAKER, 1986: 1452; LAUDON & SLAYMAKER, 1997: 95). Die aus tieferen Bereichen stammende Komponente entspricht dann der Vorereigniskomponente, bei der die Kontaktzeit größer ist und die deswegen auch eine höhere Silikatkonzentration aufweist. Der Vergleich der Ergebnisse macht jedoch den Unterschied zwischen verweilzeitorientierter und herkunftsraumorientierter Komponententrennung deutlich. So kann z.B. oberflächennahes Bodenwasser der ungesättigten Zone mobilisiert werden, das sich mit gelöstem Silikat anreichern konnte. Dies führt dann zu einer Unterschätzung der oberflächennahen Komponente. Der gleiche Fehler ergibt sich, wenn sich das Wasser wider Erwarten auch nach kurzer Kontaktzeit mit gelöstem Silikat anreichert, wie dies in den Untersuchungen von KENNEDY (1971) und WELS et al. (1991b) der Fall war.

Wegen der unklaren Lösungsgeschwindigkeit ist die Festlegung der Konzentrationen der beiden Komponenten bei der Komponententrennung mit Silikat problematisch. Außerdem ist die Annahme, daß die Konzentrationen im Verlauf des Ereignisses konstant sind, fragwürdig, da Silikat nicht als konservativer Tracer anzusehen ist. Es unterliegt im Boden sowohl der Adsorption als auch der Desorption (SCHACHTSCHABEL et al., 1998: 305). Für die Festlegung des Silikatgehaltes der Abflußkomponente aus dem tieferen Bereich bietet es sich an, die Konzentration des Basisabflusses vor Ereignisbeginn zu übernehmen. Zur Bestimmung der Konzentration während des Ereignisses kann zwischen diesem Wert und der Konzentration nach Beendigung des Direktabflusses linear interpoliert werden (HOOPER & SHOEMAKER, 1986:1449).

4.1.3.3 Weitere geogene Tracer

Für die folgenden Inhaltsstoffe wurden keine Ganglinienseparationen durchgeführt, jedoch kann ihre Beobachtung in der Ganglinie des Gesamtabflusses während eines Hochwasserereignisses zusätzliche Informationen über Herkunftsräume und Fließwege liefern. Mit Ausnahme des Chlorids sind die Inhaltsstoffe nicht zu den konservativen Tracern zu zählen, da sie an biogeochemischen Stoffkreisläufen beteiligt sind. Daher besitzen sie mehrere Quellen und Senken, die im einzelnen nur schwer auszumachen sind. Sie werden in z.T. nicht unerheblichen Mengen über atmosphärische Depositionen eingetragen (ARMBRUSTER, 1998: 70).

Chlorid (CI⁻) wird in Böden nur zu sehr geringen Anteilen adsorbiert, was an der negativen Ladung, dem geringen Ionenradius und der hohen Löslichkeit liegt. Chloridquellen im Untersuchungsgebiet sind der Niederschlag und der Streusalzeinsatz im Winter. Ob als weitere anthropogene Quelle die Abwässer des Haldenmeierhofs und des Haldenwirtshauses eine Rolle spielen, ist nicht bekannt. Als Besonderheit ist noch eine geogene Quelle zu nennen: das einstmals bergmännisch abgebaute Mineral Pyromorphit [Pb₅(PO₄)₃CI] (STEIBER, 1986: 28). Sein Vorkommen im Quellgebiet des Haldenbächles ist wahrscheinlich für die hohen Chloridgehalte im Abfluß verantwortlich.

Nitrat (NO₃⁻) ist ein Bestandteil des Stickstoffkreislaufs. Es unterliegt im Ökosystem vielfältigen biochemischen Umwandlungsprozessen, was seinen Gebrauch als Tracer stark einschränkt. Jedoch kann eine erhöhte Nitratkonzentration im Abfluß auf eine Beteiligung oberflächennaher Komponenten hindeuten.

Sulfat (SO_4^{2}) kann durch Oxidation von schwefelhaltigen Mineralen (z.B. Pyrit [FeS₂]) in Lösung gehen. Für den Sulfataustrag sind ebenso wie beim Stickstoff ökosysteminterne Umsätze entscheidend.

Kalium (K⁺) hat seine natürlichen Quellen hauptsächlich in der Verwitterung der Kalifeldspäte und Glimmer. Es ist ein wichtiger Pflanzennährstoff und wird dem Boden häufig durch Düngung zugeführt. Im Bereich des Mineralbodens unterliegt Kalium der spezifischen Adsorption durch Tonminerale (Kaliumfixierung). Maximale Konzentrationen mobilen Kaliums finden sich im humosen Oberboden, wo die Kaliumfixierung von untergeordneter Bedeutung ist (SCHACHTSCHABEL et al., 1998: 258). **Natrium** (Na⁺) stammt hauptsächlich aus der Verwitterung der Natronfeldspäte und spielt als Nährstoff für Pflanzen eine untergeordnete Rolle. Wegen seiner geringen Eintauschstärke ist es nur schwach gebunden und wird daher leicht ausgewaschen.

Calcium (Ca²⁺) entstammt vorwiegend der Verwitterung von Natronfeldspäten, Amphibolen und Pyroxenen. Es besitzt eine hohe Eintauschstärke und wird daher von den Austauschern im Boden stark gebunden.

Magnesium (Mg²⁺) besitzt ebenfalls eine hohe Eintauschstärke und ist essentielles Makronährelement aller Lebewesen. Es wird freigesetzt bei der Verwitterung von Silikaten, im besonderen von Amphibolen, Pyroxenen, Olivinen, Biotiten und einigen Tonmineralien.

Die **elektrische Leitfähigkeit** eines Wassers ist eine Funktion seiner Ionenkonzentration. Sie ergibt sich aus dem reziproken Wert des elektrischen Widerstands. Die Leitfähigkeit ist temperaturabhängig, daher wird sie auf 25 °C bezogen, die Angabe erfolgt in µS/cm. Da die Leitfähigkeit ein Summenparameter aller im Wasser gelösten Ionen ist, kann durch Multiplikation des gemessenen Wertes mit 0,8 der Gesamtsalzgehalt in mg/I ungefähr ermittelt werden (MÜLLER, 1995: 8).

4.2 Durchführung der Markierversuche

Die Markierversuche wurden in dem Einzugsgebiet MU-OM durchgeführt. Sie sollten zum einen Aufschluß darüber geben, ob, wie schnell und wohin sich Wasser bei einem Niederschlagsereignis aus der oberhalb liegenden ungesättigten Zone auf bzw. in die Sättigungsfläche bewegt. Zum anderen sollte geklärt werden, wie sich das Wasser innerhalb der gesättigten Bodenzone verhält. Die Wahl der Markierstoffe fiel dabei auf Fluoreszenzfarbstoffe, die sich bei ähnlichen Versuchen in der Vergangenheit oft bewährt haben (z.B. WEILER, 1997). Näheres über die Eigenschaften und die Verwendung von Fluoreszenzfarbstoffen findet sich bei KÄSS (1992).

Markierung der ungesättigten Zone

Die Einspeisestelle befand sich am nördlichen Hang, in einem horizontalen Abstand von ca. vier Metern zur Sättigungsfläche (Abb. 3.4; Abb. 4.2; Tab. 4.1; Bezeichnung "SR B"). Die Stelle lag gegenüber der Grenze Sättigungsfläche/ungesättigter Hangbereich einen Meter höher. Eingespeist wurde in einen zwei Wochen zuvor ausgehobenen Graben, der 30 cm tief, 150 cm lang und 30 cm breit war. In den zwei Wochen zuvor wurde der Graben an vier Tagen mit jeweils ca. 50 I Wasser vorgespült, um eine Erhöhung der hydraulischen Leitfähigkeit herbeizuführen. Damit sollte verhindert werden, daß der Markierstoff in der ungesättigten Zone hängenbleibt. Im nachhinein muß diese Maßnahme kritisch hinterfragt werden, da es wahrscheinlich ist, daß durch diese Aufsättigung des Bodens, der im übrigen

eine als sehr hoch einzustufende Infiltrationskapazität besitzt, eine direkte Verbindung zur gesättigten Zone (Flurabstand ca. 1 m) geschaffen wurde.

Eingespeist wurden 1 kg Sulphorhodamin B und zusätzlich 4,5 kg Naphthionat. Die Einspeisemengen wurden nach einer von LEIBUNDGUT entwickelten Formel (Gl. 4.5) (LEIBUNDGUT & WERNLI, 1982: 121) grob abgeschätzt, da diese Formel eigentlich für die Berechnung der Einspeisemengen bei Markierversuchen in Porengrundwasserleitern benutzt wird.

$$\mathsf{EM} = \frac{\mathsf{t}_{s} \cdot \mathsf{K} \cdot \mathsf{Q} \cdot \mathsf{Adk} \cdot \mathsf{S}_{\mathsf{f}}}{2 \cdot 10^{6}} \tag{GI.4.5}$$

EM = Einspeisemenge [kg] t_s = geschätzte Zeitdauer des Farbdurchgangs [h] K = Maximalkonzentration bei Entnahmestelle [mg·m⁻³] Q = Quellschüttung, hier Abfluß des Haldenbächles am "Unteren Meßwehr" [m³·h⁻¹] Adk = Adsorptionskoeffizient []; Sf = Sicherheitsfaktor []

Das Sulphorhodamin B wurde in 80 °C warmem Wasser gelöst und mit einem Schlauch in den Graben gefüllt. Nachdem der größte Teil davon infiltriert war, wurden 35 l Naphthionatlösung direkt aus einem Kanister in den Graben gegeben. Nach ca. 4 Stunden war alle Tracerlösung infiltriert. Am darauffolgenden Tag wurde der Graben mit dem Aushubmaterial wieder verschüttet.

Markierung der gesättigten Zone

In diesem Fall erfolgte die Markierung mit 500 g Uranin, diese Menge wurde ebenfalls nach Gleichung 4.5 abgeschätzt. Die Einspeisestelle befand sich ca. 9 m unterhalb der Grabeneinspeisung innerhalb der Sättigungsfläche, in einem Abstand von 5 m zur Grenze Sättigungsfläche/ungesättigte Zone (Abb. 3.4; Abb. 4.2; Tab. 4.1; Bezeichnung "U"). Für die Markierung wurde einige Tage zuvor ein 40×40 cm großes Loch mit einer Tiefe von 70 cm ausgehoben. Am Tag der Einspeisung wurde das in der Zwischenzeit bis obenhin mit Grundwasser vollgelaufene Loch leergeschöpft. Das in fünf Litern Wasser gelöste Uranin wurde auf den Grund des Loches gegeben. Anschließend wurde ein engmaschiger Drahtkorb auf den Boden des Loches gestellt und das Loch bis zur Hälfte verfüllt. Der Drahtkorb sollte ein frei von Wasser ausfüllbares Volumen offenhalten und damit verhindern, daß die Tracerlösung durch das Auffüllen mit Erdaushub an die Oberfläche gedrängt wird. Dann wurden noch 10 Liter Wasser in das halbverfüllte Loch gegeben, um die Tracerlösung zu überschichten. Im Anschluß daran wurde das Loch vollends verfüllt. Am darauffolgenden Tag zeigte sich, daß die durchgeführten Maßnahmen keinen Erfolg hatten. Es war zu erkennen, daß aus dem verfüllten Loch Uranin an die Oberfläche trat, welches mit dem wiederansteigenden Grundwasser nach oben transportiert wurde.

Ursprünglich war noch eine Markierung von Oberflächenwasser geplant. Diese konnte am Einspeisetag aufgrund des nachlassenden Regens nicht durchgeführt werden.

Von den ursprünglich geplanten drei Markierungen konnten daher nur zwei durchgeführt werden.

Abb. 4.2 Blick von den Einspeisestellen in Richtung Meßwehr MU. Im Mittelgrund ist das APEG an der Stelle TM zu sehen (weiße Kiste).

4.3 Feld- und Laborarbeiten

Im folgenden soll ein Überblick darüber gegeben werden, wie welche Daten für die vorliegende Untersuchung gewonnen wurden. Um die Aussagekraft der in Kapitel 5 aufgeführten Ergebnisse beurteilen zu können, ist es sinnvoll eine detaillierte Beschreibung der Vorgehensweisen und Arbeitsschritte zu liefern. Vor allem soll dadurch auf mögliche Fehlerquellen hingewiesen werden.

4.3.1 Abflußmessung

Durch die Einrichtung zweier Abflußmeßstellen wurde eine Teilfläche des Einzugsgebietes abgegrenzt. Durch die Differenzbildung der Abflüsse konnte die dem Gerinne zuströmende Wassermenge von dieser Teilfläche mengenmäßig erfasst werden.

Zur Bestimmung der Abflüsse wurden zwei baugleiche Meßwehre mit V-Querschnitt (THOMPSON-Meßwehr) hergestellt (Abb. 4.3). Aus der Frontwand einer quaderförmigen Kiste (Abmessungen: Breite 68 cm, Länge 110 cm, Höhe 54 cm) aus 5 mm starkem glasfaserverstärktem Kunststoff wurde ein Dreieck mit einem Öffnungswinkel von 53°8' ausgesägt. Die Spitze dieses Überfalldreiecks befand sich 15 cm über dem Boden der Kiste; der Dreiecksüberfallquerschnitt war im Kronenbereich 1 mm stark. Gegen die Strömung bildete die Krone einen scharfkantigen rechten Winkel, während sie stromabwärts mit ca. 60° nach außen abgeschrägt war. Dadurch wurde ein vollständiges Abreißen des Überfallstrahles gewährleistet. Die gegenüberliegende Rückwand der Kiste wurde vollständig entfernt. Um zu gewährleisten, daß kein Wasser am Meßquerschnitt vorbeifließt, wurde in Verlängerung der Seitenwände und des Bodens Teichfolie dicht angebracht, und beim späteren Einbau des Wehres in das Gerinnebett eingegraben. Beide Meßwehrkisten wurden waagerecht in das Gerinne eingebaut.

Der Zulauf war also aufgrund der Abmessung der Kiste auf einer Länge von 110 cm und einer Breite von 54 cm rechteckig ausgebaut. Abflüsse konnten für maximale Überfallhöhen bis 32 cm bestimmt werden, bei höheren Wasserständen wurde der Meßquerschnitt überflossen. Als Pegelnull wurde dabei die untere Spitze des Überfalldreiecks eingemessen. Die Wasserstandsbestimmung erfolgte 75 cm stromaufwärts des Überfalls mittels einer Membrandrucksonde, die in einem perforierten Kunststoffrohr untergebracht war. Zusätzlich wurde noch ein Lattenpegel angebracht.



Abb. 4.3 Meßwehr an der Meßstelle MU.

Die Durchflußmenge (Q) hängt von der Geometrie des Wehres (Öffnungswinkel beim V-Wehr), der Überfallhöhe, der Erdbeschleunigung und einem Überfallbeiwert μ ab (Bos, 1978: 164).

$$Q = \mu \cdot \frac{8}{15} \cdot \sqrt{2 \cdot g} \cdot \tan\left(\frac{\alpha}{2}\right) \cdot h_{\ddot{u}}^{\frac{5}{2}}$$
(GI. 4.6)
$$\mu = 0,565 + 0,0087 \cdot h^{-0.5}$$
(GI. 4.7)
$$g = 9,81 \text{m} \cdot \text{s}^{-2}; h_{\ddot{u}} = \ddot{U} \text{berfallhöhe [m]}$$

 α = Öffnungswinkel des Dreieck-Überfalls [°]

Diese Gleichung kann aber nur bei idealen Randbedingungen uneingeschränkt verwendet werden, d.h. bei optimalen Anströmbedingungen und bei bestimmten Verhältnissen der

Geometrie des Wehres. Da diese Bedingungen bei oben vorgestelltem Wehr nicht gegeben waren, war es nötig, die Wasserstands-Abfluß-Beziehung durch Messungen zu kalibrieren. Insgesamt wurden bei MU 11 und bei OM 8 Gefäßmessungen mit einer 57 Liter fassenden Wanne zu verschiedenen Zeitpunkten durchgeführt. Der gemessene Abfluß und der dabei abgelesene Wasserstand wurden in die Gleichung 4.6 eingesetzt und der jeweilige Überfallbeiwert µ berechnet.



Abb. 4.4 Wasserstands-Abfluß-Beziehung am Meßwehr MU (a.) und am Meßwehr OM (b.).

Da die so ermittelten Überfallbeiwerte für die unterschiedlichen Wasserstände keine nach Gleichung 4.7 zu erwartende Tendenz erkennen ließen, wurden die Werte für das jeweilige

Meßwehr gemittelt. So ergab sich für das Meßwehr MU ein Überfallbeiwert von μ_{MU} =0,56995 und für des Wehr OM ein Überfallbeiwert von μ_{OM} =0,53894 (Abb. 4.4). Die trotz gleicher Bauart unterschiedlichen Überfallbeiwerte an den beiden Meßstellen lassen sich wohl mit unterschiedlichen Anströmverhältnissen erklären.

Wie bereits erwähnt, wurden die Wasserstände mit Membrandrucksonden gemessen. Bei MU wurden die Wasserstände alle 10 min mittels eines in die Sonde integrierten Datenloggers aufgezeichnet. Bei OM war in dem perforierten Rohr zusätzlich noch eine Leitfähigkeitssonde (Meßgerät LF-325, Firma WTW) untergebracht; hier wurde die Aufzeichnung der Wasserstände und der Leitfähigkeit mit einem externen Datenlogger durchgeführt. Dabei wurde jede Minute gemessen und ein 10-min Mittelwert gespeichert. Die Meßauflösung der Membrandrucksonden wurde auf Milimeter eingestellt, um die Wasserstandsänderungen möglichst genau erfassen zu können. Die Meßgenauigkeit der Sonden wurde in dem zu messenden Wasserstandsbereich im Labor zu ± 0.3 mm bestimmt.

Auf dieser Grundlage und den ermittelten Überfallbeiwerten wurden die Abflüsse nach Gleichung 4.1 berechnet. In Einzelfällen, insbesondere dann, wenn die Ganglinie einen starken Zickzackverlauf aufgrund der Meßungenauigkeiten aufwies, wurde eine Mittelung der Werte vorgenommen (gleitende 5er Mittel). Im Normalfall wurden die Datenlogger wöchentlich ausgelesen und neu programmiert, dabei wurden die Sonden auf ihre Funktionstüchtigkeit hin überprüft und gereinigt.

4.3.2 Niederschlagserfassung

Der Niederschlag wurde mit einem Regenschreiber nach HELLMANN erfaßt, welcher direkt bei OM (1090 m ü. NN) positioniert war. Die Auffangfläche betrug 200 cm² und war in einer Höhe von 1,25 m angebracht. Der Niederschlag wurde kontinuierlich über ein Schwimmergefäß mit Hebervorrichtung und Schreibarm auf einer Schreibpapierrolle aufgezeichnet. Die Rollen wurden auf Niederschlagsintensitäten für 10-min Intervalle und Niederschlagssummen für die einzelnen Niederschlagsereignisse ausgewertet.

Für die Werte der Niederschlagsintensitäten wurde eine Korrektur des Windfehlers durchgeführt. Dabei wurde für Halbstundenintervalle ein Korrekturfaktor k_w nach einer von ALLERUP & MADSEN (1980) für HELLMANN Niederschlagsmesser empirisch ermittelten Gleichung (GI. 4.8) berechnet, mit dem die Niederschlagsintensitäten multipliziert wurden. Die Daten für die Windgeschwindigkeiten wurden von der ungefähr 3 km entfernten und in etwa gleicher Höhe liegenden Meßstation des Umweltbundesantes übernommen (Halbstundenwerte).

$$k_{w} = \frac{N_{Boden}}{N_{HELL}} = e^{(-0,001 \cdot lnN_{l} - 0,0082 \cdot u_{p} \cdot lnN_{l} + 0,0420 \cdot u_{p} + 0,010)}$$
(GI. 4.8)

$$\begin{split} N_{\text{Boden}} &= \text{Niederschlagsmenge am Boden [mm]} \\ N_{\text{HELL}} &= \text{Niederschlagsmenge im Niederschlagssammler gemessen [mm]} \\ N_{\text{I}} &= \text{Niederschlagsintensität [0,1 mm \cdot h^{-1}]} \\ u_{\text{p}} &= \text{Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe [m \cdot s^{-1}]} \end{split}$$

Der Standort des Regenschreibers kann als mäßig geschützt eingestuft werden, da er bei den meist vorherrschenden Westwinden im Lee des direkt angrenzenden steilen Hanges liegt. Nach SEVRUK (1982) sollen für mäßig geschützte Standorte die durch die Korrektur des Windfehlers erhaltenen Zunahmen der Niederschlagsmengen mit dem Faktor 0,75 multipliziert werden. Dies wurde so für die 10-min Intervalle durchgeführt.

Schließlich wurde in der Niederschlagssumme für die einzelnen Regenereignisse noch ein Benetzungsverlust berücksichtigt. RICHTER (1985) gibt einen langjährigen Benetzungsverlust von 2,9 % für den Monat Oktober und von 2,7 % für den Monat November an.

Die so gewonnenen Niederschlagssummen wurden zur Plausibilitätskontrolle mit den Daten der Umweltbundesamtstation verglichen, deren beheizter Niederschlagsmesser mit einem Tropfenzähler und einem Windschutzring ausgestattet ist.

4.3.3 Entnahme von Wasserproben

Wasserproben aus dem Abfluß des Haldenbachs

Aus dem Haldenbach wurden an den Stellen MU und OM Wasserproben für die spätere Analyse der chemischen Parameter entnommen. An beiden Meßstellen wurde jeweils ein APEG (<u>A</u>utomatisches <u>P</u>robe<u>e</u>ntnahme<u>g</u>erät) aufgestellt. Diese Geräte können mit maximal 42 Probeflaschen à 100 ml in einem Karussell bestückt werden und sind in Kunststoffkisten untergebracht. Eine Vermischung von Wasser des Probenahmezeitpunktes mit Wasser der vorangegangenen Proben im Zulaufschlauch wird durch einen Vorspülmechanismus verhindert. An der Stelle OM wurde der Zulaufschlauch ca. 1,5 m unterhalb des Meßwehres innerhalb einer freien Fließstrecke 5 cm über dem Bachgrund fest angebracht. Bei MU erfolgte die Anbringung ca. 2,5 m oberhalb des Meßwehres. Das Probenahmezeitintervall wurde an beiden APEGs auf drei Stunden eingestellt; die Probenahme erfolgte an beiden Probenahmestellen gleichzeitig. Abgefüllt wurde in PE Flaschen und für die Tracerproben in Braunglasflaschen. Die Flaschen verblieben unverschlossen bis zur nächsten Leerung (in der Regel alle fünf Tage) im APEG, es wurde kein Verdunstungsschutz in die Flaschen gegeben.

Nach Ausfall der automatischen Probenahme aufgrund der Witterung wurde für die Analyse der Fluoreszenztracer in unregelmäßigen Zeitabständen an der Stelle MU, direkt am Meßwehrüberfall, Handproben in Braunglasflaschen genommen.

Beprobung des Niederschlags

Zur Beprobung des Niederschlags wurde ein modifiziertes APEG eingesetzt. Eine genauere Beschreibung der Funktionsweise findet sich bei FREY (1999). Mit diesem Gerät war es möglich, den Niederschlag hochaufgelöst zu beproben. Der Standort befand sich direkt neben dem Regenschreiber. Bei den beprobten Niederschlagsereignissen wurde ca. alle 1,5 mm Niederschlag eine Probe in eine 100 ml Braunglasflasche abgefüllt. Den Proben konnte ein Abfüllzeitpunkt mit einer Genauigkeit von zwei Minuten zugeordnet werden. Die exakte im Intervall gefallene Niederschlagmenge wurde durch Auswertung des Regenschreibers bestimmt. Auch hier verblieben die Probeflaschen bis zur nächsten Leerung unverschlossen und ohne Verdunstungsschutz im Gerät.

Probenahme an weiteren Stellen

Ein weiteres APEG wurde an der Stelle "TM" (Abb. 3.4) am Tag der Tracereinspeisung aufgestellt. Der Zulaufschlauch wurde in einer morphologisch erkennbaren Rinne auf der Sättigungsfläche des Einzugsgebietes MU-OM installiert, in der es bei Niederschlag zu deutlich erkennbarem Abfluß kam. Der Standort wurde ausgewählt, weil aus vorangegangenen Beobachtungen zu vermuten war, daß an die Oberfläche gelangendes, mit Tracer markiertes Wasser diesen Fließweg nehmen würde. Die Beprobung erfolgte in Braunglasflaschen mit einem eingestellten Zeitintervall von zwei Stunden. Nach witterungsbedingtem Ausfall auch dieses APEGs wurden in unregelmäßigen Zeitabständen Handproben abgefüllt.

Bezeichnung der Probenahmestelle	Rechtswert	Hochwert	Höhe ü. NN [m]	Beprobung
MU	3 417 794	5 306 713	1078,9	Haldenbächle
ОМ	3 417 794	5 306 717	1089,6	Haldenbächle
ТМ	3 417 857	5 306 723	1082,8	Fließrinne
H 1	3 417 863	5 306 741	1084,0	Ursprung Fließrinne
H 3	3 417 834	5 306 748	1088,5	Mulde (Viehtritt)
H 6	3 417 817	5 306 729	1088,3	Mulde
H7	3 417 894	5 306 719	1079,4	Fließrinne
U	3 417 821	5 306 739	1088,9	-
SR B	3 417 817	5 306 746	1090,4	-

Tab. 4.1 Bezeichnung und Lage der Probenahme- und Einspeisestellen.

An weiteren Stellen (Tab. 4.1) auf der unteren Sättigungsfläche wurden ebenfalls Handproben für die Traceranalytik genommen (Abb. 3.4), soweit dies aufgrund der Schneebedeckung und dem Vorhandensein von oberflächlichem Wasser möglich war.

4.3.4 Analytische Untersuchungsmethoden

Die entnommenen Proben wurden in Kunststoffboxen in einem nicht gekühlten Raum dunkel gelagert. Da die Analyse der Proben aus zeitbedingten und logistischen Gründen z.T. erst 4-5 Wochen nach der Probenahme stattfand, mußte vor allem bei nicht konservativen Inhaltsstoffen (z.B. Nitrat und Sulfat) mit Konzentrationsänderungen durch chemische, physikalische und biologische Umsetzungsprozesse in dieser Zeit gerechnet werden. Die analytischen Untersuchungen erfolgten im Labor des Instituts für Hydrologie.

Anionen und Kationen

Die Bestimmung der Konzentrationen der Kationen Na⁺, K⁺, Mg²⁺ und Ca²⁺ und der Anionen Cl⁻, NO₃⁻ und SO₄²⁻ erfolgte mittels lonenaustauschchromatographie. Die Messungen wurden mit dem DIONEX DX 500 Chromatographen. Die zu messenden Proben (Probevolumen 5 ml) wurden mit 0,45 µm Membranfiltern aus Celluloseacetat filtriert. Für jeden Meßdurchgang (in der Regel ca. 100 Proben) wurde eine neue Eichreihe mit 10 Standardlösungen im zu erwartenden Konzentrationsbereich von 2-20 mg/l erstellt. Jede Probe wurde aufgrund der großen Probenanzahl nur einmal gemessen. Wurden Ausreißer erkannt, erfolgte ein nochmaliges Messen der Probe. Eine statistische Behandlung der Meßergebnisse zur Bestimmung des Meßfehlers wurde nicht durchgeführt. Jedoch wurde bei jedem Meßdurchgang die Güte der Eichkurve überprüft und die einzelnen Chromatogramme der Messungen visuell auf Unstimmigkeiten kontrolliert. In jeden Meßdurchgang wurden wiederholt Standardlösungen und Probenwiederholungen einbezogen. Überschlägig kann die dabei beobachtete maximale Abweichung mit ca. 6 % angegeben werden, die mittlere Abweichung liegt bei ungefähr 1-2 %.

Gelöstes Silikat

Die Analyse erfolgte nach dem DEV DIN 38405 D 21 photometrisch mit dem MILTON ROY SPECTRONIC 2001 PLUS Photometer. Dabei wurde zunächst ein Probevolumen von 12,5 ml mit demselben Volumen an destilliertem Wasser verdünnt. Die Verdünnung war notwendig, da die im Gerät eingebaute Meßküvette sich nur für Konzentrationen bis maximal 4 mgSi/l eignet. Anschließend wurde 1 ml Ammoniumheptamolybdat zugegeben, wodurch das gelöste Silikat in einen gelben Molybdato-Kieselsäure-Komplex überführt wurde. Nach einer Reaktionszeit von 5 min wurde zur Maskierung von Phosphationen, die den quantitativen Nachweis stören, 1 ml Oxalsäure zugegeben. Eine Minute später erfolgte durch die Zugabe eines Milliliters 4-Methylamino-Phenolsulfat (Photorex) die Reduktion des Komplexes, wodurch sich eine blaue Kolloidlösung von Mischoxiden bildete. Es wurde einer Wellenlänge von 820 nm photometrisch ausgewertet. Über eine zuvor gemessene und im Gerät abgespeicherte Eichgerade, die aus der Messung von 8 Standardlösungen (2-8 mgSi/l) erstellt wurde, wurde dann die Siliziumkonzentration in [mgSi/l] bestimmt.

Bei jedem Meßdurchgang wurden 6 Proben nacheinander in der vorgeschriebenen Zeit durchgemessen. Um verläßliche Ergebnisse zu erhalten wurden zu Beginn jedes Meßdurchgangs zwei Standards mitgemessen. Dieselben Standards wurden am Ende nochmals gemessen, um abschätzen zu können, wie stark die Reaktion während der Zeit des Messens weitergelaufen war. Aus diesen Messungen der Standards wurde eine mittlere Fehlerabweichung von ± 0.05 mgSi/l abgeleitet.

Stabile Isotope

Die Bestimmung der Konzentrationen des stabilen Sauerstoffisotops ¹⁸O und des stabilen Wasserstoffisotops Deuterium (²H) erfolgte mit dem Massenspektrometer DELTA S FINNIGAN MAT. Dabei mußten die Isotope der kondensierten Phase zunächst in ein für die massenspektrometrische Messung geeignetes Gas überführt werden. Der Isotopengehalt wurde dann mit diesem Meßgas gegen einen internen Standard bestimmt.

Für die Deuteriumbestimmung der Wasserproben wurde dabei das Wasser quantitativ in einem Reaktionsofen über Chrom bei einer Temperatur von 900 °C reduziert und der entstehende Wasserstoff als Meßgas verwendet. Mit dem oben genannten Gerät konnten Serien à 26 Proben plus 4 Standards gemessen werden. Verwendet wurde 1 ml Probevolumen, welches aus den Beprobungsflaschen nach vorherigem Schütteln mit einer Pipette in kleine Glasfläschchen umgefüllt wurde.

Für die ¹⁸O Bestimmung wurde in der Equilibriereinheit des Meßgeräts ein Isotopenaustausch des Sauerstoffs des Probenwassers mit CO₂ bis zur Gleichgewichtseinstellung durchgeführt. Das CO₂ diente dann als Meßgas. Ein Meßserie bestand aus 20 Proben (Probevolumen 5 ml) und 4 Standards.

Als Maß für den Isotopengehalt wird die relative Dfferenz des Isotopenverhältnisses der Probe gegenüber dem Isotopenverhältnis eines Standards angegeben, verwendet wird hierbei der sogenannte δ -Wert (MOSER & RAUERT, 1980: 11).

$$\delta^{18} \text{O bzw. } \delta^2 \text{H} = \frac{\text{R}_{\text{Probe}} - \text{R}_{\text{Standard}}}{\text{R}_{\text{Standard}}} \cdot 1000 \%$$
(GI. 4.9)

R_{Probe} = Isotopenverhältnis der zu untersuchenden Probe R_{Standard} = Isotopenverhältnis im Standard

Als Bezugsstandard diente der international in der Isotopenanalytik gebräuchliche V-SMOW (<u>V</u>ienna <u>s</u>tandard <u>m</u>ean <u>o</u>cean <u>w</u>ater) mit $R_{Standard}={}^{18}O/{}^{16}O=(2005,20 \pm 0,45)\cdot10^{-6}$ und $R_{Standard}={}^{2}H/{}^{1}H=(155,76 \pm 0,05)\cdot10^{-6}$. Der Fehler bei der Deuteriumbestimmung beträgt ±1 ‰ und bei der {}^{18}O Bestimmung ±0,2 ‰.

Fluoreszenztracer

Die Untersuchung im Hinblick auf die Fluoreszenzfarbstoffe Uranin, Naphthionat und Sulphorhodamin B wurden mit dem Spektralfluorimeter PERKIN ELMER LS 50 B durchgeführt. Gemessen wurde mit dem Synchronscanverfahren (Käss, 1992: 83), womit es meistens möglich war, anhand der Fluoreszenzintensitätspeaks eindeutig zu unterscheiden, ob diese von den Farbstoffen herrührten oder durch Fremdfluoreszenzen verursacht wurden. Wegen der pH-Abhängigkeit der Fluoreszenz des Uranins wurde bei der Messung Tetranatriumethylendiamintetraessigsäure (NaEDTA) zur Einstellung eines pH-Wertes > 9 zugegeben (KASS, 1992: 51). Die bei der Analyse verwendeten Parameter sind aus Tabelle 4.2 ersichtlich. Die Standards wurden mit destilliertem Wasser hergestellt. Eine Filtrierung der Proben fand nur statt, wenn nach längerem Abstehenlassen eine Trübung zu erkennen war. Bei Überschreitung des Meßbereiches wurden die Proben mit destilliertem Wasser verdünnt. Die Messung von Naphthionat ließ wegen der sehr unterschiedlichen, z.T. sehr hohen Hintergrundwerte, die wahrscheinlich von Huminsäuren herrührten, keine eindeutige Konzentrationsbestimmung zu. Dies war aufgrund von Untersuchungen im Vorfeld zu erwarten und hat sich später dann bestätigt. Deswegen wird Naphthionat bei den Ergebnissen nur zur Überprüfung des Sulphorhodaminnachweises herangezogen.

	Uranin	Sulphorhodamin B	Naphthionat
Eichstandards [mg/m ³]	0,05; 0,1; 0,5; 1; 5; 10; 15; 25	0,5, 1; 5; 10;25; 50; 100; 500	0,5; 1; 5; 10; 25; 50; 100
Eichgerade y=Konzentration [mg/m ³] x=Fluoreszenzint.	a.) y=0,0254·x-0,0376 b.) y=0,0265·x-0,0227	c.) y=0,6659·x-1,0707 d.) y=0,6178·x-0,1053	y=0,1311∙x-0,607
R ²	a.) 0,99 b.) 1	c.) 0,99 d.) 0,99	1
Wellenlängenabstand beim Scan [nm]	a.) 19 b.) 23	19	95
Wellenlänge, bei der die Messung erfolgte [nm]	a.) 494,2 b.) 492,6	567,1	325,1
Na-EDTA Zugabe	ja (0,5 %)	ja (0,5 %)	nein
Hintergrundintensität	1,1	0,1	sehr unterschiedlich

Tab. 4.2 Parameter bei der Analytik der Fluoreszenzfarbstoffe.

a.) Proben an der Stelle TM bis 11. Nov. 03:30 b.) alle anderen c.) für Int. >15 d.) für Int. <15

4.4 Zusätzliche Daten und Beobachtungen

Elektrische Leitfähigkeit

An einigen Stellen wurde stichprobenhaft die Leitfähigkeit mit dem Feldgerät LF-325 (Firma WTW) gemessen. Das Geräte zeigt zusätzlich die Wassertemperatur an.

Daten des Umweltbundesamtes (UBA)

Von der Umweltbundesamtstation Schauinsland wurden folgende Daten für die Monate Oktober, November und Dezember in Halbstundenwerten zur Verfügung gestellt: Temperatur, Niederschlag, Windgeschwindigkeit (10 m Höhe), Globalstrahlung und relative Luftfeuchte. Sofern sie Verwendung fanden, wurden sie ohne Korrekturfaktoren auf die untersuchte Fläche übertragen. Zusätzlich lagen Daten über Regeninhaltsstoffe an Niederschlagstagen vor.

Verdunstung

Für die Berechnung von Tageswerten der potentiellen Verdunstung wurde das Verfahren nach TURC-WENDLING (DVWK, 1996: 38) angewandt.

$$\mathsf{ETP}_{\mathsf{Turc-Wendling}} = \frac{\mathsf{s}}{\mathsf{s} + \gamma} \cdot \left(\frac{0,71 \cdot \mathsf{R}_{\mathsf{G}}}{\mathsf{L}} + 0,27 \cdot \mathsf{f}_{\mathsf{k}}\right)$$
(GI. 4.10)

$$\begin{split} & \mathsf{ETP}_{\mathsf{Turc-Wendling}} = \mathsf{potentielle} \; \mathsf{Evapotranspiration} \; \mathsf{nach} \; \mathsf{TURC-WENDLING} \; [\mathsf{mm} \cdot \mathsf{d}^{-1}] \\ & \mathsf{s} = \mathsf{Steigung} \; \mathsf{der} \; \mathsf{S} \\ & \mathsf{stigungsdampfdruckkurve} \; [\mathsf{hPa} \cdot \mathsf{K}^{-1}] \\ & \gamma = \mathsf{Psychrometerkonstante} \; [\mathsf{hPa} \cdot \mathsf{K}^{-1}] \\ & \mathsf{R}_{\mathsf{G}} = \mathsf{Globalstrahlung} \; [\mathsf{J} \cdot \mathsf{cm}^{-2}] \\ & \mathsf{L} = \mathsf{spezifische} \; \mathsf{Verdunstungswärme} \; [\mathsf{J} \cdot \mathsf{cm}^{-2} \cdot \mathsf{mm}^{-1}] \\ & \mathsf{f}_{\mathsf{K}} = \mathsf{K} \\ & \mathsf{ustenfaktor}, \; \mathsf{im} \; \mathsf{Binnenland} = \mathsf{1} \; [\;] \end{split}$$

Diese Formel läßt sich vereinfachen, indem die konstanten Größen zusammengefaßt werden und s/(s+ γ) durch eine Nährungsfunktion der Lufttemperatur ersetzt wird (DVWK, 1996: 38).

$$\mathsf{ETP}_{\mathsf{Turc-Wendling}} = \frac{(\mathsf{R}_{\mathsf{G}} + 93 \cdot \mathsf{f}_{\mathsf{K}}) \cdot (\mathsf{T} + 22)}{150 \cdot (\mathsf{T} + 123)} \tag{GI. 4.11}$$

T = Lufttemperatur [°C]

Zusätzlich wurde die Berechnung der Verdunstung für Halbstundenwerte nach dem PENMAN-Verfahren durchgeführt. Dabei wurde eine durch WENDLING vereinfachte Beziehung der PENMAN-Gleichung verwendet (DVWK, 1996: 38).

$$\mathsf{ETP}_{\mathsf{Penman}} = \mathsf{g}(\mathsf{T}) \cdot \frac{\mathsf{t}}{\mathsf{L}^{*}} \cdot \left(0, 6 \cdot \mathsf{R}_{\mathsf{G}} + 37, 6 \cdot (1 + 1, 08 \cdot \mathsf{v}_{2}) \cdot \left(1 - \frac{\mathsf{U}}{100} \right) \right)$$
(GI. 4.12)

$$g(T) = \frac{s}{s + \gamma} \approx 2,3 \cdot \frac{T + 22}{T + 123}$$
(Gl. 4.13)

t = Zeitschritt [s] bei der Erfassung der Meßwerte, hier 1800 s

 R_G = Globalstrahlung [W·m⁻²], Mittel über die Zeit t

 L^* = spezifische Verdunstungswärme [Ws·kg⁻¹]

T = Lufttemperatur [°C], Mittel über die Zeit t

 v_2 = Windgeschwindigkeit in 2 m Höhe [m·s⁻¹], Mittel über die Zeit t

U = relative Luftfeuchte [%], Mittel über die Zeit t

Fließzeitbestimmungen

Zur Ermittlung der Fließzeiten im Gerinne zwischen dem oberen und dem unteren Meßwehr wurde ein Salzverdünnungsversuch durchgeführt bei einem Abfluß am Meßwehr MU von 6,6 l/s. Dabei wurden 100 g vorgelöstes NaCl an der Meßstelle OM eingegeben; an der Meßstelle MU wurde die Leitfähigkeit gemessen. Ein erstes Ansteigen der Leitfähigkeit konnte 8 min 45 s nach der Einspeisung registriert werden. Die maximale Leitfähigkeit trat nach 11min 40s auf und nach 32 min 10 s war die Ausgangsleitfähigkeit wieder erreicht.

Ein weiterer Versuch dieser Art wurde am Ursprung des Haldenbächles durchgeführt. Auf die Oberfläche des dortigen Quellhorizonts wurden 10 Liter Wasser gegeben, in welchem 3 kg NaCl gelöst waren. Von diesem Quellhorizont floß austretendes Grundwasser, vermischt mit Schneeschmelzwasser, z.T. flächig den Hang hinab; es bildeten sich verzweigte Rinnsale, die schließlich zu einem Gerinne verschmolzen. An einer Stelle unterhalb, wo schon ein größeres Gerinne entstanden war, wurde die Leitfähigkeit gemessen. Der direkte Abstand zwischen Einspeisestelle und Meßstelle betrug ca. 80 m. Ein Anstieg der Leitfähigkeit konnte nach 35 min verzeichnet werden, das Maximum trat nach 1 h 25 min auf. Die Ausgangsleitfähigkeit war nach 4 h 30 min noch nicht wieder erreicht, als der Versuch abgebrochen werden mußte.

Grundwasserbeobachtungen

Weiterhin wurde versucht, die Flurabstände in der ungesättigten Zone zu messen. Dafür wurden an der Stelle der Grabeneinspeisung, zwei Meter unterhalb und weitere zwei Meter darunter an der Grenze ungesättigte Zone/Sättigungsfläche mit einem Bohrstock 1,10 m tiefe Löcher gemacht (Abb. 4.5). In diesen Löchern wurde der Flurabstand mit einem Lichtlot zu verschiedenen Zeitpunkten bestimmt.



Abb. 4.5 Querschnitt durch den Hang auf Höhe der Einspeisestellen. Eingezeichnet sind die Bohrlöcher B1, B2 und B3 und ihre relative Lage zueinander.

Schneebeprobung

Nachdem ab dem 10. November durchgängig eine mehr oder weniger geschlossene Schneedecke auf der Untersuchungsfläche vorzufinden war, wurden die Schneehöhen gemessen. Dabei wurde die untere Teilfläche abgeschritten und an ca. 20 Stellen mit einem Zollstock die Mächtigkeit der Schneedecke bestimmt, daraus wurde dann das arithmetische Mittel gebildet. Es wurde die Schneebedeckung abgeschätzt und jeweils ein Schneeprofil mit einem Rohr (Ø 15,96 cm) ausgestochen. Im Labor wurde dann gravimetrisch das Wasseräquivalent bestimmt. Die erhaltenen Daten wurden zwar für die Untersuchung der Abflußbildung nicht weiter benutzt, sollen hier aber dennoch erwähnt werden.

4.5 Zeitrahmen der Untersuchungen

Die Feldarbeiten erfolgten zwischen dem 6. Oktober und 20. Dezember 1999. Zur Auswertung standen aber nicht für den gesamten Zeitraum Daten zur Verfügung. Die Gründe hierfür sind in witterungsbedingten (Schneefall, Frost), durch die Meßmethodik bedingten (V-Querschnitt nur bis max. 32 l/s), sowie in durch Defekte und Bedienungsfehler verursachten Ausfällen der Meßeinrichtungen zu suchen. Tabelle 4.3 gibt einen Überblick über die verläßlichen, zur weiteren Auswertung verwendeten Daten. Alle Zeitangaben beziehen sich auf MESZ.

	Zeitraum	Ausfälle dazwischen
Abflußmessung MU	20. Okt13. Dez.	28. Okt8. Nov. 2225. Nov. 30. Nov6. Dez.
Abflußmessung OM	15. Okt6. Dez.	-
Leitfähigkeit OM	15. Okt20. Dez.	-
Probenahme MU	 22. Okt11. Nov. APEG (3-h Intervall) 14. Dez. APEG (4-h Intervall) 11. Nov12. Dez. Handproben* 	35. Nov. und 68. Nov. - -
Probenahme OM	 22. Okt11. Nov. APEG (3-h Intervall) 112. Dez. APEG (4-h Intervall) 11. Nov1. Dez. Handproben* 	- 58. Dez. -
Niederschlagsmessung	19. Okt 7. Nov.	ab 7. Nov. Schneefall
Niederschlagsbeprobung	23. Okt 7. Nov. 2 4. Dez. (aber z.T. Schneefall)	-
Daten vom UBA Schauinsland	ges. Monate Okt., Nov. und Dez.	zwischendurch mehrere kürzere Ausfälle
Markierversuche	9. Nov.	-
Proben an der Stelle TM	911. Nov. APEG ab 9. Nov20. Dez. Handproben*	-
Beprobung weiterer Stellen	10. Nov20. Dez. Handproben* (wenn möglich)	-
Messung Flurabstand	3., 6., 10. und 13.Dez.	-
Schneeproben	11., 13., 15., 22., 25., 27., 29. Nov. 1., 3., 6. Dez.	-

Tab. 4.3Zeitliche Einordnung der durchgeführten Feldarbeiten und Verfügbarkeit der
Daten.

* die Handprobennahme erfolgte unregelmäßig mit Intervallen von mehreren Tagen

5 Ergebnisse und Diskussion der gewonnenen Felddaten

5.1 Analyse der Abflußganglinie

Für die quantitative und qualitative Auswertung der Abflußganglinie in bezug auf die Abflußbildung bei Hochwasser stand lediglich eine kurze Periode in dem Zeitraum vom 21. Oktober bis 9. November 1999 zur Verfügung. Dies lag zum einen daran, daß es seit Einrichtung der Meßstellen am 6. Oktober bis zu diesem Zeitpunkt keine Niederschläge gab, und zum anderen daran, daß es nach dem 9. November zu Schneefällen kam, die zum Aufbau einer, bis zum Ende der Feldarbeiten fast durchgehend geschlossenen Schneedecke führten.

In dieser Periode konnten sechs Niederschlagsereignisse registriert werden, die zu einer deutlich erkennbaren Abflußerhöhung führten. Tabelle 5.1 zeigt die am aufgestellten Regenschreiber aufgezeichneten charakteristischen Kenngrößen der Niederschläge. Ein Vergleich mit den Daten der Umweltbundesamtstation auf dem Schauinsland und der vom Institut für Hydrologie betriebenen Niederschlagswippe im St. Wilhelmer Tal ergab, daß die Niederschläge flächenhaft in vergleichbarer Menge fielen.

Niederschlags- ereignis Nr.	1.	2.	3.	4.	5.	6.
N von - bis	23. Okt. 05:40-07:40	24. Okt. 15:40- 25. Okt. 16:50	29. Okt. 03:20-06:20	31. Okt. 01:10-04:50	02. Nov. 11:50- 03. Nov. 10:30	06. Nov. 04:30-19:50
N-Dauer	2 h	25 h 10 min	3 h	3 h 40 min	22 h 40 min	15 h 20 min
N-Summe [mm]	1,2	63,9	1,7	10,2	57,3	20,3
max. Intensität [mm/10 min]	0,23 (06:20)	2,05 (24. Okt. 17:50)	0,61 (29. Okt. 03:50)	2,68 (01:50)	2,39 (02. Nov. 20:20)	1,55 (06:10)
max. Intensität [mm/h]	0,57 (06:00-07:00)	5,99 (24. Okt. 17:00- 18:00)	1,23 (03:00-04:00)	5,30 (01:00-02:00)	6,86 (02. Nov. 18:00- 19:00)	5,84 (06:00-07:00)

Tab. 5.1Beobachtete Niederschlagsereignisse im Untersuchungsgebiet vom 21. Oktober
bis 9. November.

Die Niederschlagsereignisse lassen sich in zwei Gruppen einteilen. Die eine Gruppe setzt sich aus den Ereignissen 1 und 3 zusammen und weist geringe Niederschlagssummen und - intensitäten auf, während die Gruppe der anderen Ereignisse deutlich höhere Werte erkennen läßt. Diese Einteilung in zwei Gruppen kann auch bei den Abflußerhöhungen (trotz der geringen und kurzen Abflußerhöhung im Falle von Ereignis Nr. 1 und 3 wird im folgenden von Hochwasserabflüssen gesprochen), die durch die Niederschläge verursacht wurden, beibehalten werden. Abbildung 5.1 gibt einen Überblick über den Niederschlagsverlauf und

die Abflußganglinien am Meßwehr OM, Meßwehr MU und als Differenz der beiden die Ganglinie des aus dem Einzugsgebiet MU-OM stammenden Abflusses. Unglücklicherweise liegen für den Zeitraum vom 28. Oktober bis zum 9. November wegen eines Bedienungsfehlers bei der Programmierung des Datenloggers keine Abflußdaten am Meßwehr MU vor.



Abb. 5.1 Niederschlagsverlauf und Abflüsse vom 21. Oktober bis zum 9. November 1999.

Aus der Abbildung ist deutlich die sofortige Reaktion der Abflüsse auf die Niederschläge zu erkennen. Ebenso deutlich kommt zum Ausdruck, daß diese Reaktion nur kurze Zeit nach Ende der Niederschläge anhält. Der Basisabfluß ist nach den größeren Ereignissen erhöht und nimmt nur geringfügig in der Zeit bis zum nächsten Ereignis ab. Er weist periodische Abflußerniedrigungen auf, bei denen der Abfluß am späten Vormittag abnimmt und gegen Abend wieder ansteigt.

5.1.1 Niedrigwasserabflüsse

Das beschriebene Verhalten des Basisabflusses wurde näher für den 21. und 22. Oktober und für den 26. und 27. Oktober untersucht (Abb. 5.2). Da in der Abflußganglinie des Einzugsgebietes MU-OM aufgrund der Meßungenauigkeit der Drucksonden bei so geringen Abflußänderungen kein periodisches Abnehmen des Abflusses beobachtet werden kann, beziehen sich die Betrachtungen auf die Ganglinie des Einzugsgebietes OM und des Einzugsgebietes MU. In Abbildung 5.2 ist zu erkennen, daß der Abfluß an allen vier Tagen gegen Nachmittag ein Minimum erreicht, wobei gegenüber dem frühen Morgen eine maximale Erniedrigung um ca. 0,5 l/s eintritt. Der 26. und 27. Oktober schließt sich direkt an das größere Hochwasserereignis 2 an, weshalb der Basisabfluß gegenüber den anderen beiden Tagen, denen eine dreiwöchige Trockenperiode mit nur einem kleinen Niederschlagsereignis (6,5 mm am 19./20. Oktober) voranging, um ca. 1,3 l/s höher liegt.



Abb. 5.2 Ganglinien des Basisabflusses (gleitende 5er Mittel) an den Meßwehren OM und MU und Verlauf der potentiellen Evapotranspiration nach PENMAN für den 21. und 22. Oktober und für den 26. und 27. Oktober. Die Ordinatenskalierung für die ETP ist bei beiden Diagrammen gleich.

Der Vergleich der Abflußganglinien mit dem Tagesverlauf der Evapotranspiration läßt eine weitgehende Parallelität erkennen. Daraus läßt sich schließen, daß die periodischen Abflußerniedrigungen im Haldenbach eine Folge der Transpiration der Vegetationsdecke und der Verdunstung von Wasser aus dem Gerinnenetz sind. Die Transpiration wirkt vor allem dort abflußerniedrigend, wo Wasser aus der gesättigten, zur Bildung des Basisabflusses beitragenden Zone von den Pflanzen aufgenommen wird. Dies ist auf den Sättigungsflächen der Fall. Zum Gerinnenetz sind neben dem eigentlichen Hauptvorfluter auch sämtliche Oberflächen zu zählen, auf denen Wasser fließt und die somit zum Basisabfluß an den Meßwehren beitragen. Zu nennen sind dabei vor allem Quellhorizonte im Hangfußbereich, wo Wasser gefüllte Mulden. Die Reaktion des Abflusses auf die Evapotranspiration tritt wegen der Konzentrationszeit des abfließenden Wassers mit einer leichten zeitlichen Verzögerung ein.

Aus der Abflußganglinie wurde für die vier Tage das Fehlvolumen für das Einzugsgebiet OM berechnet. Dabei wurde angenommen, daß der Basisabfluß zwischen Beginn und Ende der verdunstungsbeeinflußten Abflußerniedrigung linear geringfügig abnimmt. Mit diesem Volumen und der berechneten Tagesverdunstung wurde unter der Annahme, daß die

Abflußerniedrigung nur durch Verdunstung aus dem Gerinnenetz zustande kommt, die hypothetische Größe der Gerinnenetzfläche berechnet (Tab. 5.2). Die dadurch erhaltenen Werte liefern jedoch nur eine Vorstellung von der Größenordnung der Fläche, da weder die Verdunstung (abhängig vom Berechnungsverfahren) noch das Fehlvolumen exakt bestimmt werden können. So ist in Abbildung 5.2 ist zu erkennen, daß auch in der Nacht, also bevor die deutlich erkennbare Abflußerniedrigung am späten Morgen einsetzt, Verdunstung stattfindet. Somit wird deutlich, daß der Basisabfluß praktisch immer verdunstungsbeeinflußt ist, und daher das Fehlvolumen in der Ganglinie geringer ist als die Menge des tatsächlich aus dem Gerinnenetz verdunsteten Wassers.

	21. Okt.	22. Okt.	26. Okt.	27. Okt.
Tagesverdunstung nach TURC-WENDLING [mm/d]	1,48	1,98	1,92	1,95
Tagesverdunstung nach PENMAN [mm/d]	1,69	1,45	1,11	1,23
Fehlvolumen im Basisabfluß [I]	11.050	11.980	9.550	10.290
Fläche des Gerinnenetzes [m²] mit ETP _{Turc-Wendling} berechnet	7470	6050	4970	5280
Fläche des Gerinnenetzes [m²] mit ETP _{Penman} berechnet	6540	8260	8600	8370

Tab. 5.2Ergebnisse der Verdunstungsberechnung und der daraus abgeleiteten Fläche
des Gerinnenetzes für das Einzugsgebiet OM.

Die in Tabelle 5.2 angegebenen Verdunstungswerte entsprechen nicht der Verdunstung von freien Wasseroberflächen, sondern der von einer stets feuchten, bewachsenen Landoberfläche. Daher ist anzunehmen, daß die tatsächliche Verdunstung wegen des geringeren Oberflächenwiderstandes höher liegt. Wie in Tabelle 5.2 zu sehen ist, ergeben sich bei Verwendung der beiden Verdunstungsberechnungsformeln Unterschiede, die bis zu 42 % betragen. Dies liegt zum einen daran, daß bei der Verdunstungsberechnung nach TURC-WENDLING die Parameter als Tagesmittelwerte eingehen, während bei der Berechnung nach PENMAN 30-min Werte verwendet werden. Zum anderen werden bei der Berechnung nach PENMAN zusätzlich zur Energiebilanz noch ein Ventilationsterm und das Sättigungsdefizit der Luft berücksichtigt (siehe Kap. 4.4).

Da in den berechneten Flächen aus Tabelle 5.2 auch Flächen enthalten sind, von denen gerade wegen der stattfindenden Verdunstung kein Wasser zum Abfluß kommt, ist die Gerinnenetzfläche als geringer anzunehmen. Außerdem ist die Annahme, daß das Fehlvolumen in der Abflußganglinie nur durch Verdunstung aus dem Gerinnenetz erklärt werden kann, als nicht zutreffend zu beurteilen. Dies geht auch aus überschlägigen Abschätzungen der Gerinnenetzfläche aufgrund von Feldbeobachtungen hervor. Danach ist die Gerinnenetzfläche etwa um den Faktor 2-3 kleiner zu vermuten.

5.1.2 Hochwasserereignisse

5.1.2.1 Hochwasserereignisse bei geringen Niederschlägen

Hierzu sind die Ereignisse 1 und 3 (vgl. Tab. 5.1) zu rechnen, bei denen 1,2 bzw. 1,7 mm Niederschlag fielen. Ereignis 1 fällt noch in die Zeit des Trockenwetterabflusses, wobei es in den drei Wochen zuvor bis auf ein kleines Ereignis (19./20. Okt., 6,2 mm) nicht geregnet hat. Ereignis 3 folgte vier Tage nach dem großen Ereignis 2, weshalb der Basisabfluß des Einzugsgebietes OM um ca. 0,9 l/s höher liegt als bei Ereignis 1 (Abb. 5.3).



Abb. 5.3 Abflüsse (gleitende 5er Mittel) und Niederschläge der Ereignisse 1 und 3.

Bei beiden Ereignissen ist kein Anstieg des Basisabflusses nach Ende des Direktabflusses zu erkennen. Jedoch wird deutlich, daß die Basisabflüsse durch die Verdunstung überprägt werden. Die Direktabflußmengen sind von der Verdunstung nicht betroffen, da die Ereignisse in den frühen Morgenstunden stattfanden. Für diese Zeit ergibt die Verdunstungsberechnung vernachlässigbare Werte.

Wegen der geringen Niederschlagsmengen kann davon ausgegangen werden, daß die Direktabflüsse ausschließlich durch Niederschlag verursacht werden, der direkt auf das Gerinnenetz fällt. Die beobachtete unverzügliche Reaktion der Abflüsse bestätigt dies. Unter dieser Annahme läßt sich die Fläche des Gerinnenetzes berechnen (Tab. 5.3). Das Direktabflußvolumen bei Ereignis 3 ist nur unwesentlich größer, obwohl 1/3 mehr Niederschlag gefallen ist. Dies führt bei der Berechnung der Fläche des Gerinnenetzes zu einer um 1/3 kleineren Fläche, und dies trotz feuchterer Vorbedingungen.

Die Konzentrationszeit, also die Zeit zwischen Ende des Niederschlages und Ende des Direktabflusses, entspricht in etwa der Zeit, die das Wasser benötigt, um von dem Quellhorizont des Ursprunges des Haldenbachs bis zu den Meßwehren zu gelangen. Wie sich aus den Fließzeitbeobachtungen ergab, bewegt sich das Wasser beim flächenhaften Fließen bzw. Fließen in kleinen Rinnsalen mit einer dominierenden Abstandsgeschwindigkeit in der Größenordnung von ca. 2-2,5 m/min, abhängig natürlich von der Menge des abfließenden Wassers und somit auch der Niederschlagsintensität. Im Gerinne selbst zwischen MU und OM ergab sich bei einem gemessenen Abfluß von 6,6 l/s am Meßwehr MU eine dominierende Abstandsgeschwindigkeit von ca. 0,2 m/s (siehe Kap. 4.4).

	Ereignis 1		Ereignis 3
	EZG MU	EZG OM	EZG OM
Direktabfluß von-bis	23. Okt. 05:	40-09:50	29. Okt. 03:20-09:00
Direktabflußdauer	4 h 10	min	5 h 40 min
Konzentrationszeit	2 h 10 min		2 h 40 min
Basisabfluß [l/s]	3,2	2,7	3,6
höchster Abfluß [l/s]	3,7	3,2	4,4
Direktabflußvolumen [I]	4930	3930	4040
Abflußbeiwert ψ	0,02	0,02	0,01
Gesamtabfluß [I]	52.630	45.030	80.230
Fläche des Gerinnenetzes [m ²]	4250	3390	2390

Tab. 5.3Kenngrößen der Ereignisse 1 und 3 und die daraus abgeleitete Fläche des
Gerinnenetzes.

Daß die Berechnung der beitragenden Fläche des Gerinnenetzes unterschiedliche Ergebnisse bei beiden Ereignissen liefert, kann verschiedene Gründe haben. Der Verlauf der Niederschläge könnte eine Rolle dabei spielen, daß bei Ereignis 3 im Verhältnis nicht soviel Direktabfluß gebildet wird. Während sich bei Ereignis 1 die Niederschläge mit geringer Intensität beinahe kontinuierlich auf zwei Stunden verteilen, fallen bei Ereignis 3 über 50 % des Regens in 20 Minuten. Außerdem gibt es eine Unterbrechung von 1 h 40 min, in der kein Regen fällt. Denkbar wäre auch eine kleinräumig nicht gleichmäßige Überregnung des Gebietes. Zudem sind die Ungenauigkeiten bei der Abfluß- und Niederschlagsmessung sowie bei der Bestimmung des Direktabflusses zu erwähnen.

Da diese Fehlerquellen geringer einzustufen sind als die bei der Bestimmung der Gerinnenetzfläche aus der Verdunstung (vgl. Kap. 5.1.1), liegt der tatsächliche Wert vermutlich näher bei den in Tabelle 5.3 angegebenen Größen.

5.1.2.2 Größere Hochwasserereignisse

Hier kann eine Unterteilung in die Ereignisse 2 und 5 mit Niederschlagssummen größer 50 mm und in die Ereignisse 4 und 6 vorgenommen werden (vgl. Tab. 5.1).

Ereignis 2 wurde als einziges an beiden Meßwehren erfaßt. Es ist das erste große Regenereignis (64 mm) nach einer längeren Trockenperiode, bei dem es 25 Stunden mit stark schwankenden Niederschlagsintensitäten regnet. Die Intensitäten sind 2 Stunden nach Beginn am größten und nehmen im letzten Drittel etwas ab, um am Ende nochmals anzusteigen. Dazwischen treten immer wieder kurzzeitige Intensitätsspitzen auf (Abb. 5.4).



Abb. 5.4 Niederschläge und Abflüsse an den Meßwehren MU und OM sowie deren Differenz für das Ereignis 2 vom 24./25. Oktober.

Abbildung 5.4 verdeutlicht sehr eindrücklich, wie stark und schnell die Abflüsse an beiden Meßwehren übereinstimmend auf die Änderungen der Niederschlagsintensität reagieren. So ist praktisch ein gleicher Verlauf der Niederschläge und der Abflüsse mit einer Phasenverschiebung von ca. einer Stunde festzustellen. Da die tatsächlichen Fließzeiten des Wassers vermutlich höher anzusetzen sind (vgl. Kap. 4.4), könnte diese schnelle Reaktion auf den sogenannten "kinematic wave effect" (BUTTLE, 1994: 35) zurückzuführen sein. Dabei wird davon ausgegangen, daß es bei steilen Hochwasseranstiegen zu einem Zusammenschieben von im Einzugsgebiet bereits abfließendem Wasser kommt. Dieses Wasser befindet sich im Oberflächenspeicher oder im Gerinnenetz.

Der aus der Differenz berechnete Abfluß für das Einzugsgebiet MU-OM zeigt, wie nicht anders zu erwarten, dieselbe Reaktion auf die Niederschlagsintensitäten. Allerdings ist der Anteil des Direktabflusses verglichen mit der auf die Einzugsgebietsfläche gefallenen Niederschlagsmenge um etwa den Faktor vier größer als beim Einzugsgebiet OM (Tab. 5.4).

	EZG MU	EZG OM	EZG MU-OM
Direktabfluß von-bis	24. O	kt. 16:20 - 25. Okt	. 23:00
Direktabflußdauer		30 h 40 min	
Basisabfluß vor Direktabfluß [l/s]	3,2	2,7	0,5
Basisabfluß nach Direktabfluß [l/s]	5,2	4,3	0,9
höchster Abfluß [l/s]	19,2	13,0	6,2
Direktabflußvolumen [I]	753.000	492.000	261.000
Anteil am Direktabfluß- volumen MU [%]	100	65	35
Gesamtabfluß [I]	1.166.000	852.000	314.000
Abflußbeiwert	0,06	0,04	0,15

Tab. 5.4	Kenngrößen des Ereignisses 2 vom 24./25. Okto	ber.
100.0.4		

Obwohl die Gesamtfläche nur 13 % der Einzugsgebietsfläche MU beträgt, liefert das Einzugsgebiet MU-OM 35 % des Direktabflusses am Meßwehr MU.

Ein Grund hierfür könnte in dem Sättigungsflächenanteil von 20 % liegen, den das Einzugsgebiet MU-OM an der gesamten Sättigungsfläche besitzt. Außerdem ist die Hangneigung, v.a. auf der nördlichen Seite wo die Sättigungsfläche liegt, größer als die mittlere Hangneigung des Einzugsgebietes OM. Eine Rolle könnte auch die geringere Distanz der am weitesten vom Vorfluter entfernt liegenden Flächen spielen, die beim Einzugsgebiet MU-OM ca. 250 m beträgt, im Gegensatz zu mehr als 370 m beim Einzugsgebiet OM.

Das Ereignis 5 weist mit 57 mm eine ähnlich hohe Niederschlagssumme auf und dauert fast genausolange wie Ereignis 2. Es unterscheidet sich aber im Verlauf der Intensitäten. Diese nehmen in den ersten 9 Stunden stark zu und erreichen dabei maximale Werte von bis zu 2,4 mm/10 min. In dieser Zeit fallen 43,4 mm des Niederschlages. Danach sind die Intensitäten wieder kleiner und es gibt zum Ende des Regens hin immer wieder Niederschlagspausen (Abb. 5.5). Sofort nach Einsetzen des Regens schwillt der Abfluß am Meßwehr OM an. Auf die einzelnen Intensitätsmaxima folgen in der Abflußganglinie Abfluß-spitzen mit einer zeitlichen Verzögerung von einer halben bis einer Stunde. Nach dem Auftreten der Intensitätsmaxima geht anschließend der Abfluß stark zurück. Die nachfolgenden Niederschläge verursachen nur noch geringe Abflußerhöhungen und ca. 4 Stunden nach Niederschlägsende erreicht der Abfluß konstante Werte. Der Basisabfluß liegt nach dem Ereignis um 2,2 l/s höher als vor Beginn.



Abb. 5.5 Niederschlagsverlauf und Abflußganglinie am Meßwehr OM für das Ereignis 5 vom 2./3. November.

Abbildung 5.6 zeigt den Verlauf der kleineren Ereignisse 4 (N-Summe 10,2 mm) und 6 (20,3 mm). Beide Ereignisse weisen Unterbrechungen des Regenfalls auf.

Bei Ereignis 4 fallen 79 % des Niederschlags innerhalb von 70 Minuten mit einer maximalen Intensität von 2,7 mm/10 min, was mit einer Verzögerung von ca. 40 Minuten zu einem Scheitelabfluß von 10,2 l/s führt. Danach folgen zwei Stunden ohne Niederschlag, in denen der Abfluß deutlich zurückgeht. Erst mit erneut einsetzendem Regen, der eine maximale Intensität von 1,3 mm/10 min erreicht und damit deutlich unter vorherigen Werten liegt, findet wieder eine Abflußzunahme statt und es tritt ein Scheitelabfluß von 5,9 l/s auf. Fünf Stunden nach Ende des Niederschlags findet kein Direktabfluß mehr statt. Direkt im Anschluß kann beobachtet werden, daß der Basisabfluß, der im Verlauf des Ereignisses von 3,2 l/s auf 3,7 l/s zunimmt, durch die Verdunstung überprägt wird. Da der Abfluß in der Regenpause nicht ganz auf den Wert des Basisabflusses zurückgeht, wird der gesamte beschriebene Zeitraum als ein Ereignis betrachtet.

Ereignis 6 zeichnet sich ebenfalls dadurch aus, daß in den ersten drei Stunden 68 % des Niederschlags fallen. Die maximale Intensität beträgt 1,6 mm/10 min und verursacht einen Scheitelabfluß von 15,3 l/s. Danach regnet es nur noch zeitweise mit Intensitäten zwischen 0,1 und 0,3 mm/10 min. Nach Erreichen des Abflußscheitels geht der Abfluß stark zurück und es findet nur noch gegen Ende des Niederschlags eine geringe Abflußzunahme statt, bevor der Direktabfluß ca. 3 h nach Regenende aufhört.



Abb. 5.6 Niederschlags- und Abflußverlauf am Meßwehr OM für die Ereignisse 4 und 6.

Betrachtet man bei den größeren Ereignissen den Anteil, der von dem gesamten gefallenen Niederschlag auf das Einzugsgebiet OM direkt zum Abfluß gelangt, so stellt man fest, daß dieser zwischen nur 2,5 und 4,5 % liegt (Tab.5.5).

Ereignis	4.	5.	6.
Direktabfluß von-bis	31. Okt. 01:10-10:30	2. Nov. 11:50- 3. Nov. 15:00	6. Nov. 04:50-22:20
Direktabflußdauer	9 h 20 min	27h 10 min	17h 30 min
Basisabfluß vor Direktabfluß [l/s]	3,2	3,1	5,1
Basisabfluß nach Direktabfluß [l/s]	3,7	5,3	5,9
höchster Abfluß [l/s]	10,2	21,9	15,3
Direktabflußvolumen [I]	43.400	448.600	119.300
Gesamtabfluß [1]	157.700	861.000	469.800
Abflußbeiwert ψ	0,02	0,04	0,03

Tab. 5.5	Kenngrößen des Abflußverhaltens am Meßwehr OM für die Ereignisse 4, 5 und	d 6.
----------	---	------

Zu beachten ist dabei allerdings, daß nur der oberirdische Abfluß im Gerinne erfaßt wurde, Aussagen über den unterirdischen Grundwasserabfluß können nicht gemacht werden.

Die geringen Direktabflußmengen weisen darauf hin, daß nur ein geringer Flächenanteil an der Bildung des Direktabflusses beteiligt ist. Der allergrößte Teil des Niederschlags wird zunächst im Gebiet gespeichert und gelangt mit starker zeitlicher Verzögerung zum Abfluß.

Ein Indiz für das sehr große Speichervermögen des Gebietes ist, daß der Basisabfluß in der Zeit zwischen den Ereignissen nur relativ gering abnimmt.

In Abbildung 5.7 sind die Niederschlagssummen gegen die Direktabflußvolumina (a) und gegen den Abflußbeiwert (b) aufgetragen.



Abb. 5.7 Lineare Regression zwischen Niederschlagssumme und Direktabflußvolumen (a) bzw. Niederschlag und Abflußbeiwert (b) für das Einzugsgebiet OM.

Es läßt sich eine relativ gute Korrelation zwischen Niederschlag und Direktabfluß nachweisen, wobei die Anzahl der Ereignisse zu gering ist, um eine sichere Aussage machen zu können. Trotzdem gibt dies einen Hinweis darauf, daß vor allem die Menge des Niederschlags einen entscheidenden Einfluß auf die Abflußbildung hat. Hingegen ist die Korrelation zwischen Niederschlag und Abflußbeiwert weniger gut. Es wird deutlich, daß der Abflußbeiwert mit zunehmenden Niederschlägen nur wenig größer wird. Dies kann als Hinweis darauf gedeutet werden, daß an der Abflußbildung bestimmte Flächen jeweils mit immer dem gleichen Anteil beteiligt sind.

Unter der hypothetischen Annahme, daß der Direktabfluß nur auf Flächen gebildet wird, auf denen der gesamte Niederschlag zum Abfluß kommt (z.B. versiegelte Flächen, Gerinnenetz, gesättigte Flächen), ergeben sich die in Tabelle 5.6 angegebenen Größen der Flächen.

Tab. 5.6Berechnete Größen von Flächen mit dem Abflußbeiwert ψ =1 für das Einzugs-
gebiet OM unter der Annahme, daß auf diesen der gesamte Direktabfluß gebildet
wird.

Ereignis	2.	4.	5.	6.
Direktabflußvolumen [I] Niederschlag [I/m ²]	7700 m²	4250 m ²	7830 m²	5880 m²

Wie zu erkennen ist, sind die Flächengrößen für die beiden großen Ereignisse 2 und 5 fast gleich, während sie beim Ereignis 4 um ca. 45 % und beim Ereignis 6 um ca. 25 % kleiner sind. Eine Korrelation mit der Vorfeuchte des Gebietes scheint nicht vorhanden zu sein, da sich für Ereignis 2 trotz der vorangegangenen Trockenperiode eine ähnlich große Fläche wie bei Ereignis 5 ergibt. Der Vergleich der Flächen aus Tabelle 5.6 mit den Flächen des Gerinnenetzes berechnet aus der Verdunstung und den beiden kleinen Niederschlagsereignissen 1 und 3 zeigt, daß sie sich in einer ähnlichen Größenordnung bewegen. Während die aus Ereignis 1 und 3 berechneten Gerinnenetzflächen um den Faktor 2-3 kleiner sind, ergeben sich aus der Berechnung aufgrund der Verdunstung ähnlich große, z.T. sogar größere Gerinnenetzflächen. Allerdings ist zu berücksichtigen, daß die berechnete Verdunstung sicher geringer ist als die tatsächlich aufgetretene und deswegen die Größe des Gerinnenetzes geringer anzunehmen ist. Aufgrund von Feldbeobachtungen scheinen die Flächengrößen des Gerinnenetzes, wie sie aus der Berechnung aus den beiden kleinen Ereignissen 1 und 3 hervorgehen, plausibel zu sein. Daraus läßt sich schlußfolgern, daß ca. 50 % des Abflusses bei Hochwasserereignissen aus dem direkten Niederschlag auf das Gerinnenetz, wie es in Kapitel 5.1.1 beschrieben wird, stammen. Aus der insgesamt sehr schnellen Abflußreaktion läßt sich weiter schließen, daß der restliche Teil des Abflusses durch schnelle Abflußkomponenten gebildet werden muß.

5.1.3 Fazit

Bei den vier größeren Ereignissen kann eine sehr schnelle Reaktion des Abflusses auf den Niederschlagseintrag festgestellt werden. Die Abflüsse steigen mit einsetzendem Regen sofort an und reagieren im weiteren Verlauf sehr stark auf Niederschlagsintensitätsschwankungen, mit einer kurzen zeitlichen Verzögerung von ca. einer Stunde. Im Einzugsgebiet OM kommt nur ein geringer Bruchteil von 2,5-4,5 % des Niederschlagswassers direkt zum Abfluß. Der weitaus größte Teil wird im Einzugsgebiet gespeichert, fließt mit größerer zeitlicher Verzögerung ab und führt somit zu einer Erhöhung des Basisabflusses in der Zeit nach Niederschlagsende. Die Basisabflußerhöhung ist bei Ereignis 5 am höchsten, da die Speicher nach einer längeren Trockenwetterperiode zuvor weitgehend leergelaufen sind und vor allem durch Ereignis 2 erst wieder aufgefüllt werden.

Das Einzugsgebiet MU-OM weist mit 12 % Direktabflußanteil am Niederschlag ein etwas anderes Verhalten auf, was mit dem Anteil an Sättigungsflächen und der unterschiedlichen

Hangneigung und -länge erklärt werden könnte. Allerdings basiert dieser Wert nur auf dem Ereignis 2, das als einziges großes Niederschlagsereignis am Meßwehr MU erfaßt wurde. Die aus dem Abfluß und aus der Verdunstung abgeleiteten Flächen des Gerinnenetzes für das Einzugsgebiet OM unterscheiden sich zwar absolut um den Faktor 2-3, liegen jedoch generell in derselben Größenordnung. Ein Grund für die unterschiedlichen Werte liegt in der Unsicherheit bei der Bestimmung der Verdunstung und der Nichtberücksichtigung der Transpiration der Vegetationsdecke von Wasser aus der zum Basisabfluß beitragenden gesättigten Zone der Sättigungsflächen. Überträgt man die ermittelten Flächen auf die größeren Hochwasserereignisse, kommt man zu dem Schluß, daß ein großer Teil des Direktabflusses von 50 % und mehr durch Niederschlag, der direkt auf das Gerinnenetz fällt, gebildet wird. Es ist anzunehmen, daß das Gerinnenetz bei den Ereignissen mit höheren Niederschlagssummen eine größere Fläche einnimmt. Neben dem direkten Niederschlag auf das Gerinnenetz müssen weitere schnelle Abflußkomponenten an der Abflußbildung beteiligt sein.

5.2 Verhalten der geochemischen Tracer

Im folgenden soll das Verhalten der elektrischen Leitfähigkeit sowie der Kationen Natrium, Kalium, Magnesium und Calcium und der Anionen Chlorid, Nitrat und Sulfat im Abfluß während der Meßperiode vom 21. Oktober bis zum 9. November unter besonderer Berücksichtigung der sechs Hochwasserereignisse betrachtet werden. Zunächst wird der zeitliche Verlauf der chemischen Parameter an der Meßstelle OM im Hinblick auf Interpretationshilfen für die Ganglinienseparation qualitativ beschrieben, da hier ein lückenlose Meßreihe über die gesamte Meßperiode mit einem Intervall von drei Stunden vorliegt. Anschließend folgt der Vergleich mit den Meßergebnissen an der Meßstelle MU.

5.2.1 Elektrische Leitfähigkeit und Kationen

Abbildung 5.8 und Tabelle 5.7 geben einen Überblick über den zeitlichen Verlauf der im Abfluß gemessenen Parameter bzw. über die Konzentrationen im Niederschlag der einzelnen Ereignisse.

Bei den großen Ereignissen 2 und 5 ist eine deutliche Abnahme der *elektrischen Leitfähigkeit* zu beobachten. Diese nimmt um bis zu 30 % ab, steigt nach Erreichen des Minimums wieder langsam an und erlangt in der Zeit bis zum nächsten Ereignis wieder 85 % der Ausgangsleitfähigkeit. Dabei fällt auf, daß bei Ereignis 2, und in abgeschwächter Form bei Ereignis 5, mit Beginn des Direktabflusses zunächst eine sprunghafte, kurzzeitige Abnahme der Leitfähigkeit auftritt, die gleich darauf wieder bis zum Ausgangswert ansteigt. Erst danach sinkt sie längerfristig. Das gleiche Verhalten tritt bei Ereignis 4 und in nicht so eindeutiger Form bei den kleinen Ereignissen 1 und 3 auf. Jedoch kommt es im Anschluß an die nur kurz anhaltende Erniedrigung sogar zu einer Zunahme der Leitfähigkeit während der Ereignisse. Der Wiederanstieg der Leitfähigkeit nach Ereignis 5 wird durch eine kurzzeitige, leichte Erniedrigung während der Scheitelabflüsse des Ereignisses 6 unterbrochen.

Eine längeranhaltende Abnahme der *Natrium*konzentrationen, die maximal 25 % beträgt, ist im Abfluß bei den Ereignissen 2 und 5 festzustellen. Mit dem einsetzenden Direktabfluß steigen die Konzentrationen zunächst kurz um ca. 0,5 mg/l an, während der anschließenden Scheitelabflüsse treten die geringsten Konzentrationen auf. Der Wiederanstieg erfolgt sehr langsam, so daß die zu Beginn der Periode auftretenden Konzentrationen von 8,5 mg/l nicht mehr erreicht werden.



Abb. 5.8 Zeitlicher Verlauf der elektrischen Leitfähigkeit (10-min Intervall) und der Kationen (3-h Intervall) an der Meßstelle OM.

Ähnliches Verhalten kann bei den Ereignissen 4 und 6 beobachtet werden: leichter Anstieg der Konzentrationen und danach Abnahme, die in diesen Fällen nur kurz anhält und nicht zu

einer längerfristigen Erniedrigung führt. Ereignis 1 und 3 bewirken eine geringfügige Erhöhung um ca. 0,3 mg/l, die nur während des Direktabflusses auftritt.

Der Verlauf der *Kalium*konzentration läßt zu keinem Zeitpunkt einen Verdünnungseffekt erkennen. Bei allen Ereignissen ist ein Anstieg der Konzentration zu verzeichnen, der bei Ereignis 2 mit 0,7 mg/l (40 %) am größten ist und bei Ereignis 3 am geringsten ausfällt. Daneben sind besonders Konzentrationsänderungen besonders in der niederschlagsfreien Zeit zu beobachten, die wegen der Zunahme der Konzentrationen am Nachmittag auf Einengungseffekte durch Verdunstung hindeuten könnten. Diese Effekte sind teilweise auch im Konzentrationsverlauf der anderen Kationen zu beobachten. Insgesamt ist zu erkennen, daß die Konzentration während der dargestellten Periode leicht abnimmt.

Die *Magnesium*konzentration läßt einen schwachen, periodischen Tagesverlauf erkennen, der ebenfalls - aufgrund des zeitgleichen Auftretens einer Depression in der Abflußganglinie - als eine Folge der Verdunstung gedeutet werden kann. Allerdings ist hier eine leichte Abnahme der Konzentration am späten Nachmittag, also zur Zeit der stärksten Abflußabnahme, zu beobachten. Eine deutliche Reaktion ist bei Ereignis 2 und 5 festzustellen. Die Konzentrationen nehmen rasch nach Einsetzen des Niederschlags um ca. 35 % ab und steigen in der Folgezeit nur leicht wieder an. Nach Ereignis 2 wird beinahe die Vorkonzentration wieder erreicht, während sich nach Ereignis 5 eine fast konstante Konzentration auf niedrigerem Niveau einstellt. Auch bei Ereignis 4 und 6 kann eine Konzentrationsabnahme beobachtet werden, die aber nur geringe Zeit bis nach Ende des jeweiligen Direktabflusses anhält.

Die Ganglinie der *Calcium*konzentration besitzt dieselben Charakteristika wie die des Magnesiums. Allerdings nimmt die Konzentration nach Ereignis 2 rascher wieder zu und erreicht bis zum Beginn des Ereignisses 5 wieder die Ausgangskonzentration. Im übrigen treffen die Aussagen über den Verlauf der Magnesiumkonzentrationen für die Ganglinie des Calciums zu.

Tabelle 5.7 zeigt, daß die Kationenkonzentrationen im Niederschlag im Vergleich zu den im Abfluß gemessenen Konzentrationen gering sind, mit Ausnahme der Calcium- und Kaliumkonzentration bei Ereignis 3. Ein Vergleich der Daten weiterer Niederschlagsereignisse im zweiten Halbjahr 1999 ergab, daß vor allem bei kleineren Niederschlagssummen erhöhte Chlorid- und Kationenkonzentrationen festzustellen sind. Dies kann darauf zurückzuführen sein, daß zu Beginn der Niederschläge verstärkt in der Luft enthaltene Staubpartikel ausgewaschen werden. Zusätzlich kann es zur Abwaschung von festen Depositionen auf dem Niederschlagssammler kommen. Bei größeren Niederschlagssummen werden diese Stoffe stärker verdünnt. Nitrat und Sulfat hingegen treten auch bei höheren Niederschlagssummen in größeren Konzentrationen auf, was mit dem gasförmigen Vorkommen (Schwefel- und Stickoxide) in der Luft erklärt werden kann.

Tab. 5.7Leitfähigkeit und Konzentrationen der Kationen und Anionen im Niederschlag an
der UBA Station auf dem Schauinsland (Daten vom UBA).

Ereignis	1.	2.	3.	4.	5.	6.
LF [µS/cm]	69	4	53	12	8	14
Na [mg/l]	-	0,11	0,67	0,12	0,21	0,27
K [mg/l]	-	0,06	0,72	0,03	0,11	0,05
Mg [mg/l]	-	0,05	0,63	0,07	0,05	0,05
Ca [mg/l]	-	0,10	9,84	1,46	0,27	0,25
CI [mg/l]	-	0,08	1,35	0,22	0,25	0,53
NO ₃ [mg/l]	-	0,36	3,04	1,43	0,78	1,28
SO ₄ [mg/l]	-	0,39	3,53	1,76	0,97	1,33

Aus den prinzipiell geringen Kationenkonzentrationen im Niederschlag ergibt sich, daß eine direkte Beteiligung von Niederschlagswasser im Abfluß eine Abnahme der Konzentrationen durch Verdünnung bewirken würde.

Die Größenordnungen der Kationenkonzentrationen, wie sie im Abfluß vorkommen, scheinen plausibel bei Betrachtung der mittleren Gesteinszusammensetzung. So dominieren Natrium und Calcium aus der vorherrschenden Plagioklasverwitterung. Jedoch ist der Natriumgehalt ungefähr doppelt so hoch, wie er normalerweise im Bruggaeinzugsgebiet auftritt, was auf lokale Quellen schließen läßt. Eine Wasserprobe aus dem Überlauf des Trinkwasserbehälters, der von einer Quelle am Ursprung des Haldenbachs gespeist wird, wies eine doppelt so hohe Natriumkonzentration wie das Bachwasser auf, während die anderen Kationen in mit dem Bachwasser vergleichbaren Konzentrationen vorlagen. Ebenso erbrachten Leitfähigkeitsmessungen im Quellgebiet des Haldenbachs um 50 % höhere Werte als an der Meßstelle OM. Hingegen wiesen alle an der Stelle H1 (siehe Abb. 3.4), die sich bei einem Quellaustrittsbereich im Einzugsgebiet MU-OM befindet, genommenen Proben relativ niedrige Natriumkonzentrationen auf.

Aus dem Verhalten der Kationen und der elektrischen Leitfähigkeit im Abfluß lassen sich folgende Schlüsse ziehen:

Prinzipiell kommt es zum Abfluß weniger stark mineralisierter Komponenten, die zu einer Verdünnung der Parameter während der Hochwasserereignisse führen. So läßt sich der sofort nach Regenbeginn zunächst starke Rückgang der elektrischen Leitfähigkeit bei Ereignis 2 durch den Fall von wenig ionenhaltigem Niederschlagswasser direkt in das Gerinne deuten. Der sofortige Wiederanstieg könnte durch oberflächlich abfließendes Niederschlagswasser erklärt werden, das durch das Abwaschen von eingetragenen Stäuben und sonstigen Ablagerungen auf der Oberfläche stärker mit Ionen angereichert ist. Dies kann durch den leichten Anstieg der Natriumkonzentration in den Abflußproben zu Beginn v.a. der Ereignisse 2 und 5 als plausibel betrachtet werden. Für eine generelle Beteiligung von oberflächennah abfließendem Wasser spricht der bei allen Ereignissen beobachtete Anstieg der Kaliumkonzentration, da Kalium im obersten, durch Anreicherung von organischem

Material gekennzeichneten Bodenhorizont in geringerem Ausmaß der Kaliumfixierung unterliegt (FEGER, 1993: 108) und deshalb leicht mobilisiert werden kann.

Die generalle Abnahme der Konzentrationen über die gesamte Zeit der Beobachtungsperiode läßt darauf schließen, daß Komponenten, die für die Lieferung des Basisabflusses am Ende der Trockenwetterperiode verantwortlich sind, durch infiltrierendes Niederschlagswasser verdünnt werden. Dies ist vor allem bei den großen Ereignissen 2 und 5 anzunehmen. Wegen des stärkeren Rückgangs der Natriumkonzentration und der Feststellung, daß im Gebiet lokale Natriumquellen vorhanden sein müssen, kann ebenso vermutet werden, daß nach den Hochwasserereignissen verstärkt Wasser anderer Herkunftsräume, z.B. der Hangschuttdecken oder der gesättigten Zone der Sättigungsflächen, zur Bildung des Basisabflusses beiträgt. Auffällig sind die Reaktionen von Calcium, Magnesium und Kalium zu Zeiten der Abflußerniedrigungen durch Verdunstung bzw. Evapotranspiration. Prinzipiell ist anzunehmen, daß es durch Verdunstung von oberflächlich fließendem Wasser zu einer Einengung, und damit zu einem Anstieg der Ionenkonzentrationen,kommt, wie dies bei Kalium auch beobachtet werden kann. Die Konzentrationsabnahme bei Calcium und Magnesium ist damit aber nicht zu erklären. Möglicherweise spielt die Aufnahme der Ionen mit dem Wasser durch die Vegetation eine Rolle.

5.2.2 Anionen

Den zeitlichen Verlauf der Anionenkonzentrationen für dieselbe Periode zeigt Abbildung 5.9.

Die Reaktion der *Chlorid*konzentrationen auf die Ereignisse ist deutlich ausgeprägt. Bei den Ereignissen 1,3,5 und 6 findet kurz nach Einsetzen des Regens ein leichter Anstieg statt. Während bei den beiden kleinen Ereignissen 1 und 3 die Konzentration rasch wieder auf den Ausgangswert zurückgeht, sinkt sie bei den Ereignissen 5 und 6 im Anschluß an die Erhöhung unter die Ausgangskonzentration ab. Ein Verdünnungseffekt ohne anfängliches Ansteigen der Konzentrationen ist bei den Ereignissen 2 und 4 zu erkennen.

Die großen Ereignisse 2 und 5 haben ein Absinken der Konzentration um maximal 26 % zur Folge, verbunden mit einem nur langsamen Wiederanstieg nach Ende des Direktabflusses, wobei die Ausgangskonzentration auch mehrere Tage nach dem Ende der Direktabflüsse nicht wieder erreicht wird. Dagegen hält die Konzentrationsabnahme bei den Ereignissen 4 und 6 nur für die Dauer des Direktabflusses an, bevor der Ausgangswert wieder erreicht und im Fall des Ereignisses 4 sogar für kurze Zeit überschritten wird.

Die Betrachtung der Sulfat- und Nitratganglinie unterliegt der in Kapitel 4.1.5 bereits erwähnten Einschränkung, daß eine Änderung der Konzentrationen durch Abbauprozesse in den Probeflaschen stattgefunden haben kann. Dadurch läßt sich wahrscheinlich der Zickzackverlauf erklären, der jedoch auch eine Folge von Verdunstungseinflüssen sein könnte.
Bei allen Ereignisse ist eine mehr oder weniger starke Konzentrationsabnahme des *Nitrats* zu beobachten. Ihr geht bei Ereignis 2 und 5 eine Konzentrationszunahme von 0,8 bzw. 0,5 mg/l voraus. Die Verdünnungseffekte treten nur kurzzeitig auf und enden geringe Zeit nach dem Direktabfluß. Auffallend ist, daß der Verdünnungseffekt bei dem kleinen Ereignis 3 mit fast 40 % am größten ist. Insgesamt steigt der Nitratgehalt im Verlauf der Periode etwas an.



Abb. 5.9 Zeitlicher Verlauf der Anionenkonzentrationen an der Meßstelle OM.

Der Verlauf der *Sulfat*konzentrationen während der Ereignisse kann so beschrieben werden, daß zunächst ein kurzer, geringer Anstieg auftritt. Darauf folgt eine stärkere Abnahme der Konzentration, die maximal bis zum Ende des Direktabflusses anhält. Danach steigt die Konzentration eine längere Zeit an, und zwar deutlich über den Ausgangswert. Am deutlichsten tritt diese Reaktion bei den Ereignissen 2, 5 und 6 hervor. Am Ende der Periode ist die Konzentration mit 2 mg/l um ca. 0,5 mg/l höher als zu Beginn.

Die Konzentrationsverläufe der Anionen weisen also generell einen Verdünnungseffekt beim Auftreten von direkten Abflußkomponenten während der Hochwasserereignisse auf. Vor allem das starke Absinken der Chloridkonzentration während und auch längere Zeit nach den Ereignissen 2 und 5 (vgl. Natrium in Kap. 5.2.1) weist auf eine Beteiligung von chloridärmeren Komponenten hin, die auch nach Ende der Direktabflüsse erheblichen Anteil am Basisabfluß besitzen. Als Ursache für diese Absenkung könnte Wasser in Betracht kommen, das aus dem Speicher der Hangschuttzone stammt, welcher durch die Ereignisse nach der dreiwöchigen Trockenwetterperiode aufgefüllt wurde. Der leichte Anstieg des Chlorids zu Beginn der Ereignisse 1,3 und 5 könnte wie bei Natrium auf das Abwaschen trockener Depositionen zurückzuführen sein. Ebenso deutet der zu Beginn der Ereignisse auftetende Nitratpeak auf eine oberflächennahe Abflußkomponente hin (zur erhöhten Nitratkonzentration im Oberboden vergl. VON WILPERT et al. (1996)). Die anschließende leichte Verdünnung läßt auf eine dementsprechend weniger starke Beteiligung dieser Komponente schließen. Die leichte Zunahme des Nitrats während der Periode und insbesondere die des Sulfats können nicht befriedigend erklärt werden. Möglicherweise ist sie auf biogene Prozesse, etwa die Mineralisierung abgestorbener Vegetation und anderer organischen Substanz, zurückzuführen.

5.2.3 Anionen und Kationen an der Meßstelle MU

Die Anionen- und Kationenkonzentrationen an der Meßstelle MU verlaufen generell ähnlich wie an der Meßstelle OM. Diese Aussage trifft auf die gesamte Periode und alle Parameter zu. In Abbildung 5.10 ist beispielhaft das Verhalten von Natrium, Kalium und Chlorid für das Ereignis 2 dargestellt. Grundsätzlich ist festzustellen, daß die Konzentrationen an der Meßstelle MU immer etwas niedriger liegen, mit Ausnahme von Sulfat und Nitrat, die einen heterogenen Verlauf zeigen. Infolge der Abflußzunahme während der Ereignisse - hier ist insbesondere Ereignis 2 zu nennen - vergrößert sich der Konzentrationsunterschied zwischen der Meßstelle OM und MU. Der Verdünnungseffekt bei Chlorid, Nitrat, Calcium und Magnesium ist an der Meßstelle MU größer. Für die Reaktion der Kaliumkonzentration ist der umgekehrte Effekt zu beobachten, die Konzentrationserhöhung ist an der Meßstelle OM



Abb. 5.10 Verlauf der Konzentrationen von Natrium, Kalium und Chlorid an den Meßstellen OM und MU und den daraus berechneten Konzentrationen für den Abfluß des Einzugsgebietes MU-OM der Ereignisse 1 und 2.

Die unterschiedlichen Konzentrationen an den beiden Meßstellen auch zu Zeiten des Basisabflusses könnte eine Folge der heterogenen Mineralverteilung (vgl. Kap. 3.2) im Untersuchungsgebiet sein. So sind die Konzentrationen von Natrium und Chlorid im Quellgebiet des Haldenbachs um etwa den Faktor 2 größer als an den Meßwehren. Generell kann im Längsprofil des Bachs einen Abnahme der Leitfähigkeit beobachtet werden, es findet also eine Mischung mit weniger mineralisiertem Wasser statt. Neben der heterogenen Mineralverteilung könnte als Ursache für die Abnahme der Konzentrationen im Bachverlauf vermutet werden, daß das Wasser im Quellgebiet einem anderen Herkunftsraum entstammt als das im weiteren Bachverlauf zufließende Wasser. Bei dem Abfluß im Quellgebiet könnte es sich um Wasser aus dem Kluftaquifer des Grundgebirges handeln, in dem eine relativ große Verweilzeit des Wassers (UHLENBROOK, 1999: 71) und damit eine stärkere Mineralisierung angenommen werden kann. Das im weiteren Verlauf des Bachs zufließende Wasser könnte hingegen dem Hangschuttgrundwasserleiter entstammen. Dieser weist geringere Ionenkonzentrationen auf, wie aus den an der Stelle H1 (siehe Abb. 3.4) entnommenen Proben hervorgegangen ist.

Aus den wachsenden Konzentrationsunterschieden zwischen der Meßstelle OM und MU während der Hochwasserereignisse geht hervor, daß am Abfluß aus dem Einzugsgebiet MU-OM geringer mineralisierte Komponenten einen größeren Anteil haben als im Einzugsgebiet OM. Dabei könnte es sich vor allem um oberflächennah abfließendes Niederschlagswasser auf den Sättigungsflächen handeln.

In Abbildung 5.10 sind auch die Konzentrationen dargestellt, die mit der Mischungsgleichung (GI. 5.1) für den Abfluß des Einzugsgebietes MU-OM berechnet wurden.

$$C_{MU-OM} = \frac{C_{MU} \cdot Q_{MU} - C_{OM} \cdot Q_{OM}}{Q_{MU-OM}}$$
(GI. 5.1)

 $C_{MU-OM} =$ Konzentration im Abfluß des Einzugsgebietes MU-OM [mg·l⁻¹] C_{OM} bzw. $C_{MU} =$ Konzentration im Abfluß an der Meßstelle OM bzw. MU [mg·l⁻¹] Q_{MU} bzw. $Q_{MU} =$ Abfluß an der Stelle OM bzw. MU [l·s⁻¹] $Q_{MU-OM} =$ Differenz der Abflüsse Q_{MU} und Q_{OM} [l·s⁻¹]

Abbildung 5.10 zeigt, daß die berechneten Konzentrationen immer, und zum größten Teil deutlich, unter den an den beiden Meßstellen vorgefundenen Werten liegen. Die Konzentrationen von Chlorid und Natrium weisen infolge des Ereignisses 2 eine Verdünnung auf. Insgesamt jedoch ist der Verlauf der Konzentrationen nicht eindeutig, die Werte streuen in einem breiteren Bereich. Dies ist darauf zurückzuführen, daß alle in Gleichung 5.1 eingehenden Größen mit Meßfehlern behaftet sind. Aufgrund der Fehlerfortpflanzung sind die berechneten Konzentrationen mit einem relativ großen Fehler behaftet. Unter diesem Vorbehalt erscheint es wenig sinnvoll, die stark streuenden Werte weitergehend zu interpretieren.

5.2.4 Fazit

Generell kann bei den Kationen- und Anionenkonzentrationen und der elektrischen Leitfähigkeit eine Abnahme infolge von Verdünnungseffekten beobachtet werden. Nur Kalium reagiert mit einem Anstieg und weist somit auf oberflächennahe Abflußkomponenten hin. Einen Hinweis auf oberflächennahen Abfluß, z. B. von den Sättigungsflächen, gibt auch der zu Beginn einiger Ereignisse auftretende leichte Anstieg der Natrium-, Chlorid- und

Nitratkonzentrationen, der durch Abwaschung trockener Depositionen und mineralisierter organischer Substanz erklärt werden kann. Eine besonders starke Konzentrationsabnahme im Vergleich zu den anderen Parametern ist bei Chlorid und Natrium während der größeren Ereignisse 2 und 5 zu beobachten. Diese Abnahme der Natrium- und Chlorid Konzentration dauert mehrere Tage nach Ende des Direktabflusses an, was auf die stärkere Beteiligung einer weniger natrium- und chloridhaltigen, unterirdischen Komponente während der Hochwässer und auch am folgenden Basisabfluß hindeutet. Als Herkunftsraum für diese Komponente kommen vermutlich die Schuttdecken der Hänge und der Sättigungsflächen in Frage.

Ein deutlicher Unterschied der Natrium- und Chloridkonzentrationen zwischen der Meßstelle OM und MU sowie eine Abnahme der Leitfähigkeit im Längsprofil des Haldenbachs lassen auf lokale Natrium- und Chloridquellen schließen. Im Quellgebiet des Haldenbachs konnten doppelt so hohe Konzentrationen wie an den Abflußmeßstellen nachgewiesen werden.

Ein genereller Unterschied der Konzentrationen aller Parameter außer Nitrat und Sulfat zwischen den Meßstellen OM und MU, der sich während der Hochwasserabflüsse verstärkt, deutet darauf hin, daß im Abfluß des Einzugsgebietes MU-OM eine stärkere Beteiligung von schwach mineralisierten Komponenten auftritt. Im Fall der Hochwasserabflüsse ist es wahrscheinlich, daß diese Komponenten durch die Bildung von Sättigungsoberflächenabfluß dominiert werden.

5.3 Ganglinienseparationen mit Silikat und Deuterium

5.3.1 Zweikomponententrennung mit Silikat

In Abbildung 5.11 ist zunächst der Verlauf der Silikatkonzentrationen in mgSi/l an der Meßstelle OM dargestellt.



Abb. 5.11 Verlauf der Silikatkonzentrationen an der Meßstelle OM.

Bei allen größeren Ereignissen ist für die Dauer des Direktabflusses eine deutliche Konzentrationsabnahme zu beobachten. Sie beträgt bei den Ereignissen 2 und 5 im Maximum fast 50 %, welches 5 bzw. 3 Stunden nach den Scheitelabflüssen auftritt,. Kurze Zeit nach Ende des Direktabflusses steigt die Konzentration zunächst wieder steil an. Je näher sie an die Ausgangskonzentration heranreicht, desto kleiner wird die Zunahme mit der Zeit. Ungefähr einen Tag nach Beendigung des Direktabflusses ist die Ausgangskonzentration fast wieder erreicht. Die Niederschläge bewirken also keine dauerhafte Verdünnung. Das bedeutet, daß die zum Basisabfluß beitragenden Komponenten relativ konstante Silikatkonzentrationen aufweisen.

Ereignis 1 führt zu einer sehr geringen Verdünnung, die Konzentrationsabnahme beträgt 0,2 mgSi/l und tritt nur in einer Probe ca. 3 Stunden nach Beginn des Abflußereignisses auf. Ereignis 3 hat keine erkennbaren Auswirkungen auf die Silikatkonzentration im Abfluß.

Der zeitliche Verlauf und die Höhe der Konzentrationen an der Meßstelle MU decken sich bei Ereignis 2 und 5 praktisch mit der Ganglinie an der Meßstelle OM. Der einzige Unterschied besteht in einem etwas stärkeren Verdünnungseffekt. Die Abnahme der Konzentration ist im Bereich des Maximums um etwa 0,3 mgSi/l größer.

Die Konzentration der oberflächennah abfließenden Komponente für die Zweikomponententrennung wurde in Anlehnung an UHLENBROOK (1999: 56) und WELS et al. (1991a: 188) zu 0,3 mgSi/l und nicht zu 0 mgSi/l festgelegt, um den schnellen Lösungsprozessen bei der Abflußbildung gerecht zu werden. Mit dieser Festlegung und der Bestimmung des Wertes für die indirekte Komponente tieferer Gesteins- und Bodenschichten aus der Konzentration des Basisabflusses kurz vor Ereignisbeginn ist Randbedingung (1) (Kapitel 4.1.2) erfüllt. Es soll jedoch an dieser Stelle ausdrücklich darauf hingewiesen werden, daß die Festlegung der Konzentrationen (vor allem der oberflächennahen Komponente) von entscheidender Bedeutung für das Ergebnis der Separation ist. Da keine Informationen über die Lösungskinetik von Silikaten während der Abflußereignisse vorliegen, ist die Erfüllung der Randbedingungen (2) und (3) nicht mit Sicherheit anzunehmen. Wie die Ergebnisse aus Kapitel 5.1 gezeigt haben, findet im Untersuchungsgebiet während der Ereignisse eine beträchtliche Speicheränderung statt, so daß Randbedingung (4) als nicht zutreffend betrachtet werden muß. Hinzu kommt, daß das Probenahmeintervall von drei Stunden für derart rasch schwankende Abflüsse, wie sie hier beobachtet werden können, als zu groß angesehen werden muß. So sind z.B. bei Ereignis 2 die Spitzenabflüsse nur unzureichend beprobt worden, weshalb im folgenden auf eine Konstruktion einer Abflußganglinie aus den berechneten Komponentenanteilen verzichtet wird.

Die Ergebnisse der durchgeführten Separationen für die größeren Ereignisse zeigt Abbildung 5.12.

Die maximalen Anteile der oberflächennahen Komponente betragen bei Ereignis 2 und 5 ca. 50 %. Ereignis 2 weist über die ganze Zeit des Direktabflusses einen Anteil der oberflächennahen Komponent zwischen 25 und 40 % auf. Nach Ende des Direktabflusses nimmt er von 15 % an kontinuierlich ab, hat aber nach über einem Tag noch einen Anteil von 5 %. Bei Ereignis 5 geht nach Erreichen des Maximums während der Scheitelabflüsse der Anteil der oberflächennahen Komponente allmählich zurück, beträgt zum Ende des Direktabflusse noch 12 % und 12 Stunden danach noch 2 %. Ereignis 4 und 6 besitzen einen maximalen Anteil von 20 bzw. 30 %. Der zeitliche Verlauf entspricht demjenigen bei Ereignis 5. Nach Erreichen des Maximums zur Zeit der Spitzenabflüsse nimmt der Anteil ab und ca. 12 Stunden nach Ende des Direktabflusses läßt sich kein oberflächennaher Abfluß mehr erkennen.



Abb. 5.12 Ergebnisse der Zweikomponententrennung mit Silikat an der Meßstelle OM für die Ereignisse 2, 4, 5 und 6. Dargestellt ist der Abfluß der Komponente aus den tieferen Boden- und Gesteinsschichten zu den Probenahmezeitpunkten.

An der Meßstelle MU wurde für die Ereignisse 2 und 5 ebenfalls eine Zweikomponententrennung mit Silikat durchgeführt. Die Ergebnisse sind in ihrem zeitlichen Verlauf, wie aufgrund des Verlaufs der Silikatkonzentrationen nicht anders zu erwarten, denen an der Meßstelle OM ähnlich. Der Anteil der oberflächennahen Komponente ist jedoch bei Ereignis 2 zur Zeit der Scheitelabflüsse um maximal 10 % und bei Ereignis 5 um bis zu 11 % höher. Im weiteren Verlauf nähert er sich den an der Meßstelle OM berechneten Anteilen immer mehr an.

Für das Ereignis 2 wurden mit Gleichung 5.1 trotz der zu erwartenden Fehler die Silikatkonzentrationen für den Abfluß des Einzugsgebietes MU-OM berechnet. Im Gegensatz zu den anderen Ionen (vgl. Abb. 5.10) läßt der zeitliche Verlauf eine deutliche, plausibel erscheinende Reaktion erkennen (Abb. 5.13), die den an den beiden Meßstellen beobachteten Reaktionen entspricht. Jedoch ist im Vergleich eine stärkere Konzentrationsabnahme festzustellen, sie beträgt im Maximum ca. 3 mgSi/l. Dies wirkt sich deutlich auf die Ergebnisse der Komponententrennung aus. So erreicht die oberflächennahe Komponente 7 Stunden nach Ereignisbeginn einen Anteil von 76 % am Gesamtabfluß. Auch noch 2 Tage später ist ein Anteil von ca. 5 % festzustellen. Über die ganze Zeit des Ereignisses liegt der Anteil der Komponente aus den tieferen Boden- und Gesteinsschichten geringer über dem Basisabfluß als dies an der Meßstelle OM (vgl. Abb. 5.12) der Fall ist. Der Direktabfluß wird demnach von einer oberflächennahen Abflußkomponente dominiert.



Abb. 5.13 Verlauf der für den Abfluß des Einzugsgebietes MU-OM berechneten Silikatkonzentrationen und die Ergebnisse der damit durchgeführten Zweikomponententrennung für das Ereignis 2.

5.3.2 Zweikomponententrennung mit Deuterium

5.3.2.1 Deuteriumeintrag

Zur Bestimmung der Konzentration der Ereigniswasserkomponente, die nur aus dem Niederschlagswasser besteht, wurde der Niederschlag ca. alle 1,5 mm beprobt. Aufgrund der hohen Probenanzahl wurde nur jede zweite Probe analysiert. Die Werte der Proben dazwischen wurden nach Prüfung des zeitlichen Verlaufs des Deuteriumeintrags linear interpoliert. Aus diesen Werten wurde anschließend die Deuteriumkonzentrationen, die der Niederschlag seit Beginn bis zu jedem Zeitpunkt der Abflußprobenahme (3-h Intervall) besaß, nach Gleichung 4.4 berechnet (Abb. 5.14).

Der Vergleich der Deuteriumwerte, die für die gesamten Ereignisse jeweils aus den gemessenen und interpolierten Werten nach Gleichung 4.4 berechnet wurden (in Abb. 5.14 jeweils der letzte Kreis pro Ereignis), mit den gemessenen Werten einer jeweils separat gesammelten Totalisatorprobe erbrachte eine weitestgehende Übereinstimmung. Dies läßt die Methode der linearen Interpolation als gerechtfertigt erscheinen.



Abb. 5.14 Verlauf des Deuteriumgehaltes im Niederschlag. Dargestellt sind die im Niederschlag gemessenen Werte und die zu den Probenahmezeitpunkten des Abflusses berechneten Werte.

In Abbildung 5.14 kommt zum Ausdruck, wie sehr sich die Deuteriumkonzentrationen im Niederschlag bei den verschiedenen Ereignissen unterscheiden. Die Werte streuen zwischen -100 und -30 ‰. Bei Ereignis 4 und 6 sind die Auswirkungen des Mengeneffektes zu erkennen, während bei den Ereignissen 2 und 5 eine starke Zu- und Abnahme der Deuteriumwerte innerhalb der Niederschläge beobachtet werden kann (Abb. 5.15).



Abb. 5.15 Variabilität des Deuteriumgehaltes im Niederschlag der Ereignisse 2 und 5.

Innerhalb von Ereignis 2 beträgt die Schwankung des Isotopengehaltes bis zu -42 ‰. Der geringste Wert von -100 ‰ tritt zur Zeit der größten Niederschlagsintensität von 2 mm/10 min auf. Gleich daran schließt sich die größte Änderungsrate mit 18 ‰/h an. Der Verlauf weist mehrere Zu- und Abnahmen des Deuteriumgehaltes auf, die neben dem hier nicht eindeutig zu identifizierenden Mengeneffekt vor allem durch den advektiven Zustrom feuchter Luftmassen mit unterschiedlichem Deuteriumgehalt erklärt werden können. Dasselbe Bild bietet sich bei Ereignis 5. Jedoch liegt hier die Spannweite der Werte zwischen -99 und -35 ‰ und ist somitt noch größer. Es treten z.T. sprunghafte Änderungsraten von bis zu 50 ‰/h auf.

Deutlich zum Ausdruck kommt, daß die Berechnung der Deuteriumgehalte für die Zeitpunkte der Probenahme im Abfluß (3-h Intervall) eine nivellierende Wirkung hat, und daß damit die starke Variabilität des Isotopengehaltes im Niederschlag nur unzureichend erfaßt ist.

5.3.2.2 Ergebnisse der Zweikomponententrennung

Der Deuteriumgehalt im Abfluß an der Meßstelle OM liegt vor den Ereignissen im Bereich von ca. -70 ‰. Trotz der deutlichen Differenz zwischen diesem Wert und den Werten des Niederschlags kommt es nur zu geringen Änderungen des Isotopengehaltes im Abfluß. Die größte Änderung tritt bei Ereignis 5 mit einer Abnahme von 7 ‰ zur Zeit der Scheitelabflüsse auf. Bei den Ereignissen 4 und 6 beträgt sie maximal 4 ‰. Der Deuteriumgehalt nimmt nach den Spitzenabflüssen wieder ab und nähert sich nach Ende des Direktabflusses relativ schnell dem Ausgangswert. Die Ereignisse 1 und 3, bei denen jeweils nur eine Probe zur Zeit der Hochwasserwelle entnommen wurde, zeigen nur sehr schwache Reaktionen auf den stark unterschiedlichen Deuteriumeintrag. Bei Ereignis 2 schwanken die Deuteriumgehalte im Abfluß um ca. 5 ‰, wobei kein eindeutiger Verlauf zu erkennen ist. Zunächst sinkt der Deuteriumgehalt, als Folge des niedrigeren Deuteriumgehaltes im Niederschlag. Anschließend fällt isotopisch "schwererer" Niederschlag (Abb. 5.15), woraufhin eine entsprechende Reaktion im Abfluß zu beobachten ist (Abb. 5.16). Dieser "schwerere" Niederschlag kommt bei den nach Gleichung 4.4 berechneten Werten nur dadurch zum Ausdruck, daß zwar eine relative Zunahme des Isotopengehaltes vorliegt, der Deuteriumwert aber nicht über dem des Abflusses liegt. Dies kommt von der Miteinbeziehung der vorangegangenen Intervalle. Im weiteren Verlauf sinkt der Deuterimgehalt nochmals etwas ab, um danach wieder leicht anzusteigen. Dieser Anstieg ist nun aber nicht durch einen "schwereren" Niederschlag zu diesem Zeitpunkt verursacht. Gründe hierfür können in der Meßgenauigkeit gesucht werden, oder aber darin, daß eine Komponente mit höheren Deuteriumkonzentrationen zum Abfluß kommt. Dies könnte z.B. das zuvor gefallene Niederschlagswasser sein, das sich nicht vermischt hat und erst verzögert zum Abfluß gelangt.



Abb. 5.16 Verlauf des Deuteriumgehaltes im Abfluß an der Meßstelle OM und im Niederschlag (für die Probenahmezeitpunkte im Abfluß nach Gl. 4.13 berechnet).

Für die Ereignisse 2 und 5 wurden für die erhöhten Abflüsse an der Meßstelle MU ebenfalls Deuteriumanalysen durchgeführt. Grundsätzlich können ähnliche Verläufe der Deuteriumkonzentrationen wie an der Meßstelle OM beobachtet werden, jedoch sind die maximalen Änderungen etwas ausgeprägter.

Die Randbedingung (1) aus Kapitel 4.1.2 ist bei der Zweikomponententrennung mit Deuterium erfüllt. Der Wert für die Vorereigniswasserkomponente wurde aus dem Deuteriumgehalt im Abfluß vor Ereignisbeginn ermittelt. Für die anderen Randbedingungen trifft dasselbe wie bei der Ganglinienseparation mit Silikat zu. Um Randbedingung (3) zumindest für die Ereigniswasserkomponente annähernd zu erfüllen, wurden die nach Gleichung 4.4 zum Zeitpunkt der Probenahme im Abfluß berechneten Isotopengehalte verwendet.

Im Fall von Ereignis 2 ergeben sich an beiden Meßstellen unrealistische Werte, die Komponente des Vorereigniswassers beträgt beinahe zu allen Probenahmezeitpunkten mehr als 100 %. Dies liegt möglicherweise daran, daß die große Variabilität der Isotopengehalte im Niederschlag, die z.T. über und z.T. unter dem Deuteriumgehalt der Vorereigniswasserkomponente liegen, durch das dreistündige Intervall unzureichend erfaßt wurden. Bei den Ereignissen 1 und 3 sind die Konzentrationsänderungen im Abfluß geringer als der anzunehmende Meßfehler, so daß hier auf eine Separation verzichtet wird. Die für die Ereignisse 4, 5 und 6 ermittelten Ergebnisse sind in Abbildung 5.17 dargestellt.



Abb. 5.17 Ergebnisse der Zweikomponententrennung mit Deuterium an der Meßstelle OM für die Ereignisse 4, 5 und 6. Dargestellt ist der Abfluß der Vorereigniskomponente zu den Probenahmezeitpunkten.

Bei Ereignis 4 weist die Probe im ansteigenden Ast der Hochwasserganglinie einen Ereigniswasseranteil von 11 % auf. Für den zweiten Abflußpeak ergibt sich ein Anteil von 7 %, in den anschließenden Proben kann bis ca. 7 Stunden nach Direktabflußende noch ein geringer Ereigniswasseranteil festgestellt werden. Der maximale Ereigniswasseranteil bei Ereignis 5 beträgt 74 % in der Probe kurze Zeit vor dem Scheitelabfluß. Bereits drei Stunden zuvor nach dem ersten steilen Anstieg des Abflusses sind 65 % Ereigniswasser. Für die Meßstelle MU ergibt sich im Maximum sogar ein Ereigniswasseranteil von 120 %, was unrealistisch ist. Dies liegt daran, daß der zum Zeitpunkt der Probenahme fallende Niederschlag einen stark abweichenden Deuteriumgehalt besitzt, im Vergleich zu dem für die Komponententrennung verwendeten.

Der bei Ereignis 6 maximal beobachtete Ereigniswasseranteil von 19 % tritt in der abfallenden Ganglinie auf. Einige Stunden danach kommt es noch einmal während zweier kleiner Abflußpeaks zu einem Anteil von 8 %.

5.3.3 Vergleich der Ganglinienseparationen

Im Folgenden werden die nach der einfachen Methode ermittelte Direktabflüsse (Kap. 5.1.2) mit den Ergebnissen der Zweikomponententrennungen mit Silikat und Deuterium verglichen.



Abb. 5.18 Anteil der separierten Komponenten und des Direktabflusses am Gesamtabfluß an der Meßstelle OM.

Wie aus Abbildung 5.18 ersichtlich, ist während der Ereignisse 4 und 6 der oberflächennah abfließende Anteil größer als der Ereigniswasseranteil. Der Unterschied beträgt im Maximum 6 % bei Ereignis 4 bzw. 10 % bei Ereignis 6. Es muß sich bei dieser Differenz um Wasser handeln, das schon vor dem jeweiligen Ereignis im Gebiet gespeichert ist und dennoch geringe Silikatkonzentrationen aufweist. Als mögliche Speicherräume kämen hierbei die Mulden bzw. Viehtritte der Sättigungsflächen in Betracht.

Der gegensätzliche Fall tritt bei Ereignis 5 auf: hier liegt der Ereigniswasseranteil zur Zeit der Spitzenabflüsse um ca. 25 % höher als der Anteil an oberflächennah abgeflossenem Wasser. Diese Ergebnis impliziert, daß Ereigniswasser mit höheren Silikatgehalten abgeflossen sein muß. Eine mögliche Erklärung ist darin zu suchen, daß infiltrierendes Niederschlagswasser eine mit Silikat angereicherte Verwitterungslösung der ungesättigten Zone mobilisiert. Der erhöhte Silikatgehalt führt dazu, daß der Anteil der oberflächennahen Komponente unterschätzt wird. Dies würde aber gleichzeitig bedeuten, daß mindestens eine weitere Komponente zum Abfluß beitragen würden und somit die Anwendung einer Zweikomponententrennung in Frage gestellt würde. Ebenso würde eine -entgegen der getroffenen Annahme- schnelle Silikatlösung zu einer Unterschätzung der oberflächennahen Komponente führen.

Insgesamt kann festgestellt werden, daß ein bedeutender Anteil des Direktabflusses durch oberflächennahe Komponenten bzw. Ereigniswasser erklärt werden kann. Hierbei scheint der Anteil an Sättigungsflächen im jeweiligen Gebiet von Bedeutung zu sein, wie die Ganglinienseparation mit Silikat für den Abfluß des Einzugsgebietes MU-OM während des Ereignisses 2 zeigt. In diesem Teilgebiet, das einen um 5 % größeren Anteil an Sättigungsflächen besitzt als das Einzugsgebiet OM, kann im Maximum ein um 25 % größerer Anteil an oberflächennah abfließenden Komponenten festgestellt werden.

Aus den Ergebnissen der Komponententrennungen zeigt sich, daß oberflächennahe Komponenten und Ereigniswasser auch in der Zeit nach Niederschlagsende Anteile am Abfluß besitzen. Zeitlich verzögert abfließendes Niederschlagswasser trägt demnach mindestens einen Tag nach Niederschlagsende zur Bildung des Basisabflusses bei (siehe Abb. 5.12).

Zeitgleich mit Einsetzen der Hochwasserabflüsse kann auch eine Zunahme der Vorereigniswasserkomponente bzw. der Komponente aus den tieferen Gesteins- und Bodenschichten beobachtet werden. Der Anteil dieser Komponenten im Verlauf des Direktabflusses weist auf eine ebenfalls schnelle Reaktion hin. Eine Dominanz dieser Komponenten, wie sie in anderen Studien (z. B. FREY, 1998; ESHLEMAN et al., 1993; MCDONNELL et al., 1991; WELS et al., 1991b) festgestellt wurde scheint im Untersuchungsgebiet bei den beobachteten Ereignissen nicht vorzuliegen. Die schnelle Reaktion der Komponenten deutet auf das Vorkommen von Druckübertragungsmechanismen hin (Piston-Flow, Groundwater Ridging).

Die Durchführung der Zweikomponententrennungen und die daraus gewonnenen Ergebnisse müssen kritisch betrachtet werden. Neben den analytischen Meßfehlern und den Fehlern bei der Abflußmessung waren die Voraussetzungen zur Durchführung der Zweikomponentenseparation (Kap. 4.1.2) nicht immer erfüllt. Schwierigkeiten bereitete auch, wie bereits erwähnt, die Festlegung der Konzentrationen der Ereigniswasserkomponente und der oberflächennahen Komponente, welche einen bedeutenden Einfluß auf das Separationsergebnis hat (MCDONNELL et al., 1991: 3071). Vor allem bei der Separation mit Deuterium erwies sich das 3-h Intervall wegen der starken Variation des Deuteriumgehaltes im Niederschlag als zu groß. Grundsätzlich kann die Beteiligung einer dritten Komponente, worauf vor allem das Verhalten von Natrium und Chlorid hindeuten könnte (Kap. 5.2.1), nicht ausgeschlossen werden.

5.3.4 Fazit

Die durchgeführten Zweikomponententrennungen mit Silikat und Deuterium zeigen generell eine stärkere Beteiligung von Ereigniswasser bzw. oberflächennah abfließendem Wasser während der Hochwasserereignisse, sowie eine noch nachweisbare Beteiligung mehrere Stunden danach. Unterschiede bei den Ergebnissen der Separation mit Silikat für das Einzugsgebiet OM und das Einzugsgebiet MU, wie auch für den Abfluß aus dem Einzugsgebiet MU-OM während des Ereignisses 2, deuten darauf hin, daß der Anteil der oberflächennahen Komponente mit dem Anteil an Sättigungsflächen im Einzugsgebiet zusammenhängt. Daraus kann geschlossen werden, daß die oberflächennahen Komponenten, neben dem direkten Niederschlag ins Gerinnenetz, hauptsächlich aus dem Oberflächenabfluß der Sättigungsflächen stammen. Da der festgestellte Direktabfluß nur zu einem Teil aus den oberflächennahen Komponenten bzw. aus Ereigniswasser erklärt werden kann, muß ein bedeutender Anteil aus den tieferen Gesteins- und Bodenschichten bzw. aus im Gebiet gespeichertem Vorereigniswasser an der Abflußbildung bei Hochwasser beteiligt sein. Aufgrund des Auftretens kurze Zeit nach Niederschlagsbeginn muß es sich dabei um schnell reagierende Komponenten handeln. Daraus ergibt sich die Vermutung, daß diese Komponenten durch Ausdruckmechanismen gebildet werden. Zum einen kann vorfluterfern gefallenes Wasser durch Druckübertragung eine Mobilisierung von Wasser der gesättigten Zone der Sättigungsflächen bewirken (Piston-Flow). Zum anderen kann Niederschlagswasser in vorfluternahen Bereichen, in denen wenige Zentimeter des Bodens aufgrund von Unebenheiten im Relief ungesättigt sind, eine Aufsättigung bewirken und durch die auflastende Gewichtskraft Wasser in den Vorfluter ausdrücken (Groundwater Ridging). Ebenso wäre denkbar, daß auf die gesättigte Zone fallendes Niederschlagswasser durch Druck nach unten eine Verdrängung von vorfluternahem Wasser in das Gerinne bewirkt.

Die gemachten Aussagen müssen jedoch unter dem Aspekt betrachtet werden, daß die Ergebnisse aufgrund der Meßmethodik sowie aufgrund der für die Zweikomponententrennung gemachten Annahmen mit großen Unsicherheiten belegt sind. Zudem kann das Vorliegen eines Zweikomponentensystems nicht als eindeutig erwiesen betrachtet werden.

5.4 Künstliche Markierversuche

5.4.1 Hydrologische Rahmenbedingungen

Die Markierungen mit Sulphorhodamin B und Uranin erfolgten am 9. November um ca. 15 Uhr (siehe Kapitel 4.2). Bis zu diesem Zeitpunkt hatte es an diesem Tag ca. 3 mm mit niedrigen Intensitäten geregnet. Nach Abschluß der Markierungen hörte der Regen auf, setzte aber am Abend gegen 19 Uhr wieder ein und ging im Verlauf der Nacht in Schneefall über, so daß am nächsten Tag eine geschlossene Schneedecke vorgefunden wurde. Der Verlauf der Niederschlage während der Beprobungsperiode ist in Abbildung 5.19 dargestellt. Sie fielen hauptsächlich als Schnee, im Dezember traten verstärkt Mischniederschläge auf. Dies führte dazu, daß während der Beobachtungsperiode fast durchgängig auf der gesamten Fläche eine geschlossene Schneedecke vorhanden war (vgl. Kap. 5.5), wobei der Schnee zeitweilig, vor allem an den Südhängen, teilweise abtaute.

Die Niederschläge kurz vor Weihnachten verursachten starke Hochwasserabflüsse (>32 l/s), die aufgrund der Konstruktion der Wehre meßtechnisch nicht mehr erfaßbar waren. Wegen technischer Probleme mit der Drucksonde, die in ihrem Verlauf unplausible Werte lieferte, liegen nur unzusammenhängende Teilstücke der Abflußganglinie am Meßwehr MU vor. Die in Abbildung 5.19 dargestellte Ganglinie ist deshalb aus den gemessenen Abflüssen am Meßwehr OM (8. Nov.-7. Dez.) und MU (8.-18. Dez.) zusammengesetzt und soll ein Bild vom zeitlichen Verlauf der Abflüsse des Haldenbachs liefern. Im November kam es nach dem Hochwasserereignis 6 nur noch am 9./10. November zu einer leichten Abflußzunahme (max. 7 l/s), danach nahm der Basisabfluß bis zum 1. Dezember kontinuierlich bis auf ca. 3 l/s ab. Vom 4.-6. Dezember trat ein größeres Hochwasserereignis mit Spitzenabflüssen bis zu 25 l/s auf. Bis zu dem großen Hochwasserereignis kurz vor Weihnachten (Niederschlagssumme 95 mm) waren weitere Abflußspitzen zu verzeichnen, auch erhöhte sich der Basisabfluß in dieser Zeit.

5.4.2 Resultate

Uranin tritt in der ersten genommenen Probe 2 Stunden nach der Einspeisung sowohl an der Meßstelle TM als auch an der Meßstelle MU in geringen Konzentrationen auf. Dies ist nicht verwunderlich, da der rasch ansteigende Grundwasserspiegel das mit Uranin markierte Wasser an die Oberfläche bringt dieses dann auf dem in Abbildung 3.4 eingezeichneten Fließweg abfließt.



Abb. 5.19 Tracerkonzentrationen an den Probenahmestellen TM und MU (zu beachten ist die unterschiedliche Skalierung der Ordinaten).

In den folgenden 24 Stunden steigt die Konzentration an der *Meßstelle TM* bis auf 12 mg/m³ an (Abb. 5.19) und sinkt anschließend bis Anfang Dezember wieder auf 1 mg/m³ ab. Durch die Niederschläge im Dezember wird wieder Uranin mobilisiert und die Konzentrationen steigen an. Sie weisen nach dem Niederschlag vom 4.-6. Dezember einen Peak auf, falls bei einem so großen Beprobungsintervall von mehreren Tagen überhaupt von Peak gesprochen werden kann. Daß in den zwei weiteren Proben gegen Ende Dezember trotz starker Niederschläge die Konzentration wieder abnimmt könnte daran liegen, daß eine hohe Dynamik vorliegt, die wegen des großen Probenahmezeitintervalls nicht richtig erfaßt ist. Ein vollständiger Durchgang des Uranins zu diesem Zeitpunkt kann ausgeschlossen werden, da beim Aufgraben des Einspeiseloches im Februar 2000 noch sehr hohe Konzentrationen nachzuweisen waren. Aus den Konzentrationen ergab sich nach überschlägiger Berechnung, daß noch mindestens 10 g Uranin an der Einspeisestelle vorhanden war.

Auffälligerweise läßt sich an der *Meßstelle MU* nach einem zunächst ähnlichem Verlauf wie an der Stelle TM ab dem 13. November kein Uranin mehr nachweisen. Erst mit den Niederschlägen und den damit verbundenen Abflüssen im Dezember tritt Uranin im Abfluß des Haldenbachs wieder auf. Da das Wasser, welches an der Meßstelle TM vorbeifließt, vor der Meßstelle MU in den Bach mündet, kann dies nur damit erklärt werden, daß das Wasser im Fließweg bei TM stagniert und nach und nach mit Wasser aus der Schneedecke verdünnt wird. Ein Versickerung des Wassers ist aufgrund der Sättigung des Bodens auszuschließen. Insgesamt ist der mißlungene Markierversuch der gesättigten Zone wenig aussagekräftig. Immerhin läßt sich daraus schließen, daß bei Niederschlägen verstärkt markiertes Wasser aus dem Einspeiseloch durch Grundwasser an die Oberfläche befördert wird und dann oberflächlich abfließt. Dies könnte auf Auswirkungen des Piston-Flow-Effekts zurückzuführen sein. Am Hang infiltrierendes Niederschlags- und Schmelzwasser bewirkt durch Druckübertragung ein Herausdrücken von Wasser im Untergrund der Sättigungsfläche an die Oberfläche.

Das in die ungesättigte Zone eingespeiste *Sulphorhodamin B* (SR B) kann praktisch sofort nach der Markierung an der Probenahmestelle H3 (siehe Abb. 3.4) nachgewiesen werden. Ebenso findet es sich in der ersten Probe 2 Stunden nach der Eispeisung an der Meßstelle MU, während das erste Auftreten an der Probenahmestelle TM 2 Stunden später zu registrieren ist. Der Verlauf der Tracerkonzentrationen an den Meßstellen MU und TM ähnelt dem des Uranins (Abb. 5.19), wobei die festgestellten Konzentrationen deutlich höher sind. Außerdem sinken sie an der Meßstelle MU im November nicht auf Null, da der Hauptfließweg des SR B ein anderer ist als der des Uranins. Nach dem Hochwasser kurz vor Weihnachten sind an beiden Meßstellen im Gegensatz zu Uranin sehr hohe Konzentrationen nachzuweisen. Abbildung 5.20 zeigt die gemessenen Konzentrationen an den Probenahmestellen H1 und H3. Bei H3 wurden die Proben aus einer kleinen Mulde entnommen, dicht unterhalb der Grenze ungesättigter Hangbereich/Sättigungsfläche. Bei H1 handelt es sich um einen Quellaustritt auf der Sättigungsfläche mit ständig beobachtetem Wasserfluß.



Abb. 5.20 Sulphorhodamin B Konzentrationen an den Probenahmestellen H1 und H3.

An beiden Stellen sind hohe Konzentrationen zu beobachten. Bei H3 steigen sie im Dezember aufgrund der Niederschläge an, wohingegen dies bei H1 nicht der Fall ist. Hier tritt Mitte November die Maximalkonzentration auf; sie sinkt bis zum Probenahmeende. An der Probenahmestelle H7, an der das bei H1 austretende Wasser vorbeifließt (siehe Abb. 3.4) sind die Konzentrationen im Vergleich zu H1 um etwa den Faktor 3 verdünnt. Das bedeutet, daß sich das Wasser auf dem Weg von H1 nach H7 mit weniger SR B-haltigem Wasser mischt.

Die Maximalkonzentration von 2450 mg/m³ an der Probenahmestelle H3 sofort nach der erfolgten Einspeisung kann durch einen hydraulischen Kurzschluß zustandegekommen sein. Dieser ist wegen der großen Menge an Wasser, die für die Einspeisung verwendet wurde, und der erfolgten Vorspülung zu vermuten. Trotzdem kann für die ungesättigte Zone ein schneller Transport postuliert werden. So konnten beim Aufgraben des Bodens unterhalb der SR B-Einspeisestelle zu einem späteren Zeitpunkt Makroporen beobachtet werden, die einen beträchtlichen Wasserfluß aufwiesen. Das Vorhandensein von Makroporen bestätigt eindrücklich Abbildung 5.21. Das Photo wurde im Januar 2000 nach dem kurzzeitigen Abtauen des Schnees aufgenommen und zeigt einen Ausschnitt des Hanges direkt an der Einspeisestelle. Die abgebildeten (vermutlichen) Mauslöcher und -gänge konnten am gesamten Hang beobachtet werden.

Abb. 5.21 Mausgänge und -löcher am nördlichen Hang an der Sulphorhodamin B Einspeisestelle.

Durch Makroporenfluß ließ sich auch das rasche Auftreten des SR B an der Probenahmestelle H1 erklären. Das Wasser fließt entlang der Grenze ungesättigter Hangbereich/Sättigungsfläche, an der eine deutliche Abnahme der hydraulischen Leitfähigkeit anzunehmen ist, und tritt dann im Quellgebiet bei H1 auf die Sättigungsfläche aus.

Die Messung der Flurabstände (vgl. Kap. 4.4) in der Zeit zwischen dem 1. und dem 13. Dezember ergaben einen Anstieg des Grundwassers. In dieser Zeit traten mehrere Niederschlagsereignisse auf. Aufgrund des beobachteten Anstiegs der Abflüsse im Haldenbach auf bis zu 20 l/s ist anzunehmen, daß ein Teil der Niederschläge auch in flüssiger Form fiel. Ebenso ist ein Auftreten von Schmelzwasser aufgrund des Temperaturverlaufes als wahrscheinlich anzusehen. Die Flurabstandsänderungen betrugen im Bohrloch 2 (siehe Abb. 4.5) in 13 Tagen ca. 30 cm, während im weiter von der Grenze ungesättigter Hangbereich/Sättigungsfläche entfernten Bohrloch 1 nur ca. 17 cm Änderung beobachtet werden konnte. Auch im Bohrloch 3 kam es zu einer Flurabstandsänderung. Anfang Dezember betrug er noch 30 cm, am 13. Dezember stand das Grundwasser an der Oberfläche an.

Aufgrund der Ergebnisse kann vermutet werden, daß in den Hang infiltrierendes Niederschlagswasser sich schnell, dem größten hydraulischen Gradienten folgend, in Makroporen hangabwärts bewegt. An der Grenze ungesättigter Hangbereich/Sättigungsfläche kommt es durch die Abnahme der hydraulischen Leitfähigkeit zu einem Aufstau, woraufhin Wasser direkt auf die Oberfläche der Sättigungsfläche austritt und dort schnell abfließt. Teile des Wassers können sich rasch lateral entlang der Grenze ungesättigter Hangbereich/Sättigungsfläche in Makroporen bewegen und treten an weiteren Stellen auf die Sättigungsfläche. Dies erklärt, wieso an der Meßstelle MU Sulphorhodamin B zeitlich früher auftritt als an der Probenahmestelle TM. Das markierte Wasser bewegt sich schneller in Makroporen bis zur Probenahmestelle H1, von wo es oberflächlich dem Bach zufließt, als dies direkt unterhalb der Einspeisestelle der Fall ist, wo das Wasser durch den langsameren Matrixfluß auf die Sättigungsfläche tritt.

Dadurch, daß während der gesamten Probenahmezeit Tracer nachgewiesen kann, ergibt sich eine sehr hohe hydrodynamische Dispersion, die nicht durch den schnellen Makroporenfluß erklärbar ist. Es kann daher geschlossen werden, daß sich das markierte Wasser auch in der ungesättigten Matrix sehr langsam bewegt. Durch Infiltrationsprozesse kann es mobilisiert und in eine schnelle Abflußkomponente überführt werden.

Die Markierung in bzw. auf der Sättigungsfläche muß als weitgehend gescheitert betrachtet werden, da eine direkte Markierung des Wassers im Untergrund fehlschlug. Durch die in Verbindung mit Niederschlägen bzw. Schmelzwasser aufgetretenen Konzentrationsmaxima des Uranins kann jedoch geschlossen werden, daß dieses durch Abflußbildungsprozesse mobilisiert wurde. Am wahrscheinlichsten dabei ist, daß durch Druckübertragungsmechanismen markiertes Wasser an die Oberfläche gelangt ist und von dort auf der Sättigungsfläche dem Haldenbach zugeflossen ist. Die Möglichkeit einer Bewegung von Teilen des markierten Wassers in der gesättigten Zone bis zum Vorfluter ist natürlich nicht auszuschließen, sondern eher als wahrscheinlich zu betrachten.

5.5 Isotopenverhältnis in der Schneedecke

Zwischen dem 11. November und dem 6. Dezember wurden Schneeproben von der Sättigungsfläche des Einzugsgebietes MU-OM in unregelmäßigen Zeitabständen entnommen. Wie schon in Kapitel 5.4.1 erwähnt, konnte während der gesamten Zeit nach dem 9. November eine mehr oder weniger geschlossene Schneedecke, die das ganze Untersuchungsgebiet bedeckte, beobachtet werden (Tab. 5.8). Die Bestimmung der Schneebedeckung erfolgte visuell durch den Bearbeiter.

Probenahme (jew. nachmittags)	Schneehöhe [cm]	Schnee- bedeckung	Schneedichte [g/cm ³]	¹⁸ O [‰]	Deuterium [‰]
11. Nov.	15	8/8	0,19	-16,1	-117,4
13. Nov.	10	8/8	0,21	-16,8	-123,7
15. Nov.	11	6/8	0,22	-16,7	-120,8
22. Nov.	30	8/8	0,15	-18,8	-136,6
25. Nov.	26	8/8	0,18	-17,7	-124,4
27. Nov.	24	8/8	0,21	-15,7	-107,8
29. Nov.	16	7/8	0,22	-18,2	-130,7
1.Dez.	15	7/8	-	-17,2	-121,8
3. Dez.	10	5/8	0,26	-17,0	-118,1
6. Dez.	5-20*	8/8	0,15	-11,7	-75,7

Tab. 5.8Schneebedeckung der Sättigungsfläche des Einzugsgebietes MU-OM und
Isotopengehalt der entnommenen Schneeproben.

*aufgrund von starken Schneeverwehungen nicht eindeutig bestimmbar

Aus Tabelle 5.8 ist zu sehen, wie die Schneedecke nach den Schneefällen vom 10. November (siehe Abb. 5.19) abnimmt und sich verdichtet. Weiterer starker Schneefall tritt am 19./20. November und am 4./5. Dezember auf. Durch diesen Neuschneeeintrag verringert sich die durchschnittliche, über das gesamte Profil gemessene Schneedichte. Der Neuschnee hat vor allem Auswirkungen auf die Isotopengehalte. Deutlich tritt hierbei das isotopisch "Schwererwerden" der Schneedecke in der Probe vom 6. Dezember hervor.

In Abbildung 5.21 ist die Meteoric Water Line dargestellt, wie sie von DIDSZUN (2000) im Bruggaeinzugsgebiet anhand von sieben analysierten Niederschlagsereignissen im Untersuchungszeitraum festgestellt werden konnte. Das Bestimmtheitsmaß der aus den sieben Werten berechneten Regressionsgeraden beträgt 0,995. Die Steigung der Regressionsgeraden, die aus den Schneeproben ermittelt wurde, weicht nur geringfügig von der der Meteoric Water Line ab.



Abb. 5.22 Isotopenverhältnis in den Schneeproben.

Die Wertepaare liegen allerdings ausnahmslos über der Meteoric Water Line, woraus sich ein deutlich anderer y-Achsenabschnitt ergibt. Dies bedeutet, daß in der Schneedecke eine Anreicherung des leichteren Deuteriums gegenüber ¹⁸O stattgefunden hat. Eine Erklärung dieses Sachverhaltes konnte nicht gefunden werden, da üblicherweise vorkommende Fraktionierungsprozesse wie Verdunstung oder Sublimation zu einer Anreicherung des schwereren ¹⁸O in der weniger energiereichen Phase führen müßten.

6 Schlußfolgerungen

Die Ergebnisse der hydrometrischen Messungen zeigen, daß in dem untersuchten Gebiet eine sehr schnelle Reaktion des Abflusses auf Niederschläge erfolgt. Unterschiede in der Niederschlagsintensität wirken sich mit einer kurzen Verzögerungszeit von 1-2 Stunden direkt auf die gemessenen Abflüsse aus. Nach Ende der Niederschläge nimmt der Abfluß im Haldenbach rasch ab, ein ausgeprägtes Rezessionsverhalten der Ganglinie ist nicht zu beobachten. Es tritt jedoch eine Erhöhung des Basisabflusses auf, deren Ausmaß von den Vorfeuchtebedingungen im Gebiet abhängt. Dies kann als Auswirkung der großen Speicheränderungen im Gebiet erklärt werden, die durch die Niederschläge hervorgerufen werden. Die Direktabflußmengen während der sechs beobachteten Ereignisse sind im Vergleich zu den gefallenen Niederschlagssummen gering. Für das Gesamtgebiet ergeben sich bei den beobachteten Ereignisse geringe Abflußbeiwerte von ψ <0,05. Selbst bei größeren Niederschlagssummen sind nur leicht erhöhte Abflußbeiwerte festzustellen, wohingegen die Direktabflußvolumina eine lineare positive Korrelation mit den Niederschlagssummen aufweisen. Dies deutet darauf hin, daß an der Abflußbildung, unabhängig von der Höhe der Niederschläge, fast gleichbleibende Flächenanteile beteiligt sind. Es zeigt sich auch, daß es nicht gerechtfertigt erscheint, für die gesamten Sättigungsflächen den Abflußbeiwert ψ =1 anzunehmen, da unter dieser Annahme größere Direktabflußvolumina zu beobachten wären. Vielmehr muß davon ausgegangen werden, daß ein Großteil des Niederschlags in mikrotopographischen Retentionsräumen (v.a. Viehtritte) auf den Sättigungsflächen zurückgehalten wird, wie dies KIRNBAUER et al. (1996) beschreiben. Berechnungen aus Verdunstungsverlusten und kleinen Hochwasserabflüssen legen nahe, daß mindestens auf 25 % der Sättigungsflächen auch zu Zeiten des Basisabflusses oberflächlich fließendes Wasser (Gerinne, kleine Rinnsale, flächiges Fließen) bzw. stehendes

flächlich fließendes Wasser (Gerinne, kleine Rinnsale, flächiges Fließen) bzw. stehendes Wasser mit Anschluß an den Bach (Teich, gefüllte Viehtritte, etc.) vorkommen. Der darauf fallende Niederschlag trägt unmittelbar zum Abfluß bei und stellt die Komponente des Sättigungsoberflächenabflusses. Es kann vermutet werden, daß diese Flächenanteile bei größeren Niederschlägen etwas zunehmen. Bei allen Ereignisse kann ein Großteil des Direktabflusses durch die Abflußbildung auf diesen Flächen erklärt werden.

Die Ergebnisse der Zweikomponententrennungen mit Silikat und Deuterium weisen darauf hin, daß oberflächennah abfließendes Wasser bzw. Ereigniswasser den überwiegenden Anteil am Direktabfluß ausmacht. Bei Ereignis 5 deutet das Separationsergebnis mit Deuterium an der Meßstelle OM auf einen Ereigniswasseranteil während der Spitzenabflüsse von 75 % hin. Geringe Anteile der oberflächennahen Komponente bzw. Ereigniswasser können noch mehrere Stunden bis wenige Tage nach den Hochwasserereignissen im Basisabfluß auftreten. Während des Ereignisses 2 ergibt die Silikatseparation des Abflusses für das Einzugsgebiet MU-OM deutlich höhere Anteile der oberflächennah abfließenden Komponente als für das Einzugsgebiet OM. Da der Anteil der Sättigungsflächen im Einzugsgebiet MU-OM größer ist, kann gefolgert werden, daß die Bildung dieser Abflußkomponente durch den Prozess Sättigungsoberflächenabfluß erfolgt.

Gleichfalls lassen die Separationsergebnisse in den Direktabflüssen nicht unerhebliche Anteile an Ereigniswasser bzw.einer Komponente aus den tieferen Gesteins- und Bodenschichten erkennen. Ihr ebenso rasches Auftreten wie das der oberflächennahen Komponenten zu Ereignisbeginn könnte eine Folge des "kinematic wave effect" sein. Das weitere Auftreten der "indirekten" Komponenten in der Hochwasserganglinie ließe sich durch schnell auf Niederschlag reagierende Ausdruckmechanismen wie Piston-Flow und Groundwater Ridging erklären. Hierbei könnte Groundwater Ridging auch so interpretiert werden, daß die "Grundwasserberge" wegen des bis zur Oberfläche anstehenden Wassers in den Sättigungsflächen nicht erst gebildet werden müssen, sondern schon vorhanden sind. Durch auftreffendes Niederschlagswasser, welches nicht sofort oberflächlich abfließen kann (z.B. weil es in den mikrotopographischen Retentionsräumen zurückgehalten wird oder weil doch eine geringmächtige ungesättigte Zone vorhanden ist), kann ein Druck auf die gesättigte Zone entstehen, der zum Abfluß von vorfluternahem Wasser aus derselben führt.

Zwar wurde durch eine mengengewichtete Berechnung des Deuteriuminputs im Niederschlag bis zu dem Zeitpunkt der durchgeführten Separation versucht, den z.T. auftretenden starken Schwankungen des Deuteriumgehaltes im Niederschlag gerecht zu werden, jedoch erwies sich das dreistündige Beprobungsintervall des Abflusses als wesentlich zu groß, um die sehr hohe Dynamik des Systems ausreichend zu beschreiben. Ebenso erwies sich die Bestimmung des Silikatgehaltes der oberflächennahen Komponente als schwierig, da keine eigenen Messungen durchgeführt wurden und über die Lösungsgeschwindigkeit von Silikat in der Literatur kontrovers berichtet wird (z. B. KENNEDY, 1971; WELS et al., 1991b). Da die Konzentrationen der separierten Komponenten einen starken Einfluß auf das Separationsergebnis besitzen, müssen die Ergebnisse kritisch bewertet werden. Als weitere Unsicherheitsfaktoren müssen Meßungenauigkeiten, nicht erfüllte Randbedingungen für die Zweikomponentenseparation und eine mögliche Beteiligung weiterer Komponenten betrachtet werden.

Das Verhalten weiterer geochemischer Tracer konnte generell als Bestätigung der bisher gemachten Aussagen betrachtet werden.

Da Silikat nach jedem Ereignis wieder rasch dieselbe Ausgangskonzentration erreicht, kann auf eine Basisabflußkomponente mit konstantem Silikatgehalt geschlossen werden. Im Gegensatz dazu sind die Natrium- und Chloridkonzentrationen nach den Ereignissen 2 und 5 von einer deutlichen, längeranhaltenden Abnahme geprägt. Dies deutet auf eine Abflußkomponente hin, die nach den größeren Ereignissen 2 und 5 verstärkt zum Basisabfluß beiträgt. Diese stark verzögert abfließende Komponente besitzt zwar denselben Silikatgehalt wie die Basisabflußkomponente vor Beginn der Ereignisse, aber einen geringeren Natriumund Chloridgehalt. Da im Quellgebiet des Haldenbachs lokale Natrium- und Chloridquellen vermutet werden, kann daraus geschlossen werden, daß es sich bei der zum Basisabfluß nach den Ereignissen 2 und 5 beitragenden Komponente um Wasser handelt, daß durch langsamen Matrixfluß aus der gesättigten Zone der Sättigungsflächen unterhalb des Quellgebietes zum Vorfluter gelangt.

Der eigentlich mißglückte Markierversuch mit Uranin könnte dennoch zur Bestätigung des Piston-Flow-Effekts herangezogen werden. Die beobachteten höheren Konzentrationen bei Hochwasserereignissen können so gedeutet werden, daß das markierte Wasser verstärkt an die Oberfläche "gedrückt" wird und dann oberflächlich auf der Sättigungsflächen abfließt. Die Markierung mit Sulphorhodamin B hat trotz der beschriebenen Unsicherheiten gezeigt, daß in den ungesättigten Hangbereich infiltrierendes Niederschlagswasser durch schnellen Makroporenfluß in die Sättigungsflächen gelangt und dort als Return Flow an die Oberfläche austritt. Aufgrund der einmaligen Flurabstandsbeobachtung kann vermutet werden, daß Wasser, welches in den Hang infiltriert und durch Makroporenfluß hangabwärts fließt, aufgrund des weniger durchlässigen Untergrundes der Sättigungsfläche eine Anhebung des Grundwasserspiegels an der Grenze ungesättigter Hangbereich/Sättigungsfläche bewirkt. Wegen des dadurch höheren Gradienten ist es denkbar, daß auch ein Matrixfluß in die Sättigungsfläche stattfindet. Das Vorkommen von Sulphorhodamin an der Probenahmestelle H3, an der zu keiner Zeit eine deutliche Fließbewegung festgestellt werden konnte, kann möglicherweise als Hinweis darauf gedeutet werden. Das schnelle Auftreten würde einem Matrixfluß jedoch widersprechen.

Treten Prozesse auf wie Return Flow auf die Sättigungsflächen oder Piston-Flow, der ein Ausdrücken von Wasser aus der gesättigten Zone an die Oberfläche der Sättigungsflächen bewirkt, führt dies zur Zunahme von Sättigungsflächenanteilen mit dem Abflußbeiwert ψ =1. Damit wird auch eine Vergrößerung des Sättigungsoberflächenabflusses bewirkt. Dieses Zusammenspiel der Prozesse verdeutlicht die Komplexität der Abflußbildung auf Sättigungsflächen und läßt eine einfache Konzeptionalisierung schwierig erscheinen.

Insgesamt kann folgendes Bild der Abflußbildungsprozesse im Untersuchungsgebiet entworfen werden (Abb. 6.1).

Abb. 6.1 Schematisierte Darstellung der Abflußbildungsprozesse wie sie im Untersuchungsgebiet auftreten können.

7 Literaturverzeichnis

- ALLERUP, P. & H. MADSEN (1980): Accuracy of point measurements. Nordic Hydrology, 11, 57-70.
- ARMBRUSTER, V. (1998): Zeitliche Dynamik der Wasser- und Elementflüsse in Waldökosystemen. Freiburger Bodenkundliche Abhandlungen, Heft 38, 301 S.
- BAUMGARTNER, A. & H.-J. LIEBSCHER (1990): Allgemeine Hydrologie Quantitative Hydrologie. Gebrüder Borntraeger, Berlin-Stuttgart, 673 S.
- BERGMANN, H., FRANK, J., HARUM, T., PAPESCH, W., RANK, D., RICHTIG, G. & H. ZOJER (1996):
 Abflußkomponenten und Speichereigenschaften Konzeptionen und
 Auswertemethoden. Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft, 48 (1/2), 27-45.
- BOS, M.G. (ed.) (1978): Discharge measurement structures. International Institute for Land Reclamation and Improvement, Wageningen, Publ. No. 20, 464 S.
- BUTTLE, J.M. (1994): Isotope hydrograph seperation and rapid delivery of pre-event water from drainage basins. Progress in Physical Geography, 18 (1), 16-41.
- DANSGAARD, W. (1964): Stable isotopes in precipitation. Tellus, 16, 436-468.
- DIDSZUN, J. (2000): Abflußbildung an Hängen. Diplomarbeit Institut für Hydrologie, Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i. Br. (in Vorbereitung).
- DUNNE, T. & R.D. BLACK (1970): Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed. Water Resources Research, 6, 1296-1311.
- DVWK (1996): Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen. Merkblätter zur Wasserwirtschaft, 238, Komissionsvertrieb Wirtschafts- und Verlagsgesellschaft Gas und Wasser mbH, Bonn, 135 S.
- DYCK, S. & G. PESCHKE (1995): Grundlagen der Hydrologie. Verlag für Bauwesen, Berlin, 536 S.
- ESHLEMAN, K.N., POLLARD, J.S. & A. KUEBLER O'BRIEN (1993): Determination of contributing areas overland flow from chemical hydrograph separations. Water Resources Research, 29 (10), 3577-3587.
- FEGER, K.-H. (1993): Bedeutung von ökosysteminternen Umsätzen und Nutzungseingriffen für den Stoffhaushalt von Waldlandschaften. Freiburger Bodenkundliche Abhandlungen, Heft 31, 237 S.

- FREY, M. (1999): Tracerhydrologische Untersuchungen im Brugga Einzugsgebiet: Gase, Silikat und stabile Isotope. Diplomarbeit (unveröffentlicht) Institut für Hydrologie, Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i. Br., 142 S.+Anhang.
- GEOLOGISCHES LANDESAMT BADEN-WÜRTTEMBERG (1977): Geologischen Karte von Freiburg im Breisgau und Umgebung 1:50000.
- GEOLOGISCHES LANDESAMT BADEN-WÜRTTEMBERG (Hrsg.) (1981): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Freiburg im Breisgau und Umgebung 1:50000. 209 S.+ Anhang.
- GIERMANN, G. (1964): Die würmeiszeitliche Vergletscherung des Schauinsland-Trubelsmattkopf-Knöpflesbrunnen-Massivs (südlicher Schwarzwald). Berichte der Naturforschenden Gesellschaft Freiburg i. Br., Heft 54, 197-207.
- GUTKNECHT, D. (1996): Abflußentstehung an Hängen Beobachtungen und Konzeptionen. Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft, 48 (5/6), 134-144.
- HÄDRICH, F. & K. STAHR (1992): Die Böden in der Umgebung von Freiburg i. Br. In: Mäckel,R. & B. Metz (Hrsg.): Schwarzwald und Oberrheintiefland. Freiburger Geographische Hefte, Heft 36, 129-195.
- HIBBERT, A.R. & C.A. TROENDLE (1987): Streamflow generation by variable source area.In: Swank, W.T. & D.A. Crossley Jr. (ed.): Forest hydrology and ecology at Coweeta.Ecological Studies 66, Springer Verlag, 111-127.
- HOOPER, R.P. & C.A. SHOEMAKER (1986): Comparison of chemical and isotopic hydrograph separation. Water Resources Research, 22 (10), 1444-1454.
- KÄSS, W. (1992): Geohydrologische Markierungstechnik. Gebrüder Borntraeger, Berlin-Stuttgart, 519 S.
- KENNEDY, V.C. (1971): Silica variations in stream water with time and discharge. Advances in Chemistry Series, 106, 94-130.
- KIRNBAUER, R., PIRKL, H., HAAS, P. & R. STEIDL (1996): Abflußmechanismen Beobachtung und Modellierung. Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft, 48 (1/2), 15-26.
- LAUDON, H. & O. SLAYMAKER (1997): Hydrograph separation using stable isotopes, silica and electrical conductivity: an alpine example. Journal of Hydrology, 201, 82-101.
- LEIBUNDGUT, CH. & H.R. WERNLI (1982): Zur Frage der Einspeisemengenberechnung für Fluoreszenztracer. Beiträge zur Geologie der Schweiz-Hydrologie, Nr. 28, Teil 1, 119-130.
- LEIBUNDGUT, CH. (1984): Zur Erfassung hydrologischer Meßwerte und deren Übertragung auf Einzugsgebiete verschiedener Dimensionen. Geomethodica 9, Veröffentlichung des 9. Basler Geomethodischen Colloquiums, 141-170.

- MCDONNELL, J.J., BONELL, M., STEWART, M.K. & A.J. PEARCE (1990): Deuterium variations in storm rainfall: implications for stream hydrograph separation. Water Resources Research, 26 (3), 455-458.
- MCDONNELL, J.J., STEWART, M.K. & I.F. OWENS (1991): Effect of catchment-scale subsurface mixing on stream isotopic response. Water Resources Research, 27 (12), 3065-3073.
- METZ, R. & G. REIN (1958): Erläuterungen zur geologisch-petrographischen Übersichtskarte des Südschwarzwaldes mit Erz- und Mineralgängen. Moritz Schauenburg Verlag, Lahr, 126 S.+Anhang.
- METZ, R. (1966): Geologischer Bau und Erzgänge. In: Schwarzwaldverein (Hrsg.): Der Schauinsland. Moritz Schauenburg Verlag, Lahr, 27-47.
- MOSER, H. & W. RAUERT (1980): Isotopenmethoden in der Hydrologie. Gebrüder Borntraeger, Berlin-Stuttgart, 400 S.
- MÜLLER, H.E. (1995): Laborseminar Hydrologie Hydrochemische Untersuchungen und Datenauswertung. Selbstverlag der Universität Freiburg, 28 S.
- PEARCE, A.J., STEWART, M.K. & M.G. SKLASH (1986): Storm runoff generation in humid headquater catchments. 1. Where does the water come from? Water Resources Research, 22 (8), 1263-1272.
- RICHTER, D. (1985): Ergebnisse methodischer Untersuchungen zur Korrektur des systematischen Meßfehlers des Hellmann-Niederschlagsmessers. Berichte des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach am Main, 93 S.
- RUTENBERG, E. (1998): Raumgliederung aufgrund der dominanten Abflußbildungsprozesse im Bruggagebiet. Diplomarbeit (unveröffentlicht) Institut für Hydrologie, Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i. Br., 83 S.+Anhang.
- SCHACHTSCHABEL, P., BLUME, H.-P., BRÜMMER, G., HARTGE, K.H. & U. SCHWERTMANN (1998): Lehrbuch der Bodenkunde. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 494 S.
- SEVRUK, B. (1982): Methods of correction for systematic error in point measurement for operational use. World Meteorological Organisation, Operational Hydrology Report No. 21, 91 S.
- STAHR, K (1979): Die Bedeutung periglazialer Deckschichten f
 ür Bodenbildung und Standorteigenschaften im S
 üdschwarzwald. Freiburger Bodenkundliche Abhandlungen, Heft 9, 209 S.+Anhang.

STEIBER, B. (1986): Der Schauinsland. Doris Bode Verlag, Haltern, 48 S.

- TANAKA, T., YASUHARA, M., SAKAI, H. & A. MARUI (1988): The Hachioji experimental basin study - storm runoff processes and the mechanism of ist generation. Journal of Hydrology, 102, 139-164.
- TRENKLE, H. (1980): Das Klima. In: Landkreis Breisgau-Hochschwarzwald (Hrsg.): Breisgau-Hochschwarzwald. Verlag Karl Schillinger, Freiburg im Breisgau, 61-72.
- UHLENBROOK, S. & CH. LEIBUNDGUT (1997): Abflußbildung bei Hochwasser in verschiedenen Raumskalen. Wasser und Boden, 49 (9), 13-22.
- UHLENBROOK, S. (1999): Untersuchung und Modellierung der Abflußbildung in einem mesoskaligen Einzugsgebiet. Freiburger Schriften zur Hydrologie, Band 10, 201 S.
- VON WILPERT, K. ,KOHLER, M. & D. ZIRLEWANG (1996): Die Differenzierung des Stoffhaushalts von Waldökosystemen durch die waldbauliche Behandlung auf einem Gneisstandort des Mittleren Schwarzwaldes. Mitteilungen der Forstlichen Versuchsanstalt Baden-Württemberg, Heft 197, 40 S.
- WEILER, M. (1997): Untersuchung zur Abflußbildung an Hängen mit Tracerversuchen und numerischer Modellierung der Wasserbewegung. Diplomarbeit (unveröffentlicht)
 Institut für Hydrologie, Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i. Br., 126 S.+Anhang.
- WELS, C., CORNETT, R.J. & B.D. LAZERTE (1991b): Hydrograph separation: a comparison of geochemical and isotopic tracers. Journal of Hydrology, 122, 253-274.
- WELS, C., TAYLOR, C.H., CORNETT, R.J. & B.D. LAZERTE (1991a): Streamflow generation in a headwater basin on the precambrian shield. Hydrological Processes, 5, 185-199.

persönliche Mitteilungen:

WIESSLER, A. (1999), Bodenmattenweg 4, Seppenbauernhof, 79254 Hofsgrund.

STEIBER, B. (1999), Oberlinden 16, 79098 Freiburg i. Br.