Institut für Hydrologie der Albert- Ludwigs- Universität Freiburg i. Br. Inke Meyer

Experimentelle Untersuchungen zur Abflussbildung im Rotherdbachgebiet



Diplomarbeit unter der Leitung von Prof. Dr. Ch. Leibundgut Freiburg i. Br. Juni 2001 Institut für Hydrologie der Albert- Ludwigs- Universität Freiburg i. Br. Inke Meyer

Experimentelle Untersuchungen zur Abflussbildung im Rotherdbachgebiet

Referent: Prof. Dr. Ch. Leibundgut Koreferent: Prof. Dr. G. Peschke

Freiburg i. Br. Juni 2001

Titelbild: Überblick über das Rotherdbach- Einzugsgebiet. Rechts das SOF- Gebiet mit jungen Fichten links das Interflow- Gebiet. Rechts unten sind als weisse Punkte zwei Apegs am Pegel 3 zu sehen.

Vorwort



Abb 0: Experimentelle Untersuchung der Abflussbildung. Aus: WATERSON (1991): Calvin & Hobbes: Scientific Progress goes "boink". 8.Aufl. London: Warner Books.

Zum Abschluss meines Studiums möchte ich allen FreundInnen, meiner Schwester, MitstudentInnen und MitbewohnerInnen für die gute, konstruktive, lustige und erlebnisreiche Studienzeit in Freiburg danken, außerdem meinen Eltern auch für die finanzielle Unterstützung.

Bei der Betreuung meiner Diplomarbeit Dank an Stefan Uhlenbrook und Jens Didzun für Unterstützung, gute Zusammenarbeit und das große Interesse an meiner Arbeit.

Ich hoffe, mit den Untersuchungen in meiner Diplomarbeit die Forschung zur Abflussbildung ein kleines Stückchen voran gebracht zu haben.

I Inhaltsverzeichnis

I Inhaltsverzeichnis	Ι
II Zusammenfassung	III
III English Summary	V
IV Resumen en Castellano	VII
1 Einleitung	1
1.1 Problemstellung, Zielsetzung und Methodik	1
1.1.1 Problemstellung	1
1.1.2 Zielsetzung	1
1.1.3 Methodik	2
2 Das Untersuchungsgebiet	3
2.1 Allgemein	3
2.2 Klima	4
2.3 Vegetation	4
2.4 Geologie und Boden	5
2.5 Hydrologie	6
2.6 Hydrochemie	8
2.6.1 Niederschlag	8
2.6.2 Boden, Bodensickerwasser und Bachwasser	8
3 Theoretische Grundlagen	11
3.1 Abflussbildung	11
3.1.1 Abflusskomponenten und Abflussbildungsprozesse	11
3.1.2 Prozessverständnis	12
3.2 Geochemische Tracer	14
3.2.1 Ganglinienseparation	16

4 Methodik

4 Me	ethodik	17
4.1 Feld	duntersuchungen	17
4.1.1	Meßeinrichtungen im Gebiet	17
4.1.2	Versuchsdurchführung und Probenahme	18
4.2 Lab	poranalyse	22
5 Erg	gebnisse	25
5.1 Hyd	drologisch- Meteorologische Situation	25
5.2 Nat	ürliche Tracer	26
5.2.1	Zeitreihen	26
5.2.2	Mischungsdiagramme	33
5.2.3	Bilanz untersuchter Ionen	36
5.3 Kür	nstliche Tracer	36
5.3.1	Eosin-Markierversuch	37
5.3.2	Bromid-Markierversuch	37
5.3.3	Fazit	38
5.4 Zus	sätzliche Gebietsinformationen	38
5.4.1	Sättigungsflächen	38
5.4.2	Leitfähigkeits- pH- und Temperaturprofile	40
6 Fa	zit und Ausblick	45

Unterschiede zwischen den Teilgebieten	45
Bodenwasserspeicher	45
Niederschlags- und Bodenwasser	46
Ausblick	46
	Unterschiede zwischen den Teilgebieten Bodenwasserspeicher Niederschlags- und Bodenwasser Ausblick

Verzeichnis der Abbildungen	47
Verzeichnis der Tabellen	48
Literatur	49

II Zusammenfassung

Ziel des DFG- Forschungsprojektes "Abflussbildung und Einzugsgebietsmodellierung" ist es, mit Hilfe experimenteller Untersuchungen die Abflussbildungsprozesse besser zu verstehen um Niederschlag- Abfluss- Modelle prozessorientierter ausrichten zu können. Im Rotherdbachgebiet wurden bereits die Abflussganglinien verschiedener Niederschlagsereignisse untersucht. Dabei fanden SAMBALE & PESCHKE (2001) heraus, dass in den zwei Teileinzugsgebieten unterschiedliche Abflussbildungsprozesse dominieren, nämlich im einen schneller Interflow (Interflow- Gebiet) und im anderen Sättigungs-Oberflächenabfluss und verzögerter Interflow (SOF- Gebiet). In dieser Arbeit wird die Abflussbildung der zwei Teilgebiete experimentell mit Hilfe natürlicher und künstlicher Tracer untersucht, um Informationen über Prozesse, Bodenwasserspeicher und Fließwege zu erhalten, anhand derer weitere Aussagen über die Abflussbildung gemacht werden können.

Das **Rotherdbachgebiet** liegt im Erzgebirge in einer Höhe von 690- 740 m ü. NN und zählt mit nur 0,09 km² Fläche zu den mikroskaligen Einzugsgebieten. Die Fichten-Monokultur im Gebiet ist von den hohen Sulfat und Stickoxid- Einträgen der letzten Jahrzehnte sichtbar geschädigt. Im Gebiet gibt es zwei Bäche von 130 und 90 m Länge die mit je einem Pegel ausgestattet sind, zusätzlich zum Pegel am Gebietsauslass. Im Jahr fallen im Mittel 950 mm Niederschlag mit einem Maximum im Juli. Der geologische Untergrund besteht aus einem basenarmen Ryolith- Porphyr, darüber lagern pleistozäne Decksedimente, die dominierende Bodenform ist ein Ryolith- Podsol.

Für die **experimentellen Untersuchungen** wurden an den zwei Pegeln der Teileinzugsgebiete und am Pegel des Gebietsauslasses vom 18.10.00- 7.12.00 im zwei-(später im vier-) Stunden- Intervall Proben genommen, die auf Anionen (Cl⁻, SO₄²⁻, NO₃⁻), Kationen (Na⁺, K⁺, Mg²⁺, Ca²⁺) und Silikat analysiert wurden. Daraus wurden Zeitreihen der Tracerkonzentrationen erstellt. An zwei Stellen am 18.10.00 künstliche Tracer eingespeist. 300 g Eosin wurden in 30 cm Tiefe, im Abstand von etwa 4 m zum Bach eingegeben um die Fließprozesse dieser Bodenschicht bzw. an der Grenzfläche Boden/ Gestein zu identifizieren. 6 kg Bromid wurden an einer Stelle etwas bachabwärts, im Abstand von etwa 7 m zum Bach, direkt unter die Vegetationsdecke gegeben zur Untersuchung der Prozesse an der Grenzfläche Auflagehumus/ Mineralboden. Die Oberfläche des Bachs und der Sättigungsflächen wurden ausgemessen um sie mit den Anteilen an Sättigungsabfluss aus der Abfluss-Ganglinie zu vergleichen, außerdem wurden Flusslängsprofile der einfach zu messenden Größen Leitfähigkeit, pH-Wert und Temperatur erstellt, um auf die Verteilung der natürlichen Tracer entlang der Bäche schließen zu können.

Während der Untersuchungsperiode traten nur zwei kleinere bis mittlere Ereignisse auf (8 und 18 mm Niederschlagssumme). Trotzdem konnten einige qualitative **Ergebnisse** über die Abflussbildung im Gebiet gewonnen werden.

Die zwei **Teileinzugsgebiete unterscheiden sich deutlich** in der Abflussbildung, vor allem der Dynamik der Bodenwasserspeicher. Das ist an den Unterschieden der Zeitreihen der geogenen Tracer, und den Flusslängsprofilen von elektrischer Leitfähigkeit, pH- Wert und Temperatur zu sehen. Damit wurden die Aussagen der Arbeit von SAMBALE & PESCHKE (2001) bestätigt. Ungeklärt bleibt, warum im Interflow- Gebiet die Chlorid und Natrium-Konzentrationen etwa drei mal so hoch sind wie im SOF- Gebiet.

Der Abfluss beider Teileinzugsgebiete wird aus (mindestens) **zwei Bodenwasserspeichern** gebildet, die in unterschiedlichen Anteilen zum Abfluss beitragen. Das zeigt sich aus den

unterschiedlichen Verdünnungs- Mustern der verschiedenen geogenen Tracer. Wasser aus dem "unteren" Speicher zeichnet sich durch höhere Chlorid, Natrium und Silikat- Gehalte aus, stammt wahrscheinlich aus unteren Bodenhorizonten bzw. dem Grundwasser und kommt verstärkt bei Niedrigwasser zum Abfluss. Der "obere" Speicher enthält Wasser mit höheren Sulfat- Gehalten, das eher aus mittleren bis oberen Bodenhorizonten stammt und hat bei Direktabfluss- Peaks oder in Zeiten höheren Abflusses einen grösseren Anteil am Gesamtabfluss. Im Interflow- Gebiet nimmt bei einem Direktabfluss- Peak der Anteil an Wasser aus dem oberen Bodenwasserspeicher zu. Chlorid, Natrium und Silikat werden deutlich verdünnt, die Sulfat- Konzentration bleibt fast konstant. Im SOF- Gebiet ändert sich während des Direktabfluss- Peaks nichts an der Zusammensetzung des Abflusses. Bei keinem der geogenen Tracer ist eine Verdünnung zu sehen. Die Dynamik der Bodenwasserspeicher ist bei ansteigendem und abfallendem Ast der Ereignisse unterschiedlich, was im Mischungsdiagramm von Sulfat und Chlorid als Hysterese zu erkennen ist.

Wasser, das direkt aus dem Niederschlag kommt, spielt in beiden Teileinzugsgebieten für den Direktabflusspeak nur eine sehr geringe Rolle. Die Sulfat- Konzentration zeigt nur eine sehr geringe bis gar keine Verdünnung. Die Direktabfluss- Peaks setzen sich vor allem aus Wasser zusammen, das **aus dem grossen Wasserspeicher im Boden ausgedrückt** wird. Insofern wird der Direktabfluss- Peak, selbst im SOF- Gebiet, nicht, wie von SAMBALE & PESCHKE (2001) angenommen, von Sättigungs- *Oberflächen*- Abfluss dominiert. Dafür wären die Sättigungsflächen außerdem zu klein: Der Anteil der hier ausgemessenen gesättigten Flächen am Einzugsgebiet ist nur ein Fünftel so gross wie der Direktabfluss- Anteil, den SAMBALE & PESCHKE (2001) aus der Ganglinie eines Starkniederschlag- Ereignisses bei vergleichbaren Bedingungen errechneten. Auch schneller Abfluss von infiltrierendem Niederschlags- Wasser durch **Makroporen** konnte mit dem Tracerversuch an der Grenzfläche Boden/ Gestein nachgewiesen werden. Er macht jedoch nur einen geringen Teil des Gesamtabflusses aus.

Trotz den oben gemachten Aussagen über die Abflussbildungsprozesse, die die Ergebnissse aus hydrometrischen Verfahren von SAMBALE & PESCHKE (2001) ergänzen, bleibt noch einiges über die Abflussbildung im Gebiet ungeklärt. Weitere Ergebnisse sind von der Auswertung der ¹⁸O- Analysen zu erwarten. Ausserdem wäre es sinnvoll, eine neue Messkampagne durchzuführen, um auch größere Ereignisse beproben und untersuchen zu können.

III English Summary

The **purpose** of the DFG- Project "Runoff Generation and catchment modelling" is to improve the understanding of runoff generation processes with the help of field experiments. This knowledge will ultimately be implemented in process-oriented rainfall- runoff models. In the Rotherdbach-basin the hydrographs of different precipitation- runoff- events have already been analyzed by SAMBALE & PESCHKE (2001). Their results showed that different processes dominate runoff generation in the two sub basins. One sub basin is dominated by rapid interflow (interflow sub basin) while the other is dominated by saturation overland flow and delayed interflow (SOF sub basin). In this thesis the two sub basins were studied with environmental and artificial tracer experiments to obtain additional information about processes, soil water storage and flow paths leading to further conclusions on runoff generation.

The **Rotherdbach basin** is situated in the Erzgebirge, a mountain range in the east of Germany, at an altitude of 690 to 740 m above sea level. With an area of only 0,09 km² it belongs to the micro-scale catchments. It is covered by a spruce stand with visible damages from the high deposition of sulfate and nitrogen oxide of the past decades. There are two creeks in the basin, 90 and 130 m long. Each creek is instrumented with a gauge. An additional gauge is positioned at the outlet of the catchment. Annual rainfall is 950 mm with a maximum in July. The bedrock is a ryolith- porphyry formation, which is poor in exchangeable bases, covered by Pleistocene glacial sediments. The dominating soil formation is a ryolith- podzol.

Field work was carried out during the investigation period from October 18^{th} , 2000 to December 7^{th} , 2000, water samples were taken every two (later every four) hours at the gauges of the sub basins and at the outlet. These samples were analyzed in the laboratory for anions (Cl⁻, NO₃⁻, SO₄²⁻), cations (Na⁺, K⁺, Mg²⁺, Ca²⁺) and silica. Then, time series were drawn from these hydro-geochemical tracers. At two places, artificial tracers were injected. 300 g eosine was injected in about 4 m distance to the creek at 30 cm depth, to identify flow processes in this soil depth and at the soil - rock interface respectively. 6 kg sodium bromide were injected further downstream, at about 7 m distance to the creek, directly underneath the vegetation cover in order to tag flow processes at the topsoil - mineral soil interface. In addition the surface of the saturated area, including the surface of the creek, was measured to compare the result with the fraction of saturation- overland- flow calculated from the hydrograph. Profiles of the in-situ obtained parameters electric conductivity, pH and temperature were determined to get an idea of the distribution of environmental tracers along the creeks.

During the period of investigation only two small to medium size precipitation events were observed, with a total rainfall of 8 and 18 mm. Nevertheless, some results on runoff generation could be gained.

There is a big **difference between the two sub catchments** concerning runoff generation, especially regarding the dynamics of soil water storages. This conclusion can be drawn from the difference in time series of the hydro-geochemical tracers and from the profiles of electric conductivity, pH and temperature of the two sub catchments. These results confirm the work from SAMBALE & PESCHKE (2001), who explained the differences in the hydrographs with different dominating runoff generation processes. The reasons for the big difference between the two sub catchments in average concentration of chloride and sodium, differing by a factor of three, are not fully understood yet.

Runoff is generated from at least **two soil water storages**. This is indicated by the different hydro-geochemical tracers wich show very different patterns of dilution during peak discharge on the one and during the entire measuring period on the other hand. Water from the "deeper" one, with a higher concentration of chloride, sodium and silica is probably derived from the deeper soil horizons or from the groundwater. This storage generates a higher fraction of discharge at low flow conditions. The "upper" one with higher concentrations of sulfate is presumed to be from the middle to upper soil horizons and generates a higher fraction of discharge at storm runoff and during high flow conditions. In the interflow sub catchment the fraction of water from the upper storage increases during storm runoff: Chloride, sodium and silica are diluted clearly, concentration of sulfate stays almost constant. In the SOF sub basin, composition of discharge does not change during storm runoff. There, none of the hydro- geological tracers show a dilution. The dynamics of soil water storage are different at the falling and the rising limb of the hydrograph. The mixing diagram of sulfate and chloride shows a hysteresis.

Only a minor part of the peak discharge consists of **water from the actual precipitation** event in both sub basins. Sulfate concentration shows only a small to no dilution. The quick reaction of peak discharge consists of water from the big soil storage that is discharged by **pressure propagation**. That means that even in the SOF sub basin runoff generation is not dominated by saturation *overland* flow, as presumed by SAMBALE & PESCHKE (2001). The saturated areas as measured here would be too small for dominating saturation overland flow: It is only one fifth as large as determined from SAMBALE & PESCHKE (2001) analyzing the storm flow hydrograph of an event with comparable conditions. Quick flow processes through **macropores** could be detected in the tracer experiment at the bedrock – soil interface where eosine appeared in the creek only half an hour after injection. Nevertheless, this component only generates a very small part of runoff.

Despite the conclusions drawn above which complement the results of SAMBALE & PESCHKE (2001) many processes and details remain unknown. Further information is expected from the analysis of the ¹⁸O- measurements. A second field campaign is recommended to obtain samples during larger precipitation events.

IV Resumen en español

Objectivo del proyecto "Formación de escorrentía y modelos de cuenca" de la DFG (communidad de investigación alemana) es la investigación experimental de la formación de escorrentía para entender mejor los procesos y crear modelos de precipitación-caudal más orientado a los procesos de formación de escorrentía. En la cuenca del Rotherdbach SAMBALE & PESCHKE (2001) encontraron, examinando las hidrogramas de diferentes precipitaciones, que en las dos subcuencas la formación de escorrentía esta dominado por procesos diferentes: en la una por un interflujo rápido (subcuenca interflujo), en la otra por escorrentía superficial saturada y interflujo retardado (subcuenca SOF). En este proyecto fin de carrera la formación de escorrentía de las dos subcuencas esta investigada por trazadores naturales y artificiales, para ganar informaciones sobre procesos, la dinamica del almacenamiento y pasos de agua en el suelo.

El **Rotherdbachgebiet** se encuentra en el Erzgebirge al este de alemania a una altitud de 690-740 m ü. NN. Con el tamaño de 0,09 km² pertenece a la micro- escala. El monocultivo de picea (abies) muestra daños visibles por las deposiciones de sulfato y óxidos nitrosos de las últimas décadas. En el área hay dos arroyos de 90 y 130 m de largo cada uno con una estación de aforo y una más estación de aforo en el punto de desagüe de la cuenca. El promedio de precipitación anual es de 950 mm con el máximo en julio. La roca es una riolita porfídica de naturaleza silícea, encima hay sedimentos de la era glacial pleistocena, el es un ryolithpodsol.

Se tomaron pruebas en las estaciones de aforo de la cuenca y se analizaron los aniones (Cl⁻, $SO_4^{2^-}$, NO_3^{-}), los cationes (Mg^{2^+} , Ca^{2^+} , Na^+ , K^+) y silice durante el periodo de **investigación experimental** del 18.10.00 al 7.12.00. De estos se forman los hidrogramas de las concentraciones de los trazadores hidrogeoquimicos. Se inyectaron en dos puntos trazadores artificiales el 18.10.00. Se inyectaron 300 g de Eosin en un agujero profundo de 30 cm para identificar los caminos de escorrentía en este estrato del suelo o en la capa intermedia entre suelo y roca. Se inyectaron 6 kg de bromato de sodio en un sitio un poco más abajo directamente debajo la cubierta vegetal para investigar la escorrentía en el intercambio entre el estrato del humos con el suelo mineral.También la superficie de los arroyos y las áreas saturadas fueron medidas para compararlos con la parte de escorrentía directa obtenida del hidrograma del caudal. Además fueron hechos perfiles de valores simples a medir como la conductividad eléctrica, el pH y la temperatura, para tener una indicación sobre la distribición de los trazadores naturales a lo largo de los arroyos.

Aunque durante el periodo de investigación hubo solo dos precipitaciones pequeños- medios (8 y 18 mm), se podían ganar **resultados** sobre la formación de escorrentía en el área.

Entre los dos subcuencas hay grandes diferencias en la formación de escorrentía, sobre todo en la dinamica de los almacenamientos en el suelo. Estos diferencias se pueden ver en las hidrogramas de los concentrationes de los trazadores hidrogeoquimicos y los perfiles de la conductividad eléctrica, el pH y temperatura. Asi se confirman los resultados del trabajo de SAMBALE & PESCHKE (2001). Lo que no se podía aclarar es la diferencia en el promedio de la concentración de Cl⁻ y Na⁺ siendo tres veces más alto en una subcuenca que en la otra.

El caudal de las dos subcuencas esta compuesto al menos de **dos almacenamientos** de agua en el suelo que se puede ver en el comportamiento de disolución diferente de differentes trazadores hidrogeoquimicas: El almacenamieto "bajo" tiene concentrationes mas altos de Cl⁻, Na⁺ y silice, el agua viene probablemente del estrato edáfico bajo o de agua subterranéa. Este almacenamiento contribue mas durante caudal bajo. El almacenamiernto "alto" con una concentración más alto de $SO_4^{2^-}$, probablemente de los statos de los estratos medio o alto, contribue mas durante los caudales maximos instantáneos o caudal alto.En la sub cuenca interflujo la parte de agua del almacenamiento alto augmenta durante el caudal maximo instánteo. Cl⁻, Na⁺ y silice son diluidos claramentes mientras la concentración de $SO_4^{2^-}$ casi no cambia. En la subcuenca SOF la composicion del caudal no se cambia durante el caudal maximo instánteo: ningun de los trazadores hidrogeoquimicos esta diluido. La dinamica de los almacenamientos en el suelo esta diferente en la rama cresciente y decresciente del hidrograma. El diagrama de $SO_4^{2^-}$ con Cl⁻ muestra una hysteresis.

Hasta el caudal maximo instánteo el **agua que viene directamente de la precipitación** solo forma una parte muy pequeña del caudal. La concentración de SO₄²⁻ casi no muestra dilucion en ambias subcuencas. El caudal maximo instánteo se compuesta de agua del gran almacenamiento en el suelo, y la reacción rapido viene de **processos de transferencia de presión**. El caudal maximo instantáneo de la subcuenca SOF no es, estrictamente hablando, escorrentía *superficial* saturada. La superficie de las áreas permanentemente saturadas además serían demasiado pequeños para dominar el caudal maximo instantáneo. Son solamente un quinto tan grande como lo que calcularon SAMBALE & PESCHKE (2001) de hidrogramas del caudal maximo instánteos de precipitaciones bajo condiciones comparables. Aunque contribue solo una parte pequeña al caudal, el experimento con trazadores artificiales ha mostrado que hay pasos del agua intercambio suelo/ roca donde la precipitación escurre rapidamente por macroporos.

Sin embargo se podían encontrar algunos resultados sobre la formación de escorrentía en la cuenca del Rotherdbach, que completan el trabajo de SAMBALE & PESCHKE (2001), todavía mucho queda sin aclarar. De la analisis de ¹⁸O se expectan mas resultados sobre las partes de agua "event" y "pre-event". También sería conveniente de empezar un nuevo periodo de investicacion para tomar y interpretar pruebas de precipitaciones mas grandes.

1 Einleitung

Die Erforschung der Abflussbildung, also der Prozesse, Fließwege und Verweilzeiten des zum Abfluss kommenden Niederschlags, hat für die Hochwasserentstehung und die Untersuchung des Stoffhaushalts in den letzten Jahren eine große Bedeutung bekommen.

Experimentelle Untersuchungen sollen das Verständnis für die auf und im Boden ablaufenden Prozesse erweitern. Heute ist über diese Prozesse oft nicht genug bekannt, um die Abflussbildung zu verstehen und prozessorientiert modellieren zu können, weshalb die Abflussbildungsprozesse gegenwärtig Objekt intensiver Forschung sind.

1.1 Problemstellung, Zielsetzung und Methodik

Die Diplomarbeit wurde am Instiut für Hydrologie der Universität Freiburg im Rahmen des Projektes "Abflussbildung und Einzugsgebietsmodellierung" der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) durchgeführt. Ziel des Projektes ist es mit Hilfe experimenteller Verfahren die Abflussbildungsprozesse besser zu verstehen um die Niederschlag- Abfluss- Modellierung stärker prozessorientiert ausrichten zu können. Zu diesem Projekt gehört neben der Freiburger Arbeitsgruppe unter anderen auch eine Gruppe des Internationalen Hochschulinstituts (IHI) Zittau unter Leitung von Prof. Dr. G. Peschke, die im untersuchten Einzugsgebiet, dem Rotherdbachgebiet bereits Untersuchungen durchgeführt hat.

1.1.1 Problemstellung

Grundlage dieser Arbeit ist eine Untersuchung der Abflussdynamik im Rotherdbachgebiet (Erzgebirge). Die Analyse der Abfluss- Ganglinie verschiedener Niederschlags- Ereignisse ergab, dass die zwei Teil- Einzugsgebiete im Rotherdbachgebiet stark unterschiedlich reagieren. Da sich die zwei Teileinzugsgebiete im Niederschlag und in Gebietsparametern ausser in der mittleren Geländeneigung und dem Gefälle in Bachnähe nur wenig unterscheiden, führten SAMBALE & PESCHKE den Unterschied darauf zurück, dass in den Teileinzugsgebieten unterschiedliche Abflussbildungsmechanismen vorherrschen.

Für das süd-westliche Teileinzugsgebiet wurde angenommen, dass schneller Interflow dominiert (daher der Name Interflow- Gebiet); für das nord-östliche Teileinzugsgebiet wurde Sättigungs- Oberflächenabfluss (daher SOF- Gebiet) und verzögerter Interflow als dominierende Abflussbildungsmechanismen angenommen (genauer beschrieben in Kapitel 2.5).

1.1.2 Zielsetzung

Diese großen Unterschiede auf kleiner Distanz macht das Rotherdbachgebiet interessant für weitere Untersuchungen zur Abflussbildung. Verschiedene Veröffentlichungen (wie z.B. MCDONNELL 1997 oder UHLENBROOK & LEIBUNDGUT 1999) haben gezeigt, dass die Untersuchung natürlicher Tracer und Markierversuche mit künstlichen Tracern zusätzlich zur Analyse der Abflussganglinie nützliche Werkzeuge sind, um weitere Informationen über die Abflussbildungsprozesse zu erhalten. Ausserdem wird häufig auf die Bedeutung von zusätzlicher Gebietsinformation ("soft data") hingewiesen. Daher sollen in dieser Arbeit die Abflussbildungsprozesse auf Sättigungsflächen und Hängen der unterschiedlichen Teileinzugsgebiete mit Hilfe natürlicher und künstlicher Tracer untersucht werden. Daraus sollen weitere Rückschlüsse über die Abflussbildung im Rotherdbachgebiet gezogen werden, um das Verständnis für die Prozesse der Abflussbildung zu verbessern.

1.1.3 Methodik

Zur Untersuchung der natürlichen Tracer sollen an den Pegeln der Teilgebiete sowie am Gebietsauslass kontinuierlich Wasserproben entnommen werden. Um genügend Messpunkte im Bereich der Abflusspeaks zu bekommen, ist ein Entnahmeintervall von zwei Stunden sinnvoll. Die Proben sollen im Labor auf die Haupt-Wasserinhaltsstoffe (Anionen, Kationen, Silikat) und auf Isotopen hin analysiert werden. Da die Analyse und Auswertung der Proben auf ¹⁸O im Rahmen dieser Diplomarbeit zu aufwändig ist, werden hier nur die geogenen Tracer ausgewertet. Die Auswertung der Isotopen wird in der Dissertation von Jens Didzun bearbeitet. Über die Interpretation von Ganglinien geogener Tracer sollen Aussagen über Herkunftsräume (wie z. B. verschiedene Bodenspeicher) und deren Dynamik gemacht werden.

Mit Markierungsversuchen künstlicher Tracer können einzelne Abflussbildungsprozesse identifiziert werden. Laterale Wasserbewegungen kommen im Boden vor allem dort vor, wo sich die hydraulische Leitfähigkeit sprunghaft ändert, wie an der Grenzfläche Auflagehumus/ Mineralboden oder an der Grenzfläche Boden/ Gestein. Daher ist es sinnvoll, zwei Versuche mit unterschiedlichen Tracern durchzuführen, von denen einer in tiefere Bodenschichten und der andere direkt unter die Vegetationsdecke eingegeben werden soll. Die Distanz sollte so gewählt werden dass der Tracer innerhalb der vorgesehenen Untersuchungsperiode von ca. zwei Monaten im Bach ankommt. Als Tracer für den Versuch an der Grenzfläche Boden/ Gestein eignet sich Eosin gut wegen sehr geringer Nachweisgrenze, Uranin ist bei den im Gebiet vorkommenden pH- Werten nicht geeignet. Für den Versuch an der Grenzfläche Auflagehumus/ Mineralboden eignet sich Bromid als Tracer, weil er lichtunempfindlich ist.

Als zusätzliche Gebietsinformationen wäre die Grösse der gesättigten Flächen wichtig, um sie mit dem Anteil von Sättigungs-Oberflächenabfluss der Ganglinie vergleichen zu können. Um sich ein Bild von der Verteilung der natürlichen Tracer entlang der Bäche machen zu können, d.h. ob sich die Konzentration sprunghaft, kontinuierlich oder gar nicht ändert, ist es sinnvoll, von einfach im Feld zu messenden Größen, wie die Leitfähigkeit, die eine Abschätzung des Gesamtionengehalts gibt, sowie dem pH-Wert und der Temperatur Flusslängsprofile zu erstellen.

2 Das Untersuchungsgebiet

2.1 Allgemein

Das Untersuchungsgebiet befindet sich in den Hochlagen des Erzgebirges (690-740 m \ddot{u} NN), ist S \ddot{u} - Ost exponiert und hat Hangneigungen von bis zu 20°. Es liegt 30 km s \ddot{u} dlich von Dresden und 7 km vom Kamm des Erzgebirges entfernt, wo die deutsch- tschechische Grenze verläuft.



Abbildung 2.1: Übersichtskarte des Rotherdbach- Einzugsgebiets. Aus: Eigene Erhebungen auf der Grundlage einer Karte von SAMBALE & PESCHKE (2001, 152).

Das Einzugsgebiet hat eine Größe von nur 0,09 km² und zählt damit zu den mikroskaligen Einzugsgebieten. Im Gebiet gibt es zwei Bäche von 130 und 90 m Länge, deren Abfluss gemeinsam am Gebietsauslass (Pegel GA siehe Abb 5.1), aber auch von jedem Teilfluss einzeln (Pegel 2 und 3), gemessen wird (SAMBALE 1998).

Weil goße Teile des SOF- Gebietes nur schlecht hydraulisch angeschlossen sind (SAMBALE & PESCHKE 2001) ist der Bach im SOF- Gebiet ist kürzer, obwohl das Einzugsgebiet (5,4 ha)größer ist als das Interflow- Gebiet (2,6 ha).

Im Rotherdbach- Gebiet liegen Untersuchungsflächen verschiedener Institute, wie der Sächsischen Landesanstalt für Forsten, der TU Dresden und dem IHI Zittau. Daher kann bei dieser Arbeit auf Gebietsinformationen früherer Untersuchungen zurückgegriffen werden. In der Hauptsache werden und wurden die forstökologischen Folgen des Schadstoffeintrags aus der Luft, wie Waldsterben und chemische Bodenveränderungen, untersucht.

Die Teileinzugsgebiete werden nach den dominierenden Abflussbildungsprozessen "Interflow-" und "SOF-" (von Saturation Overland Flow =Sättigungsflächenabfluss) Gebiet benannt. Die genaue Erklärung und findet sich im Abschnitt 2.5 über die Hydrologie des Untersuchungsgebiets.

2.2 Klima

Im Einzugsgebiet des Rotherdbachs fallen pro Jahr im Mittel 950 mm Niederschlag. Das Klimadiagramm der Station in Zinnwald, 7 km m von der Untersuchungsfläche entfernt, zeigt ein Niederschlagsmaximum im Juli mit 120 mm in den darauffolgenden Monaten ca. 80 mm und im Dezember ein sekundäres Maximum mit 90mm.



Abbildung 2.2: Klimadiagramm der Station Zinnwald-Georgenfeld. Aus: PESCHKE ET AL. 1995, 86.

Hinzu kommt noch der nicht gemessene abgesetzte Nebelniederschlag, der auch im Zeitraum der Geländearbeit (16.10.00- 2.11.00) oft morgens beobachtet wurde. Abgesetzter Niederschlag kann zeitweise in Kammlagen bis zu 100% des gefallenen Niederschlags ausmachen.

Der Nebelniederschlag ist allerdings für den Wasserhaushalt der Pflanzen und die feuchte Schadstoffdeposition eher von Bedeutung als für den Abfluss. Er trocknet nach

Interzeption an der Vegetation durch die hohe Verdunstung (aufgrund der hohen Windgeschwindigkeit) schnell und war zur Zeit der Geländearbeit mittags meist schon wieder verdunstet (ZIMMERMANN ET AL 1998, SAMBALE & PESCHKE 1998).

2.3 Vegetation

Die potentiell natürliche Waldgesellschaft wäre in diesem Gebiet ein Hainsimsen- Rotbuchen-Wald (Luzulo- Fagentum); statt dessen steht dort heute flächendeckend eine Fichten – Monokultur.

Im Interflow- Gebiet (Siehe Abb. 2.1) stehen 10-15 m hohe ausgewachsene Fichten (Picea abies), ca. 90 Jahre alt. Im Unterwuchs lässt schon die weit verbreitete Heidelbeere (Vaccinium myrtrillus) auf einen sauren Boden schließen. An Stellen, wo das Licht durch die sichtbar geschädigten Fichten kommt wächst Waldreitgras. Im SOF- Gebiet stehen auf einem breiten Streifen junge (ca. 10 Jahre alte) Fichten, etwa 2 m hoch und vereinzelt kleine Birken

(Betula pendula). Im Unterwuchs der Fichten wächst verbreitet Waldreitgras. Die ständig überfluteten Sättigungsflächen am Bach und daran angrenzende nasse Flächen, sind fast vollständig von verschiedenen Arten Torfmoos (Sphagnum) zugewachsen (SEIDLER 2000, Persönliche Mitteilung).

2.4 Geologie und Boden

Das Erzgebirge ist, wie der Schwarzwald, im Variszikum entstanden und besteht aus Gneisen und Graniten. Die Granite intrudierten gegen Ende der variszischen Gebirgsbildung als granitische Magmen in das Gneisgestein. Am Rand dieser Intrusionen finden sich häufig Erzlagerstädten, wie zum Beispiel in Altenberg, 4 km vom Untersuchungsgebiet entfernt, wo sich eine der größten Zinn- Wolfram Lagerstädten Europas befindet.

Vor allem im Ostteil wird das Erzgebirge von vielen Porphyr- und Granitporphyr- Gängen durchzogen Porphyre (saure Vulkanite) kommen flächendeckend in Form von Eruptivdecken vor (HENNINGSEN & KATZUNG 1998).

Auch für das Untersuchungsgebiet bildet Quarzporphyr (= Ryolith) das Grundgestein. Darüber lagern pleistozäne Decksedimente, eingeteilt in (von unten nach oben) Basis-, Hauptund Deckfolge. Durch Kryoturbation ist die Deckfolge zum Teil in die Hauptfolge eingearbeitet und man kann dort keine deutliche Grenze festzustellen. ABYI (1998) ermittelte für die Basisfolge (in 65-80 cm Tiefe) einen Skelettanteil von 70% und als Hauptkorngrößenfraktion Grobsand, für die Hauptfolge (in 40-50 cm Tiefe) schluffiglehmigen Sand und für die Deckfolge (40- 0 cm Tiefe) Grobsand. Haupt- und Deckfolge sind der Hauptwurzelraum und sind ebenfalls skelettreich und haben daher eine geringe Wasserspeicherkapazität, was für die Pflanzen im Sommer häufig zu Trockenstress führt.



Abbildung 2.3: Aufschluss im Interflow- Gebiet nahe der Eosin- Einspeisestelle. Der Zollstock ist 2 Meter lang. Lage siehe Abb. 5.17.

Der Boden ist ein Ryolith- Podsol mit Rohhumus- Auflage. Er ist wie das Ausgangsgestein extrem erdalkaliarm. Das bedeutet, wie im nächsten Abschnitt noch genauer erläutert wird, dass Säureeinträge nicht im Boden abgepuffert werden können (SAMBALE & PESCHKE 1998, 189).

Podsole zeichnen sich durch einen aschgrauen Ae- Bleichhorizont unter einer meist mächtigen Humusauflage aus, wie in Abbildung 2.3 an einem Aufschluss im Gebiet zu sehen. Dieser Bleichhorizont entsteht durch Podsolierung, also der Verlagerung von Aluminium und Eisen zusammen mit organischen Stoffen. Im Anschluss an den Ae-Horizont findet man einen geringmächtigen, schwarzgrauen Ahe-Horizont (in Abb. 2.3 kaum zu erkennen) und darunter einen Illuvial- Horizont, auch Orterde genannt, der im oberen humusreichen Teil (Bh) braunschwarz und darunter (Bs) rostbraun ist. Diese Horizonte können sich in Zonen bevorzugter Sickerwasserbewegung mehrere dm nach unten ausbuchten (Ortsteinzapfen oder töpfe). Die Streu wird im Zuge von Versauerung und Nährstoffarmut von den Bodentieren nur unvollständig zersetzt und in

der Bodenlösung treten verstärkt Reduktoren und Komplexbildner auf, die Eisen und Aluminium freisetzen und umlagern. Das Porenvolumen und damit die Wasserleitfähigkeit ist im B- Horizont grösser als im Ae- Horizont, weil im an organischen Stoffen reicheren B-Horizont mehr Grobporen durch Wurzel und Tiergänge gebildet werden (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1998, 430F).

Im pleistozänen Frostwechselklima fanden Materialbewegungen statt, die ein auch heute noch gut erkennbares welliges Mikrorelief formten. Daher gibt es große Unterschiede zwischen Bodenprofilen benachbarter Standorte (FIEDLER ET AL (1983) zitiert in SAMBALE 1998, 10).

2.5 Hydrologie

Von den 950 mm Niederschlag (an der Wetterstation Zinnwald) flossen 1997 464 mm am Gebietsauslass ab. Die gemessenen Abflüsse aus dem Interflow- Gebiet betrugen nur 327 mm, die aus dem SOF- Gebiet 372 mm. Das heisst, die Teilgebietspegel erfassen einen Teil des unterirdisch abfliessenden Wassers nicht.

Die aus Modellen bestimmte Evapotranspiration stimmt gut mit der Bilanz Niederschlag minus Abfluss überein, sie beträgt 1996 440 mm und 1997 520mm. Allerdings kommt hier noch ein Fehler durch den ausgekämmten Nebelniederschlag hinzu, der nicht gemessen werden kann. In den Hochlagen wird mit 150 mm zusätzlicher Verdunstung des Interzeptions- Nebelniederschlags gerechnet. Die Transpiration der Nadelbäume spielt bei der Verdunstung eine grosse Rolle, im Sommer kann man den Tagesgang der (Evapo-) Transpiration in der Abflussganglinie beobachten.

Der Boden hat wegen hohem Skelettgehalt eine unterdurchschnittliche Wasserspeicherkapazität. Die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit wurde mit Infiltrationsversuchen bestimmt und beträgt $0.5*10^{-4} - 10^{-6}$ m/s. Die Reaktionen der Bodenfeuchte bzw. der Saugspannung auf Niederschlagsereignisse können, wegen der Heterogenität des Bodens und dem Einfluss von Makroporen, an unterschiedlichen Orten im Gebiet verschieden sein (PESCHKE & SAMBALE 1998).

Abflussbildung

Grundlage dieser Arbeit ist eine Untersuchung der Abflussganglinien in den beiden Teileinzugsgebieten von SAMBALE & PESCHKE (2001), deren Ergebnisse hier genauer beschrieben werden.

Die Teileinzugsgebiete haben ähnliche Böden, Vegetation und, da sie direkt nebeneinander liegen, gleichen Niederschlag. Sie unterscheiden sich in der mittleren Geländeneigung und vor allem im Gefälle der Hänge in Bachnähe: Das Interflow- Gebiet ist insgesamt steiler (mittlere Hangneigung: 7°) und der Bach hat sich ein kleines V- Tal eingeschnitten mit steilen konvexen Hängen; das SOF- Gebiet ist hingegen flacher (mittlere Hangneigung: 5°) und hat vor allem in Bachnähe konkave, flach ansteigende Hänge. Zwar hat das Interflow- Gebiet bei trockenen Bedingungen mehr gesättigte Fläche (PESCHKE & SAMBALE 1998), im SOF- Gebiet wurde jedoch beobachtet, dass sich die gesättigten Flächen im Laufe eines Ereignisses oder bei höherer Vorfeuchte beträchtlich ausdehnen.

Die Untersuchung der Abflussganglinien von 25 Niederschlagsereignissen von 1996-1998 ergab, dass die beiden Teileinzugsgebiete starke Unterschiede zeigen, bei extrem hohen Niederschlag treten allerdings die Gebietseigenschaften in den Hintergrund und die Ganglinie wird von der Niederschlagscharacteristik bestimmt.

In Abbildung 2.4 wird anhand eines Beispiels aus der Arbeit von SAMBALE (1998) erläutert wie sich die Ganglinien (ausser bei extremen Ereignissen) unterscheiden:

Der Niederschlag vom 26.9. fällt auf einen durch vorherige Niederschläge aufgefeuchteten Boden und verursacht bei beiden Gebieten eine sofortige Reaktion (1.Peak). Trotz gleicher Höhe der Peaks ist der Anstieg des Abflusses beim Interflow- Gebiet und das Direktabflussvolumen größer als beim SOF –Gebiet. Im Anschluss an das Ereignis zeigt sich ein weiterer Abflussanstieg (sekundäre Welle) dessen Maximum ca. zwei Tage nach dem Ereignis liegt. Die zweite Welle übersteigt im SOF- Gebiet den ersten Peak bei weitem in Höhe und vor allem im Abflussvolumen. Im Interflowgebiet macht sich jedoch nur ein kleiner zweiter Anstieg bemerkbar. In diesem Fall wird der sekundäre Welle durch einen weiteren geringen Niederschlag noch einen kleiner Peak aufgesetzt, der jedoch ansonsten wenig Einfluss auf den Abfluss hat.





Diese Unterschiede in der Ganglinie werden damit erkärt, dass in den beiden Teileinzugsgebieten unterschiedliche Abflussbildungsprozesse vorherrschen.

Im Interflowgebiet kommt die schnelle Komponente (erster Peak) durch Sättigungsflächenabfluss (Niederschlag der direkt in den Bach oder gewässernahe gesättigte Bereiche fällt) aber vor allem durch **schnellen Interflow** zustande. Druckübertragungsmechanismen (piston flow) spielen eine wichtige Rolle: Der Niederschlag infiltriert, und durch den Impuls des Niederschlagswassers, wird zum großen Teil Vorereigniswasser über den Boden in den Bach "ausgedrückt".

Im SOF- Gebiet wird der erste Peak vom **Sättigungs- Oberflächenabfluss** gebildet. Deshalb wurde dieses Gebiet "SOF"- Gebiet genannt, vom englischen **S**aturation **O**verland **F**low. Mit dem Ausdehnen der gesättigten Flächen vergrößert sich auch der Anteil der Sättigungs-Oberflächenabflusses, dass heisst, der Sättigungsflächenabfluss ist **zeitlich variabel**. Genauso bedeutend ist allerdings der **verzögerte Interflow**, der die "zweite Welle" bildet. (Verzögerter Interflow kommt auch im anderen Teileinzugsgebiet vor, jedoch nur in geringem Maß.) Kurz nach Beendigung des Niederschlags trägt der Sättigungsflächenabfluss nicht mehr zum Hochwasser bei. Die Auffeuchtung des Gebiets führt zu lateralen Wasserbewegungen die den Abfluss danach wieder anteigen lässt. Weil grosse Teile des SOF- Gebiets hydraulisch nur schlecht angeschlossen sind, dauert es nach dem Niederschlag zwei bis drei Tage bis die zweite Welle ihr Maximum erreicht hat (SAMBALE 1998 und SAMBALE & PESCHKE 2001).

Diese Unterschiede machen das Rotherdbachgebiet in Bezug auf die Abflussbildungsprozesse besonders interessant, weil man die Reaktion des Abflusses bei fast identischen meteorologischen Bedingungen (v.a. gleichem Niederschlag) untersuchen kann.

2.6 Hydrochemie

Da diese Arbeit vor allem auf die Untersuchung der Wasserinhaltsstoffe basiert, soll kurz die Hydrochemie des Gebiets erläutert werden. Im Folgenden werden kurz die Informationen (zumeist aus der Arbeit von ABIY 1998) aufgeführt, die für Ergebnisse dieser Arbeit von Bedeutung sein können.

2.6.1 Niederschlag

Im Gebiet gibt es einen deutlichen Unterschied zwischen Freilandniederschlag und dem Bestandesniederschlag, der unter den hohen Fichten gemessen wird. Wie die Tabelle 2.1 zeigt, fällt während im Untersuchungszeitraum der Arbeit von ABYI (Nov. 93- Okt. 95), unter Baumkronen wegen der Interzeptionsverdunstung 22% weniger Niederschlag.

Die gesamte Ionenkonzentration im Bestandesniederschlag ist 3,3 mal so hoch wie im Freilandniederschlag, weil die Baumkronen Aerosolpartikel und Stäube aus der Luft filtern (trockene Deposition), Nebelniederschlag setzt sich absetzt, und an benetzten Bestandesoberflächen Gase wie NO_X und SO_2 ab- und adsorbieren. Ausserdem wäscht der Niederschlag leicht auswaschbare Elemente, wie z.B. K⁺ aus den Nadeln.

Mittlere Elementkonzentrationen im Niederschlagswasser in mg/l

Tabelle 2.1: Elementkonzentrationen im Niederschlagswasser mittlere Werte von Nov 93 bis Okt 95 auf der Versuchsfläche E1 im Rotherdbachgebiet aus: ABIY (1998) 32.

	N in mm/Jahr	pН	Cl	NO3	S	Mg	Ca	Al	Na	Κ	Н
Bestandes-N.	816	3,6	1,47	1,80	7,20	0,61	2,60	0,28	0,83	3,43	0,24
Freiland-N.	1023	4,2	0,47	0,79	1,73	0,19	0,66	0,03	0,36	0,55	0,06

Die Schwefelgehalte im Niederschlag sind, wie bei der hohen Luftbelastung zu erwarten, hoch und der pH niedrig. Mit Ausnahme von Schwefel, Kalium und Calcium sind die Ionenkonzentrationen allerdings selbst im Bestandesniederschlag weit unter denen im Bachwasser (ABIY 1998).

2.6.2 Boden, Bodensickerwasser und Bachwasser

2.6.2.1 Schwefel

Die chemischen Verhältnisse im Boden und im Bodenwasser sind stark geprägt von der Versauerung durch den jahrelang extrem hohen SO₂- Eintrag aus den Emissionsgebieten Nordböhmen und Sachsen. Zwar sind die Emissionen seit 1978 bis heute in Nordböhmen auf die Hälfte und in Sachsen auf 35% reduziert worden (ZIMMERMANN ET AL 1998), bei der SO₄-Ionenkonzentration ist aber wegen des großen Schwefelvorrats im Boden nur ein geringer Rückgang festzustellen (NEBE ET AL 1998).

Schwefelgehalt der Mineralbodenhorizonte

Tabelle 2.2: Gesamtelementgehalte der Mineralbodenhorizonte, Profil R3 (Auszug) Aus: ABIY 1998, 24.

Horizont	S in mg/kg Boden
Ae	90
Bh	439
Bs1	418
Bs2	271
Cv	77

Wie in Tabelle 2.2 zu sehen, kommt Schwefel in den größten Mengen im B- Horizont vor. Von der Gesamtmenge des Schwefelvorrats nimmt ABIY (1998) an, dass etwa ein Viertel als (über Anionensorbtion) reversibel gebundenes und wasserlösliches Sulfat vorkommt.

Höhere pH Werte (durch geringere SO_4^{2-} -Gehalte) kommen im Cv- Horizont vor. Es wurde beobachtet, dass "im transpirationsarmen Winterhalbjahr vermehrt Lösung aus den versauerten Bodenbereichen (des B- Horizonts) in den Gebietsauslaß tritt, während im Sommer bei Grundwasserspeisung (aus dem Cv- Horizont oder tiefer) eine geringere Azidität (= höherer pH- Wert) vorherrscht."

2.6.2.2 Nitrat

Über die Funktion des Nitrats im Gebiet ist nicht viel bekannt. Das nährstoffarme Einzugsgebiet wirkt als Senke für den Stickstoff, d. h. der Austrag (0,17 kmol/(ha*a)) ist um einiges geringer als der Eintrag (1,13 kmol/(ha*a)) mit dem Niederschlag.

Mittlere Konzentrationen im Bachwasser liegen bei 2,3- 2,8 mg/l.

2.6.2.3 Kationen und Kationenaustausch

Der Sulfateintrag kann auf dem Ryolithboden, der arm an basischen Kationen ist, nur schlecht abgepuffert werden. Daher ist der Boden sehr sauer, mit pH- Werten bis 3,4 (siehe Tabelle 2.2). Der gegenwärtige Protoneneintrag überschreitet die natürliche Pufferkapazität und die Säurepufferung erfolgt durch die vermehrte Freisetzung von Al³⁺ Ionen (NEBE ET AL. 1998), die die anderen Kationen von ihren Bindungen an der Austauschermatrix verdrängen oder mit dem Abfluss ausgetragen werden.

Der Anteil an basischen Kationen (Ca²⁺, Mg²⁺, K⁺, Na⁺) am Kationenbelag ist daher sehr niedrig (nur 7 %). An die Austauschermatrix im Boden sind vor allem Al³⁺ und andere saure Kationen (Mn²⁺, Zn²⁺, Fe²⁺) gebunden.

Horizont	рН	Al^{3+}	H^{+}	Ca ²⁺	Mg^{2+}	\mathbf{K}^+	Na ⁺
Ahe	3,9	48,0	57,2	15,0	3,4	12,4	1,3
Ae	3,9	37,8	31,9	4,5	1,8	16,2	1,5
Bh	3,4	206,0	25,2	5,4	2,2	17,5	1,6
Bs1	4,3	102,2	0,0	1,3	0,2	8,4	0,7
Bs2	4,4	67,2	0,0	0,5	0,1	6,3	1,3
Cv	4,6	32,5	0,0	0,9	0,0	6,8	0,9

PH- Werte und austauschbare Kationen in µmol pro g Boden

Tabelle 2.3: pH- Werte sowie Austauschbare Kationen des Profils R3 (µmol/g TB) Aus: Abiy 1998, 25.

Im Bachwasser sind die basischen Kationen gegenüber dem Bodensickerwasser verstärkt angereichtert währen die sauren Kationen verdünnt, adsorbiert oder ausgefällt werden.

2.6.2.4 Calcium und Magnesium

Ca und Mg sind aufgrund der fortgeschrittenen Versauerung des Bodens aus dem Mineralboden weitgehend ausgewaschen (NEBE ET AL 1998). Die Erdalkalien kommen allerdings im Auflagehumus und in der oberen Bodenschicht, dem Ah-Horizont, in größeren Anteilen vor, weil der Boden 1985 gedüngt wurde (ABYI 1998).

Calcium wird mit dem Niederschlag auch aus der Streu und über den Kronenraum eingetragen, Magnesium hingegen kaum. ABYI berechnete für das Einzugsgebiet einen Calciumeintrag von 12,45 kg /(ha*a) aus der Streu und 4,13 kg /(ha*a) aus dem Kronenraum, für den Magnesiumeintrag aus der Streu nur 0,99 kg /(ha*a) und 0,40 kg /(ha*a) aus der Krone.

2.6.2.5 Kalium

Kalium ist mit einem Anteil von 3- 25% am Austauscher vertreten weil es in größeren Anteilen im Grundgestein vorkommt. Außerdem wird das leicht auswaschbare Kalium über den Kronenraum (13,8 kg /(ha*a)), wo es an der Säurepufferung stark beteiligt ist, und über die Streu (5,39 kg/ (ha*a)) eingetragen.

2.6.2.6 Natrium und Chlorid

Natrium hat, wie auch Chlorid eine enge negative Korrelation zum Abfluss d.h. der Natriumgehalt nimmt bei geringerem Abfluss zu (ABYI 1998, 85). Das ist typisch für für Proben aus Bachwasser und deutet darauf hin, dass Verwitterungsprozesse in den tieferen Bodenschichten eine bedeutende Rolle bei der Natrium- Freisetzung spielen. "In meeresfernen Silikatgebieten läßt sich Natrium als Leitelement für die Gesteinsverwitterung (Feldspäte) und damit als Tracer für den grundwasserbürtigen Abflußanteil verwenden" (BRAHMER 1990 zitiert in ABIY 1998).

Die Chlorid- Konzentration im Bachwasser ist dreimal so hoch wie die im Sickerwasser in 80 cm Tiefe, und achtmal so hoch wie im Bestandesniederschlag. Chlorid kommt im Ausgangsgestein nicht vor, ist chemisch weitgehend inert. Der Chlorid- Konzentration wird normalerweise durch Verdunstung (Aufkonzentrierungseffekt) erhöht, was diese extremen Cl-Erhöhungen nicht erklären kann. ABIY (1998) vermutet einen Einfluß von Streusalz der Landstraße, die ein kurzes Stück durch das Einzugsgebiet geht.

Die Chlorid- Konzentration weist eine enge Korrelation zur Natrium- Konzentration auf, hat also ebenfalls eine negative Korrelation mit dem Durchfluß hat und stammt daher wahrscheinlich ebenso wie das Na aus tieferen Abflüssen.

2.6.2.7 Quelle unterhalb des EZG

Dagegen spricht allerdings, dass eine Quelle (R5) etwa 100 unterhalb des EZG, die aufgrund ihrer ausgeglichenen Temperatur- Jahresgang als Tiefenquelle identifiziert wurde, einen geringeren Chloridgehalt aufweist (im Mittel 3,9 mg/l) als der Bach (7,4- 11,7 mg/l). Sie zeigte sogar einen niedrigeren Na und Cl – Gehalte als die übrigen Sickerwassermessstellen. Die übrigen Ionengehalte waren ähnlich wie die der anderen Sickerwassermessstellen nur der pH Wert liegt höher (ABYI 1998).

3 Theoretische Grundlagen

3.1 Abflussbildung

Die Abflussbildung umfasst alle Prozesse die vom Auftreffen des Niederschlags bis zum Zufluss des Wassers zum Bach im und auf dem Boden ablaufen (UHLENBROOK 1999).

Abflussbildungsprozesse können je nach der Skale die man betrachtet unterschiedlich sein. Man unterscheidet die Bodenzone (Raumskala 1), den Hang- oder kleines Einzugsgebiet (Raumskala 2) und die Raumskala 3, große Einzugsgebiete von mehr als 10^3 km². Diese Arbeit beschäftigt sich ausschließlich mit Prozessen in der Raumskala 2 (A_{EZG}= 0,09 km²). In einem Bodenmonlith fließt zum Beispiel das Wasser hauptsächlich durch die Matrix. Wenn man jedoch den ganzen Hang betrachtet, ist unter Umständen der Wasserfluss durch die Makroporen viel bedeutender (UHLENBROOK & LEIBUNDGUT 1997). Diese Skalenabhängigkeit wird durch Inhomogenitäten im Boden oder in einer Teilfläche verursacht und macht es bis heute schwierig, wenn nicht gar unmöglich, Modelle und Parameter von einer kleinen (Teil-) Fläche auf ein größeres Gebiet zu übertragen.

Zu dieser Arbeit gehört zwar nicht das Modellieren der Abflussbildung, doch die Modellvorstellungen sind eine wichtige Grundlage für die Interpretation der experimentell ermittelten Daten.

3.1.1 Abflusskomponenten und Abflussbildungsprozesse

In diesem Kapitel werden anhand der zeitlichen Entwicklung die wichtigsten neueren Erkenntnisse und Modellvorstellungen der Raumskala 2 kurz vorgestellt. Sie sind bei BONELL (1993) oder UHLENBROOK & LEIBUNDGUT (1997) ausführlicher beschrieben.

Schon seit längerem wird der Gesamtdurchfluss aufgeteilt in verschiedene Abflusskomponenten. Wie in Abbildung 3.1 dargestellt, kann die Abflussganglinie über Verfahren der Ganglinienseparation (unten durch Speicher dargestellt) in verschiedene Abflusskomponenten aufgeteilt werden.



Abbildung 3.1: Schema eines Verfahrens zur Analyse der Abflussganglinie Aus: DYCK & PESCHKE 1995, 213.

Meist teilt man den Abfluss in zwei bis vier unterschiedliche Komponenten auf, eine Komponente kann aus einem oder mehreren Abflussbildungsprozessen entstehen.

3.1.1.1 Oberflächenabfluss

Die Komponente Oberflächenabfluss besteht aus Sättigungsoberflächenabfluss von Flächen die bis an die Oberfläche wassergesättigt sind, und Horton`schem Oberflächenabfluss, bei dem die Intensität des Niederschlags die Infiltrationskapazität des Bodens übersteigt. Der Horten`sche Oberflächenabfluss wurde in den frühen Phasen der Forschung in den 30er Jahren stark überschätzt. Heute geht man davon aus, dass er hier, in der gemäßigt- humiden Klimazone, fast nur auf stark verdichteten und auf versiegelten Flächen vorkommt, und auf gut durchlässigen Böden, wie etwa Waldböden, so gut wie gar nicht auftritt (BONELL 1993).

3.1.1.2 Interflow

Wird auch Zwischenabfluss oder subsurface (storm-) flow genannt, und oft noch in schnellen und verzögerten Interflow unterteilt. Interflow ist bodeninnerer lateraler Abfluss. Er wurde früher so erklärt, dass bei geschichteten Böden eine Schicht mit höherem Tongehalt das versickernde Wasser staut und sich zeitweise eine gesättigte Zone ausbildet. Mittlerweile haben Feldversuche gezeigt, dass Makroporen eine große Rolle spielen und dass das Wasser eher entlang der Grenzschicht zwischen Auflagehumus und Mineralboden und zwischen Boden und Gestein als an der Grenzschicht der A- und B- Bodenhorizonte fließt. Interflow wird häufig als die Haupt- Abflusskomponente bei Hochwasser angesehen (BONELL 1997 und DYCK & PESCHKE 1995, 212ff).

3.1.1.3 Basisabfluss

Der Basisabfluss ist die Komponente die auch in lang anhaltenden Trockenperioden noch Abfluss liefert. Das Wasser kommt aus Kluft- oder Lockergesteins- Grundwasserleitern (BONELL 1997 und DYCK & PESCHKE 1995, 212ff).

3.1.2 Prozessverständnis

Abflusskomponenten werden allein aus der Analyse der Ganglinieermittelt. Schon mit relativ einfachen black- box- Modellen kann man den Gesamtdurchfluss mit befriedigender Genauigkeit vorhersagen. Wenn man allerdings Stoffflüsse modellieren oder die Auswirkungen von Landnutztungsänderungen vorhersagen will, muss man die einzelnen *Prozesse* genauer untersuchen. In vielen Arbeiten (z.B. BONELL 1993, UHLENBROOK 1999) wird deshalb betont wie wichtig es ist, die einzelnen Prozesse besser zu verstehen um die Modelle zu verbessern zu können.

Einen wichtigen Schritt taten Hewlett und Hibbert 1967 als sie das "**variable source area concept**" aufstellten. Das Einzugsgebiet war bisher als ein Block mit homogenen Abflussbildungsprozessen angesehen worden. Das variable source area concept besagt, dass auf verschiedenen Teilflächen im Einzugsgebiet je nach Landnutzung und vor allem Hangneigung und Boden unterschiedliche Abflussbildungsprozesse vorherrschen. In heutigen Modellen findet dieses Prinzip Anwendung in der Ausweisung von Hydrotopen: Teilflächen mit gleichen (dominierenden) Abflussbildungsmechanismen (ZIMMERMAN ET AL. 2001).

Es hat sich herausgestellt, das diese Hydrotope zum Teil auch *zeitlich* variabel sind, wie etwa Sättigungsflächen in Bachnähe die sich bei anhaltendem Niederschlag ausdehnen, oder Flächen auf denen je nach Vorfeuchte oder Niederschlagsintensität andere

Abflussbildungsprozesse stattfinden (BONELL 1993).



Abbildung 3.2: Übersicht über Abflussbildungprozesse und die Studien die bei Felduntersuchungen Hinweise auf diese Prozesse brachten Aus: PEARCE ET AL. 1986.

Makroporen sind Hohlräume im Boden mit einem Durchmesser von >1mm (MCDONNELL 1990). Für den Wassertransport sind Röhren und Gänge von Würmern, Kleintieren und vor allem von verfallenen Wurzeln bedeutend. In diesen Röhren findet ein schneller Wassertransport durch die ungesättigte Matrix zum Vorfluter aber auch zum Grundwasser statt. MIKOVARI ET AL (1995) fanden in einem Braunerde- Boden heraus, dass die Makroporen nur 10% des Porenvolumens ausmachen aber 40% des Wassers transportieren. Der Fluss durch die Makroporen ist schwer zu modellieren, zum einen weil die Vernetztheit der Makroporen, die eine große Rolle spielt, nicht bekannt ist, zum anderen wegen Wechselwirkungen zwischen Makroporen und Matrix- Wasser (BONELL 1993).

PEARCE ET AL (1986) untersuchten die **Hydrochemie und** ¹⁸O- Gehalte verschiedener Ereignisse, und kamen zu dem damals erstaunlichen Ergebnis, dass ein grosser Teil des Abflusses schon vor dem Ereignis im Einzugsgebiet gespeichert war. Nur ein kleiner Teil kleiner Teil war "neues" Wasser, dass direkt aus dem Niederschlag kam.

Diese Erkenntnis stellte die Rolle der Makroporen wieder in Frage (PEARCE ET AL 1986), und führte zu neuen Modellen für Abflussbildungsprozesse, die den hohen Anteil an "altem" Wasser über Ausdruckmechanismen zu erklären versuchen: Beim **Groundwater Ridging** geht man davon aus, dass sich durch Infiltration des Niederschlagswassers die Böden in der Nähe des Bachs schnell aufsättigen. Durch diesen Grundwasserberg (engl. groundwater ridge) wird das hydraulische Gefälle größer, und mehr Grundwasser wird in den Bach gedrückt. Das sich die vorfluternahen Bereiche so schnell aufsättigen wird durch einen bedeutenden Kapillarsaum erklärt, der bis nahe an die Erdoberfläche reicht (UHLENBROOK 1999). Diese Theorie ist allerdings nicht unumstritten weil der Kapillarsaum mit höheren Wassergehalt in vielen Untersuchungen nicht gefunden wurde (BONELL 1993, MCDONNELL 1990).

Groundwater Ridging kann allerdings den hohen Anteil an altem Wasser nicht alleine erklären. Beim **Piston flow** kann es bei hohen Niederschlägen zu hangparallelen gesättigten Zonen kommen. So kann durch Übertragung des Drucks aus Bereichen, die weiter vom Bach entfernt sind, bachnahes Grundwasser in den Bach gedrückt werden. Der Piston flow Prozess wird durch mächtige Hangaquifere, konvexe Hänge und eine Abnahme der Hydraulischen Leitfähigkeit mit der Bodentiefe begünstigt (UHLENBROOK 1999).



MCDONNELL zeigte 1990 dass **Makroporenfluss** durchaus mit einem hohen Anteil an **altem Wasser vereinbar** ist. Im selben Gebiet wie PEARCE ET AL (1986) konnte er mit Tensiometer-Saugspannungsmessungen die hangparallelen gesättigten Zonen (perched water table) nachweisen. Im Boden ist eine, relativ zur Menge des Niederschlags, grosse Menge Wasser gespeichert. Daher kommt es im Boden zu einer Mischung von viel altem mit wenig neuem Wasser. Über das Makroporensystem kann dieses Wasser schnell in die Tiefe (vertical bypass flow) und an der Grenzfläche Gestein/ Boden lateral bis zum Vorfluter transportiert werden (Saturated Pipeflow). In Abbildung 3.3 ist ein Schema dieses "crack pipe models" dargestellt (MCDONNELL 1990).

3.2 Geochemische Tracer

Geochemische Tracer sing Wasserinhaltsstoffe wie z. B. Anionen, Kationen oder Silikat. Über die Konzentration der geochemischen Tracer im Bachwasser und deren Verdünnungs-"Verhalten" bei Niederschlagsereignissen kann man Aussagen über die beteiligten Herkunftsräume machen, d.h. sie sind *herkunftsraum- orientiert*. (UHLENBROOK 1999). Niederschlagswasser hat, mit den im Folgenden erwähnten Einschränkungen, viel geringere Konzentration als das Wasser im Boden. Wenn die Tracerkonzentrationen verschieden genug sind, kann man ausserdem Wasser unterschiedlicher Bodenschichten bzw. unterschiedlicher Bodenwasserspeicher (wie z.B. Wasser aus der unteren Zersatzzone und den oberen Bodenzone) unterscheiden, oder Wasser aus Teilflächen mit unterschiedlichem geologischen Untergrund.

Neben dem Herkunftsraum hängt Die Konzentration bei geochemischen Tracern hängt auch

davon ab, wie lange das Wasser schon im Boden gespeichert wurde, wie schnell sich der Stoff im Bodenwasser löst, und welche und wie stark der entsprechende Stoff chemische Wechselwirkungen mit dem Boden eingeht, d.h. ob der Tracer weitgehend konservativ ist.

Isotopen- Tracer, ¹⁸O oder ²H, sind ideal konservative Tracer. Sie verhalten sich chemisch völlig identisch, weshalb die meisten Untersuchungen auch mit Isotopen- Tracern durchgeführt werden. Die Ergebnisse mit Silikat sind in einigen Untersuchungen mit den Isotopen vergleichbar (HOOPER & SHOEMAKER 1986). In anderen unterscheiden sich die Ergebnisse, wie zum Beispiel die über Silikat und ¹⁸O- Gehalte berechneten Anteile "alten" Wassers WELS ET AL. (1991). Genau genommen geben die Isotopen- Tracer eine andere Information, sie sind *verweilzeit- orientiert*. Man kann damit den Abfluss in "neues", in diesem Ereignis gefallenes, und "altes" Wasser dass schon vor dem Ereignis, (im Idealfall in homogen verteilter Konzentration) im Boden war, unterscheiden.

In den folgenden Abschnitten werden die Erfahrungen zusammengetragen, die in verschiedenen Untersuchungen mit geochemischen Tracern gemacht wurden.

Der am häufigsten verwendete geochemische Tracer ist das Silikat, dessen zeitliche Dynamik zum Teil von den anderen Wasserinhaltsstoffen abweicht. Quelle des Silikats ist die Verwitterung silikatischer Minerale. Man findet hohe Silikatgehalte vor allem im Grundwasser, das lange Kontaktzeiten mit dem verwitternden Material, vor allem Feldspäten hat. Niederschlagswasser kann als praktisch silikatfrei angesehen werden. Die Lösungsprozesse des Silikats im Boden sind komplex und die Reaktionsgeschwindigkeit der Silikatlösung wird kontrovers diskutiert (verschiedene Autoren zitiert in LINDENLAUB 1998). Laborversuche von WELS ET AL. (1991) haben gezeigt, das destilliertes Wasser bereits nach einer Stunde im Boden 80% des Silikatgehaltes der Gleichgewichtslösung enthielt und nach etwa drei Tagen die Gleichgewichtskonzentration erreicht war. MATTES (1990 zitiert in LINDENLAUB 1998) fand ebenfalls eine hohe Lösungsrate am Anfang des Lösungsprozesses die nach 200 bis 300 Tagen in ein annähernd lineares Lösungsverhalten überging. Da allerdings zumindest Teilreaktionen langsam ablaufen, werden Gleichgewichtskonzentrationen von theoretisch 120 mg/l selbst im Grundwasser, das die längsten Kontaktzeiten mit dem Gestein hat, kaum erreicht. Angesichts der hohen Anfagslösungsrate muss selbst bei oberflächlich abfliessendem Niederschlagswasser eine gewisser Silikat- Gehalt angenommen werden, UHLENBROOK (1999) geht zum Beispiel von einer Konzentration von 0,3 mg/l aus.

Auch **Magnesium** wurde als Tracer getestet (WELS ET AL 1991). Magnesium zeigt ein ähnliches Verhalten wie Silicium, ist aber zur Ganglinienseparation nicht so gut geeignet weil die Variabilität der Magnesium- Konzentration sowohl im Niederschlags- als auch im Bodenwasser hoch ist.

Die **elekrische Leitfähigkeit** ist als Tracer weniger gut geeignet. LAUDON & SLAYMAKER (1997) berichten, dass die über die Elektrische Leitfähigkeit berechneten Werte für den Anteil an altem Wasser eine sehr zufällige Verteilung zeigten, und auch nicht mit den Werten übereinstimmten die über Silikat und ¹⁸O berechnet wurden. Die Leitfähigkeit setzt sich aus allen Ionen im Wasser zusammen. Von fast allen ist wenig bekannt, ob sie schon bei kurzem Kontakt mit dem Boden vom neuen Wasser aufgenommen werden, und ob sie im alten Wasser der Bodenlösung in der Gleichgewichtskonzentration vorliegen.

3.2.1 Ganglinienseparation

Wenn die Tracerkonzentration der unterschiedlichen Komponenten (Herkunftsräume) bekannt ist, etwa durch Messungen im Niederschlagswasser und in Bodenproben oder aus dem Abfluss bei Niedrigwasser, kann der Abfluss quantitativ über die folgenden Gleichungen in zwei Komponenten zerlegt werden:

Gl. 6.1 $Q_{ges} = Q_n + Q_a$

Gl. 6.2
$$c_a \cdot Q_a + c_n \cdot Q_n = c_{ges} \cdot Q_{ges}$$

damit ergibt sich für den Anteil X des Wassers der Komponente 1:

Gl. 6.3
$$X = \frac{c_{ges} - c_a}{c_n - c_a}$$

Wobei c = Tracerkonzentration Q = Abfluss $_a = \text{altes Wasser oder Komponente 1}$ $_n = \text{neues Wasser oder Komponente 2}$ $_{ges} = \text{Gesamtabfluss am Pegel bzw. Konzentration des Gesamtabflusses.}$ X = Anteil an Wasser der Komponente 1

Um eine Ganglinienseparation (in 2 Komponenten) durchführen zu können, müssen allerdings einige Bedingungen erfüllt sein die nicht immer für alle Tracer gegeben sind:

- 1. Die Tracer müssen konservativ sein.
- 2. Die Tracerkonzentration der Komponenten unterscheiden sich genügend.
- 3. Die Konzentrationen der Niederschlags- Komponente behält während des Ereignisses einen konstanden Wert oder ist messtechnisch erfaßbar.
- 4. Die Bodenwasserkomponente(n) hat/ haben eine weitgehend einheitliche Tracerkonzentration, oder die räumliche Variabilität ist bekannt.
- 5. Das Wasser aus Oberflächenspreichern (Mulden, Pfützen, Teich) trägt kaum zum Abfluss bei. (HOOPER & SCHOEMAKER 1986)

Die Bedingung Nummer 2 ist Voraussetzung. Je genauer die anderen Bedingungen zutreffen, desto genauer wird die Ganglinienseparation. Nach dem gleichen Prinzip ist theoretisch auch eine Separation in drei (oder mehr) Komponenten mit den Konzentrationen von zwei (Anzahl Komponenten -1) Tracern möglich.

4 Methodik

4.1 Felduntersuchungen

4.1.1 Meßeinrichtungen im Gebiet

4.1.1.1 Abflusspegel



Abbildung 4.1.: Abflusspegel im Gebiet Foto: Jens Didzun

Im Einzugsgebiet sind an 4 Stellen Abflusspegel eingerichtet. (Lage siehe Karte in Abb. 5.17) Die Abflusspegel bestehen aus einem kleinen zementierten Becken, einem Dreiecks- Überfallwehr und einem Rohr in dem eine Drucksonde (Modell der Firma OTT) den Wasserstand jede halbe Stunde misst.

Aus dem Wasserstand (z) wird hier über die Wasserstands- Durchflussbeziehung der Form

$$Q = a \cdot z^{\frac{5}{2}}$$

der Abfluss (*Q*) berechnet, wobei *a* ein (für jeden Pegel neu zu kalibrierender) empirischer Parameter ist (SAMBALE 1998, 96).

Über den Pegel P2 entwässert das Interflow- Gebiet über Pegel P3 das SOF- Gebiet und über den Pegel GA das gesamte Einzugsgebiet.

Die Abflussdaten für diese Arbeit wurden freundlicherweise vom IHI Zittau zur Verfügung gestellt.

Während der ersten zwei Wochen wurden die Abflüsse an allen 4 Pegeln täglich mit Eimermessungen überprüft

In der Abbildung 4.2 sind die (etwa um 10 Uhr gemessenen) Eimermessungen durch Punkte dargestellt, und die vom IHI Zittau Ganglinien mit Linien der selben Farbe.

Dabei stellte sich heraus, dass die Wasserstands- Abfluss- Beziehung des Pegels am Gebietsauslass zu geringe Werte liefert. Auch im SOF – Gebiet wird der Abfluss leicht unterschätzt. Im Interflow- Gebiet stimmt die Ganglinie recht gut mit den Eimermessungen überein.

Wenn man die Abflüsse aus den Ganglinien von Interflow- Gebiet und SOF- Gebiet addiert so ergibt sich ein höherer Abfluss als der des Pegels GA am Gebietsauslass. Das heisst, es müsste Abfluss zwischen den Pegeln "verloren" gehen. Dieses Ergebnis ist allerdings auf den Messfehler zurückzuführen. Bei den Eimermessungen lag der Abfluss am Gebietsauslass um 10 bis 40% über dem der addierten Abflüsse für SOF und Interflow- Gebiet (Kreise in Abb.4.2). Der zusätzliche Abfluss kommt aus dem Einzugsgebiet zwischen den Pegeln (siehe Abb 2.1) und daher, dass am SOF- Pegel wahrscheinlich ein Teil des Abflusses unterirdisch vorbeifließt (d.h. der Pegel ist umläufig, siehe auch Abschnitt 2.5).



Abbildung 4.2: Vergleich der Eimermessungen (Punkte) mit den von der TU Dresden ermittelten Abflussganglinien (Linien)

4.1.1.2 Niederschlagsmessung

Der Niederschlag wurde mit einem wägbaren Niederschlagsschreiber gemessen. Der Niederschlagsschreiber stand im Freiland auf einer Fläche mit Gras. Die Lage des Niederschlagsmessers im Einzugsgebiet ist in Abbildung 2.1 zu sehen. Die Niederschlagsdaten wurden ebenfalls vom IHI Zittau zur Verfügung gestellt und lagen als halb- Stundenwerte vor. (Zur Rolle des nicht mitgemessenen abgesetzten Niederschlags und dem Unterschied zwischen Freiland- und Gebietsniederschlag siehe Kapitel 2.2.)

4.1.1.3 Abgrenzung des Einzugsgebiets

Die Teileinzugsgebiete und das Gesamteinzugsgebiet wurden nach der Topografie abgegrenzt und entsprechen eventuell nicht den unterirdischen Einzugsgebieten. SAMBALE (1998, 104) stellt die Gebietsgröße in Frage weil Verdunstungswerte aus Modellberechnungen und Experiment sich zu stark unterscheiden. Auch in PESCHKE & SAMBALE (1995, 190) wird erwähnt, dass die Abgrenzung entlang des Weges im nord- osten im für das oberirdische Einzugsgebiet richtig ist da an der gebietsabgewanten Seite eine Rinne verläuft die das Gebiet jenseits der Strasse entwässert, das unterirdische Einzugsgebiet ist jedoch größer.



Abbildung 4.3: Einer der verwendeten Apegs

4.1.2 Versuchsdurchführung und Probenahme

4.1.2.1 Natürliche Tracer

Zur Analyse der natürlichen Tracer wurden an den Pegeln der Teileinzugsgebiete und am Gebietsauslass Automatische Probeentnahmegeräte (im folgenden Apeg genannt) aufgestellt. Vom 18.10.00 bis zum 7.12.00 wurde alle zwei Stunden eine Probe entnommen. Dieses Entnahmeintervall wurde gewählt, um bei einem Ereignis genügend Proben

auch im Bereich der Abflussspitze zu haben. Ab dem 3.11.00 wurde beim Gebietsauslass eine Probe nur noch alle vier Stunden entnommen. Grössere Ausfälle der Apegs gab es nur am 18.11.00 bis 20.11.00 (Pegel Interflow- Gebiet: 18.11.00 20 Uhr- 20.11.00 08 Uhr; Pegel SOF- Gebiet: 18.11.0018 Uhr- 19.11.00 18 Uhr und Pegel Gebietsauslass: 18.11.00 16 Uhr- 19.11.00 12 Uhr) wahrscheinlich weil in den Aussenschläuchen das Wasser einfror.

4.1.2.2 Markierversuche

Um die Abflussbildungsprozesse verschiedener Fliesswege, der Grenzfläche Auflagehumus/ Mineralboden und der Grenzfläche Boden Gestein zu untersuchen werden zwei verschiedene Tracer in unterschiedlichen Tiefen eingebracht. Die Markierversuche werden im Interflowgebiet an zwei unterschiedlichen Stellen durchgeführt, deren Lage und Größe in der Detailskizze 4.4 zu sehen sind.



Abbildung 4.4: Detailskizze der Einspeisestellen

Berechnung der Tracereinspeisemenge

Die Tracereinspeisemengen wurden nach folgenden Formeln aus LEIBUNDGUT & WERNLI (1982) abgeschätzt die eigentlich für Porengrundwasserleiter entwickelt wurden:

1)

$$EM(g) = \frac{Q(\frac{m^3}{h}) \cdot t(h) \cdot K_m(\frac{mg}{m^3})}{10^{-3}}$$

Wobei

EM= Einspeisemenge

Q = Abfluss : Es wird von einem Abfluss von nicht über 0,5 l/s (= 1.8 m³/h) ausgegangen

t = geschätzte Tracerdurchgangsdauer : 2 Wochen = 336 h

Km= mittlere Konzentration des Tracers an der Entnahmestelle. Sie sollte deutlich über der Nachweisgrenze liegen, da ja nicht davon ausgegangen werden kann dass der Tracer gleichmäßig verteilt auftritt. Die Nachweisgrenze für Bromid liegt bei 0,04 mg/l die von Eosin bei ca 0,01 μ g/l (KÄSS 1992) Km wird für Bromid mit 4 mg/l (= 4000 mg /m³) und für Eosin 1 μ g/l (= 1 mg/m³)

Damit ergibt sich für Eosin:

$$EM(g) = \frac{1,8m^3 \cdot 336h \cdot 0,1\frac{mg}{m^3}}{10^{-3}} = 0,6g$$

und für Bromid:

$$EM(g) = \frac{1,8m^3 \cdot 336h \cdot 4000\frac{mg}{m^3}}{10^{-3}} = 2400g$$

2)

$$EM(g) = \frac{Q(\frac{m^3}{l}) \cdot t(h) \cdot K(\frac{mg}{m^3}) \cdot Adk \cdot Sf}{2 \cdot 10^3}$$

Wobei

K= Maximalkonzentration des Tracers an der Entnahmestelle. Hier wurden nach für Eosin 10 mg/ m³ LEIBUNDGUT UND WERNLI (1982) legten eine gewüschte maximale Peak- konzentration für Uranin auf 10 mg/l fest.

Für Bromid wird Maximalkonzentration der gegenwärtig verwendeten Eichreihe für Anionen: 20 mg/l (=20000 mg/m³) verwendet.

Adk = Adsorbtionskoeffizient. BLATTNER & PETERS (1993) bestimmten für Eosin in der ungesättigten Zone einen Wert von 20. Bei Bromid wird er ausgelassen (d.h. auf 1 gesetzt) weil die Sorbtion von Bromid im Boden erfahrungsgemäß gering ist.

Sf = Wird mangels Erfahrungswerten ausgelassen, d.h. auf 1 festgesetzt.

Damit ergibt sich für Eosin:

$$EM(g) = \frac{1.8\frac{m^3}{h} \cdot 336h \cdot 10\frac{mg}{m^3} \cdot 20 \cdot 1}{10^{-3}} = 120g$$

und für Bromid:

$$EM(g) = \frac{1.8\frac{m^3}{h} \cdot 336h \cdot 20000\frac{mg}{m^3} \cdot 1 \cdot 1}{10^{-3}} = 12000g$$

Letztendlich wurde nach eigenem Ermessen, Verfügbarkeit und Handhabbarkeit der Tracer entschieden, 300g Eosin und 5,950 kg NaBr einzuspeisen (6 kg Packung minus 50g die für die Eichreihe zurückbehalten wurden.).

Durchführung

Beim **Eosin- Versuch** wurden die 300 g Eosin in 8 Liter Wasser gelöst und in ein zuvor ausgehobenes Loch, 60 cm mal 30 cm groß und 30 cm tief, am 18.11.00 um 11.20 Uhr eingegeben. Danach wurde mit ca. 1- 21 Bachwasser nachgespült.

Als Entfernung zum Bach wurden nur ca. 4 Meter gewählt, weil bei einer gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit (k_f) von ca 10⁻⁵ m/s (=0,864 m/Tag), einem Gefälle (I) von 0,25 (auf 4 m Distanz 1 m Höhenunterschied) nach der Darcy- Gleichung: ($v_f = k_f * I$) die Filtergeschwindigkeit (v_f) für den Matrixfluss bei 0,2 m/ Tag geschätzt wurde. So wurde überschlagen, dass der Tracer in ca. 20 Tagen im Bach ankommt. Für den Eosin- Versuch wurde einige Meter unterhalb der Einspeisestelle ein weiterer Apeg (TR) aufgestellt, der im zwei Stunden Intervall (ab dem 3.11.00 im vier Stunden Intervall) Proben entnahm, aus denen später die Eosin- Konzentration analysiert wurde.



Beim **Bromid- Versuch** wurden 5,950 kg NaBr in 8,4 l aufgelöst und etwas weiter bachabwärts auf dem gegenüberliegenden Hang in einen kleinen Graben (160 cm lang und ca. 10 cm tief) direkt unter die Vegetationsdecke eingegeben. Der Abstand der Einspeisestelle zum Bach betrug in direkter Entfernung etwa 4,5 m, entlang der Falllinie aber etwa 7 m. Der Einspeisezeitpunkt war der 18.11.00 um 11.35 Uhr. Die Bromid- Konzentration wird zusammen mit den anderen Anionen aus den Proben ermittelt, die der Apeg am Pegel des Interflow- Gebiets entnimmt.

4.1.2.3 Ausmessen der Sättigungsflächen

Aus der Oberfläche der gesättigten Flächen, also Bachfläche und daran angrenzende bis Sättigungsflächen kann man den Anteil an Niederschlag bestimmen der den Sättigungs-Oberflächenabfluss bildet. Für die Skizzierung

Abbildung 4.5: Einspeisung des Eosin- Tracers

der Sättigungs- und Bachflächen, die in der Abbildung 5.17 dargestellt sind, wurde ein 50 m Maßband (dünne Linie in Abb 5.17) zwischen zwei Messpunkten (Bäume oder Pegelrohre, schwarze Kreise in Abb 5.17) gespannt. Entlang des Maßbands wurde jeden Meter die Flussbreite und der Abstand des Flusses zum Maßband notiert. Die Sättigungsflächen waren nicht immer offene Wasserflächen, sondern oft von Moos zugewachsen. Durch Drauftreten wurde getestet, ob Wasser im bzw. unter dem Moos stand und diese Flächen wurden dann als Sättigungsflächen ausgewiesen. Sättigungsflächen und Bach waren oft nicht voneinander zu trennen, in der Karte wird deshalb beides zusammen dargestellt. Die Lage der Messpunkte wurde, wo möglich, relativ zur Straße bestimmt und danach auf der Grundlage der Karte von Sambale und Peschke (2001, 152) festgelegt. Dann wurden die Messungen der Flussbreite auf mm- Papier übertragen, eingescannt und abdigitalisiert. Mit Hilfe von Arc View wurde die Fläche des Bachs und der Sättigungsflächen bestimmt.

Diese Messungen ergaben eine recht genaue Skizze. Der gößte Fehler liegt bei der (zum Teil subjektiven) Entscheidung wo genau die Sättigungsfläche aufhört.

4.1.2.4 Lf, pH, Temp- Profile

Die Messung dieser Größen sollen Informationen über den Verlauf der Konzentration und die Heterogenität an hydrochemischen Tracern entlang der Bäche geben. Die Profile der Leitfähigkeit, des pH- Wertes und der Temperatur wurden, wie oben bei den Sättigungsflächen beschrieben, entlang des gespannten Maßbands jeden Meter gemessen und notiert. Die Leitfähigkeit wurde mit einem Feldgerät LF 325 der Firma WTW gemessen, der pH- Wert und die Temperatur mit dem Feldgerät pH 325 der selben Firma.

Die gesamte Bachstrecke konnte nicht am selben Tag gemessen werden. Die Leitfähigkeit wurde an anderen Tagen überprüft und war auch dann gut reproduzierbar. Die Temperatur wurde zusammen mit dem pH – Wert an drei Tagen gemessen: Vom Gebietsauslass zum

Zusammenfluss bis zur Quelle im SOF- Gebiet am 28.10.00, vom Zusammenfluss bis zum Pegel 1 im Interflow- Gebiet am 30.10.00, und vom Pegel 1 bis zur Quelle am 31.10.00. Wenn sich die Lufttemperatur in diesen Tagen geändert hat, ergeben sich dadurch merkbare Fehler. Bei der pH- Messung können sich Fehler durch das tägliche neu- Kalibrieren der Messsonde ergeben.

4.2 Laboranalyse

In diesem Abschnitt wird kurz auf die verwendeten Analysemethoden und deren Fehler eingegangen.

4.2.1.1 An- und Kationen incl. Br

Die Anionen- (Cl⁻, SO₄²⁻, NO₃⁻ und Br⁻) und Kationen- (Na⁺, K⁺, Mg²⁺, Ca²⁺) Konzentrationen wurden mit einem Ionenchromatografen der Firma Dionex, Typ DX 500, bestimmt.

Als Eichreihe wurden 10 Standards verwendet. Für die Anionen wurden Eichstandards im Bereich von 2 mg/l -30 mg/l erstellt. Weil Bromid in so geringen Konzentrationen vorkam, wurden die Chromatogramme (Aufzeichnungen der Messungen) noch einmal mit einer Eichreihe für Bromidkonzentrationen von 0,05 mg/l –1 mg/l ausgewertet. Für die Kationen wurden eine Eichreihe von 2 mg/l - 20 mg/l erstellt.

Bei Probenwiederholungen unterschieden die Messungen im Schnitt bei den Kationen um 2 %. Auch die mitgemessenen Standards wichen im Mittel nicht mehr als 2 % vom Sollwert ab. Nur bei Na⁺ lag der Fehler bei wiederholt gemessenen Proben im Schnitt etwas höher, bei 3,6 %. Auch bei den Anionen lag die Abweichung der Wiederholungen und der Standards unter 2 %. Für Bromid wurden keine Wiederholungen gemessen.



Abbildung 4.6: Der Vergleich der 1. Messung und Wiederholung im SOF- Gebiet

Die Abbildung 4.6 zeigt die Kationenkonzentrationen der Proben vom 19.10- 22.10 die zur Überprüfung noch einmal gemessen wurden. Der Vergleich zeigt, dass die Messungen gut reproduzierbar waren.

4.2.1.2 Eosin

Die Fluoreszenzintensität wurde mit einem Spektralfluorometer der Marke Perkin Elmer LS 50B im Synchronscanverfahren gemessen. Zur Umrechnung der Floureszenzintensitäten in Eosinkonzentrationen wurde eine Eichreihe von 1 μ g/l bis 200 μ g/l Eosin mitgemessen. Bei der Eosin- Messung lag der Fehler bei den Wiederholungen der unverdünnten Proben meist unter 1%. Bei den 15 Proben, die aufgrund sehr hoher Konzentrationen im Verhältnis 1:3 und 1:5 verdünnt werden mussten, liegt der Fehler wegen dem zusätzlichen Arbeitsschritt etwas höher.

4.2.1.3 Silikat

Die Analyse von Silikat erfolgte über eine Reaktion mit Amoniumheptamolybdat, Oxalsäure und PhotoRex- Lösung bei der ein Molybdän- Blau Komplex entsteht, dessen Konzentration colorimetrisch mit dem Fotometer der Firma Spectronic/ Unicam Modell Aqua Mate gemessen wurde.

Die Proben wurden jeweils in Chargen von 8 Proben und 2 Standards vorbereitet und gemessen. Die Genauigkeit der Messung hängt stark davon ab, wie genau die Zeiten bei der Zugabe der Chemikalien eingehalten wurde. Daher wurden viele Proben ein zweites Mal gemessen. Die Standards wurden je einmal vor den Proben und nach den Proben gemessen. Der mittlere Fehler der Standards vorher ist 3 %, der der Standards nachher liegt höher, bei 5 %, weil die Standards (und die Proben) während der Messung weiter reagieren. Es wurde ein systematische Fehler bei den Standards beobachtet der daran liegt, dass die Standards im Kühlschrank aufbewahrt werden und die Reaktion auch von der Temperatur abhängt. Deshalb ist der Fehler bei den bei Raumtemperatur gelagerten Proben geringer als bei den Standards.

5 Ergebnisse

Ziel dieser Diplomarbeit war, wie in der Einleitung genauer beschrieben, mit Hilfe von Wasserinhaltsstoffen (natürliche Tracer) und Markierversuchen Aussagen über die Abflussbildung machen zu können, zum einen über die *Prozesse* und zum anderen über die Oberflächen-, Bodenwasser-, und Grundwasser- *Speicher*.

Außerdem werden die in dieser Arbeit gewonnenen Informationen über das Gebiet als zusätzliche Informationen (sogenannte "soft data") für prozessorientierte Modellierung verwendet und dienen als Basis für weitere Untersuchungen in diesem Gebiet.

Deshalb werden in diesem Kapitel auch einige Ergebnisse dargestellt, die (noch) keine direkten Aussagen über die Abflussbildung zulassen.

5.1 Hydrologisch- Meteorologische Situation

Im Untersuchungszeitraum vom 18.10.00- 7.12.00 wurden mit Hilfe der Apegs kontinuierlich Proben entnommen (siehe auch Kap. 4) Leider gab es in diesem Zeitraum nur zwei kleinere bis mittlere Niederschlags-Ereignisse (siehe Abb. 5.1) die auch Reaktionen bei der Ionenkonzentration zeigen (siehe Abb.5.3- 5.11): Das Ereignis vom 18.10 (8 mm) und das vom 24.- 29.11. (18 mm).

In der Abbildung 5.2 ist zu sehen, dass noch bei Beginn der Probennahme der Abfluss (vor allem am Gebietsauslass (GA) und im SOF- Gebiet) stark von dem Ereignis am 6.-9.10. (33mm) beeinflusst wird.



Abbildung 5.1: Tageswerte des Niederschlags während und kurz vor dem Untersuchungszeitraum.



Abbildung 5.2: Niederschlag und Abflusswerte der drei Pegel als halb- Stunden Werte

5.2 Natürliche Tracer

5.2.1 Zeitreihen

Einer der Schwerpunkte dieser Arbeit ist die Interpretation der Zeitreihen natürlicher Tracer (Anionen, Kationen und Silikat) die auf den folgenden 3 Seiten dargestellt sind.

Der Abfluss am Gebietsauslass (GA) setzt sich aus unterschiedlichen Anteilen aus dem Abfluss der beiden Teileinzugsgebiete zusammen. Änderungen der Ionenkonzentration lassen sich daher meist auf Änderungen in den Teileinzugsgebieten zurückführen. Die Teileinzugsgebiete reagieren recht unterschiedlich. Daher ist es eher möglich aus den Zeitreihen der Teileinzugsgebiete auf Abflussbildungsprozesse oder Bodenwasserspeicher zu schließen, als aus denen am Gebietsauslass.

Die Ionenkonzentrationen am Gebietsauslass wird nur als zusätzliche Information mit aufgeführt. Die Konzentrationen der Teileinzugsgebiete werden genauer interpretiert. Eingegangen wird zum einen auf die unterschiedlichen Verdünnungs- "Muster" der verschiedenen Wasserinhaltsstoffe untereinander und zum anderen auf die Unterschiede zwischen Interflow- und SOF- Teileinzugsgebiet.

5.2.1.1 Interflow- Gebiet

Chlorid, Natrium und Silikat

Chlorid, Natrium und Silikat (dargestellt in Abb. 5.3 bis 5.5) verhalten sich ähnlich. Alle zeigen einen langsamen Anstieg der Konzentration mit fallendem Abfluss bis zum 25.11. (2. Ereignis) der bei Chlorid, wegen der hohen Konzentration vom im Mittel 23 mg/l, am deutlichsten zu erkennen ist. Sowohl beim 1. als auch beim 2. Ereignis zeigen Cl⁻, Na⁺ und Si deutliche Verdünnung beim Direktabflusspeak. Daraus lässt sich schließen, dass diese Stoffe eher aus (tieferen) Bodenschichten stammen, aus denen der Abfluss bei Niedrigwasser kommt.

Trotz einer deutlich sichtbaren Verdünnung ist die Verdünnung im Vergleich zum Anstieg des Abflusses auch bei diesen Stoffen relativ gering, beim 2. Ereignis z.B. verdünnt sich CI^- nur um ca. \pm während sich der Abfluss fast verdreifacht. Das weist darauf hin, dass selbst der Direktabfluss zum großen Teil aus Vorereigniswasser besteht.

Calcium, Magnesium und Nitrat

 $Ca^{2+}Mg^{2+}$ und NO_3^{-} zeigen ebenfalls deutliche Verdünnungseffekte beim 1. und 2. Ereignis. Nitrat zeigt in Zeitreihen der relativen Konzentration (d.h. die Konzentrationen geteilt durch den Mittelwert) die deutlichste Verdünnung. Calcium, Magnesium und Nitrat zeigen allerdings kaum langsamen Anstieg vom 1. bis zum 2. Ereignis, bei Magnesium ist dieser Effekt aufgrund recht geringer Konzentration und Messfehlern eventuell vorhanden aber schlecht zu erkennen.

Kalium

Beim Kalium kann man beim 1. Ereignis, und bei einigen weiteren kleinen Ereignissen einige kurze Konzentrationsanstiege ("Ausreisser" nach oben) beobachten. Kalium wird aus dem am Boden liegenden Streu schnell ausgewaschen (siehe Kap 2.6.2.) und ist somit ein Hinweis darauf, dass Oberflächenabfluss im Gebiet stattfindet. Beim 2. Ereignis wird dieser Auswaschungseffekt von der Verdünnung überlagert.

Sulfat

Sulfat zeigt im Gegensatz zu allen anderen Stoffen, und trotz der extrem hohen Konzentration von im Mittel 25 mg/l, fast keine Veränderung in der Konzentration. Auch beim Direktabflusspeak des 2. Ereignisses ist kaum eine Verdünnung zu sehen. Das unterstreicht noch einmal den grossen Anteil des Vorereigniswassers auch im Direktabfluss. Außerdem muss der Bodenspeicher, aus dem der Direktabflusspeak (bestehend aus schnellem Interflow) stammt, einen hohen SO_4^{-2-} Gehalt haben.

Fazit

Die Sulfat und (z. B.) Chlorid- Ionenkonzentrationen zeigen unterschiedliche Verdünnungsmuster. Das bedeutet, dass der Abfluss aus (mindestens) zwei unterschiedlichen Bodenwasserspeichern stammt. Der eine (tiefere Bodenschichten) hat einen hohen Chlorid und Sulfat- Gehalt und trägt eher zum Abfluss bei Niedrigwasser bei. Der andere (mittlereobere Bodenschichten) hat einen geringeren Chlorid und einen hohen Sulfat - Gehalt und wird beim schnellen Interflow verstärkt ausgedrückt. Ereigniswasser spielt bei Ereignissen wie in dieser Untersuchungsperiode (8 und 18 mm) kaum eine Rolle.



Abbildung 5.3, 5.4 und 5.5: Zeitreihen der Anionen, Kationen und Silikat am Pegel des Interflow- Gebietes.



Abbildung 5.6, 5.7 und 5.8: Zeitreihen der Anionen, Kationen und Silikat am Pegel des SOF- Gebietes.



Abbildung 5.9, 5.10 und 5.11: Zeitreihen der Anionen, Kationen und Silikat am Pegel des SOF- Gebietes.

5.2.1.2 SOF- Gebiet

Das SOF- Gebiet unterscheidet sich nicht nur bei der Abflussdynamik, sondern auch bei mittleren Konzentrationen und Verdünnungsmustern der Wasserinhaltsstoffe vom Interflow-Gebiet. Um die beiden Gebiete besser miteinander vergleichen zu können, wurden die y-Achsen in den Abbildungen 5.6-8 und 5.9-11 jeweils gleich skaliert. Die Peaks des Direktabflusses (aus Sättigungs- Oberflächen- Abfluss) sind in diesem Gebiet kleiner als die im Interflow- Gebiet, dafür ist der 2. Anstieg (2. Welle) aus verzögertem Interflow viel bedeutender. Der langsame Abfluss- Rückgang gehört noch zum abfallenden Ast des Ereignisses vom 6.-9.10 (siehe Abb 5.2.) vor Beginn der Untersuchungsperiode. Mit dem ansteigenden Ast des 2. Ereignisses (25.-28.11.) enthält der Untersuchungszeitraum gerade einen abfallenden und einen ansteigenden Ast; leider von zwei unterschiedlichen Ereignissen.

Chlorid, Natrium und Silikat

Die Wasserinhaltsstoffe zeigen fast keine Verdünnung bei den Direktabfluss- Peaks, am meisten reagiert noch das Silikat. Die Clorid-, Natrium- und Silikat- Konzentrationen steigen jedoch langsam mit fallendem Abfluss wie beim Interflow- Gebiet auch. Deutlich verdünnt werden diese Stoffe mit dem Wiederanstieg des Abfluss durch die 2. Welle (verzögerter Interflow). Das weist darauf hin, dass wie im Interflow- Gebiet diese Ionen in dem Bodenspeicher (tiefere Bodenschicht) in höheren Konzentrationen vertreten sind der den Abfluss bei Niedrigwasser bildet.

Nitrat

Die Nitrat- Zeitreihe gleicht zum Teil der der Sulfat – Konzentration, jedoch fällt sie bei manchen Ereignissen (wie z.B. dem 2. Ereignis am 24-28.11.) wie auf ein "tieferes Niveau". FEGER (1999) berichtet, dass Nitrat in dauervernässten Böden in den Randbereichen der Flüsse (wie die im SOF- Gebiet vorkommenden Sättigungsflächen) unter den dortigen reduzierenden Bedingungen denitrifiziert werden kann und als N₂ bzw N₂O ausgast. Bei dieser Reaktion erhöht sich der pH- Wert. In Feldversuchen wurden NO₃ ⁻ Verluste von bis zu 25 mg/l gefunden. Der Prozess hängt von der Verweildauer des Wassers in den wassergesättigten Böden ab. Der Nitratabbau in vernässten Böden kann das besondere Verdünnungsmuster des Nitrats erklären, da wahrscheinlich auch bei kleine Ereignissen Wasser aus dem Boden unter den Sättigungsflächen ausgedrückt wird.

Magnesium, Kalium und Calcium

Diese Ionen lassen keine systematische Veränderung erkennen. Die Konzentrationen sind über den Untersuchungszeitraum weitgehend unverändert. Die Sprünge in der Zeitreihe, in Abbildung 5.8 am deutlichsten bei Magnesium zu sehen sind analysebedingte Unterschiede zwischen verschiedenen Messreihen.

Sulfat

Auch in diesem Gebiet zeigt die Sulfat-Konzentration ein anderes Verdünnungsmuster als die anderen Ionen. Zwar reagiert die Sulfat-Konzentration ebenfalls nicht auf die Direktabfluss-Peaks, die Konzentration wird aber zusammen mit dem fallenden Abfluss *geringer* und steigt bei Wiederanstieg des Abflusses an. Diese positive Korrelation der Sulfat-Konzentration mit dem Abfluss kann nur dadurch erklärt werden, dass die 2. Welle des Abflusses (die aus verzögertem Interflow besteht) aus einem Bodenspeicher (obere bis mittlere Bodenschicht) stammt, der einen besonders hohen Sulfatgehalt hat.

Fazit

Im SOF- Gebiet werden die Konzentrationen der natürlichen Tracer weniger von den Peaks des Direktabflusses (aus Sättigungs- Oberflächen- Abfluss) sondern viel mehr von der 2.

Welle aus verzögertem Interflow beeinflusst. Insofern zeigt das SOF- Gebiet auch große Unterschiede zum Interflow- Gebiet in den Zeitreihen. Auch im SOF- Gebiet ist allerdings von mindestens zwei Bodenwasserspeichern auszugehen. Der eine, wahrscheinlich aus tieferen Bodenschichten, mit höherem Cl⁻ (Si, Na⁺) - Gehalt trägt bei Niedrigwasser stärker zum Abfluss bei, der andere, aus mittleren bis oberen Bodenschichten, mit deutlich höherem SO₄²⁻ -Gehalt und deutlich geringerem Cl- Gehalt kommt bei verzögertem Interflow verstärkt zum Abfluss.

5.2.1.3 Unterschiede zwischen SOF- und Interflowgebiet

Die natürlichen Tracer unterscheiden sich nicht nur in ihren Verdünnungs- Mustern, sondern auch in der mittleren Konzentration während des Untersuchungszeitraums. Wie in Tabelle 5.1 zu sehen, ist die Sulfat-, Magnesium- und Calcium- Konzentration im Interflow- Gebiet höher als im SOF- Gebiet was durch den höheren Eintrag aus dem Bestandesniederschlag erklärt werden kann (siehe Kapitel 2 Tabelle 2.1), da das Interflow- Gebiet ist fast vollständig, das SOF- Gebiet nur zum Teil mit hohen Fichten bewachsen ist (siehe Abb 2.1).

	Gebietsa	uslass		Interflow-	Gebiet		SOF- Gebiet			
mittl. Q in l/s		0,234			0,172		0,150			
	mittlere Konz. in mg/l	Ladungs- konz. in mval/l	mittlere Fracht in mg/s	mittlere Konz. in mg/l	Ladungs- konz. in mval/l	mittlere Fracht in mg/s	mittlere Konz. in mg/l	Ladungs- konz. in mval/l	mittlere Fracht in mg/s	
CI	12,673	0,357	2,948	23,03	0,650	3,944	8,27	0,233	1,225	
NO3	5,653	0,091	1,330	5,85	0,094	1,001	6,40	0,103	0,961	
SO4	22,521	0,469	5,308	25,73	0,536	4,424	20,96	0,436	3,152	
Summe An		0,918			1,280			0,773		
Na	5,410	0,235	1,256	9,44	0,411	1,620	3,92	0,171	0,583	
к	2,881	0,074	0,677	3,11	0,080	0,536	2,96	0,076	0,444	
Mg	2,064	0,170	0,481	2,74	0,226	0,471	1,88	0,155	0,282	
Ca	5,577	0,278	1,307	7,28	0,363	1,251	5,05	0,252	0,760	
Summe Kat		0,757			1,079			0,653		
Si				4,49		0,774	4,70		0,695	
An - Kat		0,160			0,200			0,120		

Tabelle 5.1: Mittlere Stoffkonzentrationen und Frachten im Untersuchungszeitraum

Ein besonders großer Unterschied ist bei der Chlorid- und Natrium- Konzentration zu sehen. Das Interflow- Gebiet hat eine fast drei mal so hohe Chlorid- und Natrium- Konzentration wie das SOF- Gebiet. Dieser Unterschied kann nicht allein durch Unterschiede in Bestandes- und Freiland- Niederschlag erklärt werden.

Es gibt verschiedene Thesen um die große Differenz der Chlorid- Werte auf so kleiner Distanz zu erklären:

A) Streusalzeinfluss

In dem Fall, dass die Abgrenzung der Einzugsgebiete nicht stimmt und die größere Straße im nord- westen in Abbildung 2.1. zum Interflow -Gebiet hin entwässert, könnte der Unterschied

durch im Winter eingetragenes Streusalz aus dieser Straße verursacht werden. Für diese These spricht, dass Natrium und Chlorid miteinander korreliert sind und in ähnlichen Mol- (bzw

Val-) Konzentrationen vorkommen (siehe Abb 5.12).

Dagegen spricht, das, wenn man den mittleren Cl- Austrag der Untersuchungsperiode auf 1 Jahr hochrechnet, aus beiden Teileinzugsgebieten zusammen ca. 280 kg Natriumchlorid ausgetragen werden. Die Untersuchungsperiode war im Spätherbst, noch bevor in diesem Jahr wieder gestreut wurde, weshalb die Hochrechnung der Frachten der Untersuchungsperiode eher eine untere Abschätzung.

B) Unterschiede im Gesteinsuntergrund

Im nahe gelegenen Altenberg ist eine bekannte Greisenlagerstätte (HOHL 1985). Möglicherweise kommen diese feinverteilten Erzgänge, die unter anderem auch Chlorid führen, auch im



Abbildung 5.12: Mischungsdiagramm von Chlorid und Natrium beider Teileinzugsgebiete.

Einzugsgebiet und dort eher im Interflow- Gebiet vor. Oder die Erzgänge sind durch unterschiedliche Verwitterungsprozesse eher zugänglich als im SOF- Gebiet.

Dafür spricht auch, dass Chlorid aufgrund dem Verdünnungsmuster (siehe Abschnitt 5.2.1.1) eher den tieferen Bodenschichten, wie der Zersatzzone, zuzuordnen ist.

5.2.2 Mischungsdiagramme

Um die Reaktion der Wasserinhaltsstoffe genauer zu untersuchen, wurden alle analysierten Stoffe in Abhängigkeit vom Abfluss dargestellt und in Mischungsdiagrammen gegeneinander aufgetragen. Dabei wurden sowohl positive als auch negative Korrelationen zwischen Stoffkonzentration und Abfluss bzw. den verschiedenen Stoffkonzentration und gefunden. In vielen Mischungsdiagrammen ließ sich auch gar kein Zusammenhang finden. Hier werden nicht alle der 36 Diagramme je Gebiet dargestellt, sondern als Beispiel der Zusammenhang zwischen Chlorid und Sulfat, und in Abbildung 5.14 sind alle gefundenen Korrelationen mit Bestimmtheitsmaß in einer Übersicht dargestellt.

5.2.2.1 Mischungsdiagramm Sulfat/Chlorid

Die Mischungsdiagramme mit $SO_4^{2^-} / Cl^-$ wurden ausgewählt, weil die beiden Ionen in hohen Konzentrationen vorkommen und die Konzentrationsverläufe sehr unterschiedlich waren.



Abbildung 5.13 (links) und 5.14 (rechts): Mischungsdiagramme SO_4^{2-} aufgetragen gegen Cl⁻ im Interflowgebiet links und im SOF- Gebiet rechts.

Beim SOF- Gebiet zeigt sich ein Hysterese- Effekt. Deshalb wurde die gesamte Reihe in die verschiedenen kleinen Ereignissen eingeteilt und in verschiedenen Farben dargestellt. (Das Ereignis No.1 entspricht dem bisher erwähnten "1. Ereignis" und No.7 und 8 dem "2. Ereignis"). Dabei zeigte sich, dass sich das Hystereseverhalten weniger auf die kleinen Ereignisse bezog sondern sich über den ganzen Untersuchungszeitraum erstreckte. Was daraus resultiert, dass der Untersuchungszeitraum im SOF- Gebiet aus einem abfallenden Ast und einem Wiederanstieg des verzögerten Interflows besteht (siehe Abschnitt 5.1). Im Interflow- Gebiet (Abb. 5.6) ist keine Hysterese zu erkennen, weil die Konzentration des SO_4^{2-} kaum variiert. Bei den Diagrammen, in denen die Stoffkonzentration in Abhängigkeit vom Abfluss aufgetragen wurde, war kein Hystereseeffekt zu erkennen.

5.2.2.2 Übersicht über Korrelationen

Die Abbildung 5.15 zeigt alle gefundenen Korrelation zwischen den Wasserinhaltsstoffen bzw. dem Abfluss. Der Einfachheit und Vergleichbarkeit halber wurde das Bestimmtheitsmaß immer über lineare Korrelationen berechnet. Das Bestimmtheitsmaß beschreibt die Stärke des Zusammenhangs. Es liegt zwischen 0 und 1. Der Zusammenhang ist um so stärker je näher das Bestimmtheitsmaß bei 1 liegt (Genauere Definition und Beschreibung in SACHS 1997,497) Bei einer Korrelation wird natürlich nicht davon ausgegangen, dass, z.B. die Cl⁻ -Konzentration die Na⁺- Konzentration *verursacht* (kausale Korrelation); sondern dass sowohl Na⁺ als auch Cl⁻ Konzentration aus der selben Grundgesamtheit, wie etwa dem selben Bodenwasserspeicher, stammen (Gemeinsamkeitskorrelation) (SACHS 1997, 508).

In der Abbildung 5.15 zeigen nur Cl⁻ mit Na⁺ und Mg²⁺ mit Ca²⁺ in beiden Gebieten einen deutlichen Zusammenhang. Mg²⁺, Ca²⁺ und NO₃⁻ korrelieren im SOF- Gebiet eher mit der SO₄²⁻ Konzentration während sie im Interflow- Gebiet eher mit der Cl⁻ Konzentration zusammenhängen.



Mg- Konzentration auf die Auswertung auswirkten. In diesem Fall wurde für jede Messreihe eine eigenen Trendlinie (mit dazugehörigem Bestimmungsmaß) angepasst. Abbildung 5.15: Übersicht über Interkorrelationen zwischen den untersuchten Wasserinhaltsstoffen bzw. dem Abfluss.

Einen deutlichen Verdünnungseffekt (negative Korrelation mit dem Abfluss) zeigt im SOF-Gebiet nur das Silikat, im Interflow- Gebiet, wie schon aus den Zeitreihen zu sehen war, Cl⁻ und NO₃⁻. Der bei den Zeitreihen schon erwähnte $SO_4^{2^-}$ - Anstieg mit ansteigendem Abfluss im SOF- Gebiet zeigt sich auch hier wieder in einer positiven Korrelation mit dem Abfluss. Bei manchen Stoffen konnte keine Korrelation, weder mit dem Abfluss noch mit einem anderen Stoff festgestellt werden. Das lag auch daran, das die Konzentration einiger Stoffes (wie z.B. der SO₄²⁻ Konzentration im Interflow- Gebiet) insgesamt kaum variierte.

5.2.2.3 Fazit

Die Mischungsdiagramme zeigen ein komplexes Bild der Korrelationen zwischen den untersuchten Wasserinhaltsstoffen. Aus einer Gemeinsamkeitskorrelation zwischen zwei oder mehr Wasserinhaltsstoffen lässt sich darauf schließen, dass sie aus dem selben Herkunftsraum oder Bodenwasserspeicher stammen. Die zwei Teileinzugsgebiete zeigen unterschiedliche Abhängigkeiten. Die Erkenntnisse aus den Zeitreihen werden bestätigt: Clorid und Natrium sind korreliert. Clorid und Silikat haben (zumindest in einem Teileinzugsgebiet) negative Korrelationen mit dem Abfluss. Chlorid und Sulfat zeigen keine Korrelation sondern im SOF- Gebiet eine Hysterese, wahrscheinlich bedingt durch den verzögerten Interflow. In Abhängigkeit vom Abfluss sind allerdings keine Hysterese- Effekte zu erkennen.

Die Aussagekraft der gefundenen Korrelationen ist jedoch beschränkt, weil a) die Untersuchungsperiode relativ kurz war, b) keine großen Ereignisse auftraten und c) viele Proben bei Niedrigwasser genommen wurden, aber nur wenige bei den kurzen Abflusspeaks.

5.2.3 Bilanz untersuchter Ionen

Die Ladungskonzentrationen in mval/l sind in Tabelle 5.1 zusammen mit den Konzentrationen und Frachten dargestellt. Für eine vollständige Ionenbilanz bei neutralem pH- Wert würde HCO_3^{-} fehlen (MÜLLER 1995). Trotz der fehlenden HCO_3^{-} Werte übersteigt die Summe der ausgetragenen Anionen die der Kationen um 0,12 mval/l im SOF- Gebiet und 0,20 mval/l im Interflow- Gebiet. Bei den vorherrschenden pH- Werten im Gebiet von 4,4 bis 3,4 im Boden werden auch saure Kationen, vor allem Al³⁺ aber auch Mn²⁺, Zn²⁺ und Fe²⁺, ausgewaschen die nicht analysiert wurden. Das höhere Defizit an Kationen (d.h. ein höherer Gehalt an sauren Kationen) im Interflow- Gebiet lässt sich über den niedrigeren pH- Wert erklären (siehe auch Abb. 5.20).

In den Zeitreihen der aufsummierten positiven und negativen Ladungen (hier nicht extra dargestellt) und deren Differenz fällt auf, dass die Ionendifferenz (= der Gehalt an sauren Kationen) über den gesamten Zeitraum ziemlich konstant bleibt, und nicht einmal bei Ereignis 1 oder 2 deutliche Veränderungen zeigt.

5.3 Künstliche Tracer

Markierversuche mit künstlichen Tracern werden dazu verwendet einzelne Abflussbildungsprozesse zu identifizieren. Im Unterschied zu den natürlichen Tracern ist die Inputfunktion, also der Einspeisezeitpunkt und – Ort genau bekannt. Allerdings gelten die gefundenen Ergebnisse genau genommen nur den Raum in dem der Versuch durchgeführt wurde und lassen sich nur dann auf das ganze Gebiet übertragen wenn die Einspeisestelle repräsentativ ist. Hier wurden zwei unterschiedliche Tracer, Bromid und Eosin in unterschiedlichen Bodentiefen eingegeben: Eosin wurde in 30 cm Tiefe eingegeben um die Fließwege an der Grenzschicht Boden/ Gestein zu untersuchen, Bromid an einer anderen Stelle ein wenig flussabwärts direkt unter die Vegetationsdecke eingegeben zur Untersuchung der Fließwege an der Grenzschicht Auflagehumus/ Mineralboden.

Abbildung 5.16 zeigt die Zeitreihen der aus den Markierversuchen erhaltenen Tracerkonzentrationen in logarithmischer Skala. Dazu sind noch die Abflüsse am Pegel 1 dargestellt, der etwas oberhalb liegt von wo die Eosin-Proben entnommen wurden, und am Pegel 2, durch den das Interflow- Gebiet entwässert.



Abbildung 5.16: Konzentrationen der am 18.10.00 eingespeisten Markierstoffe Bromid und Eosin im gesamten Untersuchungszeitraum.

5.3.1 Eosin-Markierversuch

Eosin war in allen untersuchten Proben deutlich nachweisbar, was an der sehr niedrigen Nachweisgrenze liegt. Das Eosin, das in 30 cm Tiefe und ca. 4 m Entfernung zum Bach eingegeben wurde, trat bereits in der ersten Probe nach der Eingabe, ca. eine halbe Stunde später, schon in der maximalen Konzentration auf . Bei den folgenden Ereignissen kann man eine geringe Erhöhung der Eosin- Konzentration erkennen. Die schnelle Reaktion kommt durch den Makroporenfluss zustande. Dort, wo diese Makropore(n) in den Bach mündet war auch nach der Eingabe eine rote Färbung zu sehen.

Zur Berechnung des Tracer-Rückerhalts wurden die Abflüsse am Pegel 1 verwendet, obwohl der Pegel 10 - 15 m oberhalb der Probeentnahmestelle liegt. Daher werden etwas zu geringe Frachten und damit etwas zu geringe Werte für den Rückerhalt berechnet. Der so berechnete Rückerhalt betrug in den ganzen zwei Monaten nur 0,62 % der Einspeisemenge. Trotz der schnellen Reaktion über die Makropore sind also über 99 % des Tracers nach zwei Monaten noch im Boden gespeichert.

5.3.2 Bromid-Markierversuch

Bei Bromid liegt die Nachweisgrenze mit ca. 0,04 mg/l deutlich höher als bei Eosin. Bei diesem Versuch ist der Tracer in ca. 7 m (Falllinie) in 10 cm Tiefe an einer Stelle am Gegenhang weiter bachabwärts eingegeben worden. Es zeigt sich ein Anstieg nach dem 2. Ereignis. Leider wurden die Proben vor dem 3.11.00 im Ionenchromatografen mit einer Säule analysiert, die so abgenutzt war, dass man das Bromid in so geringen Konzentratioen nicht erkennen konnte. Eventuell kamen bereits beim 1. Ereignis Bromid- Gehalte über der Nachweisgrenze vor. Jedenfalls lagen die Bromid-Konzentrationen vom 3.11. bis zum 25.11 unter 0,04 mg/l.

Auch bei diesem Versuch war die Rückholrate nach zwei Monaten (diesmal über den Abfluss des Pegel P2 berechnet, wo die Proben auch entnommen wurden) mit nur 0,4 % der Einspeisemenge extrem gering.

5.3.3 Fazit

Das schnelle Auftreten des Tracers beim Eosin- Versuch beweist, dass Makroporenfluss im Gebiet in der Bodenschicht in ca. 30 cm Tiefe oder tiefer an der Grenzschicht Boden Gestein stattfindet. Bromid tritt erst später, nach dem 2. Ereignis, auf was darauf schliessen lässt, dass die Fliessprozesse an der Grenzfläche Auflagehumus/ Mineralboden langsamer sind. Die Rückholraten sind extrem gering, so dass trotz dem schnellem Abfluss durch Makroporen der grösste Teil des markierten Wassers auch nach zwei Monaten noch im Boden gespeichert ist. Das unterstreicht die Ergebnisse der natürlichen Tracer, dass im Boden ein grosser Wasserspeicher vorhanden ist, und Vorereigniswasser eine große Rolle spielt. Bei Niederschlags- Ereignissen wird das im Boden gespeicherte Wasser verstärkt ausgedrückt, was daran zu sehen ist, dass die Konzentration beider Tracer bei Niederschlags- Ereignissen ansteigt.

5.4 Zusätzliche Gebietsinformationen

5.4.1 Sättigungsflächen

Im Zuge der Geländearbeit wurden auch die Oberfläche des Flussnetzes und der Sättigungsflächen wie in Kap 4.1.2 beschrieben ausgemessen und skizziert.(Siehe Abb.5.17) Die Fläche des Gewässernetzes und der Sättigungsflächen ist von Bedeutung, weil Regen, der auf diese gesättigten Flächen fällt schnell abfließt, und einen großen Teil des Direktabflusses bildet. SAMBALE & PESCHKE (2001) errechneten aus Ganglinen von Starkregenereignissen einen Direktabflussanteil von 2,6 % im Interflow- Gebiet und 1 % im SOF- Gebiet. Sie führen das auf den Anteil der Sättigungsflächen in den Gebieten zurück.

Im **Interflow- Gebiet** kamen Sättigungsflächen vor allem im Quellgebiet vor, insgesamt ca. 135 m² was 0,5 % des Interflow- Einzugsgebiet entspricht. Südlich des Baches liegen einige gesättigte Flächen deren Vegetation von Wildschweinen zertrampelt wurden und wo in großen Pfützen das Wasser steht. Auf diese Flächen entfallen 33 m². Sie haben keinen direkten Anschluss zum Bach, aber Vertiefungen im Gelände und darin vermooste Stellen zeigen, dass Wasser von dort über den kleinen Seitenzweig (südlich des TR- Apegs in Abbildung 5.17) in den Interflow- Bach entwässert.

Das **SOF- Gebiet** hat ca.101 m² gesättigte Flächen, das entspricht 0,2 % des Teileinzugsgebietes. Im Unterlauf des Bachs verläuft parallel zum Bach ein Band von Sättigungsflächen. Auch hier fließt Wasser ab, das zum Teil wahrscheinlich im Boden am Pegel 3 vorbei in den Bach unterhalb fließt. Dafür spricht auch, dass der Pegel am Gebietsauslass bei den Eimermessungen 10- 40 % mehr Abfluss lieferte als beide Teilgebiete zusammen. Außerdem wurde beobachtet, dass entlang der Strecke vom Zusammenfluss bis zum Gebietsauslass am Bachufer an einigen Stellen der Boden unter der Grasdecke wegerodiert war (Subrosion), was auf seitliche Zuflüsse aus dem Boden hinweist.

Das **gesamte Einzugsgebiet** hat 280 m² Sättigungsflächen, was bei einer Gebietsgrösse von 9 ha 0,3 % entspricht.

5.4.1.1 Fazit

Die gemessene Oberfläche der permanenten Sättigungsflächen ist nur ein fünftel so groß wie die, der Anteil an Direktabfluss der von SAMBALE & PESCHKE (2001) aus der Ganglinie eines kurzen Starkregenereinisses auf permanente Sättigungsflächen errechnet wurde. Neben Sättigungsoberflächenabfluss müssen also auch im SOF- Gebiet noch weitere Abflussbildungsprozesse, wie schneller Interflow, für den Direktabfluss eine Rolle spielen.



Abbildung 5.17: Fluss und Sättigungsflächen mit Konstruktionslinien

Das SOF- Gebiet (benannt nach *Sättigungs*- Oberflächenabfluss) hat sogar weniger Sättigungsflächen als das Interflow- Gebiet. Allerdings wurden hier nur die *permanenten* Sättigungsflächen in einer niederschlagsarmen Periode ausgemessen. Es ist anzunehmen, dass sich im SOF- Gebiet, wegen der flacher ansteigenden Hänge in Bachnähe, die Sättigungsflächen im Laufe eines Ereignisses oder bei grösserer Vorfeuchte ausdehnen.

5.4.2 Leitfähigkeits- pH- und Temperaturprofile

Flusslängsprofile wurden gemessen, um Aussagen über die Veränderungen der Wasserinhaltsstoffe entlang der Bäche machen zu können. Die Leitfähigkeit, der pH- Wert und die Temperatur boten sich als Größen an, weil sie sich relativ einfach mit Feldgeräten messen lassen.

Die Leitfähigkeit, dargestellt in Abbildung 5.19, konnte mit dem Feldmessgerät verlässlich gemessen werden und war bei wiederholten Messungen an anderen Tagen gut reproduzierbar. Die beiden Teilflüsse unterscheiden sich deutlich, was vor allem am unterschiedlichen Cl⁻ Gehalt liegt. Die höchste Leitfähigkeit von 133 μ S /cm findet sich an der Quelle im Interflow-Gebiet, flussabwärts nimmt die Leitfähigkeit durch seitliche Zuflüsse geringerer Leitfähigkeit (oft auch mit höherem pH) ab, was in Abbildung 5.19 gut an den helleren Punkten an den Seiten des Baches zu sehen ist. Im SOF- Gebiet liegt die Leitfähigkeit deutlich geringer bei 75 μ S/ cm. Die Leitfähigkeit ändert sich entlang des Baches nicht. Vom Zusammenfluss bis zum Gebietsauslass hat der Bach einen mittleren Wert von 87 μ S/cm.

Die **Temperatur**, (Flusslängsprofil in Abb.5.20)hängt von unterschiedlichen Einflüssen ab: neben dem Herkunftsraum auch vom Tagesgang der Lufttemperatur, der Beschattung durch die Vegetation und von mikroklimatischen Verhältnissen. Zudem konnte nicht die gesamte Bachstrecke am selben Tag gemessen werden. Vom Gebietsauslass zum Zusammenfluss bis zur Quelle im SOF- Gebiet wurde am 28.10.00, vom Zusammenfluss bis zum Pegel 1 im Interflow- Gebiet am 30.10.00, und vom Pegel 1 bis zur Quelle wurde am 31.10.00 gemessen. Abbildung 5.17 zeigt die Lufttemperatur an diesen Tagen, die zwischen 4 und 11 °C variiert. Die Wassertemperatur ändert sich im vergleich zur Lufttemperatur wenig, um 1,3 °C. Auffällig ist, das im Interflow- Gebiet die Temperatur flussabwärts abnimmt während sie im SOF- Gebiet zunimmt, was aber aufgrund der vielen Einflussfaktoren schwierig zu interpretieren ist.





Der **pH- Wert**, dargestellt in Abbildung 5.21, wurde zusammen mit der Temperatur gemessen. Unstetigkeiten können sich wegen der Messung an den drei Tagen ergeben, unter anderem weil die Messsonde an jedem Messtag neu geeicht wurde und die Umrechnungsfunktion zwischen gemessener Spannung und pH- Wert nicht immer gleich war. Das Interflow- Gebiet ist saurer (pH: 4,38) als das SOF- Gebiet (pH: 4.60), unterhalb des Zusammenflusses ist der pH- Wert noch höher (pH: 4.67) als in beiden Teilgebieten.



Abbildung 5.19: Leitfähigkeitsprofil



Abbildung 5.20: Temperaturprofil



Abbildung 5.21: pH- Wert- Profil

5.4.2.1 Fazit

In der Leitfähigkeit zeigt sich vor allem der unterschiedliche Chlorid- Gehalt in seiner Verteilung entlang des Baches. An der Quelle im Interflow- Gebiet am höchsten, wird er flussabwärts durch seitlich zufließendes Bodenwasser verdünnt. Im SOF- Gebiet hat der Bach durchgehend geringe Leitfähigkeit. Aus dem Temperaturprofil lassen sich schlecht Aussagen ableiten, weil viele Faktoren auf die Temperatur einen Einfluss haben. Der Bach im Interflow-Gebiet ist saurer als der im SOF- Gebiet und wird flussabwärts ein wenig alkalischer (pH: 4.50). Das kann daran liegen, dass unter den hohen Fichten mehr SO₄²⁻ eingetragen wird. (Siehe Kap 2.6.1) Auch der in Abschnitt 5.2.1.2 beschriebene Nitratabbau unter den reduzierenden Bedingungen der dauervernässten Böden der Sättigungsflächen trägt zur Erhöhung des pH- Wertes bei und kann eine Ursache sein. Dann könnte man den weiteren pH- Anstieg zwischen Zusammenfluss und Gebietsauslass (pH: 4,66) durch denitrifiziertes Wasser aus den Sättigungsflächen des SOF- Gebietes erklären die unterirdisch dem Bach zufließen.

6 Fazit und Ausblick

Zielstellung bei dieser Arbeit war, die Ergebnisse aus klassischen hydrometrischen Verfahren von SAMBALE & PESCHKE (2001) mit tracerhydrologischen Untersuchungen zu überprüfen und zu ergänzen, um ein Bild von der Abflussbildung im Gebiet zu bekommen.

In der Untersuchungsperiode traten nur zwei kleine bis mittlere Ereignisse auf und die Aussagen gelten nur für diese hydro- meteorologischen Bedingungen. Die Abfluss- Ganglinie war deutlich vom fallenden Ast des Ereignisses vom 6.10.00, vor Beginn der Untersuchungsperiode, beeinflusst. Nach dem zweiten Ereignis vom 25.11.00 stieg die Ganglinie wieder an.

6.1 Unterschiede zwischen den Teilgebieten

Die zwei Teileinzugsgebiete unterscheiden sich deutlich in der Abflussbildung, vor allem in der Dynamik der Bodenwasserspeicher, damit wurde über die Zeitreihen der geogenen Tracer das Ergebnis der Arbeit von SAMBALE & PESCHKE (2001) bestätigt. Die Unterschiede in der Bodenwasserdynamik wird in den folgenden Abschnitten genauer erläutert. Ausserdem zeigen die Flusslängsprofile der elektrischen Leitfähigkeit, des pH- Werts und der Temperatur deutliche Unterschiede in der Hydrochemie der beiden Teilflüsse. Ungeklärt blieb, warum Natrium und Chlorid- Konzentrationen im Mittel im Interflow- Gebiet viel höher (ca. drei mal so hoch) sind wie im SOF- Gebiet.

6.2 Bodenwasserspeicher

Der Abfluss beider Teileinzugsgebiete wird aus (mindestens) zwei Bodenwasserspeichern gebildet, die in unterschiedlichen Anteilen zum Abfluss beitragen. Das zeigt sich aus dem unterschiedlichen Verdünnungs- Mustern verschiedener geogener Tracer. Wasser aus dem "unteren" Speicher zeichnet sich durch höhere Chlorid, Natrium und Silikat- Gehalte aus, stammt wahrscheinlich aus unteren Bodenhorizonten bzw. dem Grundwasser und kommt verstärkt bei Niedrigwasser zum Abfluss. Chlorid, Natrium und Silikat haben ähnliche Konzentrations- Zeitreihen und sind in je einem Teileinzugsgebiet negativ korreliert mit dem Abfluss. Der "obere" Speicher enthält Wasser mit höheren Sulfat- Gehalten, das eher aus mittleren bis oberen Bodenhorizonten stammt und hat bei Direktabfluss- Peaks oder in Zeiten höheren Abflusses einen grösseren Anteil am Gesamtabfluss. Sulfat ist im SOF- Gebiet positiv mit dem Abfluss korreliert.

Bei beiden Teileinzugsgebieten nimmt im Untersuchungszeitraum der Anteil des unteren Speichers bei langsam fallendem Abfluss bis zum 2. Ereignis zu, zu sehen an den langsam ansteigenden Konzentration von Chlorid, Natrium und Silikat.

Die Bodenspeicher im Interflow- Gebiet reagieren während der Direktabfluss- Peaks des ersten und zweiten Ereignisses mit einer deutlichen Abnahme des Anteils aus dem unteren Speicher und einer Zunahme aus dem oberen Speicher, in den Zeitreihen daran zu sehen, dass Chlorid, Natrium und Silikat verdünnt werden, während Sulfat fast gar nicht verdünnt wird.

Im SOF- Gebiet ändert sich während der Ereignisse so gut wie nichts an den Anteilen der Bodenspeicher am Abfluss, eine Reaktion (z.B. Verdünnung) auf die Direktabflusspeaks ist bei keinem der geochemischen Tracer zu erkennen. Nach dem Ereignis steigt mit dem Abfluss der "zweiten Welle" auch der Anteil des oberen Speichers wieder (steigende Sulfat-Konzentrationen) und der des unteren Speichers fällt (fallende Chlorid, Natrium und SilikatKonzentrationen). Die Dynamik der Bodenwasserspeicher ist bei ansteigendem und abfallendem Ast der Ereignisse unterschiedlich. Im Mischungsdiagramm von Sulfat und Chlorid ist eine Hysterese zu erkennen.

6.3 Niederschlags- und Bodenwasser

Wasser, das direkt aus dem Niederschlag kommt, spielt in beiden Teileinzugsgebieten für den Direktabflusspeak nur eine sehr geringe Rolle. Die Sulfat- Konzentration zeigt nur eine sehr geringe bis gar keine Verdünnung. Die Direktabfluss- Peaks setzen sich vor allem aus Wasser zusammen, das aus dem grossen Wasserspeicher im Boden ausgedrückt wird. Bei den Markierversuchen ist die Rückholrate sehr gering und während der Ereignisse ist ein Anstieg der Tracer- Konzentration zu sehen.

Im SOF- Gebiet mischt sich das auf die Sättigungsflächen fallende Niederschlagswasser mit dem grossen Wasserspeicher der gesättigten und daran angrenzenden bemoosten Feuchtflächen. Die schnelle Reaktion des Direktabflusspeaks kommt über Ausdruckmechanismen zustande. Insofern kann hier eigentlich nicht von Sättigungs-*Oberflächen-* Abfluss gesprochen werden. Ausserdem sind die Sättigungsflächen zu klein, um den Direktabfluss- Peak im Gebiet nur aus Sättigungs- Oberflächen- Abfluss erklären zu können. SAMBALE & PESCHKE (2001) berechneten aus einem Starkregenereignis mit vergleichbaren Bedingungen einen, den gesättigten Flächen entsprechenden, Direktabflussanteil von 2,6 % im Interflow- und 1 % im SOF- Gebiet. Das Ausmessen ergab aber, das die Sättigungsflächen nur etwa ein fünftel so groß sind.

Schneller Abfluss von infiltriertem und oberflächlich abfließendem Niederschlags- Wasser (Ereignis- Wasser) kommt, auch wenn es nur einen geringen Teil ausmacht, im Gebiet vor. Der Markierversuch an der Grenzfläche Boden/ Gestein zeigte schnelle Fliessprozesse durch Makroporen und der Tracer kam schon nach einer halben Stunde im Bach an. Der Versuch an der Grenzfläche Auflagehumus/ Mineralboden zeigte hingegen keine schnellen Fliesswege. Auf Oberflächenabfluss weisen geringe, kurze Anstiege der Kaliumkonzentration während der Niederschlagsereignisse hin.

6.4 Ausblick

Trotz der Ergebnisse die hier gefunden wurden, bleibt natürlich noch einiges über die Abflussbildung im Gebiet ungeklärt. Ein wichtiger Punkt ist zum Beispiel die Konzentration geogener Tracer in den Bodenwasserspeichern (end members) um eine Ganglinienseparation durchführen zu können, was im Rahmen dieser Diplomarbeit wegen nur kleiner Niederschlags- Ereignisse und dem unterschiedlichen Verdünnungs- Verhalten geogener Tracer nicht möglich war. Aus der Untersuchung der ¹⁸O- Gehalte werden sich noch einige Ergebnisse zum Anteil von Vor- und Ereigniswasser ergeben. Ausserdem wäre eine weitere Messkampagne sinnvoll, um auch größere Ereignisse beproben und auswerten zu können.

Verzeichnis der Abbildungen

Abbildung 2.1: Übersichtskarte des Rotherdbach- Einzugsgebiets. Aus: Eigene Erhebungen auf der Grundlage einer Karte von SAMBALE & PESCHKE (2001, 152).	3
Abbildung 2.2: Klimadiagramm der Station Zinnwald- Georgenfeld. Aus: PESCHKE ET AL. 1995, 86.	4
Abbildung 2.3: Aufschluss im Interflow- Gebiet nahe der Eosin- Einspeisestelle. Der Zollstock ist 2 Meter lang. Lage siehe Abb. 5.17.	5
Abbildung 2.4: Reaktion der Teileinzugsgebiete auf Niederschlagsereignisse vom 21.8- 3.9.96 Aus: SAMBALE 1998, 98.	7
Abbildung 3.1: Schema eines Verfahrens zur Analyse der Abflussganglinie Aus: DYCK & PESCHKE 1995, 213.	11
Abbildung 6.2: Übersicht über Abflussbildungprozesse und die Studien die bei Felduntersuchungen Hinweise auf diese Prozesse brachten Aus: PEARCE ET AL. 1986.	13
Abbildung 3.3: Konzeptionelles Modell der Abflussbildung durch Makroporen aus: MCDONNELL 1990.	14
Abbildung 6.1.: Abflusspegel im Gebiet Foto: Jens Didzun.	17
Abbildung 6.2: Vergleich der Eimermessungen (Punkte) mit den von der TU Dresden ermittelten Abflussganglinien (Linien).	18
Abbildung 4.3: Einer der verwendeten Apegs.	18
Abbildung 4.4: Detailskizze der Einspeisestellen.	19
Abbildung 4.5: Einspeisung des Eosin- Tracers.	21
Abbildung 4.6: Der Vergleich der 1. Messung und Wiederholung im SOF- Gebiet.	22
Abbildung 5.1: Tageswerte des Niederschlags während und kurz vor dem Untersuchungszeitraum.	25
Abbildung 5.2: Niederschlag und Abflusswerte der drei Pegel als halb- Stunden Werte.	26
Abbildung 5.3, 5.4 und 5.5: Zeitreihen der Anionen, Kationen und Silikat am Pegel des Interflow- Gebietes.	28
Abbildung 5.6, 5.7 und 5.8: Zeitreihen der Anionen, Kationen und Silikat am Pegel des SOF- Gebietes.	29

Abbildung 5.9, 5.10 und 5.11: Zeitreihen der Anionen, Kationen und Silikat am Pegel des SOF- Gebietes.	30
Abbildung 5.12: Mischungsdiagramm von Chlorid und Natrium beider Teileinzugsgebiete.	33
Abbildung 5.13 (links) und 5.14 (rechts): Mischungsdiagramme SO ₄ ²⁻ aufgetragen gegen Cl ⁻ im Interflowgebiet links und im SOF- Gebiet rechts.	34
Abbildung 5.15: Übersicht über Interkorrelationen zwischen den untersuchten Wasserinhaltsstoffen bzw. dem Abfluss.	35
Abbildung 5.16: Konzentrationen der am 18.10.00 eingespeisten Markierstoffe Bromid und Eosin im gesamten Untersuchungszeitraum.	37
Abbildung 5.17: Fluss und Sättigungsflächen mit Konstruktionslinien.	39
Abbildung 5.18:Lufttemperatur an den Tagen an denen das Temperatur- Flusslängsprofil gemessen wurde	40
Abbildung 5.19: Leitfähigkeitsprofil.	41
Abbildung 5.20: Temperaturprofil.	42
Abbildung 5.21: pH- Wert- Profil.	42

Verzeichnis der Tabellen

Tabelle 6.1: Elementkonzentrationen im Niederschlagswasser mittlere Werte von Nov 93 bis Okt 95 auf der Versuchsfläche E1 im Rotherdbachgebiet aus: ABIY (1998) 32.	8
Tabelle 2.2: Gesamtelementgehalte der Mineralbodenhorizonte, Profil R3(Auszug) Aus: ABIY 1998, 24.	8
Tabelle 2.3: pH- Werte sowie Austauschbare Kationen des Profils R3 (μmol/g TB) Aus: Abiy 1998, 25.	9
Tabelle 6.2: Mittlere Stoffkonzentrationen und Frachten im Untersuchungszeitraum.	32

Literatur

- SAMBALE CH.(1998): Experimentelle und modellgestützte Wasserhaushaltsuntersuchungen im System Boden- Pflanze- Atmosphäre. Dissertation am IHI Zittau. IHI – Schriften Heft 8.
- ZIMMERMANN L. FRÜHAUF C., GRÜNWALD T., QUECK R., SURKE M., SEEGERT J., BERNHOFER CH., (1998): Meteorologische Aspekte des Wasserhaushalts von Waldökosystemen im Erzgebirge. In: W.Nebe, A.Roloff, M.Vogel (Hrsg). Waldumbau Erzgebirge. Forstwissenschaftliche Beiträge Tharandt, 181-187.
- ZIMMERMANN F., FIEBIG J., WIENHAUS O.(1998): Immissionen und Depositionen. In: W.Nebe, A.Roloff, M.Vogel (Hrsg). Waldumbau Erzgebirge. Forstwissenschaftliche Beiträge Tharandt, 39-49.
- PESCHKE G., SAMBALE CH. (1998): Hydrologische Umweltfaktoren und Zustandsgrössen für Waldökosysteme im Erzgebirge. In: W.Nebe, A.Roloff, M.Vogel (Hrsg). Waldumbau Erzgebirge. Forstwissenschaftliche Beiträge Tharandt, 188-194.
- NEBE W., ABIY M., OPFERMANN M., WEISKE A., (1998): Standörtliche Grundlagen für den Ökologischen Waldumbau im Erzgebirge. In: W.Nebe, A.Roloff, M.Vogel (Hrsg). Waldumbau Erzgebirge. Forstwissenschaftliche Beiträge Tharandt, 86-87.
- PESCHKE G., BERNHOFER C., FEISTEL U., FRÜHAUF C.(1995): Meteorologische und hydrologische Umweltfaktoren und Zustandsgrößen für Waldökosysteme im Erzgebirge. In: W.Nebe (Projektleiter). Waldumbau Erzgebirge. Verbund-Forschungsprojekt der TU Dresden, 85-94.
- HENNINGSEN, D. KATZUNG, G. (1998): Einführung in die Geologie Deutschlands. 5.Auflage. Stuttgart: Enke, 25-31.
- ABIY, M.(1998): Standortskundliche und hydrochemische Untersuchungen in zwei Wassereinzugsgebieten des Osterzgebirges. Dissertation an der technischen Universität Dresden.
- SAMBALE CH., PESCHKE G. (2001): Experimental analysis of rainfall- runoff events in two small adjacent mountaineous catchments. In: Freiburger Schriften zur Hydrologie, Band 13, 151-158.
- LEIBUNDGUT CH., WERNLI H. (1982): Zur Frage der Einspeisemengenberechnung für Floureszenztracer. Beiträge der Geologie der Schweiz. Bd 28 I, 119–130.

- KÄSS W. (1992): Geohydrologische Markierungstechnik. Lehrbuch der Hydrologie Band 9. Gebrüder Borntraeger, 21ff.
- BLATTNER M., PETER C. (1993): Einsatz künstlicher Tracer in der ungesättigten Zone zur Untersuchung von Fließwegen an bewaldeten Hängen bei simuliertem Starkniederschlag. Diplomarbeit am Institut für Hydrologie an der Albert-Ludwigs- Universität Freiburg. (unveröffentlicht).
- UHLENBROOK S., LEIBUNDGUT CH. (1997): Abflußbildung bei Hochwasser in verschiedenen Raumskalen. Wasser und Boden 9/1997, 13-22.
- BONELL M. (1993): Progress in the understanding of runnoff generation dynamics in forests. Journal of Hydrology 150, 217-275.
- DYCK S., PESCHKE G.(1995): Grundlagen der Hydrologie. 3. Auflage. Berlin: Verlag für Bauwesen.
- ZIMMERMANN S., TÖPFER G. (2001): A knowledge based system to improve the preprocessing of distributed precipitation- runoff models. In: Freiburger Schriften zur Hydrologie, Band 13.
- UHLENBROOK S. (1999): Untersuchung und Modellierung der Abflußbildung in einem mesoskaligen Einzugsgebiet. Freiburger Schriften zur Hydrologie Band 10.
- MCDONNELL J. (1990): A Rationale for Old Water Discharge Through Macropores in a Steep Humid Catchment. Water Recources Research. Vol. 26. No.11, 2821-2832.
- PEARCE A., STEWART M., SKLASH M.(1986): Storm Runoff Generation in Humid Headwater Catchments 1. Where Does the Water Come From? Water Recources Research. Vol 22, No. 8, 1263-1272.
- MIKOVARI A., PETER S.C., LEIBUNDGUT CH. (1995): Investigation of preferential flow using tracer techniques. IAHS Publikation No. 229, 87-97.
- LAUDON L., SLAYMAKER O. (1997): Hydrograph separation using stable isotopes , silica and electrical conduktivity: an alpine example. Journal of Hydrology. No. 201, 82-101.
- WELS C., CORNETT R., LAZERTE B. (1991): Hydrograph separation: a comparison of geochemical and isotopic tracers. Journal of Hydrology, No. 122, 253-274.
- HOOPER R., SHOEMAKER C. (1986): A Comparison of Chemical and Isotopic Hydrograph Separation. Water Recources Research. Vol. 22, No. 10, 1444-1454.
- FEGER K.-H., KÖHLER H., ARMBRUSTER M. (1999): Beeinflussung der Wasserqualität in einem bewaldeten Einzugsgebiet durch biogeochemische Stoffumsetzungen in

bachnahen Böden. Forstwirtschaftliche Cbl.188, 345-35.

SACHS L. (1997): Angewandte Statistik. 8. Auflage. Springer Verlag.

- MÜLLER H. E. (1995): Hydrochemische Untersuchungen und Datenauswertung. Skript zum Laborseminar Hydrologie. Institut für Hydrologie an der Albert Ludwigs Universität Freiburg.
- HOHL R. (HRSG.) (1985): Die Entwicklungsgeschichte der Erde. 6. Aufl. Hanau: Verlag Werner Dausien, 28.
- LINDENLAUB M. (1998): Abflusskomponenten und Herkunftsräume im Einzugsgebiet der Brugga: Aspekte Zeitlicher und räumlicher Skalierung. Dissertation am Institut für Hydrologie an der Albert- Ludwigs- Universität Freiburg, 48.
- SCHEFFER F., SCHACHTSCHABEL P.(1998): Lehrbuch der Bodenkunde. 14.Aufl. Stuttgart: Ferdinand Enke Verlag.

Ehrenwörtliche Erklärung

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

Ort, Datum

Unterschrift