

**Institut für
Wasserwirtschaft und Kulturtechnik
Universität Karlsruhe (TH)**

**Die Identifikation hydrologischer Prozesse
im Einzugsgebiet des Dürreychbaches
(Nordschwarzwald)**

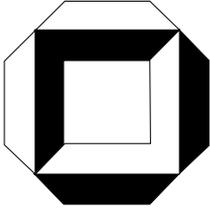
Markus Casper

Heft 210

ISSN 0176 - 5078

Mitteilungen des Instituts für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik
der Universität Karlsruhe (TH)
mit "Theodor-Rehbock-Wasserbaulaboratorium"
Herausgeber: Prof. Dr.-Ing. Dr. h. c. Franz Nestmann, Ordinarius

2002



**Institut für
Wasserwirtschaft und Kulturtechnik
Universität Karlsruhe (TH)**

**Die Identifikation hydrologischer Prozesse
im Einzugsgebiet des Dürreychbaches
(Nordschwarzwald)**

Markus C. Casper

Heft 210

Mitteilungen des Instituts für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik
der Universität Karlsruhe (TH)
mit "Theodor-Rehbock-Wasserbaulaboratorium"
Herausgeber: Prof. Dr.-Ing. Dr. h. c. Franz Nestmann, Ordinarius

2002

Die Identifikation hydrologischer Prozesse im Einzugsgebiet des Dürreychbaches (Nordschwarzwald)

Zur Erlangung des akademischen Grades eines

DOKTOR-INGENIEURS

von der Fakultät für
Bauingenieur- und Vermessungswesen
der Universität Fridericiana zu Karlsruhe (TH)

genehmigte

DISSERTATION

von

Dipl.-Geoökol. Markus C. Casper

aus Schorndorf /Württ.

Tag der mündlichen Prüfung: 15. Februar 2002

Hauptreferent: Prof. em. Dr.-Ing. Dr.-Ing. E.h. Erich J. Plate

Korreferent: Prof. Dr.-Ing. Dr. h.c.mult. Franz Nestmann

Karlsruhe 2002

Vorwort

Hydrologische Prozessforschung ist eine wichtige Voraussetzung für die Entwicklung prognosefähiger, hydrologischer Simulationsmodelle. Denn nur die genaue Kenntnis der in der Natur ablaufenden Vorgänge versetzt uns in die Lage, zukünftiges Abflussverhalten unter möglicherweise veränderten Randbedingungen vorherzusagen (z.B. durch Klima- oder Nutzungsänderungen).

Hydrologische Prozessforschung bildet auch die Grundlage für den Entwurf und die Bewertung konzeptioneller Modellansätze, wenn sie versucht, großräumig dominierende Abflussbildungsprozesse zu beschreiben und eine Verbindung zu breitenverfügbaren Informationen herzustellen (Pedologie, Relief, Nutzung, Vegetationsausstattung).

Mit der Einrichtung des hydrologischen Testgebietes „Dürreychbachtal“ im Nordschwarzwald durch die AG Dürreych (Koordination M. Casper) wurde die am ehemaligen Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft (Leitung Prof. Dr.-Ing. Dr.-Ing. E.h. E.J. Plate) durch das sog. „Weiherbachprojekt“ begründete Forschungsrichtung, Feldforschung in einen engen Austausch mit der Entwicklung hydrologischer Simulationsmodelle zu stellen fortgesetzt. Im Rahmen des DFG-Graduiertenkollegs „Ökologische Wasserwirtschaft“ und der Landesgraduiertenförderung haben die Forschungsarbeiten eine inhaltliche und finanzielle Verankerung erfahren. Mit der Emeritierung von Professor Plate und der Auflösung des Institutes ging die Zuständigkeit für das Projekt an das Institut für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik über.

Mit der vorliegenden Arbeit und den im Laufe des Jahres 2002 folgenden Arbeiten von Dipl.-Biol. Holger Volkmann und Dipl.-Geoökol. Guido Waldenmeyer werden umfangreiche Erkenntnisse zur Identifikation und räumlichen Lokalisierung hydrologischer Prozesse im Einzugsgebiet des Dürreychbaches der wissenschaftlichen Öffentlichkeit zugänglich gemacht.

Karlsruhe, im April 2002

F. Nestmann

Danksagung

Die Fertigstellung dieser Arbeit war nur möglich durch die Mithilfe vieler. Um nicht die namentliche Erwähnung einer Person zu versäumen, soll an dieser Stelle nur einigen gedankt werden, quasi stellvertretend für alle.

An erster Stelle möchte ich Herrn Prof. Dr.-Ing. Dr.-Ing. E.h. E.J. Plate für die Übernahme des Hauptreferates danken. Von ihm kam auch die Idee zur Einrichtung des hydrologischen Messgebietes Dürreychbachtal und die personelle und finanzielle Verankerung der umfangreichen Forschungsarbeiten im DFG-Graduiertenkolleg „Ökologische Wasserwirtschaft“, dessen Sprecher Professor Plate damals war.

Die Arbeitsgruppe Dürreych bestand aus den Herren Dr.-Ing. Jochen Aberle (Promotion im Jahr 2000), Dipl.-Biol. Holger Volkmann, Dipl.-Geoökol. Guido Waldenmeyer (Promotion im Laufe des Jahres 2002) und Frau Dipl.-Geogr. Andrea Zielke (bis zum Frühjahr 1999). Nur durch eine intensive und freundschaftliche Zusammenarbeit konnten die umfangreichen Geländearbeiten bewältigt und diverse wissenschaftliche Hürden genommen werden.

An dieser Stelle soll auch der Koordinatorin des Graduiertenkollegs Frau Dr. rer. nat. C. Kämpf gedankt sein für ihre tatkräftige Unterstützung vor allem in finanziellen Fragen. Nur so konnten die notwendigen Messgeräte beschafft und die umfangreichen Analysen finanziert werden.

Ebenfalls danken möchte ich Herrn Professor Dr.-Ing. Dr. h.c. mult. Franz Nestmann für die Übernahme des Korreferates.

Erinnern möchte an dieser Stelle an Herrn Professor Dr. Gerd Peschke (†): Seine fachkundigen Kommentare (nach ausgiebiger Geländebegehung und langen, fruchtbaren Diskussionen sowohl in Karlsruhe als auch am IHI in Zittau) gaben die entscheidenden Impulse zum Gelingen dieser Arbeit.

Stellvertretend für die Forstverwaltung (Forstdirektion Karlsruhe und Forstbezirk Gernsbach) möchte ich den Revierförster Herrn A. Wieland und den einzigen Bewohner des Einzugsgebietes Herrn Axel Gulde für ihr Entgegenkommen bei der Nutzung forstlicher Einrichtungen danken.

Zahlreiche Wissenschaftliche Hilfskräfte haben zum Gelingen der Forschungsarbeiten im Dürreychgebiet beigetragen. Stellvertretend für die Hilfskräfte sollen hier Martin Henning, Mailin Erberle und Christina DosSantos Erwähnung finden.

Auch die Ergebnisse verschiedener Diplom-, Vertiefer- und Zulassungsarbeiten sind in diese Arbeit eingeflossen. Die Verfasser finden alle im Text selbst namentliche Erwähnung.

Meiner Familie und meinen Freunden gilt mein Dank vor allem für ihre Unterstützung in den kritischen Phasen dieser Arbeit.

Kurzfassung

Im ersten Teil dieser Arbeit wurde versucht, die wichtigsten Abflussbildungsprozesse im Gebiet des Dürreychbaches (Nördlicher Buntsandstein-Schwarzwald) in ihrer raum-zeitlichen Dynamik zu erfassen:

Die Quellen des Gebietes stellen den gesamten Basisabfluss des Gebietes. Eine direkte Kopplung von Quell- und Bachabfluss konnte nicht nachgewiesen werden. Nur für extreme Ereignisse ($> HQ1$) und hohe Grundwasserstände konnte im Unterlauf des Dürreychbaches ein nennenswerter Beitrag tieferen Grundwassers nachgewiesen werden. In allen sonstigen Fällen muss angenommen werden, dass dem Einzugsgebiet große Mengen an Grundwasser (ca. 400 mm a^{-1}) verloren gehen, eine geschlossene Wasserbilanz für den Pegel am Gebietsauslass ist somit nicht möglich.

Abfluss aus der Bachau und bachnahen Wegeflächen (Sättigungsflächenabfluss und Horton'scher Oberflächenabfluss) stellt die schnellsten Abflusskomponenten bereit. Mit maximal 1.2% beitragender Fläche ist der Abfluss aus der Bachau jedoch nur bei trocknen Vorbedingungen die dominierende Abflusskomponente.

Sehr schnell abflussaktiv werden die gut drainierten Flächen der Hochlagen. Sie stellen für mittlere Feuchtebedingungen den Hauptanteil (50-80%) des Abflusses am Gebietsauslass (überwiegend Sättigungsflächenabfluss). Wegen des hohen Gehaltes an DOC (braune Farbe, Schaumbildung) ist dieser Beitrag auch optisch leicht zu identifizieren.

Mit zunehmender Ereignisdauer dehnen sich die abflussaktiven Flächen stark aus, auch die weniger gut ans Drainagenetz angekoppelten Plateauflächen werden abflusswirksam.

Mit zunehmender Ereignisdauer kommt es auch auf den Hängen infolge einer durch Ortsteinbildung gehemmten Tiefenversickerung zu einer Zunahme der schnellen Interflowanteile. Vor allem an Hangknicken und Wegeanschnitten wird dieser Fliessvorgang im sehr makroporösen Oberboden sichtbar („Pipe Flow“). Zunehmende Ereignisdauer und auch hohe Intensitäten verstärken den Interflowanteil am Gesamtabfluss immer mehr. Der Anteil des Abflusses von den Hochlagen sinkt hingegen.

Während der Abfluss von den Hochlagen nach Ereignisende relativ schnell versiegt, bleibt die Neigung der Hänge zur Bildung von schnellem Interflow noch einige Zeit erhalten. Relativ langsamer Interflow oberhalb der Ortsteinschicht hält die hohe Sättigung der Böden aufrecht.

Deutlich wurde die hohe Infiltrationsleistung der Waldböden der Hänge. Eine Abflussreaktion auf den Hängen ist deshalb nur bei sehr feuchten Vorbedingungen oder extremeren Ereignissen zu erwarten.

Die Abflussbereitschaft der Hänge korrelierte sehr gut mit den Messungen in 23 und 7 cm Tiefe an einem Bodenprofil in steiler Hanglage. Dieser Standort darf somit als repräsentativ für Standorte mit schnellem Interflow angesehen werden.

Auch für die Sättigungsflächen der Hochlagen existiert ein Schwellenwert, jenseits dessen Abfluss einsetzt. Vorher infiltriert aller Niederschlag. Mittels TDR-Sonden gemessene Sättigung in 20 cm Tiefe in einer Sättigungsfläche der Hochlagen korrelierte sehr gut mit dem Einsetzen von Abfluss aus diesem Einzugsgebiet. Die gute Drainage der Hochlagen führt zu einer schnellen Bereitstellung von Bodenwasser. Isotopenmessungen und der gleichmäßig hohe Gehalt an DOC ließen den Schluss zu, dass es sich dabei größtenteils um Vorereigniswasser handelt, das bei der

Abflussbildung eine intensive Mischung mit dem Ereigniswasser erfährt. Das Speichervermögen dieser Flächen ist ebenfalls beträchtlich.

Standorte ohne eine infiltrationshemmende Stauschicht im Unterboden zeigen durch das allgemein sehr sandige und stark makroporöse Substrat extrem hohe Infiltrationsraten. Einzig größere Mengen an Hangzuschusswasser (auch als Return Flow an Hangknicken) führen auch hier zeitweilig zu oberflächlichem Abfluss. Extrem feuchte Gebietszustände ziehen dann auch größere Erosionsvorgänge nach sich. Neben starker Subrosion (Ausspülung des Oberbodens) wurde auch Rinnenbildung in Tiefenlinien oder auf Rückegassen und eine Abspülung von Wegeschotter beobachtet.

Im Zusammenhang mit dem HHQ vom 28./29.10.1998 kam es auch zu kleineren Erdrutschen und einer vollständigen Umgestaltung des Hauptgerinnes. Dabei wurde große Mengen an Steinen und Blöcken umgelagert. Auch ein vor 150 Jahren angelegter Weg wurde zerstört. Diese Vorgänge sind jedoch als äußerst selten zu betrachten, für Ereignisse $< HQ5$ ist das Gerinne in jedem Falle als stabil anzusehen.

Im zweiten Teil dieser Arbeit wurden drei Simulationsmodelle mit unterschiedlichem Abstraktionsgrad eingesetzt, um ihre prinzipielle Eignung für die Simulation der beobachteten Prozesse zu ermitteln:

Gerade bei den schnellen Prozessen (Sättigungsflächenabfluss und schneller Interflow) hatten die beiden mehr konzeptionellen Ansätze große Schwächen. Dies lag zum einen an der zeitlichen Auflösung (eines der Modelle rechnete in Tageszeitschritten), aber auch am zugrunde liegenden Konzept, das es entweder nicht erlaubte, einen echten Raumbezug herzustellen (räumliche Auflösung zu grob) oder aber die notwendigen Prozesse gar nicht erst enthielt (z.B. Interflow auf Hängen infolge Schichtung).

Als sehr unbefriedigend erwies sich der TOPMODEL-Ansatz nach BEVEN & KIRKBY (1979), da hier weder die räumliche Lage der Indexwerte zum eigentlichen Abflussgeschehen passte noch Sättigungsflächenabfluss unabhängig vom Grundwasserstand simulierbar war.

Als sehr flexibel erwies sich hingegen ein mehr physikalisch-begründeter Ansatz, da hier Prozess- und Modellscale besser zusammenpassten. So ließ sich ein Zusammenhang von beobachteten Vorgängen und Simulationsergebnis herstellen. Allerdings wären hier noch umfangreiche Parameterstudien notwendig gewesen, um befriedigende Simulationsergebnisse zu erreichen. Denn es zeigte sich eine sehr große Abhängigkeit der Ergebnisse von der räumlichen Diskretisierung (v.a. Länge und Breite der einzelnen Hangelemente und Berechnungsknotenabstand). Auch fehlte diesem Modell ein geeigneter Grundwasserteil.

Erst eine detaillierte Prozesskenntnis setzt den Modellierer in die Lage, die Ergebnisse eines Simulationsmodells zu bewerten. Allerdings geht mit zunehmenden Abstraktionsgrad des Modellkonzeptes der konkrete räumliche Bezug verloren. Die Verwendung von Punktmessungen, Tracerdaten oder Prozessbeobachtungen zur Modellkalibrierung tritt damit in den Hintergrund. Der Übergang von einer echten Verhaltensklärung (durch „physikalisch-basierte“ Modelle) zur einer reinen Verhaltensnachahmung („black box“-Ansätze) ist jedoch wegen der hohen Komplexität natürlicher Systeme insbesondere für den operationellen Einsatz unumgänglich. Hier muss jedoch darauf geachtet werden, solche Modelle niemals zu Prognosezwecken (Extrapolation) einzusetzen.

Abstract

The first part of this work deals with the most important runoff generation processes and their spatial and temporal distribution in the study area, the catchment of the Duerreychbach, Northern Black Forest, Germany:

The perennial springs generate the entire base flow in the study area. A direct interaction of base flow and surface runoff could not be proven. Only for extreme events ($> HQ1$) and high ground water levels a substantial contribution of deep ground water to runoff could be measured in the lower part of the catchment.

The calculation of a closed water balance for the catchment outlet is not possible: Large amounts of groundwater (approx. 400 mm a^{-1}) are exported.

Runoff from the alluvial plain and the tracks near the stream (saturation excess flow and Hortonian overland flow) are the fastest runoff components. But, with a maximum contributing area of 1.2%, runoff generated in the alluvial plain dominates the hydrograph only for dry pre-event conditions.

The well drained plateau area shows a fast runoff reaction. For medium moisture conditions these contributions dominate the runoff at the catchment outlet (50-80%). Caused by its high DOC concentration (brown colour, scum) water from the plateau areas can be visually detected. With longer event duration the contributing area grows and also areas with lower connectivity to the drainage network start to contribute to runoff.

The abundance of iron pans in the hillslope soils (mostly Podsoles) reduces the percolation rate of the soils and causes fast interflow in the macroporous humic layer for larger rainfall events. In depressions or where the soil is cut by tracks this flow process ("Pipe Flow") becomes visible. Growing event duration and high intensities rises the portion of interflow within the total runoff at the catchment outlet. However, the portion of runoff from the plateau region decreases.

While runoff from the plateau region dries up quite fast, the tendency of interflow generation on the hillslopes remains for a certain time: Relatively slow interflow on top of the iron layer keeps the saturation of the soil high.

The infiltration capacity of the upper horizons of the forest soils is very high. Only for very wet pre-event conditions or extreme events a strong reaction of the hillslope can be expected.

Runoff production on the hillslope showed a strong correlation to TDR-measurements in depths of 22 and 7 cm in a soil profile on a steep hillslope (Podsol). This location can be seen as representative for areas able to produce fast interflow.

A threshold for runoff generation exists also for the saturation areas of the plateau region. Prior to saturation at this location, all rain infiltrates and no runoff is generated. Saturation measured by TDR-probes in 20 cm depth at one location correlates very well with the starting point of runoff at the local gauging station. A dense drainage network delivers soil water very fast. Using isotope and DOC measurements (showing a stable isotope composition and a high and stable DOC-concentration) it could be concluded that (for wet pre-event conditions) the runoff consists mainly of pre-event water which is very well mixed with event-water during the runoff process. But nevertheless the storage capacity (for dry pre-event conditions) of the plateau area is very high.

Locations without horizons of low infiltration capacity sometimes show extremely high infiltration rates, caused by its sandy, macroporous soil properties (mostly Cambisols or Cambisols-Podsols). Surface runoff could only be observed in the case that large contributions of hillslope water and return flow in depressions cumulates. For these conditions different erosion processes were active: Besides subrosion (wash out within the upper soil layer) also rill and gully erosion along natural channel structures or tracks was observed.

During the largest observed flood (HHQ, 28./29.10.1998) small landslides were generated. The main channel was completely rebuilt. Large amounts of stones and blocks were transported over long distances. A 150 year old track has been destroyed. The structure of the main channel remains stable for events with a recurrence interval of 5 or less years.

In the second part of this study three numerical simulation models with a different degree of abstraction were applied to determine their principal suitability for the simulation of the observed processes:

Concerning the fast processes (e.g. saturation excess flow and fast interflow) the two conceptual approaches showed disappointing results. On the one hand this was caused by their temporal resolution (one of the models uses daily time steps). But on the other hand this was caused by the underlying concepts which do not allow to maintain a spatial relation between model and reality (spatial resolution too coarse) or which do not reflect the real processes at all (e.g. interflow in hillslope caused by layered soil).

Simulations based on the TOPMODEL-approach by BEVEN & KIRKBY (1979) were very disappointing. Neither the spatial distribution of the Index values fitted the observed runoff generation processes nor the simulation of saturation excess flow independently from the local groundwater table was possible.

The physically based approach was very flexible. The relation between process and model scale was closer to reality. It was possible to find a strong correlation between observed processes and simulation results. For more satisfying simulation results further parameter studies are necessary. The results depended very much on the spatial discretisation of the model (length and width of the hillslopes; distances between simulation nodes). In addition this simulation model lacks a groundwater part.

Only a detailed process knowledge enables the modeller to evaluate simulation results. But an increasing degree of model abstraction results in loss of spatial relation. This makes point measurements, tracer data or process observations less useful for model parameterisation, calibration and evaluation. Because of the high complexity of natural systems the transition from explanation of system behaviour (by “physically based” models) towards a pure behaviour imitation (by “black box” approaches) is necessary, especially for the operational application of models. But in this case it must be guaranteed that those models are not used for extrapolation purposes.

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort	
Danksagung	
Kurzfassung	
Abstract	
Inhaltsverzeichnis	

1. Einleitung	1
1.1. Problemstellung.....	2
1.2. Hydrologische Prozessstudien, Entwicklung und Test hydrologischer Simulationsmodelle.....	5
1.3. Zur Geschichte des hydrologischen Testgebietes Dürreychbachtal	8
2. Untersuchungsgebiet, räumliche Datengrundlagen und Literaturwissen 11	
2.1. Geographische Lage und naturräumliche Einordnung	11
2.2. Lage der Messeinrichtungen.....	12
2.3. Geologie.....	13
2.3.1 Stratigraphie der Festgesteine.....	13
2.3.2 Einfluss der Geologie auf die N-A-Prozesse	14
2.4. Geomorphologie	15
2.4.1 Morphogenese und Schuttdecken	16
2.4.2 Einfluss der Morphologie auf die N-A-Prozesse	17
2.5. Böden	18
2.5.1 Bodeninventar.....	18
2.5.2 Die Rolle des Bodens im N-A-Prozeß	18
2.6. Vegetation.....	20
2.6.1 Vegetationsverbreitung.....	20
2.6.2 Die Funktion des Waldes im N-A-Prozeß	20
2.7. Wegenetz und Waldnutzung.....	22
2.7.1 Wegenetz und Waldnutzung.....	22
2.7.2 Einfluss der Waldnutzung auf N-A-Prozesse	22
2.8. Abflussbildungsprozesse, Begriffsdefinitionen.....	23
3. Methoden und Messeinrichtungen.....	27
3.1. Geländeerhebungen	27
3.1.1 Kartierungen von Boden, Vegetation und Erosionserscheinungen.....	27
3.1.2 Geophysikalische Untersuchungen (Refraktionsseismik)	27
3.2. Meteorologie.....	28

3.2.1	Niederschlagsmessung.....	28
3.2.2	Energiebilanz.....	29
3.3.	Erhebung und Analyse hydrologischer Daten.....	29
3.3.1	Der Hauptpegel.....	29
3.3.2	Nebenpegel.....	31
3.3.3	Quellschüttungsmessungen.....	33
3.3.4	Messungen der Bodenwasserdynamik.....	33
3.3.5	Ganglinienanalysen.....	34
3.4.	Hydrochemie und Tracermethoden.....	37
3.4.1	Typisierung der Quellen.....	37
3.4.2	Isotopenmethoden.....	37
3.4.3	DOC als Tracer.....	40
3.4.4	Silizium als Tracer.....	41
3.4.5	Kombinierte Methoden.....	41
3.4.6	Kationenanalytik für Mehrkomponententrennung.....	45
3.5.	Digitale Reliefanalyse und Fernerkundung.....	46
3.5.1	Ableitungen auf Basis des Digitalen Höhenmodells.....	46
3.5.2	Orthophotos.....	46
3.5.3	Landsat-TM-Szenen.....	46
3.6.	GIS-basierte Ableitung von Indices zur Abflussneigung.....	47
3.6.1	Hintergrund.....	47
3.6.2	Sättigungsflächenindex.....	47
3.6.3	Interflowindex.....	48
3.6.4	Kombination von Sättigungsflächen- und Interflowindex.....	49
3.7.	GIS und Datenbank.....	51
3.7.1	Hintergrund.....	51
3.7.2	Datenmodell für Messdaten.....	52
3.7.3	Räumliche Projektdaten.....	53
3.7.4	Kopplung GIS-Datenbank-Modelle, Datenweitergabe.....	54
4.	Gliederung der Abflussprozesse.....	55
4.1	Einführung und Begriffsdefinitionen.....	55
4.2	Integrale Größen.....	56
4.2.1	Gewässerkundliche Hauptzahlen und Jährlichkeiten für den Pegel Dürreychbach.....	56
4.2.2	Langfristige Wasserbilanz (Pegel Eyachmühle und Pegel Dürreychbach).....	57
4.2.3	Abflussreaktionen am Hauptpegel.....	58
4.2.4	Wasserbilanzen an den Nebenpegeln (Intensivmessphase).....	61
4.3	Grundwasserabfluss: Die Quellen.....	63
4.4	Sättigungsflächenabfluss.....	67
4.4.1	Messungen auf Teileinzugsgebietsskala: Hochfläche.....	67
4.4.2	Klimamessstation Freifläche.....	67
4.4.3	Beziehung zwischen Punktmessung der Bodenfeuchte und Pegelabfluss.....	70
4.4.4	DOC als Tracer im Einzugsgebiet des Pegel Lerchenstein.....	73
4.4.5	DOC als Tracer im Einzugsgebiet des Pegels Stillwasserhütte.....	77
4.4.6	Allgemeines Modellkonzept für die Sättigungsflächen der Hochlagen.....	78
4.4.7	Messungen auf Teileinzugsgebietsskala: Kare.....	79
4.4.8	Die Bachaue.....	80
4.4.9	Räumliche Verteilung der Abflussneigung von Sättigungsflächen.....	82

4.5	Hänge (mit Interflow)	83
4.5.1	Messungen auf der Plotskale (Bodenprofil 1)	83
4.5.2	Messungen auf Teileinzugsgebietskale	85
4.5.3	Modellkonzept für Interflow	87
4.5.4	Räumliche Verteilung interflowaktiver Flächen	88
4.6	Infiltrationsflächen	89
4.7	Horton'scher Oberflächenabfluß	91
4.8	Das oberirdische Entwässerungsnetz	92
4.9	Schnelle Grundwasserabflusskomponenten	93
4.10	Die Rolle der Vegetation	96
4.10.1	Interzeptionsspeicher	96
4.10.2	Der Wurzelraum und Einfluss auf Bodenbildung	96
4.11	Statische Raumgliederung der Abflussprozesse	97
4.12	Dynamische Raumgliederung der Abflussprozesse	98
4.12.1	Abgrenzung verschiedener Gebietszustände	98
4.12.2	Gebietszustand 1: Nur Bachaue abflussaktiv	99
4.12.3	Gebietszustand 2: Sättigungsflächen der Hochlagen abflussaktiv	101
4.12.4	Gebietszustand 3: Einzelne Hänge erhalten Gewässeranbindung	103
4.12.5	Gebietszustand 4: Deutliche Interflowanteile treten auf	105
4.12.6	Gebietszustand 5: Größtes gemessenes Hochwasser (HHQ)	107
5.	Modellanwendungen	109
5.1.	Typisierung hydrologischer Simulationsmodelle	109
5.2.	Datengrundlage	111
5.3.	Bewertungskriterien	113
5.4.	PRMS (Tageswertbasis / Langzeitsimulation)	114
5.4.1	Modellkonzept	114
5.4.2	Räumliche Diskretisierung	116
5.4.3	Parametrisierung	117
5.4.4	Ergebnisse	118
5.4.5	Bewertung	120
5.5.	WASIM-ETH (Stundenwertbasis / Langzeitsimulation)	122
5.5.1	Modellkonzept	122
5.5.2	Räumliche Diskretisierung	124
5.5.3	Parametrisierung / Kalibrierung	124
5.5.4	Ergebnisse	126
5.5.5	Bewertung	128
5.6.	CATFLOW (Stundenwertbasis / Kurzzeitsimulation)	130
5.6.1	Modellkonzept	130
5.6.2	Räumliche Diskretisierung	131
5.6.3	Parametrisierung	132
5.6.4	Ergebnisse	134
5.6.5	Bewertung	140
5.7.	Zusammenfassende Betrachtung und Bewertung	141

6. Diskussion und Ausblick	145
6.1. Abflussbildungsprozesse und ihre prinzipielle Modellierbarkeit	145
6.2. Abstraktion und Ähnlichkeit.....	149
6.3. Einige Kriterien zur Modellauswahl.....	150
6.4. Ausblick.....	151

Literaturverzeichnis	153
-----------------------------------	------------

Abbildungs- und Tabellenverzeichnis	166
--	------------

ANHANG



Das Hydrologische Testgebiet Dürreychbachtal (590-950 mNN)

Oben: Der Pegel Stillwasserhütte (840 m NN)

Unten: Das zentrale Einzugsgebiet Stillwasserhütte, Blick nach Norden

gewidmet Herrn Professor Dr. G. Peschke(†)

1. Einleitung

1.1. Problemstellung

Hydrologische Simulationsmodelle werden in Praxis und Forschung in vielfältiger Art und Weise eingesetzt. Die Anwendungen gehen von kurzfristigen Hochwasservorhersagen bis hin zu Langfristprognosen unter Einbeziehung verschiedener Klimaszenarien (OLIVER & OLIVER, 1995; REFSGAARD & ABBOTT, 1996). Dabei kommen immer häufiger Modelle¹ zum Einsatz, die eine sehr starke räumliche und zeitliche Differenzierung erlauben. Die dabei notwendige Parametrisierung der einzelnen Modellbausteine (Submodelle, Rasterzellen etc.) erfolgt dabei mehr oder minder aufwändig meist anhand breitenverfügbarer Informationen (Bodentyp, Vegetationsart, Neigung, Exposition etc.). Für die eigentliche Kalibrierung eines Modells stehen dagegen oft nur sehr spärliche Informationen zur Verfügung (REFSGAARD, 1997). Häufig beschränken sich diese auf die Abflussganglinien an wenigen Pegeln. Diese Ganglinien entstehen jedoch durch die Überlagerung von Abflussanteilen ganz unterschiedlicher Abflussbildungsprozesse im betrachteten Einzugsgebiet, so dass meist nur sehr begrenzte Informationen über die raum-zeitliche Abfolge von Abflussprozessen vorliegen. Einfache grafische Verfahren zur Trennung von Basis- und Direktabfluss werden den wirklichen Vorgängen im Gebiet nicht gerecht. Anspruchsvollere Verfahren zur Ganglinienseparation (DYCK & PESCHKE, 1995; SCHWARZE ET AL., 1995) erlauben zwar die Trennung von 3-5 verschiedenen Komponenten, doch ist auch hier eine räumliche Zuordnung der Abflussanteile nicht möglich.

Insbesondere die schnellen Abflusskomponenten können auf ganz unterschiedliche Weise an ganz unterschiedlichen Orten entstehen (z.B. Horton'scher Oberflächenabfluss² von versiegelten Flächen, Sättigungsflächenabfluss aus Feuchtfächen oder der Flussaue, Druckantwort des Grundwasserleiters in der Flussaue, schneller Interflow oder sog. Pipe Flow in steilen, bewaldeten Hanglagen). Die Kenntnis der abflussbildenden Prozesse in einem Einzugsgebiet verschafft dem Hydrologen somit erst die Voraussetzungen, bestehende Modelle auf Ihre „Realitätsnähe“ zu prüfen und Konzepte zu entwickeln, die jeweils maßgeblichen Abflussbildungsprozesse eines Gebietes zu erfassen und modelltechnisch umzusetzen (DFG-Schwerpunktprogramm „Abflussbildungsprozesse“). Denn modelltheoretisch kann ein Simulationsmodell nur dann den Anspruch erheben, prognosefähig zu sein, wenn es in der Lage ist, die raum-zeitliche Dynamik der in einem Einzugsgebiet dominierenden Abflussbildungsprozesse abzubilden. Dies bedeutet, dass das Verhalten des Realsystems durch die Nachbildung der wesentlichen System- und

¹ Der Begriff „Modell“ wird hier synonym zu den exakteren Begriffen „Simulationsmodell“ oder „numerisches Modell“ verwendet. Der Begriff Modell umfasst in der Literatur jedoch auch das deskriptive und das grafische Modell (FALKENBURG, 1997), das in dieser Arbeit jedoch zur Unterscheidung als „Modellvorstellung“ bezeichnet wird.

² In Kapitel 2 und im Anhang A findet sich eine ausführliche Erklärung der hier verwendeten Begriffe

Wirkungsstrukturen erzeugt werden muss (BOSEL, 1994). Dieses Kriterium wird bei sog. Black-Box-Modellen grundsätzlich nicht erfüllt, da hier das eigentliche System unbekannt bleibt, nur seine Wirkung wird durch eine mathematische Systemfunktion nachgeahmt. Black-Box-Modelle - als Beispiel sei hier das Einheitsganglinienverfahren genannt - stellen die größtmögliche Abstraktion von der Realität dar. Die Übergänge in Richtung größerer Realitätsnähe sind hingegen fließend. Konzeptionelle Ansätze (meist auf der Basis von Speicheranalogien) und physikalisch basierte Ansätze mischen sich und reduzieren mit zunehmender räumlicher und prozessbezogener Differenziertheit den Abstraktionsgrad des Modells (MILLER ET AL., 1999). Gleichzeitig nehmen die Anforderungen an die Parametrisierung und die Verfügbarkeit zeitlich und räumlich fein aufgelöster Messdaten zur Überprüfung, Kalibrierung und Weiterentwicklung solcher Modelle zu. Neue Verfahren zur Übertragung von leicht verfügbarer Informationen in Modellparameter sind zu entwickeln. Methoden zur Überprüfung eines Modells auf seine Prognosefähigkeit werden vor allem im Hinblick auf die Verwendung hydrologischer Modelle in Rahmen langfristiger Klimaszenarienrechnungen gebraucht.

Grundlage solcher Arbeiten ist die möglichst genaue Kenntnis der abflussbildenden Prozesse in ihrer räumlichen und zeitlichen Verteilung in möglichst vielen, möglichst unterschiedlichen Einzugsgebieten. Die Arbeiten der Mitglieder der Arbeitsgruppe Dürreych³ leisten einen Beitrag dazu.

In einem bewaldeten Einzugsgebiet des nördlichen Buntsandstein-Schwarzwaldes - im Tal des Dürreychbaches – wurde versucht, im Rahmen eines multidisziplinären Ansatzes die dominierenden Abflussbildungsprozesse zu identifizieren, sie in ihrer räumlichen und zeitlichen Dynamik zu erfassen und darzustellen. Das so gewonnene Wissen wurde in vielfältiger Form aufbereitet (Datenbank, GIS-Datensätze, Meßmethoden, zahlreiche „Softinformationen“ über das Gebietsverhalten) und stehen damit auch für die systematische Überprüfung und Weiterentwicklung hydrologischer Simulationsmodelle zur Verfügung (Abbildung 1-1).

Innerhalb der Arbeitsgruppe Dürreych an der Universität Karlsruhe wurden vier größere Themenbereiche abgedeckt, die sich inhaltlich mehr oder weniger überlappen.

- Hydrometrische und tracerhydrologische Untersuchungen des Abflussverhaltens (Markus Casper, Institut für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik),
- Ausgliederung von Flächen gleichen Abflussverhaltens basierend auf der Forstlichen Standortskarte (FSK) (Guido Waldenmeyer, Institut für Geografie und Geoökologie),
- Untersuchungen zur Einsetzbarkeit von DOC als Tracer zur Identifikation hydrologischer Prozesse (Holger Volkmann, Institut für Ingenieurbiologie und Biotechnologie des Abwassers),

³ Die AG Dürreych war Bestandteil des DFG-Graduiertenkollegs „Ökologische Wasserwirtschaft“ und wurde hauptsächlich aus Mitteln der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) und des Landes Baden-Württemberg im Rahmen der Landesgraduiertenförderung finanziert.

- Untersuchungen zur Gerinnestabilität (Bachbettmorphologie) (Jochen Aberle, Institut für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik).

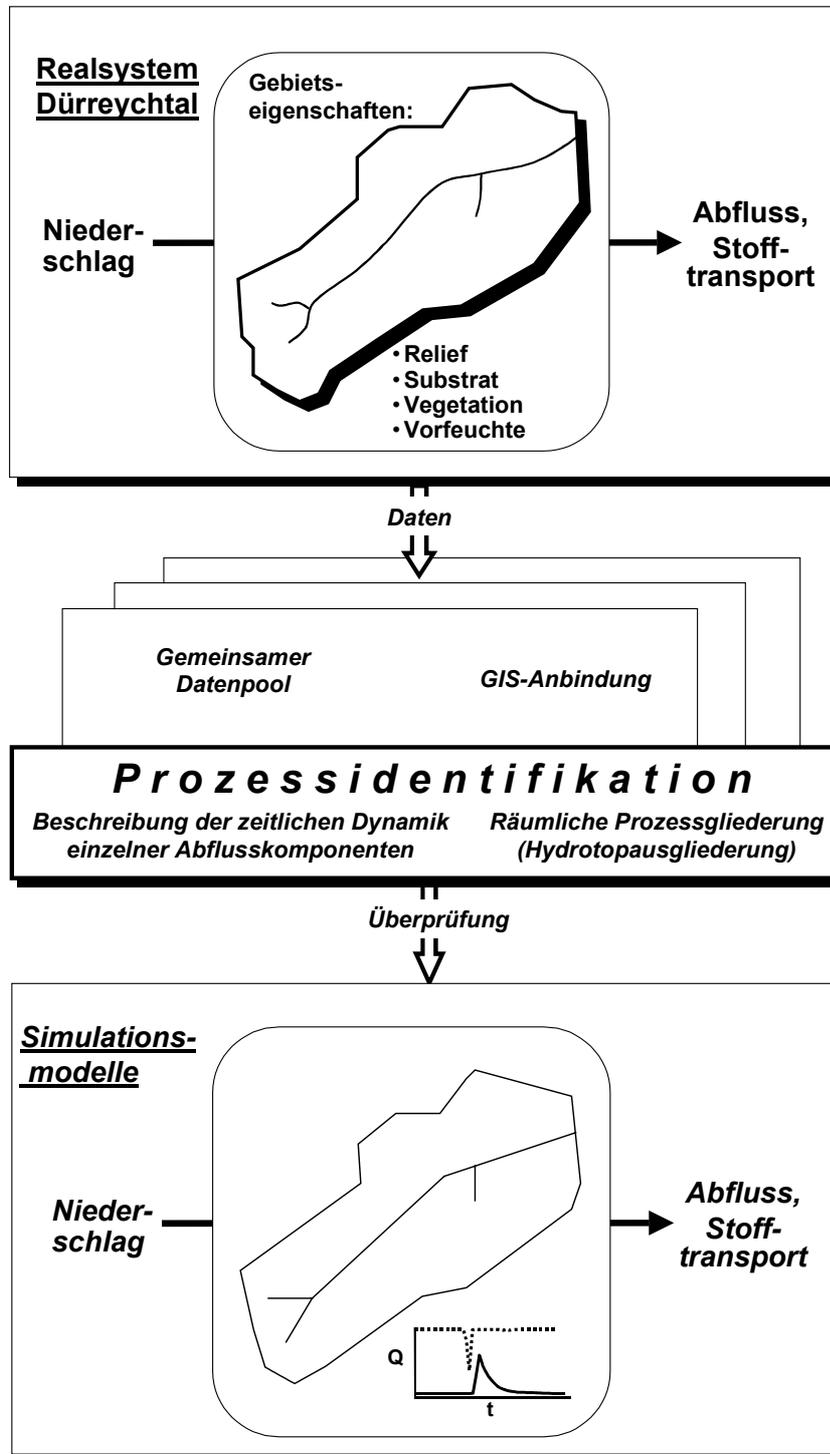


Abbildung 1-1: Struktogramm: Forschungsarbeiten der AG Dürreych

1.2. Hydrologische Prozessstudien, Entwicklung und Test hydrologischer Simulationsmodelle

Hydrologische Prozessstudien in der Natur sind für die Entwicklung physikalisch orientierter Modelle unumgänglich (BONELL, 1998). Häufig fließen die Ergebnisse intensiver Feldstudien erst stark verzögert in die Entwicklung neuer Methoden und Modelle ein. Dies liegt vor allem an der selten gegebenen Verallgemeinerbarkeit hydrologischer Feldmessungen. KIRNBAUER ET AL, (2000:91) nennen dafür einige Gründe:

- „Feldmessungen finden in einer äußerst heterogenen Umwelt statt, die sich entweder völlig der Beeinflussung durch den Experimentator entzieht (Wettergeschehen) oder durch den Einbau von Messinstrumenten bereits so stark verändert wird, dass Ergebnisse nur noch als Indexgrößen für die natürlichen Prozesse Verwendung finden können
- Gemessene hydrologische Ereignisse sind „einmalig“. Es ist praktisch auszuschließen, dass sich ein Ereignis hinsichtlich seiner Vorbedingungen und seines Verlaufes in genau gleicher Weise wiederholt.
- Die interessantesten Ereignisse, insbesondere die Extremereignisse, entziehen sich meist der Messung, denn die Messeinrichtungen fallen entweder aus oder werden zerstört.
- Häufig ist der dominante Prozess, der durch die Messungen im „Feldlabor“ erforscht werden soll, nicht einmal genau bekannt, sondern lässt sich erst im Verlauf der Beobachtungen erahnen. So dauert es oft Jahre, bis sichergestellt ist, dass der Prozess sich zumindest in ähnlicher Weise wiederholen dürfte und damit als charakteristisch anzusehen ist.“

Bereits KLEMEŠ (1986a) beklagt die Behinderung der hydrologischen Erkenntnisfindung durch rasch gefundene „Ingenieurlösungen“ für Probleme der Praxis: Die Notwendigkeit einer langwierigen und systematischen Feldforschung wurde nicht überall gesehen. Heute ist die Zahl der hydrologischen Testgebiete und untersuchten Fragestellungen jedoch sehr groß. Allerdings wurden aus personellen und finanziellen Gründen nur wenige Testgebiete über einen langen Zeitraum betrieben. Beispielhaft soll an dieser Stelle das Wernersbach-Einzugsgebiet nahe Dresden genannt werden (PESCHKE, 1991, PESCHKE ET AL., 1996, HAUHS & LANGE, 1996). Hier wurde bereits in den 60er-Jahren begonnen, das Gebiet für eine langfristige und systematische Prozessforschung zu instrumentieren. Die dortigen Arbeiten mündeten in zahlreichen Publikationen zur Hydrometeorologie und Hydrologie. Aus der Sicht der hydrologischen Prozessforschung ist vor allem die Entwicklung eines wissensbasierten Systems zur Ausweisung von Landflächen gleicher Abflussbildung (PESCHKE ET AL. 1999) unbedingt zu erwähnen, da hier eine große Menge an Prozesswissen Eingang gefunden hat. Dieser Ansatz wurde in einem kürzlich abgeschlossenen DFG-Schwerpunktprogramm „Abflussbildungsprozesse“ durch die

Einbeziehung von zusätzlichem Prozesswissen aus einer größeren Anzahl unterschiedlicher Einzugsgebiete erweitert.

Der Weg vom Prozesswissen zum eigentlichen Simulationsmodell ist weit. Meist sind dabei Vereinfachungen und Generalisierungen vorzunehmen, um eine handhabbare mathematische Beschreibung zu gewinnen. Jedoch bauen immer noch viele der heutigen Modelle auf Postulaten über das Prozessverhalten auf, die durch Beobachtungen nicht zu stützen sind, was möglicherweise durch das oft mangelhafte Prozesswissen auf Seiten der Modellersteller zu erklären ist, die nicht die Schule der „Feldbeobachtung“ durchlaufen haben (KIRNBAUER ET AL., 2000; BONELL, 1998, KLEMEŠ, 2000).

So laufen Modelltests dann meist nach dem gleichen Schema ab: Ein Modell wird parametrisiert, anhand ausgewählter Pegeldata kalibriert und anhand längerer Zeitreihen validiert. Die Modelleffizienz orientiert sich daran, inwieweit gemessene und simulierte Ganglinien übereinstimmen (beispielhaft seien genannt: LINDSTRÖM ET AL., 1997; LØRUP ET AL., 1998; DONNELLY-MAKOWECKI UND MOORE, 1999). Für echte Black-Box-Ansätze oder auch sehr stark abstrahierende Ansätze wie das weithin bekannte HBV-Modell (BERGSTRÖM, 1995; BERGSTRÖM UND GRAHAM, 1998) mag dieses Verfahren seine Rechtfertigung haben, denn es wird hier keine Prozessnähe postuliert. Doch spätestens wenn man beginnt, Zustandsgrößen eines Simulationsmodells mit realen, messbaren Größen direkt in Verbindung zu bringen (zum Beispiel Bodenfeuchten) oder eine eindeutige Zuordnung von Modellbaustein zu realen Prozessen vornimmt („Interflowroutine“, „Sättigungsflächenabflussroutine“ etc.), besteht die Notwendigkeit, mehr als nur Pegelganglinien in die Modellvalidierung mit einzubeziehen.

Einen konsequent Prozess orientierten Ansatz verfolgt dabei zum Beispiel UHLENBROOK (1999) mit seinem TAC-Modell (TAC = Tracer Aided Calibration): Er gliedert, basierend auf umfangreichen Feldstudien, das Brugga-Einzugsgebiet im südlichen Schwarzwald in Zonen gleicher Abflussbildung und entwirft für jede Zone ein charakteristisches Speicherkonzept, das er mit umfangreichen Tracermessungen auf seine Prozessnähe hin validiert. In diesem Zusammenhang können als Beispiel auch die Arbeiten von WEILER ET AL. (1998) und ZEHE (1999) angeführt werden. In beiden Fällen wurde versucht, umfangreiches – in Feldstudien gewonnenes – Prozesswissen in den Test und die Weiterentwicklung eines stark physikalisch orientierten Simulationsmodells zum Wasser- und Stofftransport einfließen zu lassen. Auch neuere Arbeiten von SEIBERT ET AL. (2001) und SEIBERT UND MCDONNELL (2001) verwenden umfangreiches Prozesswissen (in Form von Tracerdaten und auch sogenannter „Softinformation“) zur Kalibrierung bzw. Erweiterung eher konzeptioneller Ansätze. SEIBERT UND MCDONNELL (2001:136-137) stellen fest: *„...simply modelling runoff with a high efficiency is not a challenging test of a model performance. This work shows that sometimes lower efficiency-values are the ‘price we have to pay’ to obtain a better overall model performance and better adherence to the perceptual model of runoff generation...the main message of this work is that rather than being ‘right for the wrong reasons’, a better*

*process representation of catchment hydrology in conceptual runoff modelling should be 'less right for the right reasons'...*⁴

Exemplarisch zeigt sich dieses fruchtbare Wechselspiel von Naturmessungen, Laborexperiment und numerischer Simulation bereits am Institut für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik der Universität Karlsruhe selbst: Unter der Leitung von Prof. Dr.-Ing. Dr. h.c. mult. F. Nestmann forschen hier Wissenschaftler intensiv in allen drei Bereichen. Neben der Arbeit an fortschrittlichen numerischen Modellen werden umfangreiche Naturmessungen und zahlreiche Experimente vor allem im Theodor-Rhebock-Laboratorium durchgeführt. Ohne diesen experimentellen Unterbau und ständig neugierige Naturbeobachtung ließen sich zum Beispiel Modelle zum Stoff- oder Sedimenttransport, zur Buhnenentwicklung, zur Berechnung von Wasserkraftanlagen, zur Bewirtschaftung von Stauhaltungen und Talsperren oder zur operationellen Hochwasservorhersage nicht (weiter)entwickeln. Denn gerade im Zusammenhang mit der Entwicklung konzeptioneller und physikalisch orientierter Modelle ist es notwendig, die zugrunde liegenden Postulate ständig einer strengen experimentellen Prüfung zu unterziehen und sie möglicherweise durch bessere zu ersetzen oder durch zusätzliche zu ergänzen. Nur so ist es möglich, Qualität und Anwendungsbereiche numerischer Modelle zu vergrößern (KIRNBAUER ET AL., 2000; KLEMEŠ, 2000).

In diesem Kontext kann auch die vorliegende Arbeit verstanden werden: Basierend auf Naturbeobachtungen, umfangreichen Messungen und einzelnen Feldexperimenten wurden Informationen gewonnen, mit denen es möglich war, numerische Modelle auf ihre Realitätsnähe hin zu testen.

Die vorliegende Arbeit besteht daher aus zwei Teilen: Die Gliederung von Abflussprozessen (Kapitel 2 bis 4) und die Verwendung dieser Erkenntnisse zur Anwendung und Überprüfung hydrologischer Simulationsmodelle (Kapitel 5). Das Hauptgewicht liegt auf dem ersten Teil, der Prozessausgliederung. Dabei finden einige Ergebnisse der übrigen Mitglieder der AG Dürreych Eingang. Dies sind im einzelnen:

- Die Verwendung von DOC als Tracer (VOLKMANN, 2002) zur Identifizierung oberflächennaher Abflussprozesse,
- Die Ausgliederung von Flächen gleicher Abflussbildung (WALDENMEYER, 2002),
- Die Erstellung einer neuen Schlüsselkurve für den Hauptpegel unter Verwendung umfangreicher Abflussmessungen (ABERLE, 2000).

Bei der Gliederung der Abflussprozesse wurde jeweils versucht, Punktmessungen mit Messungen auf (Teil-) Einzugsgebietsskala in Verbindung zu bringen. Dies führte zu einer

⁴ Sinngemäße Übersetzung: Einfach nur den Abfluss mit einer hohen Genauigkeit zu simulieren, ist kein besonders fortschrittlicher Modelltest. Diese Arbeit hat gezeigt, dass manchmal niedrigere Effizienzwerte der Preis sind, den wir bezahlen müssen, um eine bessere Gesamtleistung des Modells zu erhalten und um eine größere Nähe zu den beobachtbaren Abflussbildungsprozessen zu erreichen... die Hauptaussage dieser Arbeit ist: Bevor man ‚richtige Ergebnisse aus den falschen Gründen erreicht‘, ist es besser ‚weniger richtig aus den richtigen Gründen‘ zu sein, um bei der konzeptionellen Einzugsgebietsmodellierung eine bessere Prozessabbildung zu erreichen.

ersten (statischen) Raumgliederung. Durch Betrachtung der zeitlichen Dynamik der einzelnen Prozesse (einschließlich der Dynamik des aktiven Entwässerungsnetzes) wurde dann eine dynamische Raumgliederung ermöglicht. Hierbei trat die Beschreibung der Abhängigkeit einzelner Prozesse vom aktuellen Gebietszustand und ihre Interaktion in den Vordergrund.

Auf der Basis des so gewonnenen Prozessverständnisses ließen sich dann verschiedene Konzepte hydrologischer Simulationsmodelle genauer untersuchen. Dazu wurden drei unterschiedliche Modellansätze – soweit möglich – mit Hilfe der gleichen Informationen parametrisiert und für die Simulation einer ca. 3-jährigen Messperiode verwendet. Den Abschluss der Arbeit bildet eine Analyse dieser Simulationsergebnisse.

1.3. Zur Geschichte des hydrologischen Testgebietes Dürreychbachtal

Die Einrichtung des Testgebietes Dürreychbachtal (Abbildung 1-2) geht auf eine Initiative von Prof. Dr.-Ing. Dr.-Ing. E.h. E. J. Plate im Jahre 1995 zurück. Die Prozessforschungen des damaligen Institutes für Hydrologie und Wasserwirtschaft (IHW), die im Rahmen des sog. „Weiherbachprojektes“ (PLATE, 1992) für ein ländliches Einzugsgebiet (BRONSTERT, 1994, MERZ, 1996; MAURER, 1997; ZEHE, 1999) bzw. im Rahmen des sog. REKLIP-Projektes für ein ebenes Einzugsgebiet des Oberrheingrabens (DISSE, 1995) durchgeführt wurden, sollten um die Erforschung der Abflussprozesse in einem bewaldeten Mittelgebirgseinzugsgebiet ergänzt werden. Dabei stand die Idee der Überprüfung und Weiterentwicklung hydrologischer Modelle ganz klar im Mittelpunkt.

Ausgewählt wurde das Testgebiet aufgrund seines relativ homogenen geologischen Aufbaus (Buntsandstein), seiner überschaubaren Größe (7 km²) und aufgrund der Tatsache, dass die LfU Baden-Württemberg in diesem Gebiet einen Pegel seit dem Jahre 1974 in Betrieb hat.

Die Einrichtung des Testgebietes Dürreychbachtal erfolgte in den Jahren 1996 und 1997 durch die Mitglieder der AG Dürreych. Dabei wurde der Betrieb des Pegels, den die LfU im Jahre 1996 einstellen wollte, komplett übernommen.

Im Gebiet wurden nach den verheerenden Windbruchschäden im Winter 1999/2000 die Messungen am Pegel Dürreych und der Betrieb der Niederschlagsmessenrichtungen auch nach dem Abschluss der Arbeiten der AG Dürreych im Jahre 2001 aufrecht erhalten, um langfristige Veränderungen im Abflussgeschehen möglichst genau quantifizieren zu können. Alle im Rahmen dieser Arbeit ausgewerteten Messdaten wurden zwischen Mai 1996 und September 2000 erhoben.



Abbildung 1-2: Oben: Das untere Tal des Dürreychbaches nach dem Hochwasser vom 28./29.10.1998. Unten: Der ehem. LfU-Pegel „Dürreychbach“ am 26.2.1997.



2. Untersuchungsgebiet, räumliche Datengrundlagen und Literaturwissen

2.1. Geografische Lage und naturräumliche Einordnung

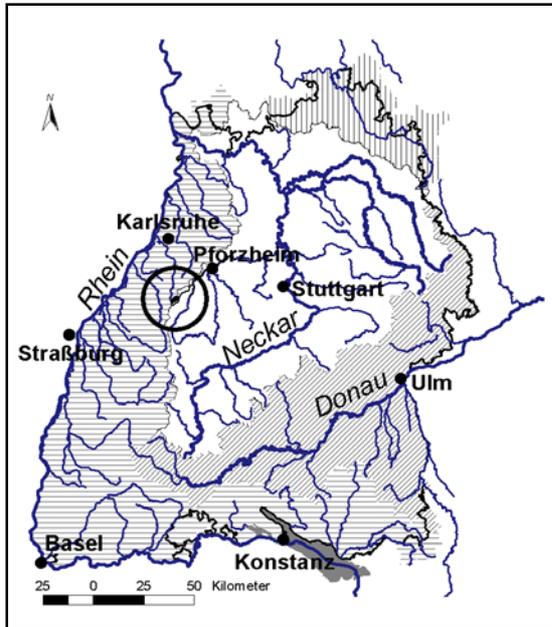


Abbildung 2-1: Lage des Untersuchungsgebietes

Das Einzugsgebiet des Dürreychbaches ist Teil des Nordschwarzwaldes und liegt etwa in der Mitte der Linie Gernsbach - Bad Wildbad (TK 25 Blatt 7216 "Gernsbach"), ca. 35 km südlich von Karlsruhe (vgl. Abbildung 2-1). Das Gebiet zählt zum Naturraum „Enzhöhen“ (INST. F. LANDESKUNDE, 1967) und liegt mit dem größten Teil seiner Fläche in der Untereinheit „Enzriedel“, einer durch tiefe Kerbtäler in langgezogene, bewaldete Buntsandsteinriedel aufgelösten Hochfläche. Der Bauplan dieses Naturraums ist im Dürreychgebiet mustergültig repräsentiert: Das im Oberlauf sohlenlose Kerbtal des Dürreychbaches öffnet sich nach Nordosten und wird von weitgespannten, leicht nach Osten ab-

dachenden Höhenzügen des Hauptkonglomerats umrahmt. Unterhalb der Hochflächen setzen die steilen, oft von Blockhalden bedeckten Talhänge im Hauptbuntsandstein ein. Örtlich sind in die Hochflächen steilwandige Kare oder Karnischen mit z.T. vermoorten Karböden eingesenkt. Die naturräumliche Untereinheit Enzmissen

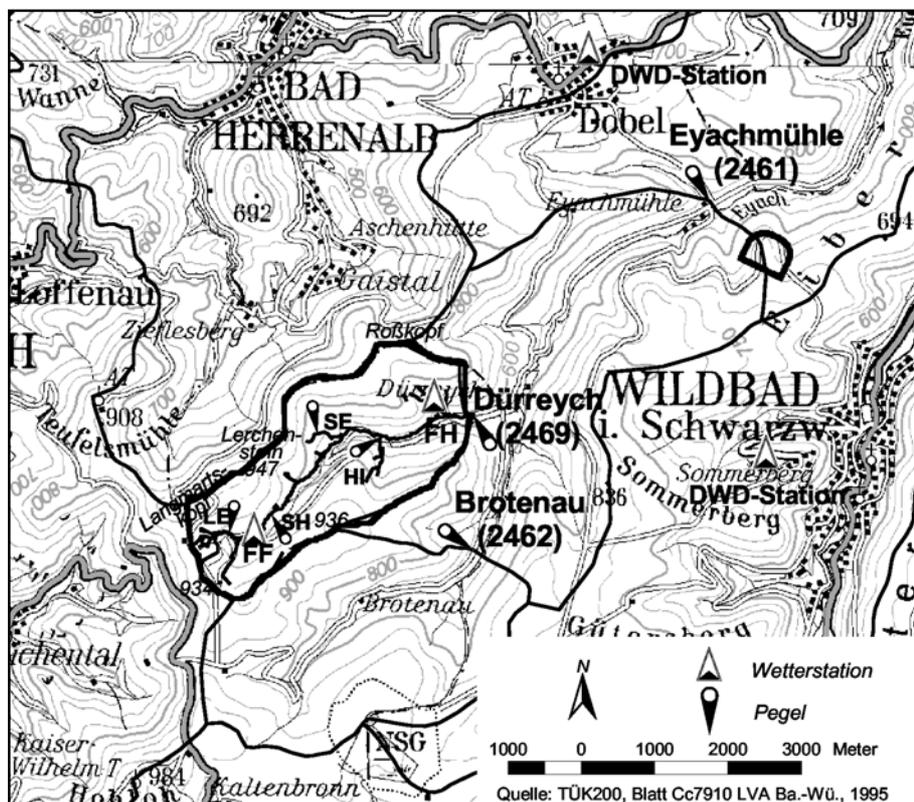


Abbildung 2-2: Lage des Einzugsgebietes, Nachbarpegel

schließt hufeisenförmig die westlichen Hochflächen des Einzugsgebietes ein. Sie zeichnet sich durch eine ausgeprägte Vermoorung (= Missen) aus. Der Roßkopf an der Nordspitze des Einzugsgebietes zählt naturräumlich bereits zu den „Herrenalber Bergen“.

Der Dürreychbach gehört zum Einzugsgebiet des Neckars: Im Bereich der „Großen Wiese“, einem Schwemmfächer unterhalb des Pegels Dürreych, vereinigt er sich mit dem benachbarten Brotenaubach zur Eyach, deren Wasser über die Enz zum Neckar fließt. Die nordwestliche Begrenzung des Einzugsgebietes entlang der Kammlinie Langmartskopf – Roßkopf bildet die Wasserscheide zum Rhein. Hier findet sich auch der Lerchenstein - die mit 947 m NN höchste Erhebung des Einzugsgebietes. Die niedrigste Geländehöhe wird am Gebietsauslass, dem Pegel Dürreychbach mit 586 m NN erreicht.

2.2. Lage der Messeinrichtungen

In Abbildung 2-3 ist die Lage der wichtigsten Messeinrichtungen dargestellt. Am Gebietsauslass befindet sich der im Jahre 1974 von der LfU Baden-Württemberg in Betrieb genommene Pegel Dürreychbach (DÜ). Sein Einzugsgebiet beträgt rund 7 km². In unmittelbarer Nachbarschaft des Forsthauses Dürreych wurde die Klimastation Forsthaus (FH) installiert. Sie hat ungefähr die Position eines alten mechanischen Regenschreibers aus einem temporären Messnetz der LfU (CASPARY, 1990; OCHS, 1997).

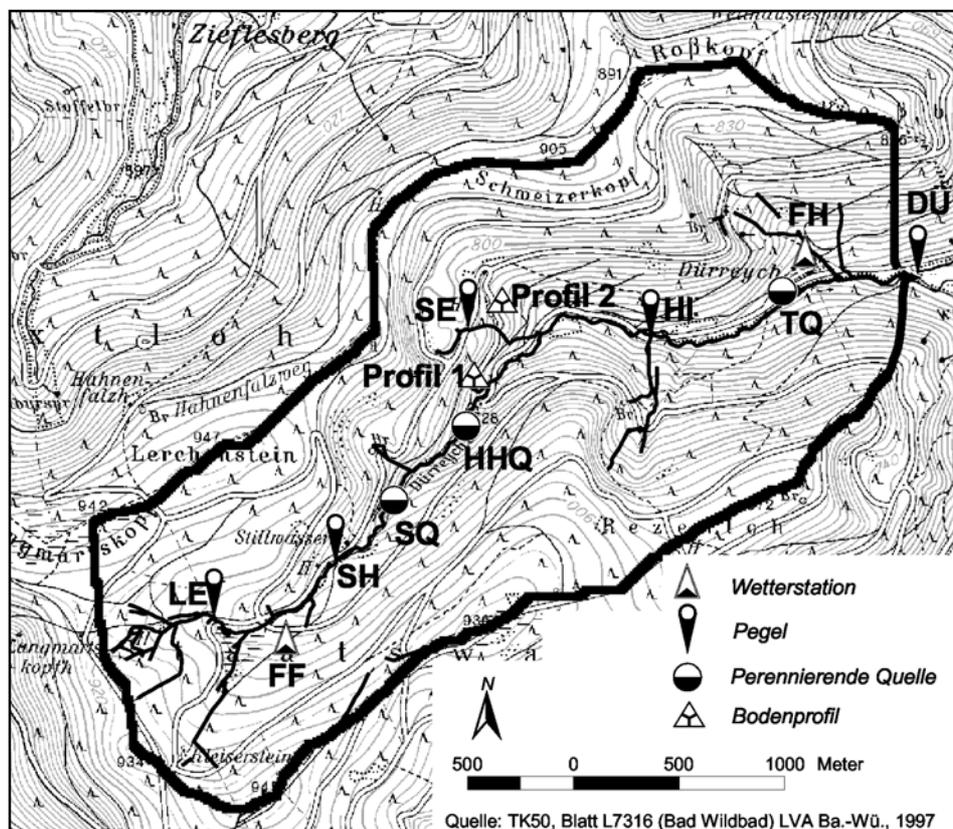


Abbildung 2-3: Lage der Hauptmesspunkte

Bei Fliesslänge 650 m (vom Pegel DÜ stromaufwärts gemessen) mündet eine stark schüttende Quelle in den Bach, die Teichquelle (TQ). Folgt man dem Lauf des Dürreychbaches weiter stromaufwärts, so erreicht man bei Fliesslänge 1420 m einen nur temporär aktiven Zufluss aus der Hirschklunge mit dem gleichnamigen Pegel (HI). Vorbei an dem Quellaustritt Hirschhaldenquelle (HHQ) erreicht man bei Fliesslänge 3200 m die Stillwasserquelle, bei Trockenwetter der Ursprung des Dürreychbaches. Diese Quelle ist mit einem Pegel ausgestattet (SQ). Auch KREBS (1979) hatte hier bereits einen Pegel installiert. Bei Lauflänge 3690 m wurde der Pegel Stillwasserhütte (SH) errichtet. Er fasst den Abfluss aus dem gesamten Kopfeinzugsgebiet ($A_E = 1.56 \text{ km}^2$) zusammen. Dieses Kopfeinzugsgebiet gliedert sich in eine zentrale, sehr flache Mulde und randliche Hochplateaulagen. Inmitten dieses z.T. waldfreien Einzugsgebietes befindet sich am Fuße eines flachen NO-exponierten Hanges die Klimastation Freifläche (FF). Der westliche Bereich der Hochplateaulagen wurde zusätzlich durch den Pegel Lerchensteinweg (LE) abgetrennt. Ein weiterer Pegel wurde im Ablauf des Seemisskares (SE) installiert. Zur besseren Erfassung der Bodenwasserdynamik wurden außerdem zwei Bodenprofile (Profil 1, Profil 2) angelegt.

2.3. Geologie

2.3.1 Stratigraphie der Festgesteine

Das Untersuchungsgebiet liegt weitgehend im Bereich des Unteren (su) und Mittleren Buntsandsteins (sm). Darunter finden sich Reste des Oberrotliegenden (ro), das in Mulden des Granitsockels (Gm) zu finden ist und im Bereich zwischen Hauptpegel und

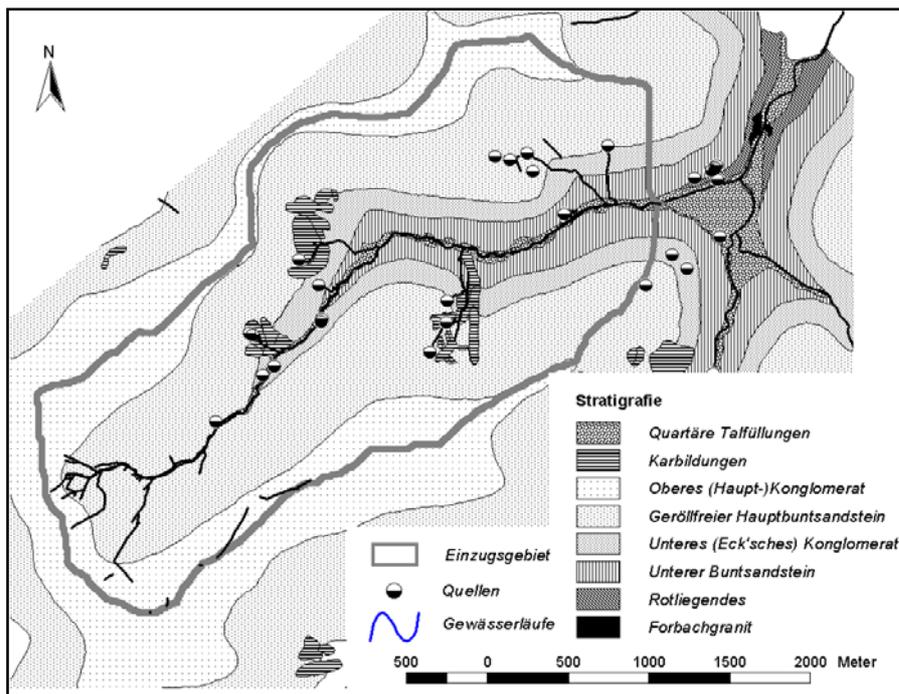


Abbildung 2-4: Geologische Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes nach GLA BW (1967), verändert

Forsthaus Dürreych ausstreicht (Abbildung 2-4).

Der Untere Buntsandstein weist Mächtigkeiten von 55-60m auf (KASSEBEER, 1997). Das Substrat liegt im allgemeinen im

Feinsandbereich und kann auch karbonatische Anteile aufweisen.

Überlagert wird der Untere Buntsandstein durch das

Eck'sche Konglomerat (smc1). Flächenmäßig dominierend im Dürreychgebiet ist der Bausandstein (smb). Es handelt sich hierbei um eine relativ einheitliche Folge aus roten, mittelkörnigen grobgebankten Sandsteinen, die durch gelegentliche Feinsand- oder Tonsteinlagen unterbrochen ist. Im oberen Abschnitt des Bausandsteins treten die tonigen Horizonte zwischen den Sandsteinbänken verstärkt auf. Ebenso in den unteren Schichten des Hauptkonglomerates (smc2), das die Schichtfolge des Mittleren Buntsandstein nach oben hin abschließt. Jüngere geologische Einheiten vor dem Quartär sind im Gebiet nicht mehr vorhanden. Im Quartär selbst kam es dann zu tiefgreifender Verwitterung und deutlichen solifluidalen und fluviativen Massenumlagerungen (Solifluktiionsdecken, Hangschuttbildung und Terrassenbildung in der Talau). Tektonisch ist der Buntsandstein wenig beansprucht worden. Größere Verwerfungen sind nicht bekannt

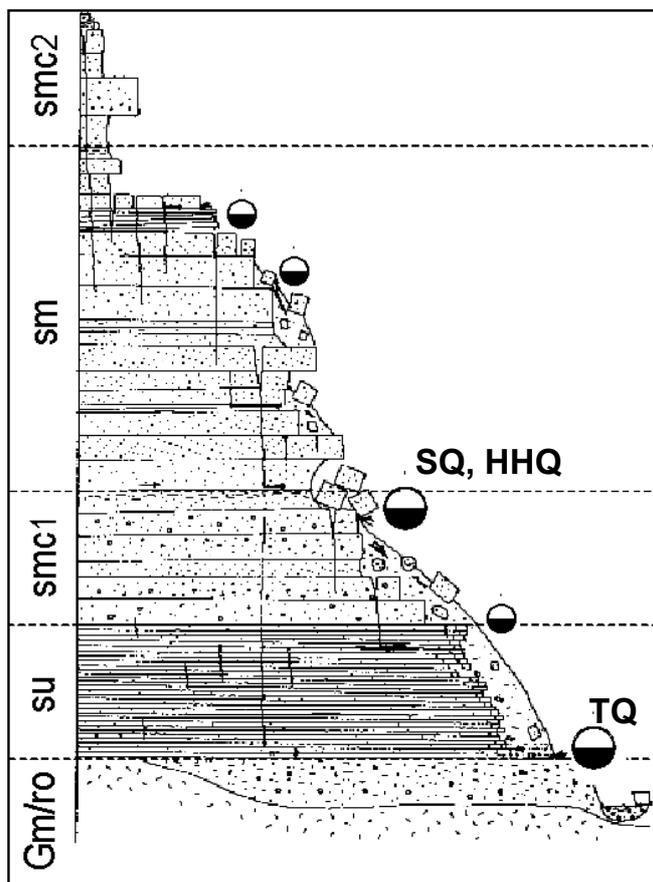


Abbildung 2-5: Die wichtigsten Quellaustritte im Einzugsgebiet (KASSEBEER, 1997, verändert)

und die Schichten lagern noch fast horizontal mit einem leichten Einfallen nach Osten.

Örtliche Ton- oder Schluffsteinlagen im Unteren Buntsandstein können bei Anschnitt im Gelände (sehr lokale) Quellaustritte erzeugen. Die weiche Beschaffenheit des Eck'schen Konglomerates führt dazu, dass sich die Klüftung der überlagernden, festen Schichten nicht durchzieht, so dass seine Obergrenze einen bevorzugten Stauhorizont darstellt und das an den Klüften schnell abfließende Wasser an der Grenze zum Eck'schen Konglomerat (smc1) gestaut wird. Verstärkt wird dieser Effekt durch die im Hangenden häufiger auftretenden Tonlagen (SEEGER, 1990). Quellaustritte direkt aus dem Anstehenden sind jedoch nicht zu beobachten: Das austretende Wasser spült die weichen Schichten aus, die darüber anstehenden festen Bänke brechen nach und schütten dann den ehemaligen Quellaustritt zu. So treten die Stillwasserquelle (SQ) und die Hirschhaldenquelle (HHQ) erst viele Meter unterhalb der Schichtgrenze aus den Schuttdecken aus (Abbildung 2-5). Durch Verwitterung der weicheren Schichten des Bausandsteins kommt es zum Nachbrechen von Blöcken. Die Blöcke des Bausandsteins und des darüber lagernden Hauptkonglomerates (smc2) bilden den Hauptteil des Hangschuttes, der die darunterliegenden Schichten fast vollständig be-

deckt. Das austretende Wasser spült die weichen Schichten aus, die darüber anstehenden festen Bänke brechen nach und schütten dann den ehemaligen Quellaustritt zu. So treten die Stillwasserquelle (SQ) und die Hirschhaldenquelle (HHQ) erst viele Meter unterhalb der Schichtgrenze aus den Schuttdecken aus (Abbildung 2-5). Durch Verwitterung der weicheren Schichten des Bausandsteins kommt es zum Nachbrechen von Blöcken. Die Blöcke des Bausandsteins und des darüber lagernden Hauptkonglomerates (smc2) bilden den Hauptteil des Hangschuttes, der die darunterliegenden Schichten fast vollständig be-

deckt. Besonders deutlich ist das Phänomen der Blockbildung an den bis zu 60 Grad steilen Wänden des Seemißkares (oberhalb Pegel SE), an deren Fuß sich eine mächtige Blockhalde gebildet hat. Am Seebergkar, dessen Wände nach FEZER (1957) nicht so lange der erosiven Wirkung des Eises ausgesetzt waren, zieht sich die Halde weiter den Hang hoch. Aufgrund der ausgeprägten Verkieselung des Hauptkonglomerates bietet es der Verwitterung den größten Widerstand und bildet deshalb die relativ flachen Hochflächen des Nordschwarzwaldes.

2.3.2 Einfluss der Geologie auf die N-A-Prozesse

Die Lagerung und Beschaffenheit des Festgesteins steuert vor allem die langsamen Abflussprozesse (SEEGER, 1990; HINDERER & EINSELE, 1992). Die Wechsellagerung eher durchlässigerer (su, smb, smc2) und eher undurchlässigerer Schichten (Granit, ro, smc1) führt zur Bildung von Grundwasserstockwerken mit assoziierten Quellhorizonten (Teichquelle TQ, Hirschhaldenquelle HHQ und Stillwasserquelle SQ). Im Porenraum des Buntsandsteins können große Mengen an Wasser gespeichert und langsam wieder abgegeben werden, so dass auch während längerer Trockenperioden ständig Abfluss vorhanden ist (SEEGER, 1990). Entlang von Klüften kann es jedoch zu relativ schnellen Fließbewegungen kommen, durch Druckfortpflanzung in der gesättigten Zone sind evtl. sogar extrem schnelle Abflussreaktionen auf einen Niederschlagsimpuls möglich (UHLENBROOK, 1999; FANK ET AL., 2000, BONELL, 1993). Trotz der fast horizontalen Lagerung (leichtes Einfallen nach Osten) ist im Buntsandstein eine vollständige Übereinstimmung von oberirdischem und unterirdischem Einzugsgebiet nicht zu erwarten. Tiefe Klüfte, Verwerfungen und lokale Stauer können einen Teil des infiltrierenden Wassers in benachbarten Einzugsgebieten zu Tage treten lassen.

Das Festgestein stellt das Ausgangssubstrat für Verwitterungs- und Bodenbildungsprozesse dar. In unserem Fall führt dies zu Böden mit überwiegend sandig bis lehmig-sandiger Bodenart. Im allgemeinen sind daher gute Infiltrationseigenschaften zu erwarten. Nur im Bereich des oberen Bausandsteins und des unteren Hauptkonglomerates führen möglicherweise in flacheren Lagen größere Anteile an tonigem Sediment zu Böden mit gehemmter Infiltrationsleistung. Die gleiche hydraulische Wirkung kann jedoch auf die flächig auftretenden Podsolierungserscheinungen zurückgehen. Eine tiefe Verwitterung und unterschiedlich widerstandsfähige Gesteine führen zu mächtigen Fein- und Blockschuttdecken (SEEGER, 1990). Diese stellen aus hydrologischer Sicht einen großen Wasserspeicher mit gutem Perkulationsvermögen dar. An der Grenzfläche von Blockschuttdecke zu Festgestein ist die Bildung von (temporären) Grundwasserleitern denkbar. Die Quellaustritte Stillwasserquelle (SQ) und Hirschhaldenquelle (HHQ) zeigen in Zeiten hoher Quellschüttung das Vorhandensein von schnelleren Komponenten an; dies könnte auf einen solchen Grundwasserleiter schließen lassen.

2.4. Geomorphologie

2.4.1 Morphogenese und Schuttdecken

Die Morphogenese eines Gebietes fasst alle Prozesse zusammen, die die Gestalt der Geländeoberfläche verändern. Über größere Zeiträume betrachtet sind dies Verwitterungsprozesse und Massenumlagerungsprozesse. Die heutige Gestalt der Landschaft wurde im wesentlichen während der Würmeiszeit geprägt (FEZER, 1953). Eiszeitliche Karnischen an den Schattseiten der Hänge weisen erosiv verstellte Hänge (gut erkennbar in Abbildung 2-6) und mächtige Blockschuttfahnen unterhalb der Karschwelle auf. Während der Würm-Eiszeit lag die Waldgrenze bei ca. 150m NN (FEZER, 1957), die vegetationslosen Böden zeigten daher deutliche Solifluktionserscheinungen, die erst durch eine dichtere Vegetationsbedeckung im Boreal gestoppt wurde. Trotz des beschleunigten Transportes von Verwitterungsprodukten in Richtung Vorfluter gab es eine starke Tiefenerosion, die vor allem die Oberläufe der Flüsse im Bereich des Unteren Buntsandsteins und des Eck'schen Konglomerates stark eingetieft und eine deutliche Verteilung der Hänge hervorgerufen hat. Durch die Widerstandsfähigkeit des Bausandsteins weisen die Hochlagen des Dürreychgebietes wesentlich geringere Hangneigungen auf (helle Bereiche in Abbildung 2-6).

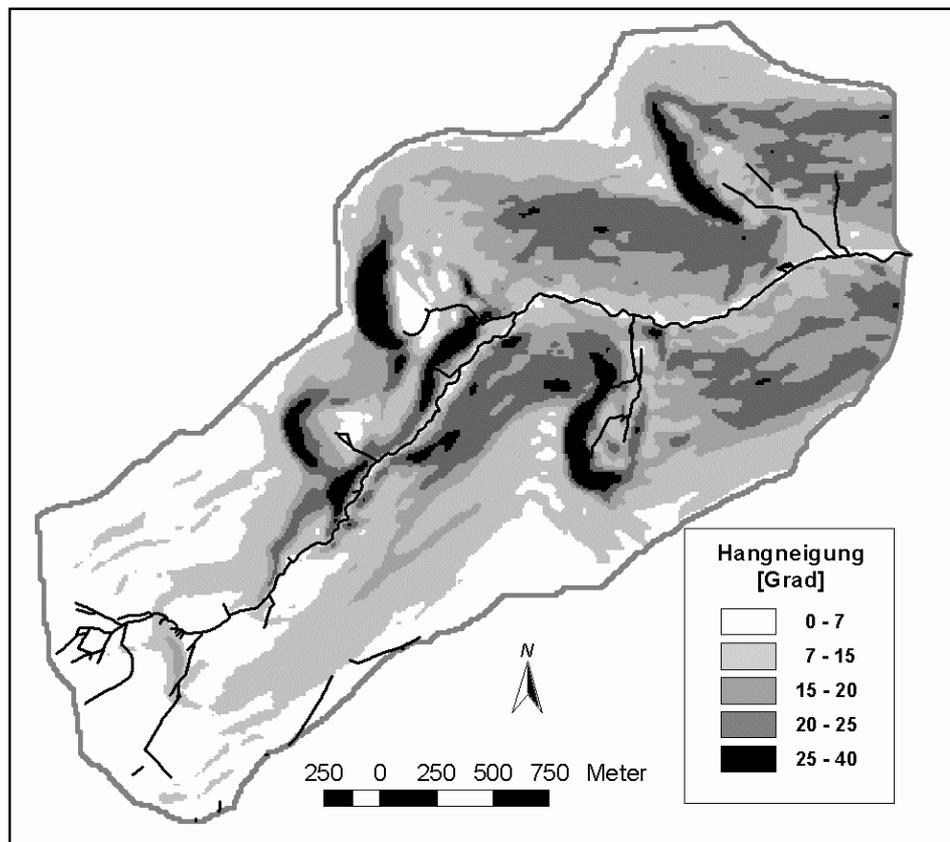


Abbildung 2-6: Morphologie des Einzugsgebietes (Hangneigung)

Die Ausbildung der heutigen Schuttdecken ist abhängig von der Beschaffenheit des Ausgangsgesteins. Nur in den Schichten des Bausandsteines und des Hauptkonglomerates (smc2) sind die Leitwege der Verwitterung weitständig genug, dass sich mächtige Blöcke lösen können (WILHELMY, 1977). Vom wesentlich weicheren Eck'schen Konglomerat treten nur vereinzelte, gut gerundete Blöcke auf, ansonsten liefert es einen geringmächtigen lehmig-sandigen Schutt, der von den mächtigen Schuttmassen der hangenden Schichten überlagert wird. Der Untere Buntsandstein liefert wegen seines plattigen Aufbaus nur sehr kleine (bis ca. 20 cm) flache Bruchstücke. Auch der tonig-grusige Schutt des Rotliegenden ist nur mit geringen Mengen am Aufbau der Deckschichten beteiligt. Im Bereich der Bachaue finden sich zum Teil sehr mächtige Schotterablagerungen, die durch erosive Prozesse teilweise wieder ausgeräumt wurden. So sind heute einige ehemalige Flussterrassen sichtbar. Die Talhänge sind nur wenig gegliedert, das Mikrorelief wird durch geschachtelte Schuttkörper dominiert. Es existieren einige (nur temporär abflusswirksame) Rinnen, doch existiert kein dichtes Drainagenetz. Dies deutet auf eine geringe Bereitschaft der Hänge zu (erosivem) Oberflächenabfluss hin.

2.4.2 Einfluss der Morphologie auf die N-A-Prozesse

Die Morphologie eines Einzugsgebietes steuert sehr stark die Abflussprozesse, da sie die Reliefenergie zur Verfügung stellt (ausführlich behandelt in: FARRENKOPF-HILDEBRANDT, 1996). In den steilen Hängen sind schnelle laterale Flüsse denkbar, vor allem wenn sich stauende Horizonte finden. Des Weiteren können die mächtigen Schuttkörper bei ausreichender Infiltrationsfähigkeit große Mengen Wasser speichern. Sie dämpfen somit stark die Abflusswirksamkeit von Niederschlagsereignissen. Die flachen Hochlagen und die Karnischen sind morphologisch abflusträge Bereiche. Finden sich jedoch in diesen Lagen, bedingt durch das Ausgangsgestein, Umlagerungs- oder Bodenbildungsprozesse infiltrationshemmende Böden, so können diese Flächen nach anfänglicher Speicherung deutliche Oberflächenabflüsse produzieren. Notwendige Voraussetzung für einen auch am Gebietsausgang messbaren Abfluss ist jedoch ein mit dem Vorfluter verbundenes Drainagenetz. Das Angebundensein einer Fläche ist sehr stark von ihrer Lage, der Vorfeuchte und den Ereignisseigenschaften abhängig (BECKER & MCDONNELL, 1999; SIDLE ET AL., 2000).

2.5. Böden

2.5.1 Bodeninventar

Die stark generalisierende Bodenübersichtskarte von Baden-Württemberg (GLA BW, 1994 & LGRB BW, 2001, Abbildung 2-7) zeigt die drei wesentlichen bodenkundlichen Haupteinheiten des Untersuchungsgebietes:

- Auf den Hochflächen des Hauptkonglomerates finden sich vorwiegend stauwasserbeeinflusste Bodengesellschaften wie Staupodsole und Stagnogleye (Einheit 28)
- Die Hänge im unteren Einzugsgebiet werden von Podsol-Braunerde-Gesellschaften dominiert (Einheit 34)
- Die nord- und ostexponierten Hänge der höheren Lagen mit ihren Karbildungen nehmen eine Zwischenstellung ein; im Untersuchungsgebiet dominieren hier Podsole (Einheit 36).

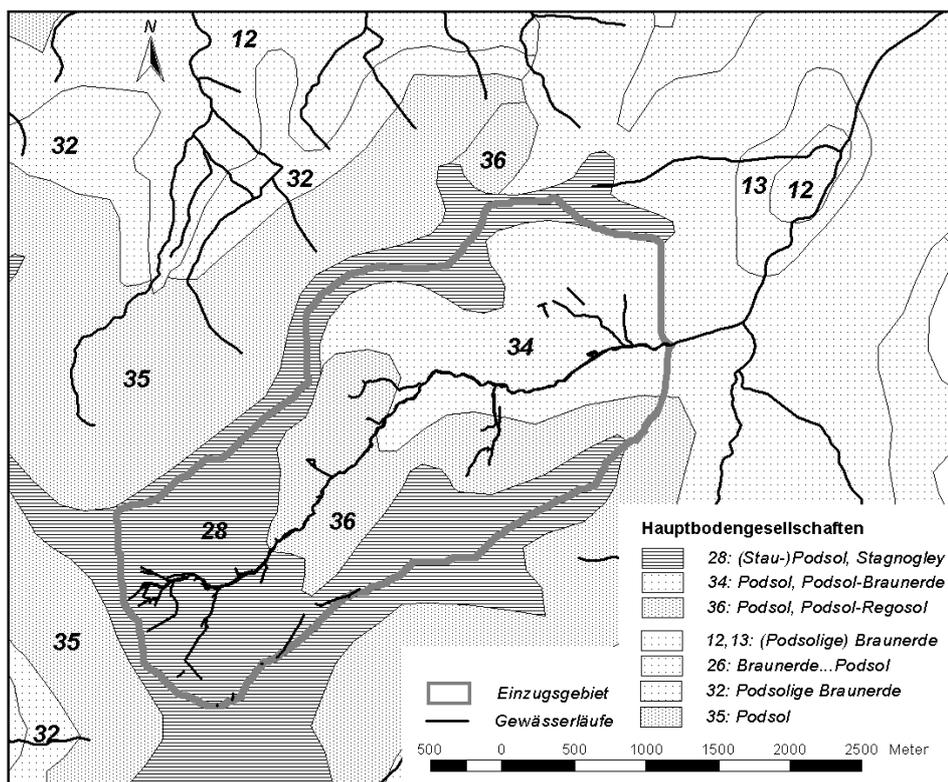


Abbildung 2-7: Hauptbodengesellschaften Quelle: BÜK200 (GLA BW, 1994)

2.5.2 Die Rolle des Bodens im N-A-Prozess

Die Bodenbildung modifiziert in vielerlei Hinsicht die Eigenschaften des durch die Geologie vorgegebenen Ausgangsubstrates. In unserem Einzugsgebiet sind es vor allem die Podsolierungsprozesse, die die hydraulischen Eigenschaften des Bodens sehr stark

verändern. Infolge saurer Bodenreaktion (induziert durch saure Nadelstreu und verstärkt durch sauren Regen) kommt es zur Verlagerung von Sesquioxiden in tiefere Bodenschichten (MEESEBURG & MÜLLER, 1992). Dort reichern sie sich zu Orterde oder auch Ortstein an und reduzieren damit deutlich die hydraulische Leitfähigkeit dieses Bodenhorizontes (STAHR, 1973). Umgekehrt beeinflussen häufig die lokalen Bedingungen des Bodenwasserhaushaltes die Bodenbildung. So weist eine (Pseudo-)Vergleyung deutlich auf eine stark gehemmte Tiefenversickerung oder temporär hochanstehendes Grundwasser hin. In einigen Lagen auftretende Moorböden zeigen gar Standorte an, die permanent nass sind, so dass es hier zu einer starken Anreicherung organischer Substanz kommen konnte.

Besonders in Waldböden steiler Einzugsgebiete finden sich sehr effektive Makroporensysteme (BUTTLE & MCDONALD, 2000). Makroporenflüsse stellen daher in unseren Breiten den dominierenden Abflussprozess auf den Hängen bewaldeter Einzugsgebiete dar (BONELL, 1993). Makroporen erlauben auch bei ungesättigten Verhältnissen einen schnellen Wassertransport (BEVEN & GERMANN, 1982), sie entstehen aus Wurzelkanälen, durch die Aktivität der Bodenfauna, Quellung und Schrumpfung oder auch Subrosionserscheinungen. In der Literatur werden auch Porensysteme mit Durchmessern oberhalb 10 mm beschrieben; hier spricht man dann von Röhren oder Pipes (ATKINSON, in: KIRKBY, 1978). Diese Porensysteme bilden bei Aufsättigung bis in den Oberboden eine sehr effektive Drainage des Waldbodens und verhindern – durch das dichte Wurzelnetz der Bäume stabilisiert - weitgehend die Entstehung von erosivem Oberflächenabfluss. Diese schnellen, oberflächennahen Komponenten (= schneller Zwischenabfluss oder „Shallow Subsurface Stormflow“) spielen daher eine wichtige Rolle bei der Entstehung von Hochwässern, da sie signifikant zum Abflussscheitel beitragen können. Durch ihren häufig hohen Gehalt an gelöstem organischen Kohlenstoff (DOC) sind diese Komponenten auch optisch gut zu erkennen (ANDERSON & BURT, 1990; BONELL, 1998; BROWN ET AL., 1999).

2.6. Vegetation

2.6.1 Vegetationsverbreitung

Das Einzugsgebiet des Dürreychbaches ist zu mehr als 90% von Nadelwald bestanden. Es dominiert mit 50% die Fichte. Tanne und Kiefer nehmen etwa ein Fünftel ein.. Den Rest teilen sich Douglasien, Lärchen und Buchen. Entlang der Talauie finden sich einige Wiesenflächen, z.T. mit Streuobstnutzung.

Die Nadelwaldflächen unterscheiden sich vor allem in ihrem Alter (Abbildung 2-8). Im Bereich der Hochflächen dominieren wegen häufigem Windbruch die Jungbestände (5-30 Jahre alt). Im übrigen Einzugsgebiet variiert das Bestandsalter von 50-150 Jahren. Die Dichte des Waldes ist stark von der Waldnutzung abhängig, da bei Holzeinschlag bis zu 50% des Baumbestandes geschlagen werden (Revierförster WIELAND, pers. Mitteilung).

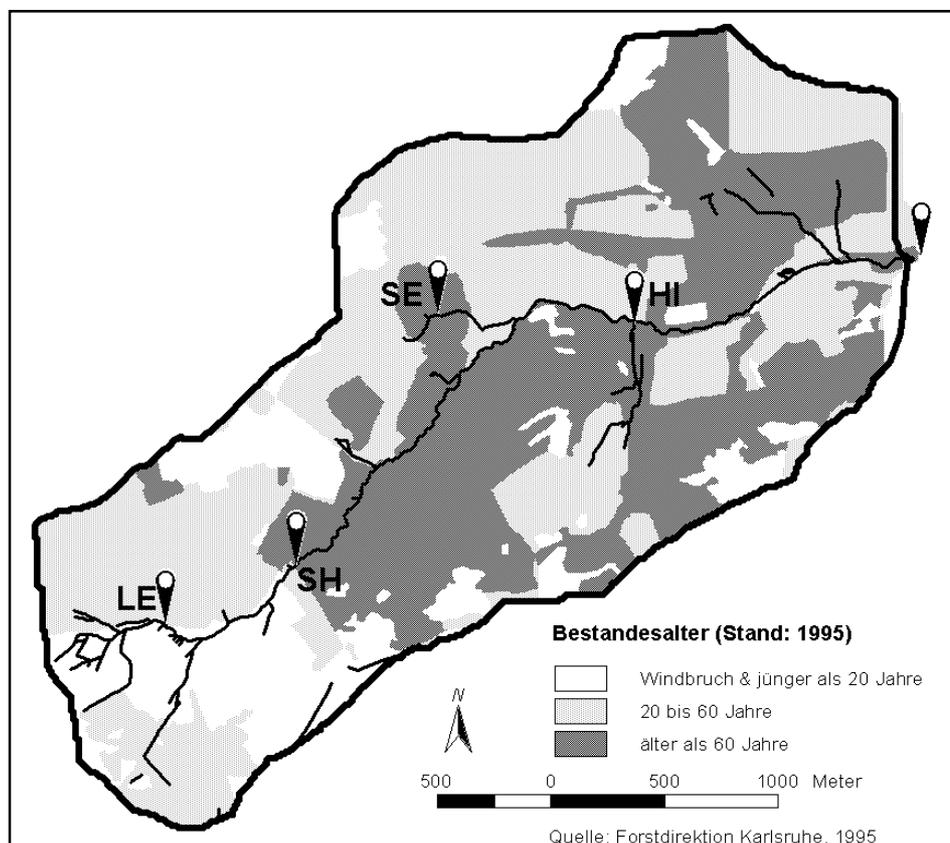


Abbildung 2-8: Bestandesalter (Stand 1995)

2.6.2 Die Funktion des Waldes im N-A-Prozess

Bäume haben vielfältigen Einfluss auf den Wasserkreislauf. Regnet es, halten sie eine bestimmte Menge des Wassers bereits im Kronenraum zurück und verdunsten es nachfolgend wieder (Interzeption). Außerdem beteiligen sie sich aktiv an der Verdunstung von Bodenwasser (Transpiration), sie schöpfen also den Bodenwasservorrat bis zu einer gewissen Tiefe in den regenfreien Perioden aus (ELLENBERG, 1986). Ihre Streu-

produktion und ihre Wurzeln beeinflussen zudem maßgeblich die hydraulischen Eigenschaften des Bodens. Die Humusaufgabe weist meist hohe Leitfähigkeiten auf. Wurzeln lockern die oberen Bodenhorizonte auf, ihr Absterben führt zur Bildung eines weitverzweigten Makroporennetzes, das einen schnellen Transport von Wasser auch unter ungesättigten Bedingungen zulässt. Vor allem das weitverzweigte Wurzelnetz der Nadelbäume stabilisiert die oberen Bodenhorizonte und reduziert dadurch sehr stark die Erosion in Waldbeständen. Kommt es infolge Windbruch oder Abholzung zu einer Zerstörung dieser Strukturen, kann es zu flächigem Bodenabtrag oder zur Ausprägung einzelner Erosionsrinnen kommen.

Die Art der Streu steuert den pH-Wert im Boden. In unserem Fall dominieren Nadelbäume. Diese erzeugen eine huminstoffreiche, stark saure Streu, die die Verlagerung von Sesquioxiden im Boden ermöglicht. Die Folge ist die Ausbildung eines huminstoffreichen, korngebleichten Eluvialhorizontes (Aeh) unterhalb der Streuaufgabe und die Bildung eines Anreicherungshorizontes (Bms), der als Orterde oder sogar als Ortsteinband ausgeprägt sein kann (STAHR, 1973). Diese Anreicherungen können durch die intensive Verbackung der Einzelkörner die Wasserwegsamkeit in diesem Horizontbereich deutlich herabsetzen. Entlang der Ortssteinoberfläche kann es dann zu lateralen Wasserflüssen (Interflow) kommen. An Hangknicken oder Wegeanschnitten beobachtet man zudem häufig lokale Wasseraustritte („Return Flow“), die jedoch meist kurz nach einem Regenereignis wieder versiegen. Dieses Phänomen findet sich normalerweise nicht in Laubwäldern, da hier die Streu nicht sauer reagiert. So sind z.B. im Buchenmischwald des Pfälzer Waldes auf gleichem Ausgangssubstrat (Buntsandstein) die Profildurchlässigkeiten (Perkolationsraten) wesentlich höher (BOTT, 2001).

2.7. Wegenetz und Waldnutzung

2.7.1 Wegenetz und Waldnutzung

Der Wald im Einzugsgebiet des Dürreychbaches dient vor allem der Holzgewinnung. Diese Art der Nutzung führt gerade in einem stark reliefierten Gelände zur Anlage eines dichten Wegenetzes (Abbildung 2-9). Neben befestigten Hauptwegen, die meist höhenlinienparallel verlaufen, findet sich eine große Anzahl an Rückegassen, die eher die Vertikale erschließen (SANDER, 1998).

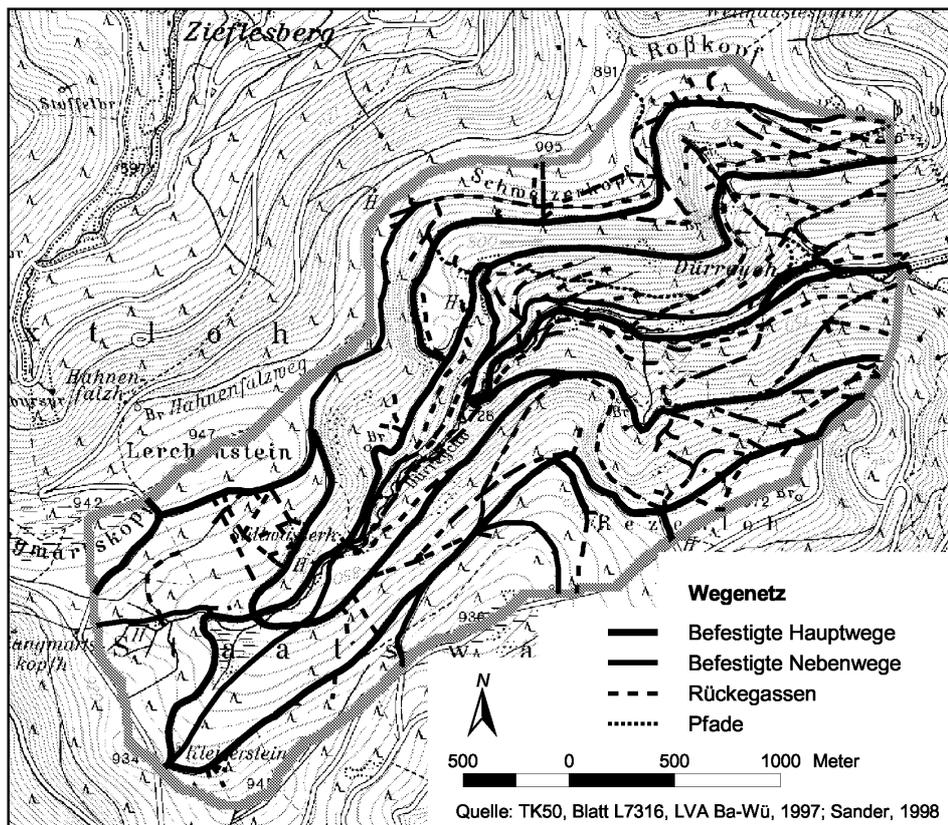


Abbildung 2-9: Wegenetz im Einzugsgebiet

2.7.2 Einfluss der Waldnutzung auf N-A-Prozesse

Das Wegenetz beeinflusst zum Teil sehr stark die Abflussbedingungen im Gebiet. Höhenlinienparallele Wege schneiden die Hänge an und entwässern diese. Durch den Abfluss von den befestigten Oberflächen verstärkt, sammeln die Wegedrainagen lokal größere Mengen an Wasser, so dass es an Ableitungen zu Erosionsvorgängen kommen kann. Rückegassen mit ihrem, durch schwere Maschinen verdichteten Untergrund werden zu künstlichen Wasserläufen, vor allem wenn sie Tiefenlinien schneiden. Deutliche Erosionsrinnen und ein verstärkter Oberflächenabfluss sind die unmittelbare Folge (SANDER, 1998).

2.8. Abflussbildungsprozesse, Begriffsdefinitionen

In diesem Abschnitt sollen diejenigen Begriffe vorgestellt werden, die die im Untersuchungsgebiet dominierenden Abflussbildungsprozesse beschreiben. Auf diese Definitionen wird vor allem im Kapitel 4 zurückgegriffen. Ein detailliertes Glossar findet sich im Anhang A. Ausführliche Prozessbeschreibungen finden sich in BISHOP (1991), BONELL (1993 & 1998), BUTTLE (1994), PESCHKE, 1998 und UHLENBROOK & LEIBUNDGUT (1997).

Abflussbildungsprozesse sind weder zeitlich noch räumlich vollständig voneinander trennbar (ausführlich thematisiert von DUNNE, 1978, SCHERRER, 1997, PESCHKE ET AL. 1998, BONELL, 1998). Die hier vorgenommene Trennung der Prozesse ist daher als idealisiert zu verstehen.

Abflussbildungsprozesse sind immer skalenabhängig zu sehen (BLÖSCHL, 1996): Während auf der Punkt- oder Profilskala einzig die momentane Infiltrationsfähigkeit des Bodens darüber entscheidet, ob Niederschlag versickern kann oder oberflächlich abfließen muss, werden die Prozesse auf der Hangskala bzw. auf der Einzugsgebietsskala sowohl komplexer als auch unschärfer.

Abfluss entsteht auf verschiedenen Zeitskalen. Niederschlag direkt auf das Gerinne oder eine Wasserfläche erzeugt die schnellste Reaktion. Durch Druckfortpflanzung in der gesättigten Zone (UHLENBROOK, 1999) sind ebenfalls sehr hohe Übertragungsgeschwindigkeiten möglich (Groundwater Ridging bei aufgestellten Grundwasser-oberflächen bzw. Piston Flow Effect unter gespannten Verhältnissen). Oberflächlich abfließendes Wasser wird durch die Rauigkeit der benetzten Oberfläche gebremst und kann sich im Gerinnebett mit Geschwindigkeiten bis zu 2 ms^{-1} bewegen (ABERLE, 2000). Die Geschwindigkeit von bodeninnerem Abfluss (Zwischenabfluss oder Interflow) ist abhängig von der hydraulischen Leitfähigkeit des durchflossenen Mediums Boden und der Neigung des durchflossenen Hangsegments. Die langsamste Abflusskomponente ist der Grundwasserabfluss (oder Basisabfluss), hier bestimmt die Grundwasserneubildungsrate (vertikaler Zufluss) und die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit des Aquifers die Neigung der Grundwasseroberfläche und damit die Fließgeschwindigkeit des Wassers. Je nach Mächtigkeit der überlagernden Schichten und der Beschaffenheit des Aquifers kann somit die Reaktion des Grundwasserabflusses auf einen einzelnen Niederschlagsimpuls sehr schwach sein und auch nur sehr verzögert erfolgen.

Im Laufe eines Niederschlagsereignisses kann es je nach Niederschlagsmenge und -intensität zum Auftreten ganz verschiedener Abflusskomponenten kommen.

Auf einem ebenen Standort können (theoretisch) nur vertikale Abflusskomponenten auftreten (PESCHKE, 2001, Abbildung 2-10):

1. Infiltration, Versickerung, Grundwasserneubildung in Schwerkraftrichtung.
2. Kapillaraufstieg aus dem Grundwasser und vegetationsunterstützte Verdunstung (Evapotranspiration) entgegen der Schwerkraft.

Der Einfluss der Topografie modifiziert diese Vorgänge in vielfältiger Weise. Wasser kann sich durch die Wirkung des Reliefs auch lateral bewegen. Dies kann sowohl im Boden selbst als auch an der Oberfläche erfolgen. An einem bestimmten Standort kann somit - bedingt durch seine Lage im Relief - Wasser sowohl ab als auch zugeführt werden.

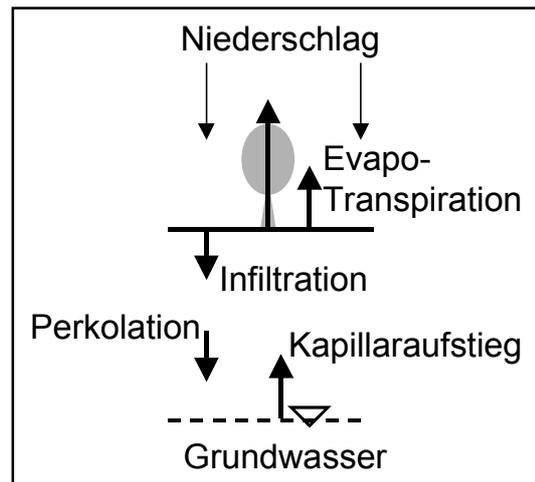


Abbildung 2-10: Vertikale Abflusskomponenten (nach PESCHKE, 2001)

Fließt Wasser hypodermisch (d.h. unterhalb der Bodenoberfläche) ab, wird es als Zwischenabfluss („Interflow“

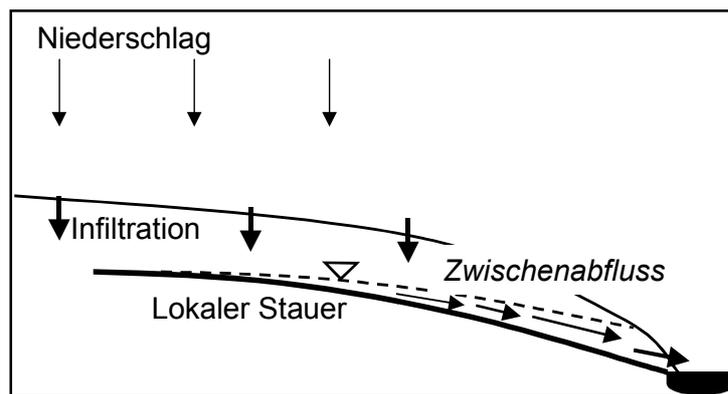


Abbildung 2-11: Zwischenabfluss („Interflow“)

oder „Subsurface Storm Flow“, Abbildung 2-11) bezeichnet. Für sein Auftreten ist eine deutliche Abnahme der hydraulischen Leitfähigkeit mit der Tiefe notwendige Voraussetzung. Er kann sowohl als (langsamer) Matrixfluss oder (schneller) Makroporenabfluss auftreten (BRONSTERT, 1994).

Zwischenabfluss in größeren Röhren (im cm-Bereich, z.B. Wurzelröhren; Graberöhren oder Subrosionsröhren unter Wurzeltellern und in Hangrinnen) kann sehr hohe Geschwindigkeiten erreichen (bis einige 10^{-3} ms^{-1}), in der internationalen Fachsprache herrscht dafür der Begriff „Pipe Flow“ vor.

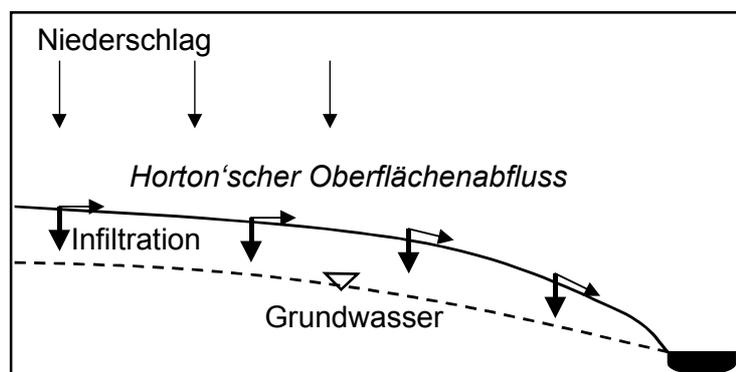


Abbildung 2-12: Horton'scher Oberflächenabfluss („Infiltration Excess Flow“)

Ist lokal die Infiltrationskapazität (= hydraulische Leitfähigkeit) des Bodens überschritten, kommt es zur Bildung von Oberflächenabfluss („Infiltration Excess Flow“, Abbildung 2-12). Man spricht in der

Literatur auch von Horton'schen Oberflächenabfluss (HORTON, 1933; PESCHKE, 2001). Dieser tritt häufig auf verdichteten oder versiegelten Flächen auf. In bewaldeten, humiden Gebieten tritt dieser Abflussbildungsprozess wegen der hohen Makroporosität des Ober-

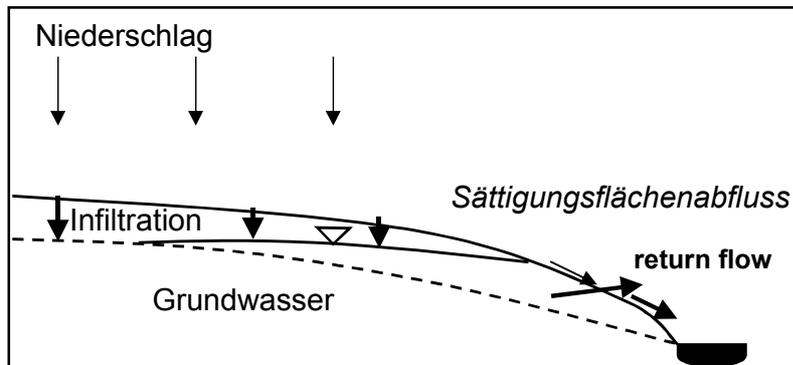


Abbildung 2-13: Sättigungsflächenabfluss („Saturation Excess Flow“)

bodens stark in den Hintergrund (BONELL, 1998).

Eine andere Form des Oberflächenabflusses ist der sog. Sättigungsflächenabfluss („Saturation Excess Flow“, Abbildung 2-13). Hier sättigt sich eine Fläche zunächst von unten her auf. Darüber hinaus gehender Niederschlag führt dann zur

Bildung von Oberflächenabfluss. Der Grund für das Aufsättigen kann vielfältig sein. Meist wird von der Existenz eines (lokalen) Stauers ausgegangen, auf dem sich ein (möglicherweise schwebender) Grundwasserleiter ausbildet. Erreicht die Grundwasseroberfläche die Bodenoberfläche, entsteht lokal Sättigung. Verstärkt werden kann dieser Prozess durch die topografische Lage in Flussauen oder in Verebnungsflächen oder auch durch einen verstärkten lateralen Zufluss von Hangwasser. Kommt es an Hangknicken oder anderen Bereichen mit Sättigung (z.B. Mulden) des Oberbodens zu Exfiltration von Zwischenabflusskomponenten, so spricht man im englischen Sprachraum von „Return Flow“.

Meist kommt es substrat- und topografiebedingt zu einem häufigem Wechsel von Infiltration und Exfiltration. Man spricht dann auch von einem „Shallow Subsurface Flow“. Abfließendes Wasser setzt sich dann meist aus Bodenwasser („Return Flow“) und Niederschlagswasser zusammen, das direkt auf die gesättigten Flächen gefallen ist (UHLENBROOK & LEIBUNDGUT, 1997).

Die Tatsache der Mischung verschiedener Abflusskomponenten macht man sich in der Tracerhydrologie zu nutze (LEIBUNDGUT, 1995). Definierbare Unterschiede in der hydrochemischen oder isotopischen Signatur einzelner Abflusskomponenten ermöglichen ihre spätere Trennung im am Pegel abfließenden Wasser (RHODE, 1987). Hierbei wird das Regenwasser als Ereigniswasser („Event Water“) und das bereits vor dem Ereignis im Boden oder Grundwasser gespeicherte Wasser als Vorereigniswasser („Pre-event Water“) bezeichnet (BISHOP, 1991; BUTTLE, 1994; MCDONNELL, 1990).

3. Methoden und Messeinrichtungen

Im Rahmen dieser Forschungsarbeiten wurde das hydrologische Testgebiet Dürreychbachtal geplant und instrumentiert. Maßgeblich beteiligt waren an der Geräteinstallation und Projektdurchführung alle Mitglieder der Arbeitsgruppe Dürreych. Daher wird hier auch auf die Arbeiten von ABERLE (2000), VOLKMANN (2002) und WALDENMEYER (2002) verwiesen. Auf die Details der Datenaufbereitung insbesondere auch der Datenkorrektur wird aus Gründen der Übersichtlichkeit nur dann eingegangen, wenn dies für das Verständnis einer Methode unbedingt notwendig ist.

3.1. Geländeerhebungen

3.1.1 Kartierungen von Boden, Vegetation und Erosionserscheinungen

Eigene Kartierungen wurden im Rahmen dieser Arbeit nicht durchgeführt. Es wurde bei der Erstellung von Karten auf die umfangreichen Arbeiten von WALDENMEYER (2002) zur Validierung der Forstlichen Standortkarte (FSK) zurückgegriffen. Des weiteren kamen die Kartierungen zur Geologie von KASSEBEER (1997), die Quellkartierungen von THIEMANN (1998) und die Erosionskartierungen von SANDER (1998) zur Anwendung.

3.1.2 Geophysikalische Untersuchungen (Refraktionsseismik)

Seismische Methoden zur Ermittlung von Schuttdeckenmächtigkeiten wurden u.a. von BARSCH ET AL. (1988) sowie im Buntsandstein-Schwarzwald von SEEGER (1990) erfolgreich angewandt. Mit einer Schallquelle – z.B. Hammer und Schlagplatte – wird eine Schallwellenfront erzeugt, die mit einer bestimmten Laufgeschwindigkeit (v_1) in den oberflächennahen Untergrund eindringt. Trifft die Wellenfront auf eine Gesteinsschicht mit einer anderen Laufgeschwindigkeit (v_2), wird – analog zur optischen Brechung – an

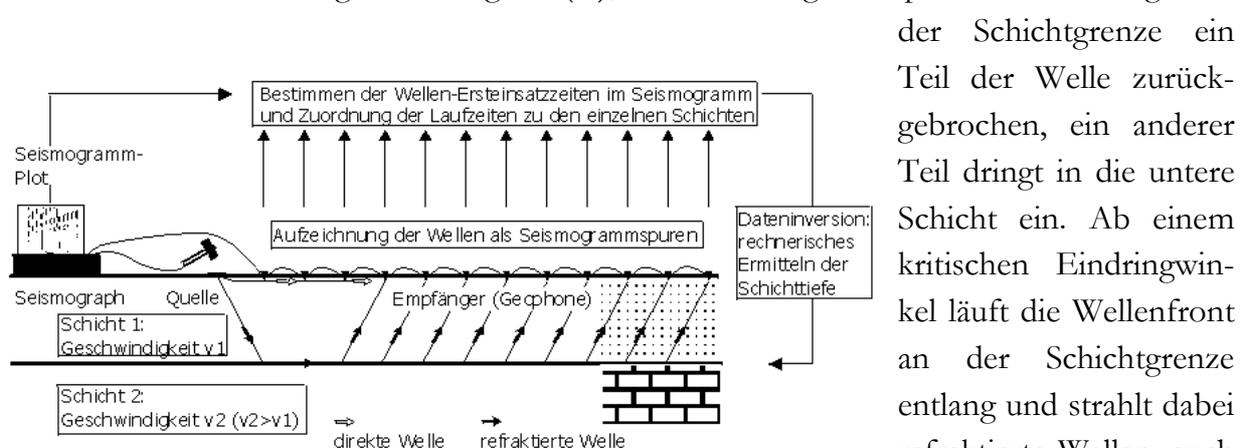


Abbildung 3-1: Vereinfachtes Prinzip der Refraktionsseismik für einen Zwei-Schichten-Fall (HECHT, 2000)

an der Schichtgrenze ein Teil der Welle zurückgebrochen, ein anderer Teil dringt in die untere Schicht ein. Ab einem kritischen Eindringwinkel läuft die Wellenfront an der Schichtgrenze entlang und strahlt dabei refraktierte Wellen, auch Kopfwellen genannt, zur Oberfläche hin ab (Abbildung 3-1). Die

Laufzeit der Wellen wird von einer Geophonkette automatisch aufgezeichnet und gegen die Geophondistanz abgetragen. Aus dem Seismogramm wird die Tiefe der Schichtgrenze bestimmt. Nähere Ausführungen zur Methode finden sich in KNÖDEL ET AL. (1997).

Refraktionsseismische Messungen wurden im Dürreychgebiet im Sommer 1999 an 5 Standorten durchgeführt. Die Standorte repräsentieren typische Reliefpositionen und wurden möglichst in die Nähe weiterer Messeinrichtungen gelegt (Abbildung 3-2):

- (1) Oberhang/Hochfläche (Klimastation FF)
- (2) Profil 1 (Messprofil Zwischenabfluss)
- (3) Profil 2 (Messprofil Tiefensickerung)
- (4) Unterhang im unteren Einzugsgebiet
- (5) Talbodenquerschnitt am Gebietsauslass (DÜ)



Abbildung 3-2: Lage der refraktionsseismischen Untersuchungsflächen

Die Geophonkette wurde in Richtung des Hangfallens sowie senkrecht dazu ausgelegt. Als Schallquelle diente eine Hammerschlagplatte; die Signale wurden mit einer digitalen 12-Kanal-Apparatur der Firma GEOMETRICS aufgenommen. Dabei wurden Schlagpunktabstände von 5,5 m oder 11 m und Geophonabstände von 1 bis 2 m gewählt. Entlang der Messstrecken wurden die relativen Geländehöhen mittels Theodolith eingemessen. Die Auswertung der Feldmessungen erfolgte in Zusammenarbeit mit dem Ingenieurbüro GUS - Geophysikalische Messungen/Karlsruhe (FLINSPACH, 1999). Dabei wurden nur die Kompressionswellen berücksichtigt. Ausgehend von einem Startmodell, das die eingemessene Topographie enthält, wurden die Laufzeiten der Kompressionswellen mittels finiter Differenzen ermittelt. Das Modell wurde iterativ an die gemessenen Laufzeiten angepasst, bis eine mittlere Abweichung im Bereich der Messungengenauigkeit (ca. 1 Millisekunde) erreicht war. Im Dürreychgebiet liegen leider keine Bohrungen zur Eichung der Schichtgrenztiefen vor. Die Minimaltiefe für den Felshorizont wurde daher auf Grundlage einer geschätzten Kompressionswellengeschwindigkeit von ca. 2000 m s⁻¹ errechnet.

3.2. Meteorologie

Abgesehen vom Niederschlag dienten die meteorologischen Messwerte ausschließlich als Eingangsdaten für die hydrologische Langzeitmodellierung (Kapitel 5). Auf die eingesetzte Messtechnik und einige Auswerteverfahren soll hier dennoch eingegangen werden.

3.2.1 Niederschlagsmessung

Gebietsniederschlag

Der Niederschlag wurde im Gebiet an 3 Stellen (Hauptpegel, Klimastation Freifläche und Klimastation Forsthaus) mittels Kippwaage (Auflösung 0.1 mm) in einer zeitlichen Auflösung von 10 min (später zu 1h-Werten aggregiert) gemessen.

Die beiden Klimastationen besaßen zudem eine Heizung, die auch die Erfassung festen Niederschlags möglich machte.

Zur Korrektur der Kippwaagen wurde die Wochensumme des Niederschlags mittels Totalisatoren nach Hellmann gemessen. Eine weitere Korrektur der Daten wurde nicht vorgenommen.

Totalausfälle aller Messstationen wurden mit Daten der DWD-Stationen Dobel und Bad Wildbad/Sommerberg (5 bzw. 10 km Luftlinie entfernt) überbrückt.

Da das Gebiet bei fast allen Ereignissen sehr gleichmäßig überregnet wurde, wurde nur eine einfache Höhenregression zwischen den beiden Klimastationen zur Gebietsniederschlagsbestimmung aufgestellt. Eine Korrektur der Luv- und Leelageneffekte wurde mangels Messdaten nicht vorgenommen.

Bestandsniederschlag

Um den Einfluss des Bestandes auf den Niederschlag zu erfassen, wurde an 2 Standorten mit jeweils 4 Totalisatoren der wöchentliche Niederschlag im Kronenbereich bzw. im Zwischenkronenbereich eines alten Fichtenbestandes (> 80 Jahre) erfasst.

3.2.2 Energiebilanz

Zur Berechnung der potentiellen Evapotranspiration nach MONTEITH (1975) ist die Erfassung von Strahlungsbilanz, Windgeschwindigkeit, Lufttemperatur und Luftfeuchte zwingend notwendig. Diese Berechnungsmethode wird in zwei der verwendeten hydrologischen Modelle (WASIM-ETH und CATFLOW) eingesetzt.

Diese vier Messgrößen wurden an beiden Klimastationen mit einer zeitlichen Auflösung von 10min erfasst und später zu 1h-Mittelwerten aggregiert.

Da der Strahlungsbilanzgeber infolge Schnee gerade im Winterhalbjahr häufiger ausfiel, wurden uns dankenswerter Weise Messdaten der Klimastation Sasbachwalden vom Institut für Meteorologie und Klimaforschung der Universität Karlsruhe zur Verfügung gestellt (ZIMMERMANN, 2000). Die Datenreihen wurden mittels einer einfachen Regressionsbeziehung aufeinander abgestimmt.

3.3. Erhebung und Analyse hydrologischer Daten

3.3.1 Der Hauptpegel

Der gesamte oberirdische Abfluss aus dem Einzugsgebiet wird am Gebietsauslass durch einen Pegel erfasst. Dieser Pegel wurde bereits 1974 von der Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg in Betrieb genommen (Abbildung 3-3). Dabei handelt es sich um ein ca. 3 m breites Rechteckwehr mit einer ca. 10 cm hohen, einbetonierten Stahlschwelle. Der Pegelzulauf ist aus Sandstein gemauert. Seit Übernahme der Messeinrichtung durch unser Institut im Jahre 1996 wird der Wasserstand mittels einer

Drucksonde der Firma ISCO erfasst. Die Höhenauflösung beträgt 2 mm. Die Pegelkalibrierung wurde mittels Flügelmessungen und Salzverdünnungsmessungen durchgeführt (Abbildung 3-4). Die Abflussdaten liegen als 10 min Werte vor und wurden vor der Auswertung zu Stundenwerten aggregiert.



Abbildung 3-3: Der ehemalige LfU-Pegel Dürreychbachtal, im Hintergrund Niederschlagswippe der Firma ISCO

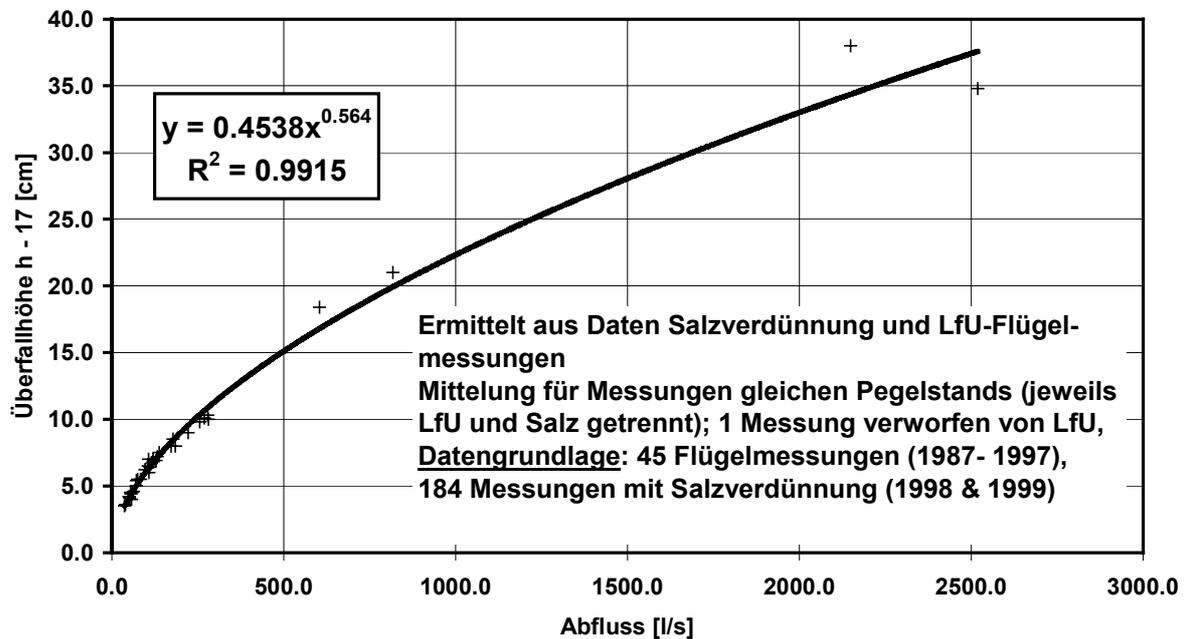


Abbildung 3-4: Aktuelle Schlüsselkurve Pegel Dürreychbach (ABERLE, 1999)

3.3.2 Nebenpegel

Eine Quelle (Stillwasserquelle) und einige Teileinzugsgebiete (Hirschklänge, Lerchensteinweg, Stillwasserhütte und Seemißkar) wurden für einen Teil der Projektlaufzeit mit Messwehren und Wasserstandsaufzeichnungsgeräten ausgestattet.

Der Messpunkt Stillwasserquelle wurde mit einem 90°-V-Meßwehr bestückt. Ein Trommelschreiber der Firma OTT mit Schwimmer sorgte für die Datenerfassung (Abbildung 3-5).

Die übrigen Messwehre wurden als kombinierte V- und Rechteckmesswehre ausgeführt, um die hohen Durchflussschwankungen ohne Zerstörung der Messeinrichtungen zu verkraften. Kalibriert wurden die Messwehre mit Gefäßmessungen (Eimer und Stoppuhr) bzw. Salzverdünnungsmessungen bei höheren Abflüssen (BARSCH ET AL., 1994). Dabei wurde die theoretische Überfallformel (GRANT & DAWSON, 1995) jeweils nur leicht modifiziert.

Die Wasserstandsaufzeichnung erfolgte entweder mit mobilen Drucksonden der Firma ISCO Inc., mit Trommelschreibern der Firma OTT oder Ultraschallsensoren der Firma ZÜLLIG. Die Drucksonden der Firma ISCO Inc. (USA) wurden über einen automatischen Probennehmer (Typ ISCO 6700) betrieben, mit dessen Hilfe auch automatisch und wasserstandsabhängig Wasserproben entnommen werden konnten (Weitere Details im Anhang B).

Die Abflüsse der Nebenpegel wurden in 6 bzw. 10 min Intervallen erfasst und vor der Aufnahme in die zentrale Datenbank zu Stundenwerten aggregiert.



Abbildung 3-5: OTT-Schwimmpegel Stillwasserquelle (SQ)

3.3.3 Quellschüttungsmessungen

Die Schüttung der Stillwasserquelle wurde kontinuierlich gemessen (Abbildung 3-5). Die Schüttung einiger anderer Quellen wurden hingegen nur zeitweise erfasst. Dabei kamen Auffangrinnen und Messgefäße zum Einsatz. Die Schüttung der größeren Quellen Teichquelle und Hirschhaldenquelle wurde z.T. auch mit der Salzverdünnungsmethode gemessen (KASSEBEER, 1997 und THIEMANN, 1998).

Salzverdünnungsmethode

Wenn aufgrund der örtlichen Gegebenheiten keine festen Messeinrichtungen wie Wehre oder Rinnen installiert werden können und auch kein stabiler Messquerschnitt im Gewässer vorhanden ist, werden häufig Verdünnungsmethoden zur Abflussmessung eingesetzt. Werden als Markierstoff (Tracer) Elektrolyte zugegeben, spricht man von der Salzverdünnungsmethode. (DYCK & PESCHKE, 1995). Die Methode basiert auf der Annahme, dass zwischen Zugabestelle für den Salztracer und Messstelle eine vollständige Durchmischung stattfindet. Dies ist unter den turbulenten Fließbedingungen in Mittelgebirgsbächen bereits nach Strecken zwischen 20 und 50 m der Fall. An der Messstelle wird mit Hilfe eines Leitfähigkeitsdetektors der Salzdurchgang erfasst. Ist der Zusammenhang zwischen Salzkonzentration und Leitfähigkeit bekannt (wurde in unserem Fall in Laborversuchen bestimmt.), lässt sich die Abflussmenge für eine Einmalzugabe Salzlösung (m_{Salz}) nach der folgenden Formel ermitteln:

$$Q = \frac{m_{\text{Salz}}}{\int_{t=\text{Anfang}}^{t=\text{Ende}} C(t) dt} \left[\frac{l}{s} \right] \quad \text{Gl. 3-1}$$

Wichtig ist dabei, dass der gesamte Salzdurchgang (Massenerhaltung) erfasst wurde, d.h. Anfangs- und Endleitfähigkeit müssen gleich sein. Größere Massenverluste sind bei der Verwendung von feinkörnigem Kochsalz (NaCl) wegen seiner hohen Löslichkeit auszuschließen.

3.3.4 Messungen der Bodenwasserdynamik

Um die Bodenwasserdynamik stichprobenartig zu erfassen, wurden an 4 Stellen Bodenfeuchtesensoren der Firma IMKO installiert. Sie arbeiten alle nach dem TDR-Prinzip (STACHEDER, 1996). Mit Hilfe von Datenloggern wurden stündliche Werte der Bodenfeuchte in unterschiedlichen Tiefen aufgezeichnet.

2 Bodenprofile wurden außerdem mit Tensiometern zur Saugspannungsbestimmung und mit Saugkerzen zur Bodenwasserentnahme ausgestattet. Des weiteren wurden Temperatursensoren eingebaut, um u.a. infiltrierendes Wasser mit deutlich unterschiedlicher Temperatur detektieren zu können. Zur Bodenfeuchtemessung kamen TDR-

Sonden (Messprinzip: Time Domain Reflectometry), zur Messung der Bodentemperatur Pt100-Sensoren zum Einsatz. Die Saugspannung wurde mittels elektronischer Druckaufnehmer der Firma UMS, München bestimmt. Ergänzt wurden diese Messstellen durch Sammelgefäße für den wöchentlichen Bestandesniederschlag (Kronen- und Kronenzwischenraum getrennt, vgl. Abschnitt 3.2).

An den Saugkerzen (PE/Nylon, Porengröße 0,45 µm) wurde wöchentlich an 1 l Flaschen eine Saugspannung von 0,7 bar angelegt und das Bodenwasser eine Woche später entnommen und die DOC Konzentration gemessen. Am Bodenprofil 1 wurde aus diesem Wasser zusätzlich δ¹⁸O bestimmt. Messsonden und Saugkerzen waren so angeordnet, dass sich die wichtigsten Horizonte, teilweise mit parallelen Messungen, erfassen ließen (Abbildung 3-6).

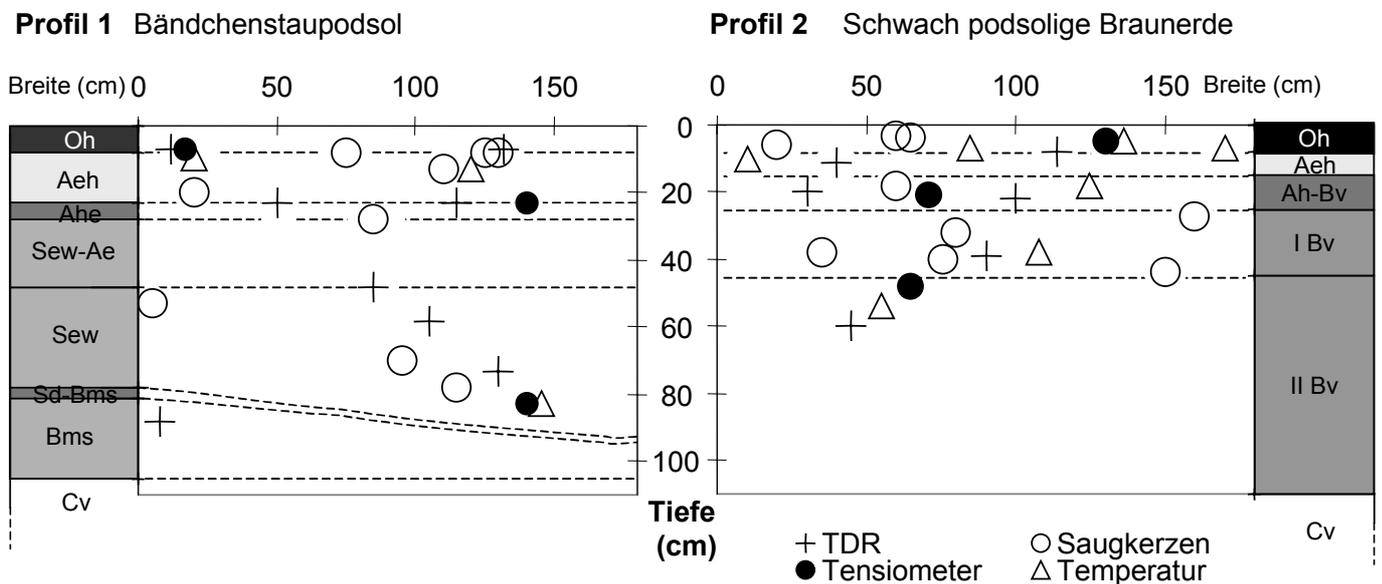


Abbildung 3-6 : Horizontierung und Instrumentierung der Messprofile

3.3.5 Ganglinienanalysen

Abflussbeiwert

Der Abflussbeiwert ψ bezeichnet den Anteil des Niederschlags, der rechnerisch während eines Niederschlags-Abfluss-Ereignisses zum Abfluss kommt. Dazu werden die langsamen Abflusskomponenten (sog. Basisabfluss, als konstant angenommen) abgetrennt. Die verbleibende Ganglinie stellt dann den sogenannten Direktabfluss Q_d dar.

$$\psi = \frac{\int Q_d(t) dt}{\int N_d(t) dt} [l] \quad \text{Gl. 3-2}$$

Als Niederschlag kann auch der sogenannte Bestandesniederschlag (= Niederschlag minus Interzeptionsverlust) eingesetzt werden. Da dieser Wert jedoch schwer bestimmbar ist,

beziehen sich in der vorliegenden Arbeit alle Berechnungen des Abflussbeiwertes auf den gemessenen Gesamtniederschlag. Abflussbeiwerte wurden sowohl für das Gesamtgebiet als auch für die Teilgebiete für eine große Anzahl Ereignisse im Zeitraum 1996 bis 2000 bestimmt und nach Vorfeuchte im Gebiet (trocken/mittel/feucht/nass, die Einteilung basiert auf gemessenen Bodenfeuchten an bis zu 4 Messpunkten) und Ereigniseigenschaften (Dauer, Intensität, Niederschlagssumme) sortiert (siehe auch Anhang G).

Speicherkoefizient und Einzellinearspeicher

Der Einzellinearspeicher (ELS) beschreibt das Leerlaufen eines einzelnen Reservoirs. Die Abflusshöhe ist einzig von der Speicherfüllung abhängig. Das Leerlaufen von Quellen, die einem relativ homogenen Aquifer entspringen, lässt sich daher häufig durch einen ELS annähern. Die Speicherkonstante entspricht dann außerdem der mittleren Aufenthaltszeit des mobilen Wassers im System (MEHLHORN, 1998).

Für den ELS gilt die Speicher-Abfluss-Beziehung:

$$S = K \cdot Q \quad \text{Gl. 3-3}$$

mit dem Leerlaufverhalten

$$Q(t) = Q(t_0) \cdot e^{-t/K},$$

wobei S [m^3] der Speicherinhalt, Q [m^3/s] der Speicherabfluss K [s] die Speicherkonstante (oder Speicherkoefizient) sind.

Logarithmiert ergibt sich die folgende Darstellung:

$$\ln Q(t) = \ln Q(t_0) - t/K.$$

Daraus ist abzuleiten, dass in halblogarithmischer Darstellung die Leerlaufkurve eines ELS zu einer Geraden wird, die Speicherkonstante lässt sich graphisch ermitteln.

Ganglinienseparation nach dem Einzellinearspeicherprinzip

Unter der vereinfachten Annahme, dass sich der Abfluss aus einem Gebiet als Summe des Abflusses aus wenigen unterschiedlichen Teilsystemen beschreiben lässt, ist eine Ganglinientrennung nach dem Einzellinearspeicherprinzip möglich. Es wird dabei angenommen, dass das Leerlaufverhalten jedes Teilsystems durch einen Einzellinearspeicher (ELS) angenähert werden kann (MATTHESS & UBELL, 1983).

Für jede Abflusskomponente Q_i wird nun eine Speicherkonstante K_i angenommen. Der Gesamtabfluss ergibt sich dann als Parallelschaltung der n ELS:

$$Q(t) = \sum_{i=1}^n Q_i(t) = \sum_{i=1}^n Q_i(t_0) \cdot e^{-t/K_i} \quad \text{Gl. 3-4}$$

Die Abtrennung der einzelnen Komponenten erfolgt sukzessive von der langsamsten zur schnellsten. Ist eine sehr langsame, aus tiefen Grundwasserleitern stammende Komponente (Verzögerter Basisabfluss) vorhanden, muss deren Speicherkoefizient evtl.

aus synthetischen Trockenwetterfalllinien bestimmt werden. Der Abfluss aus diesem Speicher wird dann von der ursprünglichen Ganglinie abgetrennt. Von dieser Differenzganglinie werden danach die weiteren Speicherauslaufkurven schrittweise abgetrennt. Weitere Details zum Verfahren finden sich in MATTHESS & UBELL (1983, S. 341ff) oder DYCK & PESCHKE (1995, S.214ff)

Nach DYCK & PESCHKE (1995) lassen sich in Ganglinien aus Mittelgebirgs-Einzugsgebieten meist 4 Abflusskomponenten identifizieren und ihren Herkunftsräumen (= Teilsystem) zuordnen: Verzögerter Basisabfluss aus dem Festgestein, Basisabfluss aus der Auflockerungszone, Zwischenabfluss und Direktabfluss. Für die einzelnen Komponenten bestehen charakteristische Speicherkoeffizienten (SCHWARZE ET AL., 1995).

Basisabflussabtrennung mit einem nichtlinearen Speicheransatz

WITTENBERG & SIWAPALAN (1999) propagieren die Verwendung eines nichtlinearen Speicheransatzes zur Abtrennung des Basisabflusses von gemessenen Ganglinien. Ein nichtlinearer Speicher kann durch die Parallelschaltung mehrerer ELS zwar approximiert werden, doch ist die Bestimmung der einzelnen Speicherkoeffizienten mühsam. Ein nichtlinearer Speicher hat die Form:

$$S = aQ^b, \quad \text{Gl. 3-5}$$

wobei

$$Q(t) = Q_0 \left(1 + \frac{(1-b)Q_0^{1-b}}{ab} t \right)^{\frac{1}{b-1}}. \quad \text{Gl. 3-6}$$

Zu erkennen ist, dass für die Bestimmung der Konstanten a und b die Kenntnis von Q_0 notwendig ist. Dieser Startwert Q_0 muss so gewählt werden, dass die verbleibende Ganglinie das Leerlaufen eines Gebietes oder Aquifers gut beschreibt. An diese Ganglinie lässt sich dann eine nichtlineare Speicherfunktion anpassen. Wichtig ist dabei zu wissen, dass die Konstante a nicht einheitenlos ist. Sie hat für S in $[\text{m}^3]$ und Q in $[\text{m}^3/\text{s}]$ die Einheit $[\text{m}^{3-3b} \cdot \text{s}^b]$. Die Bestimmung von a und b erfolgte mit Hilfe eines Optimierungsalgorithmus (WITTENBERG, 1999).

3.4. Hydrochemie und Tracermethoden

3.4.1 Typisierung der Quellen

Anhand physikalischer und chemischer Größen lassen sich Wasseraustritte typisieren. Die Dynamik der Messgrößen und die Art der Inhaltsstoffe lässt vielfältige Rückschlüsse auf die Herkunftsräume und Aufenthaltszeiten des Wassers zu.

Die Untersuchungen von KASSEBEER (1997) und THIEMANN (1998) stützen sich bei der Typisierung der Quellen im Dürreychbachtal auf die folgenden Messgrößen:

- Schüttungskoeffizient (NQ/HQ); beschreibt Größe und Beschaffenheit des zugehörigen Aquifers.
- Temperaturverlauf; erlaubt Rückschlüsse auf die Tiefenlage des Grundwasserleiters und die Verweildauer des Wassers.
- pH-Wert; sinkt mit zunehmender Oberflächennähe des Wasseraustrittes (Nadelstreu wird unter Säurebildung abgebaut), steigt mit der Kontaktzeit im Untergrund, v.a. bei Vorhandensein carbonatischen Materials.
- Leitfähigkeit als Summenparameter für die gelösten Inhaltsstoffe bzw. der Ionenaktivität; steigt sowohl mit fallendem pH-Wert (das Wasser liegt dann teilweise dissoziiert, also ionisch vor), als auch mit zunehmender Kontaktzeit im Untergrund (echte Zunahme der Lösungsfracht).
- Gehalt an gelöstem Kohlenstoff (DOC); indirekt über die Lichtabsorption bei 254nm gemessen (SAK-254), gibt Hinweise auf die Oberflächennähe einer Quelle (nimmt mit zunehmende Untergrundpassage des Wassers stark ab).
- Detaillierte Kationen- und Anionenanalyse; erlaubt Rückschlüsse auf während der Untergrundpassage stattgefundenene Lösungsprozesse (abhängig von der Gesteinsart).

3.4.2 Isotopenmethoden

Stabile Sauerstoffisotope ($^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$)

Im Niederschlagswasser ändert sich in einem charakteristischen Jahresgang das Verhältnis der stabilen Sauerstoffisotope ^{16}O und ^{18}O (MOSER & RAUERT, 1998). Ist beim Verdunstungsprozess mehr Strahlungsenergie vorhanden, steigt der Anteil des schwereren Sauerstoff(18)-Isotops im Wasserdampf (Sommereffekt). Gleichzeitig kondensieren Wassermoleküle, die ein ^{18}O -Atom enthalten früher, so dass auch das Wolkenalter bzw. die Geländehöhe Einfluss auf die Isotopenverhältnisse im Niederschlag haben. Die beiden Sauerstoffisotope verhalten sich bei der Boden- bzw. Untergrundpassage nahezu identisch (konservativer Tracer). Sind nun Inputsignal- bzw. Inputfunktion in Bezug auf das Sauerstoffisotopenverhältnis im Regen bekannt, lassen sich zwei unterschiedliche Auswertemethoden ableiten: Die Ereignis bezogene Auswertung zur Trennung von Ereignis- und Vorereigniswasser und die Langzeitanalyse zur Bestimmung von

Verweilzeiten (CLARK & FRITZ, 1997, KÄß, 1992; LEIBUNDGUT, 1995). Beide Verfahren wurden im Rahmen dieser Arbeit eingesetzt und werden in den folgenden Abschnitten detailliert beschrieben.

Probennahme und Analytik ($^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$)

Analysiert wurden insgesamt 850 Proben aus Niederschlags-, Boden-, Quell- und Oberflächenwasser. Die Probennahme erfolgte luftfrei in braune Glasflaschen (100 ml). Die Proben wurden nicht filtriert. Der Probennahmezeitraum erstreckte sich von Juni 1998 bis April 2000. Dabei wurden Quellwässer, Bodenwässer und der Niederschlag (an beiden Klimastationen, um eine Höhenabhängigkeit des Messwerte feststellen zu können) wöchentlich beprobt. Einzelne Ereignisse wurden feiner aufgelöst sowohl im Niederschlag als auch im Oberflächenwasser beprobt (Intervalle von 1 h-8 h).

Die Mehrheit der Proben wurde durch das Isotopenlabor des Institutes für Petrographie und Geochemie (IPG) der Universität Karlsruhe analysiert. Dabei kam ein Gasionen-Massenspektrometer mit Aquaprep vom Typ Micromass Optima zum Einsatz. Die Proben wurden mit der sogenannten "glove bag technique" aufbereitet.

Ca. 100 Analysen wurden an das Isotopenlabor der Firma Hydroisotop in Schweitenkirchen vergeben. Einige Proben wurden zwecks Validierung der Messwerte an beide Labors gegeben. Die Ergebnisse beider Labore liegen in der gebräuchlichen Einheit (CRISS ET AL., 1996) "Abweichung in Promille relativ zum Wiener Standard Ozeanwasser" (VSMOW = Vienna Standard Mean Ocean Water) vor, abgekürzt $\delta^{18}\text{O}$ [promille], d.h.

$$\delta^{18}\text{O} = \left(\frac{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{Probe}}}{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{VSMOW}}} - 1 \right) \cdot 1000 \left[\frac{\text{‰}}{\text{‰}} \right] \quad \text{Gl. 3-7}$$

Die Genauigkeit beider Labors lag bei ungefähr ± 0.15 [promille], wobei die einzelnen Datensätze (Batches) des IPG methodenbedingt eine Mittelwertdrift aufweisen konnten. Diese wurde über die doppelt gemessenen Proben korrigiert. Für die so korrigierten Werten lag die Messgenauigkeit jedoch dann nur noch im Bereich von ± 0.3 [promille].

Ereignisbezogene Komponententrennung ($\delta^{18}\text{O}$) - Das Zwei-Komponenten-Modell

Sind die Isotopenverhältnisse sowohl im Niederschlag als auch im Bodenspeicher (Vorereigniswasser) bekannt, und misst man die Isotopenverhältnisse im Abfluss, so lässt sich mit Hilfe einer einfachen Mischungsgleichung der Anteil an niederschlagsbürtigem Wasser (Ereigniswasser oder "New Water") vom Voreigniswasser trennen. Dabei nimmt man stark vereinfachend an, dass die Isotopensignaturen des Regens und des Vorereigniswassers zeitlich konstant sind und keine nennenswerte Verdunstung stattfindet. Dieses sogenannte Zwei-Komponenten-Modell (vgl. RHODE, 1987, BISHOP, 1991, BUTTLE, 1994) ergibt sich aus der Massenerhaltung für das Wasser (Gl. 3-7) und der Erhaltungsgleichung für ^{18}O (Gl. 3-8)

$$Q_{\text{Vor}} + Q_{\text{neu}} = Q_{\text{Abfl}} \quad \text{Gl. 3-8}$$

$$C_{Vor} \cdot Q_{Vor} + C_{neu} \cdot Q_{neu} = C_{Abfl} \cdot Q_{Abfl} \quad \text{Gl. 3-9}$$

wobei C_{Vor} , C_{neu} und C_{Abfl} die ^{18}O -Konzentrationen (angegeben als $\delta^{18}\text{O}$) im Vorereigniswasser, Regenwasser bzw. Abfluss sind. Die dazugehörigen Volumina sind als Q_{Vor} , Q_{neu} und Q_{Abfl} bezeichnet. Die obigen Gleichungen können nach X aufgelöst werden. X beschreibt den Anteil an Vorereigniswasser im Abfluss.

$$X = \frac{Q_{Vor}}{Q_{Abfl}} = \frac{C_{Abfl} - C_{neu}}{C_{Vor} - C_{neu}} \quad \text{Gl. 3-10}$$

Wenn sich messtechnisch mehr als ein Speicher mit Vorereigniswasser beproben lässt, z.B. um grundwasserbürtiges und bodenbürtiges Vorereigniswasser mit jeweils unterschiedlicher Isopopensignatur zu trennen, lässt sich dieses Modell auch zu einem Drei-Komponentenmodell erweitern (MCDONNEL ET AL., 1991; JENKINS ET AL., 1994; Details in Kap. 3.4.5). Da sich Analyse- und Probennahmefehler der Einzelkomponenten in diesem Modellansatz jedoch addieren, ist die Aussagekraft häufig infrage zu stellen (BONNELL, 1998).

Verweilzeitbestimmung ($\delta^{18}\text{O}$)

Für Boden- und Grundwasser lässt sich mit Hilfe der stabilen Sauerstoffisotope die mittlere Verweilzeit bestimmen. Dabei sind längere Zeitreihen für $\delta^{18}\text{O}$ im Niederschlag (Systeminput) bzw. im Boden- oder Quellwasser (Systemoutput) notwendig. ERIKSON (1958) führte zur Verweilzeitbestimmung das Exponentialmodell (EM) ein. Dabei nahm er eine exponentielle Verteilung der Fließgeschwindigkeit an, die mit einer Abnahme der Durchlässigkeit mit der Tiefe korrespondiert. Mathematisch identisch ist das EM mit dem Good-Mixing-Modell, welches impliziert, dass sich der Markierstoff mit dem gesamten Speicherinhalt mischt.

Legt man nun das EM zugrunde und die Inputfunktion hat einen periodischen (idealisiert: sinusförmigen) Verlauf, so lässt sich die mittlere Verweilzeit aus dem Verhältnis der Amplituden beider Funktionen berechnen (DEWALLE, 1997; SOULSBY ET AL., 1999 & 2000; MEHLHORN, 1998). Die Inputfunktion kann angenähert werden mit

$$C(t) = \mu + A_{input} \cdot \sin(\omega t + \varphi_{input}). \quad \text{Gl. 3-11}$$

Die Anwendung des Faltungsintegrals auf diese Sinusfunktion macht daraus für einen konservativen Tracer die Outputfunktion

$$\delta^{18}\text{O}(t) = \mu + A_{output} \cdot \sin(\omega t + \varphi_{output}), \quad \text{Gl. 3-12}$$

mit A = Amplitude; t = Zeit in Bruchteilen eines Jahres ; μ = Mittelwert der Inputfunktion; $\omega = 2\pi$ (Kreisfrequenz); φ = Phasenverschiebung des Scheitels.

Für das Exponentialmodell lässt sich die mittlere Verweilzeit T [Jahre] berechnen als

$$T = \frac{1}{2\pi} \sqrt{\left(\frac{A_{output}}{A_{input}}\right)^{-2} - 1}. \quad \text{Gl. 3-13}$$

Als Input wurden in unserem Fall die gewichteten Monatsmittel $\delta^{18}\text{O}$ angenommen. Die Zeitachse wurde auf ω transformiert. Der Mittelwert der Input- und Outputfunktion ist unter natürlichen Bedingungen nicht gleich, da durch Verdunstungsvorgänge im Boden die schweren Isotope angereichert werden. Er wurde daher vor der Bestimmung der Amplitude für jede Outputfunktion angepasst.

Verweilzeitbestimmung (^3H)

In der Literatur findet sich auch häufig die Verweilzeitbestimmung mittels Tritium (^3H). Tritium ist im Gegensatz zu ^{18}O radioaktiv und zerfällt mit einer Halbwertszeit von 12.6 Jahren. Tritium ist vor allem ab den 1950er bis 1970er Jahren durch die große Anzahl an Atombombenversuchen in die Atmosphäre bzw. Hydrosphäre gelangt. Heute ist der Tritiumgehalt im Regen fast wieder auf die natürlichen Hintergrundwerte gesunken. Grundwasser mit einer langen Untergrundpassage (> 10 Jahre) zeigt deshalb auch noch heute deutlich erhöhte Tritiumwerte. Nimmt man nun analog zur Verweilzeitberechnung mit ^{18}O eine Inputfunktion für Tritium an (ist für einige Niederschlagsstationen bekannt) und nähert man die Fließgeschwindigkeitsverteilung im Aquifer durch ein Modell (z.B. Exponentialmodell) an, so lässt sich mit relativ wenigen Messdaten aus dem Quellablauf die mittlere Verweilzeit des Wassers errechnen. Allerdings muss hier gleichzeitig der radioaktive Zerfall des Tritiums Berücksichtigung finden.

Die Menge an Tritium wird in sog. Tritium Units (T.U.) angegeben.

Für unsere Untersuchungen kamen Messdaten von KREBS (1979) zum Einsatz, ergänzt durch 4 Tritiumanalysen, durchgeführt vom Isotopenlabor der Firma Hydroisotop in Schweitenkirchen (BAUER, 1998).

3.4.3 DOC als Tracer

Gelöster Kohlenstoff (DOC = dissolved organic carbon) im Oberflächenwasser stammt immer aus oberflächennahen Bodenschichten (HOPE ET AL., 1997). Er besteht aus gut wasserlöslichen Fulvo- und Huminsäuren, die beim Abbau humoser Substanz freigesetzt werden. Hauptliefergebiete (vgl. im Detail VOLKMANN, 2002 und auch VOLKMANN & CASPER, 2001) sind die vernässungsanfälligen Hochlagen unseres Einzugsgebietes einschließlich der vermoorten Karnischen. Sind diese Gebiete abflussaktiv, steigt die DOC-Konzentration im Gewässer deutlich an. Durch den hohen Vorrat an mobilisierbarem DOC zeigt zudem der Abfluss von diesen Flächen während eines Ereignisses eine relativ konstante DOC-Konzentration. Der Niederschlag selbst, sowie der Abfluss aus Quellen, tieferen Bodenschichten und von Wegen können hingegen als praktisch DOC-frei angesehen werden; die Waldböden der Hänge liefern i.A. deutlich geringere DOC-Werte und sind i.A. auch mengenmäßig nicht nennenswert am Abflussgeschehen beteiligt. Gleichzeitig wird DOC während des Transportes im Gewässer nur wenig abgebaut und auch wenig sorbiert (alle Austauschplätze an den

Bachsedimentoberflächen sind bereits belegt), er stellt also nahezu einen konservativen Tracer dar.

Aufgrund dieser Voraussetzungen lässt sich DOC zur Komponententrennung einsetzen: Sind die (konstante) Inputkonzentration (im Zufluss von den Hochflächen, gemessen am Pegel Stillwasserhütte) und die momentane Konzentration am Gebietsauslass bekannt, so lässt sich mit einem einfachen Zwei-Komponenten-Mischungsmodell der Anteil $X(t)$ des Hochflächenwassers am Gesamtabfluss abschätzen. Dabei muss jedoch der Basisabfluss Q_0 mit der DOC-Basiskonzentration C_0 abgezogen werden, um keine Bilanzfehler zu machen. Diese Basisabflussabtrennung fußt jedoch auf der Annahme, dass das System, das diesen Basisabfluss produziert, während des Ereignisses keinen nennenswerten zusätzlichen Abfluss produziert. Dies gilt im Untersuchungsgebiet für kleinere Ereignisse für die Grundwasserleiter. Ein eventuell einsetzender Spüleffekt im Bereich der Bachau, der dort akkumulierten DOC freisetzt, bleibt ebenfalls unberücksichtigt. Es gilt

$$X_{\text{Hochfl}}(t) = \frac{Q_{\text{Hochfl}}}{Q_{\text{Abfl}}(t)} = \left(1 - \frac{Q_0}{Q_{\text{Abfl}}(t)}\right) \cdot \left(\frac{Q_{\text{Abfl}}(t) \cdot C_{\text{Abfl}}(t) - (Q_0 \cdot C_0)}{C_{\text{Hochfl}} \cdot (Q_{\text{Abfl}}(t) - Q_0)}\right) \quad \text{Gl. 3-14}$$

wobei $C_{\text{Hochfl}} = \text{const.}$; $C_{\text{Abfl}}(t)$ die momentane DOC-Konzentration im Abfluss.

3.4.4 Silizium als Tracer

Auch Silizium eignet sich als Tracer (LAUDON & SLAYMAKER, 1997; UHLENBROOK, 1999; HOEG ET AL., 2000). Im Niederschlag ist Silizium nur in sehr geringen Konzentrationen zu finden. Erst im Lauf der Untergrundpassage reichert sich das Wasser durch Lösungsvorgänge mit Silizium an. Silizium liegt dabei in natürlichen Wässern gelöst vor. Ein Lösungsgleichgewicht stellt sich jedoch erst ein, wenn genügend verwitterbares Material vorliegt. Dies ist in mächtigen Torfauflagen z.B. nicht der Fall. Über die Zeiten bis zur Gleichgewichtseinstellung gibt es in der Literatur leider sehr unterschiedliche Angaben (UHLENBROOK, 1999).

3.4.5 Kombinierte Methoden

End member mixing analysis (EMMA)

Das im Gerinne abfließende Wasser entstammt in der Regel einer Vielzahl unterschiedlicher Speicherräume. Ist es nun möglich, allen Einzelkomponenten eine eindeutige chemische Signatur zuzuordnen, so lässt sich das Resultat der Mischung als Kombination der Einzelsignaturen darstellen. In der Literatur (CHRISTOPHERSEN & HOOPER, 1992; JENKINS ET AL., 1994; BONELL, 1998; BROWN ET AL., 1999) findet man dieses Verfahren meist unter der Bezeichnung "End Member Mixing Analysis" (EMMA). Jede Ausgangskomponente wird als Endglied (end-member) eines Mischungsvorgangs verstanden. Der daraus resultierende Abfluss stellt eine Linearkombination der

Ausgangskomponenten dar. In der grafischen Darstellung eines 1D-Plots (für 1 Parameter), eines 2-D-Plots (für 2 Parameter) oder 3-D-Plots (für 3 Parameter) lassen sich die einzelnen Endglieder und deren Mischungen gut identifizieren und - sofern alle Ausgangskomponenten richtig bestimmt wurden - deren Anteile am Abfluss grafisch ermitteln.

Die einfachste Form von EMMA wäre ein Zwei-Komponenten-Modell (Darstellung im 1D-Plot), hier ist nur ein Tracer (z.B. Silizium; DOC, $\delta^{18}\text{O}$) notwendig, um eine Komponententrennung möglich zu machen. Das Drei-Komponenten-Modell (Darstellung im 2D-Plot) erfordert hingegen zwei Tracer und fußt zudem auf der Annahme, dass durch diese beiden Tracer jede Ausgangskomponente eindeutig beschrieben wird. Sind weitere hydrochemische oder isopenchemische Parameter gemessen worden, so lassen sich je nach Eindeutigkeit der gefundenen Signaturen auch mehr als 3 Komponenten trennen. Im Rahmen dieser Arbeit wird versucht, mit Hilfe einer hydrochemischen Signatur (DOC, Al, Si, Ca) 5 unterschiedliche Reservoirs zu definieren. Hier stellt sich jedoch sowohl die Frage nach der Identifikation und Beprobung der Einzelkomponenten als auch die Frage nach der Genauigkeit des Ergebnisses, da sich infolge analytischer Fehler eventuell keine sinnvollen Ergebnisse mehr erzielen lassen (BONNELL, 1998). Werden mehr als die für eine Komponententrennung unbedingt notwendigen Parameter gemessen, ist die EMMA auch zur Verifikation der Ergebnisse gut geeignet, da auch für die zusätzlichen Parameter die gefundenen Mischungskoeffizienten gelten müssen.

CHRISTOPHERSEN & HOOPER (1992) schlagen für Auswertung von Mehrfachtracerdaten die Anwendung einer Hauptkomponentenanalyse (PCA) vor, damit lassen sich die Mischungen von mehr als 3 Komponenten in einer 2D-Darstellung visualisieren.

Das Drei-Komponenten-Mischungsmodell

In einer groben Näherung lässt sich während eines Regenereignisses der Abfluss im Gerinne als Mischung dreier Komponenten beschreiben: Regenwasser mischt sich mit Bodenwasser, dazu kommt Wasser aus einem tieferen Reservoir, dem Grundwasser (MCDONNELL ET AL., 1991; JENKINS ET AL., 1994). Für alle drei Komponenten muss durch die gewählten Tracer eine eindeutige Beschreibung möglich sein (sog. Hydrochemisch-isotopische Signatur). So bietet sich zum Beispiel die Kombination von Si und ^{18}O an (HOEG ET AL., 2000). Es ist aber prinzipiell auch die Verwendung anderer Messgrößen denkbar (z.B. Cl, DOC oder auch - mit Einschränkungen - die spezifische Leitfähigkeit als Summenparameter für die Lösungsfracht), sofern sie als weitgehend konservativ für die Dauer des Ereignisses anzusehen sind (der pH-Wert ist daher eine wenig geeignete Größe, da vor allem das Kohlendioxid aus der Luft in den wenig gepufferten Wässern des Buntsandstein den pH-Wert sehr stark beeinflusst!).

Das Drei-Komponenten-Mischungsmodell benutzt die Massenbilanz für 2 konservative Tracer A,B (JENKINS ET AL., 1994): Angenommen, a,b und c sind die Abflussanteile, die

aus dem Regen, dem Bodenwasser bzw. dem Grundwassersystem entstammen, errechnen sich die Konzentrationen x , y der beiden Tracer im Abfluss wie folgt:

$$\begin{aligned}x &= aA_{\text{Regen}} + bA_{\text{Boden}} + cA_{\text{Basisabflu\ss}} \\y &= aB_{\text{Regen}} + bB_{\text{Boden}} + cB_{\text{Basisabflu\ss}}\end{aligned}\quad \text{Gl. 3-15}$$

wobei A_{xx} und B_{xx} die Tracerkonzentrationen in den jeweils angegebenen Ausgangskomponenten bedeuten. Die Anteile der Einzelkomponenten im Abfluss sind dann:

$$\begin{aligned}a &= \frac{-(x - A_{\text{Basisabflu\ss}})(B_{\text{Boden}} - B_{\text{Basisabflu\ss}}) + (y - B_{\text{Basisabflu\ss}})(A_{\text{Boden}} - A_{\text{Basisabflu\ss}})}{(A_{\text{Boden}} - A_{\text{Basisabflu\ss}})(B_{\text{Regen}} - B_{\text{Basisabflu\ss}}) - (B_{\text{Boden}} - B_{\text{Basisabflu\ss}})(A_{\text{Regen}} - A_{\text{Basisabflu\ss}})} \\b &= \frac{(x - A_{\text{Basisabflu\ss}})(B_{\text{Regen}} - B_{\text{Basisabflu\ss}}) - (y - B_{\text{Basisabflu\ss}})(A_{\text{Regen}} - A_{\text{Basisabflu\ss}})}{(A_{\text{Boden}} - A_{\text{Basisabflu\ss}})(B_{\text{Regen}} - B_{\text{Basisabflu\ss}}) - (B_{\text{Boden}} - B_{\text{Basisabflu\ss}})(A_{\text{Regen}} - A_{\text{Basisabflu\ss}})} \\c &= 1 - a - b.\end{aligned}\quad \text{Gl. 3-16}$$

Dabei wird angenommen, dass die Tracerkonzentrationen der einzelnen Komponenten während eines Ereignisses konstant sind. Gerade der Regeninput zeigt jedoch im natürlichen System eine deutliche zeitliche Variabilität, was bei dem verwendeten Mischungsmodell zu Fehlinterpretationen des Mischungsvorgangs führen kann, da jede Veränderung der Tracerzusammensetzung im Abfluss dem Mischungsprozess im System selbst zugeordnet wird und nicht der zeitlichen Variabilität der Eingangskonzentrationen.

Kombination von DOC und ^{18}O zur Ereigniswasserbestimmung in Gebieten ohne Basisabfluss

Bei jeder Komponententrennung stellt sich das Problem der isotopischen bzw. hydrochemischen Charakterisierung der Einzelkomponenten. Für Bodenwasser ist dies ganz besonders schwierig. Wasser, das direkt dem Boden entnommen wurde (z.B. mittels Saugkerzen), muss nicht unbedingt repräsentativ für das betrachtete Einzugsgebiet sein. Zudem zeigen die Kopfeinzugsgebiete im Buntsandstein des Schwarzwaldes häufig keinen Basisabfluss, sondern reagieren auf Niederschlag ausschließlich mit Sättigungsflächen- bzw. Oberflächenabfluss. Kombiniert man für diese Gebiete nun die Messung von $\delta^{18}\text{O}$ mit der Bestimmung der DOC-Konzentration, so lässt sich die folgende Methode zur Korrektur des $\delta^{18}\text{O}$ -Gehaltes im Bodenwasserspeicher verwenden (CASPER ET AL., 2001; VOLKMANN & CASPER, 2001, CASPER & VOLKMANN, 2001):

Unter der Annahme, dass sich DOC und $\delta^{18}\text{O}$ ähnlich verhalten (Regenwasser verdünnt das Bodenwasser und reduziert damit auch die DOC-Konzentration, es werden Mischungsprozesse nahe der Bodenoberfläche und im Gewässer angenommen), müssen alle Messwerte für DOC und $\delta^{18}\text{O}$ in einem DOC/ $\delta^{18}\text{O}$ -Diagramm (Abbildung 3-7) auf einer Geraden liegen. Jeder Tracer für sich könnte also für eine Zweikomponententrennung herangezogen werden. Die gemeinsame Messung beider Tracer ermöglicht jedoch eine weit höhere Genauigkeit bei der Bestimmung von Ereignis- und Vorereigniswasser.

Als erste Schätzung des $\delta^{18}\text{O}$ -Gehaltes des Bodenwassers (= Vorereigniswasser) nehmen wir die Daten aus einem wöchentlich beprobten Bodenprofil (je nach Feuchtezustand aus 8 cm bzw. 27 cm Tiefe). Für die Schätzung des DOC-Gehaltes im Boden verwenden wir (soweit vorhanden) den höchsten DOC-Wert im vorangegangenen Abflussereignis. Beide Werte ergeben einen Punkt in einem DOC/ $\delta^{18}\text{O}$ -Diagramm, das erste Endglied unserer Mischungsgeraden. Das zweite Endglied stellt das Regenwasser dar. Hier wird ein DOC-Gehalt von 0 angenommen, der Wert für $\delta^{18}\text{O}$ ist direkt gemessen worden.

Zu Beginn eines Ereignisses werden als Abfluss im Gewässer vor allem der Wegeabfluss und der Niederschlag, der direkt auf das Drainagenetz fällt gemessen (reiner Oberflächenabfluss). Dieses Wasser liegt isotopisch näher am Regenwasser, gleichzeitig zeigt es niedrige DOC-Konzentrationen. Im Verlauf des Ereignisses nimmt der Bodenwasseranteil (= Vorereigniswasseranteil) schnell zu, was sich in einer starken Zunahme der DOC-Konzentration ausdrückt. Im gleichen Maße sinkt der Regenwasseranteil (= Ereigniswasseranteil). Diese Tatsache drückt sich in einer (Mischungs-)geraden im DOC/ $\delta^{18}\text{O}$ -Diagramm aus.

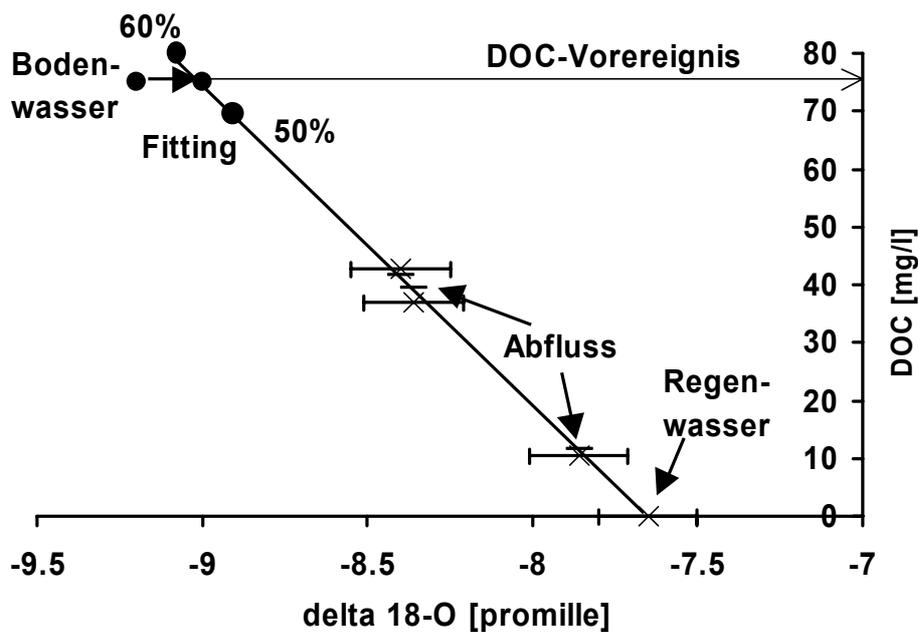


Abbildung 3-7: DOC/ $\delta^{18}\text{O}$ -Diagramm

Ist der $\delta^{18}\text{O}$ -Wert bzw. der DOC-Gehalt des Bodenwassers falsch geschätzt worden, liegen die Messwerte des Abflusses nicht auf der Geraden, die im Diagramm Bodenwasser und Regenwasser verbindet. Nun muss die Position des Bodenwassers im Diagramm (Abbildung 3-7, „Fitting“) so lange korrigiert werden, bis alle Messwerte des Abflusses möglichst gut durch die Mischung der beiden Endglieder beschrieben werden können. Gleichzeitig muss für DOC Massenerhaltung gelten, d.h. der Anteil des Vorereigniswassers multipliziert mit seiner (geschätzten) DOC-Konzentration muss in

etwa die gemessene DOC-Konzentration ergeben. Dabei ist jedoch anzumerken, dass jede zeitliche und räumliche Variabilität der (als konstant angenommenen) Eingangsgrößen ebenfalls Einfluss nehmen auf die Lage der Messwerte im Diagramm. Einen konstanten DOC-Gehalt im Vorereigniswasser des Bodenreservoirs können wir daher nur für den aufsteigenden Ast der Ganglinie annehmen. Im abfallenden Ast der Ganglinie kommt durch das Entwässern tieferer Bodenschichten Vorereigniswasser mit einer eventuell unterschiedlichen DOC-Konzentration zum Abfluss. Dies verschiebt jeweils die Lage der Messpunkte im Diagramm zu höheren bzw. niedrigeren DOC-Werten. Das vorgestellte Verfahren kann somit zur Überprüfung und (angemessenen) Korrektur der Vorereignisotopensignatur ($\delta^{18}O$) herangezogen werden. Verwendet man DOC allein zur Komponententrennung, so ist sein spezifisches Verhalten zu berücksichtigen. DOC bietet sich jedoch allein schon wegen der wesentlich geringeren Analysekosten und der höheren Analysegenauigkeit als Tracer an (VOLKMANN, 2002).

3.4.6 Kationenanalytik für Mehrkomponententrennung

Um bei der Trennung von mehreren Komponenten den Fehler klein zu halten, ist es notwendig, eine hochgenaue Analytik der Tracer zu verwenden. Wegen des insgesamt sehr niedrigen Gehaltes an gelösten Stoffen im Wasser des Dürreychbaches sind dabei nasschemische Verfahren nur sehr begrenzt einsetzbar. Deshalb wurde bei der Bestimmung von Si, Al, Na, Ca und Ba auf ein hochempfindliches Massenspektrometer am Engler-Bunte-Institut der Universität Karlsruhe zurückgegriffen. Bei diesem Verfahren werden alle im Wasser gelösten Substanzen in einem induktiv-gekoppelten Plasma ionisiert und anschließend in einem Magnetfeld entsprechend ihrer Atommasse abgelenkt. Ein Detektor zählt dann die Häufigkeit einzelner Massenzahlen. Mittels Eichsubstanzen wird dann für jeden Messdurchgang und jede Substanz eine spezifische Eichgerade erstellt. Die Genauigkeit der Messung liegt für Si bei ca. 0.01 mg l^{-1} und für die übrigen Kationen zum Teil noch darüber.

3.5. Digitale Reliefanalyse und Fernerkundung

3.5.1 Ableitungen auf Basis des Digitalen Höhenmodells

Eine besondere Form räumlicher Daten stellt das Digitale Gelände- oder Höhenmodell (DGM/DHM) dar, denn es erweitert die Koordinatenebene durch eine Höhenkoordinate. Zu seiner Erzeugung wurde ein spezielles Tool ("Topogrid") des Softwaresystems Arc/Info (ESRI, 1999) verwendet. Eingangsdaten waren die digitalisierten Höhenlinien der Deutschen Grundkarte (DGK5) und die aus gleicher Quelle digitalisierte und durch Geländeerhebungen ergänzte Tiefenlinie. Das Ergebnis war ein hydrologisch korrektes Höhenmodell (hydrologisch korrekt = frei von abflusslosen Senken & die Tiefenlinie im Modell stimmt mit der realen überein).

Auf der Basis des Höhenmodells wurde im Rahmen dieser Arbeit eine Vielzahl an Datensätzen erzeugt. Hilfsmittel war das Modul GRID des Softwaresystems Arc/Info.

Direkt aus dem DHM wurden die Informationen Fließrichtung („flowdirection“), Fließakkumulation („flowaccumulation“, = lokales Einzugsgebiet in Anzahl Rasterzellen), Hangneigung („slope“) und Exposition („aspect“) generiert. Daraus abgeleitete Datensätze sind Einzugsgebietsgrenzen („watershed“, basiert auf der Fließrichtung) und der sogenannte Topographische Index $\ln(A/\tan\beta)$ nach BEVEN & KIRKBY (1979). Hier wird das lokale Einzugsgebiet (Fließakkumulation * Zellgröße) mit dem Tangens der lokalen Neigung β (slope) verrechnet. Die Berechnung weiterer Indexgrößen wird im Abschnitt 3.6 ausführlich beschrieben.

3.5.2 Orthophotos

Für das gesamte Einzugsgebiet existieren georeferenzierte S/W-Orthophotos (LVA BW, 1995) mit einer Bodenauflösung von 25cm. Diese fanden bei der Überprüfung von im Gelände erhobenen Daten Anwendung. Außerdem dienten sie zur Korrektur der digitalisierten DGK5.

3.5.3 Landsat-TM-Szenen

Für das Gebiet des Dürreychbaches lagen uns Datensätze des Satelliten Landsat 5 „Thematic Mapper“ vor. Diese besitzen eine hohe spektrale Auflösung (3 Kanäle im sichtbaren Bereich und 3 Infrarotkanäle) und wurden zur Vegetations- und Feuchtflächenausweisung eingesetzt (Details in: WALDENMEYER, 2002).

3.6. GIS-basierte Ableitung von Indices zur Abflussneigung

3.6.1 Hintergrund

WALDENMEYER (1999, 2002) entwirft auf der Basis der Forstlichen Standortkarte (FSK) und des digitalen Geländemodells Indices für die Abflussneigung von Flächen mit den dominierenden Abflussbildungsmechanismen Sättigungsflächenabfluss und Interflow. Alle Berechnungen erfolgten rasterbasiert (mit 100 bzw. 900 m² Zellengröße) mit Hilfe der Software Arc/Info (ESRI, 1999) bzw. ArcView (ESRI, 2000).

3.6.2 Sättigungsflächenindex

Ausgehend von der Überlegung, dass nur auf Flächen mit hoher Ökologischer Feuchte (eines der Attribute der Forstlichen Standortkarte) potenziell Sättigung zu erwarten ist, während auf trockneren Flächen Infiltration oder Zwischenabfluss vorherrschen, werden für die Klassen 5 (frisch) bis 10 (sehr nass) Gewichtungsfaktoren gemäß der in Abbildung 3-8 dargestellten Funktion zugewiesen.

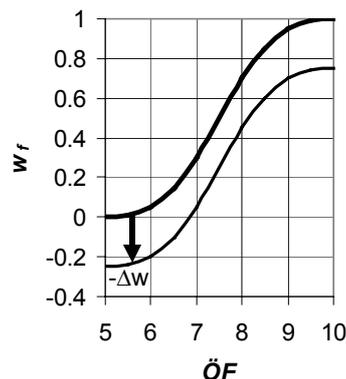


Abbildung 3-8: Wichtungsfunktion für ökologische Feuchte

Durch Veränderung der Gewichtungsfunktion – auch unter Einbeziehung negativer Werte - lassen sich unterschiedliche Gebietszustände darstellen bzw. auch das Vorherrschen von Infiltration simulieren. Verwendet man diese Gewichtungsfunktion nun zur Modifikation des Topographischen Indexes nach BEVEN & KIRKBY (1979), so erhält man auf der Basis eines Fliessrichtungsrasters zunächst für jede Rasterzelle eine gewichtete Fliessakkumulation:

$$A_w = \sum_j w_{f,j} \cdot A_j, \quad (\text{Gl. 3-17})$$

wobei:

- j Laufindex, der alle Zellen des lokalen Einzugsgebietes durchläuft,
- w_f Dimensionsloser Wichtungsfaktor, abgeleitet aus der Ökologischen Feuchte.

Diese Gleichung modifiziert den Topografischen Index zu:

$$c_w = \ln \frac{A_w}{\tan \beta}, \quad (\text{Gl. 3-18})$$

wobei:

A_w lokale, gewichtete Einzugsgebietsgröße pro Längeneinheit einer Rasterzelle [m^2m^{-1}],
 β Hangneigung [$^\circ$].

Der Wichtungsfaktor w_f wirkt sich in der Weise aus, dass nur feuchte Flächen zur Fließakkumulation beitragen können. Negative Wichtungsfaktoren reduzieren hingegen den Wert der Fließakkumulation. Der Topographische Index nach BEVEN & KIRKBY (1979) kann damit als Grenzfall des gewichteten Topographischen Indexes betrachtet werden, da bei ihm alle Rasterzellen den Wichtungsfaktor 1 enthalten und somit maximal beiträgend wirken.

3.6.3 Interflowindex

Herkömmliche Verfahren zur Bestimmung der lokalen Abflussneigung (vor allem die verschiedenen Formen des Topografischen Index) sind nicht geeignet, das Auftreten von Interflow vorherzusagen. Die Bildung von Interflow ist vielmehr von zwei unabhängigen Faktoren abhängig:

1. Hangneigung als treibendes Potenzial (gewinnbar aus digitalem Geländemodell),
2. Existenz eines stauenden Horizontes (ableitbar nur aus Bodeninformationen).

Beide Einflussfaktoren finden Eingang in einen Index für den potentiellen Interflow:

$$I_{pot} = \sin \beta \cdot \left| \log \frac{K_{s_o}}{K_{s_u}} \right|, \quad (\text{Gl. 3-19})$$

wobei:

1. $\sin \beta$ (Neigungsfaktor) beschreibt die laterale Komponente der Wasserbewegung am Hang im Sinne einer Komponentenzerlegung an der schiefen Ebene. Der Faktor wird 0 für $\sin 0^\circ$, d.h. der vertikale Anteil beträgt 100 %. Starke Neigungen bewirken auch bei geringer Schichtung erhöhte I_{pot} -Werte.
2. Schichtungsfaktor: Der Schichtungsquotient K_{s_o}/K_{s_u} wird logarithmiert. Er wird dadurch 0 für $K_{s_o} = K_{s_u}$. In diesem Fall kann ungehinderte Sickerung stattfinden. Durch Verwendung des Absolutwertes kann auch im umgekehrten Schichtungsfall – weniger durchlässiger Oberboden über durchlässigem Unterboden – ein Zwischenabfluss durch Kapillarsperreffekte konzeptionell abgebildet werden.

Im Dürreychgebiet ist K_{s_o} immer groß genug um Infiltration in den Boden sicherzustellen. Bei deutlich unterschiedlichen Bedingungen im Oberboden wäre noch ein Skalierungsfaktor hinzuzufügen, der die tatsächliche Infiltrierbarkeit beschreibt.

Bei der Interpretation der Indexwerte ist zu beachten:

- Die Werte beschreiben konzeptionell einen physikalischen Zusammenhang.
- Die Werte sind im Sinne einer Ordinalskala zu verstehen.

Es handelt sich um potenzielle Zwischenabflussintensitäten. Nur bei entsprechender Vorfeuchte und Niederschlagsintensität bildet sich aktuell Zwischenabfluss.

3.6.4 Kombination von Sättigungsflächen- und Interflowindex

Durch die Kombination der in den beiden vorangegangenen Abschnitten eingeführten Indices für Sättigungsflächen und Interflowflächen ergibt sich die Möglichkeit, sowohl abflussaktive Flächen für unterschiedliche Gebietszustände zu schätzen als auch die Anbindung dieser Flächen an den Vorfluter zu bewerten. Dazu werden zunächst die Indices addiert:

$$w_{f,i} = w_f + w_i, \quad (\text{Gl. 3-20})$$

wobei:

w_f : Dimensionsloser Wichtungsfaktor zwischen 0 und 1, abgeleitet aus der Ökologischen Feuchte (vgl. Kap. 0)

w_i : Dimensionsloser Wichtungsfaktor zwischen 0 und 1, abgeleitet aus der pot. Zwischenabflussintensität I_{pot} , (vgl. Kap. 3.6.3).

w_i wird aus der potenziellen Zwischenabflussintensität gemäß Gl. 3-18 erzeugt:

$$w_i = 0,5 \cdot I_{pot} \quad \text{für} \quad \left| \log \frac{Ks_o}{Ks_u} \right| \leq 2, \quad (\text{Gl. 3-21})$$

$$w_i = \sin \beta \quad \text{für} \quad \left| \log \frac{Ks_o}{Ks_u} \right| > 2 \quad (\text{Gl. 3-22})$$

Gleichung 3-21 wurde hinzugefügt, da bei einem Schichtungssprung um mehr als zwei Zehnerpotenzen die vertikale Sickergeschwindigkeit so stark verlangsamt wird, dass sie auf der Ereignisskala vernachlässigbar gering ist. Das anfallende Sickerwasser steht dann vollständig für die Zwischenabflussbildung zur Verfügung.

Basierend auf dem gewichteten lokalen Einzugsgebiet einer Zelle

$$A_w = \sum_j w_{f,i,j} \cdot A_j \quad (\text{Gl. 3-23})$$

errechnet sich dann der gewichtete topografische Index zu

$$c_w = \ln \frac{A_w}{\tan \beta}, \quad (\text{Gl. 3-24})$$

Um vor allem trockenere Gebietszustände angemessen berücksichtigen zu können, kann $w_{f,i}$ um ein konstantes $\square w$ verringert werden. Dies erzeugt auf Zellen mit niedrigen Wichtungsfaktoren negative Werte, was konzeptionell mit einer Infiltrationskapazität größer als der Niederschlagsintensität gleichzusetzen ist. Dabei ist es möglich, dass

Fliesswege wieder enden bevor sie den Vorfluter erreicht haben. Zur Markierung abflussaktiver Flächen filtert man nun das Raster des Topografischen Indexes mit Hilfe eines Schwellwertes, je kleiner dieser Wert gewählt wird, umso größer wird die als abflussbeitragend ausgewiesene Fläche.

Das Ergebnis jeder Indexberechnung ist eine Raster („grid“) mit einem Wichtungsfaktor pro Zelle und wird als Wichtungsgrid bezeichnet (Abschnitt 4.12).

Der Zahlenwert einer Zelle ist nicht mit einem Abflussbeiwert gleichzusetzen und stellt auch keine physikalische Größe dar. Es wurde mit der vorgestellten Methode lediglich versucht, die Abflussneigung einer Zelle möglichst prozessnah zu skalieren.

3.7. GIS und Datenbank

3.7.1 Hintergrund

Bei der Messung hydrologischer Größen in einer den zugrundeliegenden Prozessen angemessenen zeitlichen Auflösung entstehen große Mengen an Daten (Zeitreihen). Um diese Daten einer sinnvollen Auswertung zuzuführen - am Ende der Kette stand in unserem Fall die mathematische Modellierung der gefundenen Teilprozesse - waren alle Schritte der Datenaufbereitung und Datenhaltung genau zu planen. Wichtigster Schritt war der Entwurf einer projektspezifischen Datenbankstruktur. Waren wie in unserem Falle zusätzlich zu den Zeitreihen auch große Mengen zeitlich konstanter, flächenhafter Informationen zu verarbeiten, ist auch der Entwurf eines Geographischen Informationssystems (GIS) sinnvoll. Beide Systemteile sollten zudem über eine einheitliche Benutzerschnittstelle recherchierbar sein. Hier kann dann ein sogenannter "Datenviewer" zum Einsatz kommen, der es erlaubt, Zeitreihen auch über ihren räumlichen Bezug sichtbar zu machen.

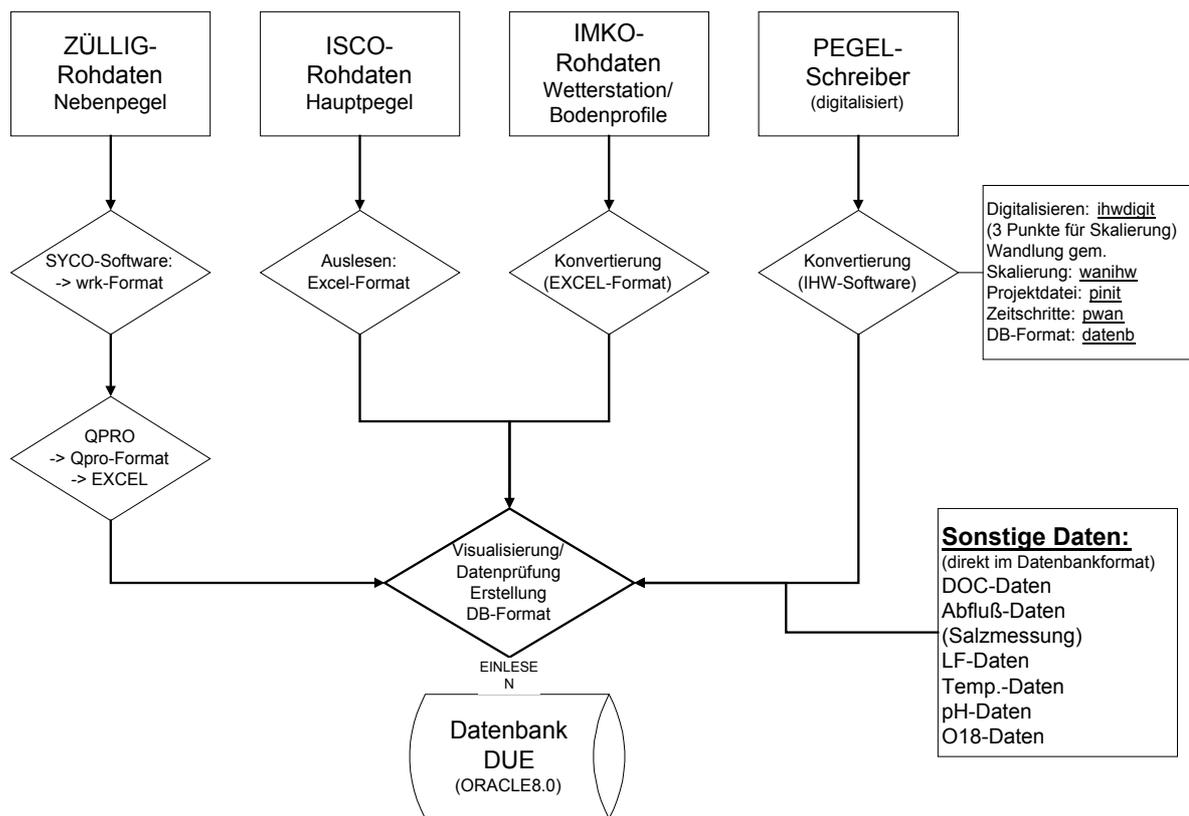


Abbildung 3-9: Prozess der Datenaufbereitung

3.7.2 Datenmodell für Messdaten

Die im Rahmen der Forschungsarbeiten im Dürreychbachtal anfallenden Messdaten wurden - je nach Messstelle (eine Liste aller in der Datenbank vorhandenen Messstellen befindet sich im Anhang) - einer unterschiedlichen Datenvorverarbeitung und Prüfung unterzogen bevor sie in einem einheitlichen Format in der Projektdatenbank gespeichert wurden. (Abbildung 3-9 zeigt diesen Vorgang für einen Teil der betriebenen Messsysteme).

Der Entwurf des zugrundeliegenden projektspezifischen Datenmodells zur Speicherung aller anfallenden Messdaten begann mit der Formulierung aller Anforderungen, die an die Daten gestellt werden (z.B. Erhalt der Informationen "Ort", "Methode", "Datenqualität" und "Datenbearbeiter" für jeden einzelnen Datensatz). Daraus wurde ein "Wunschdatensatz" abgeleitet, der allen Kriterien gerecht wurde (TINDALL, 1996).

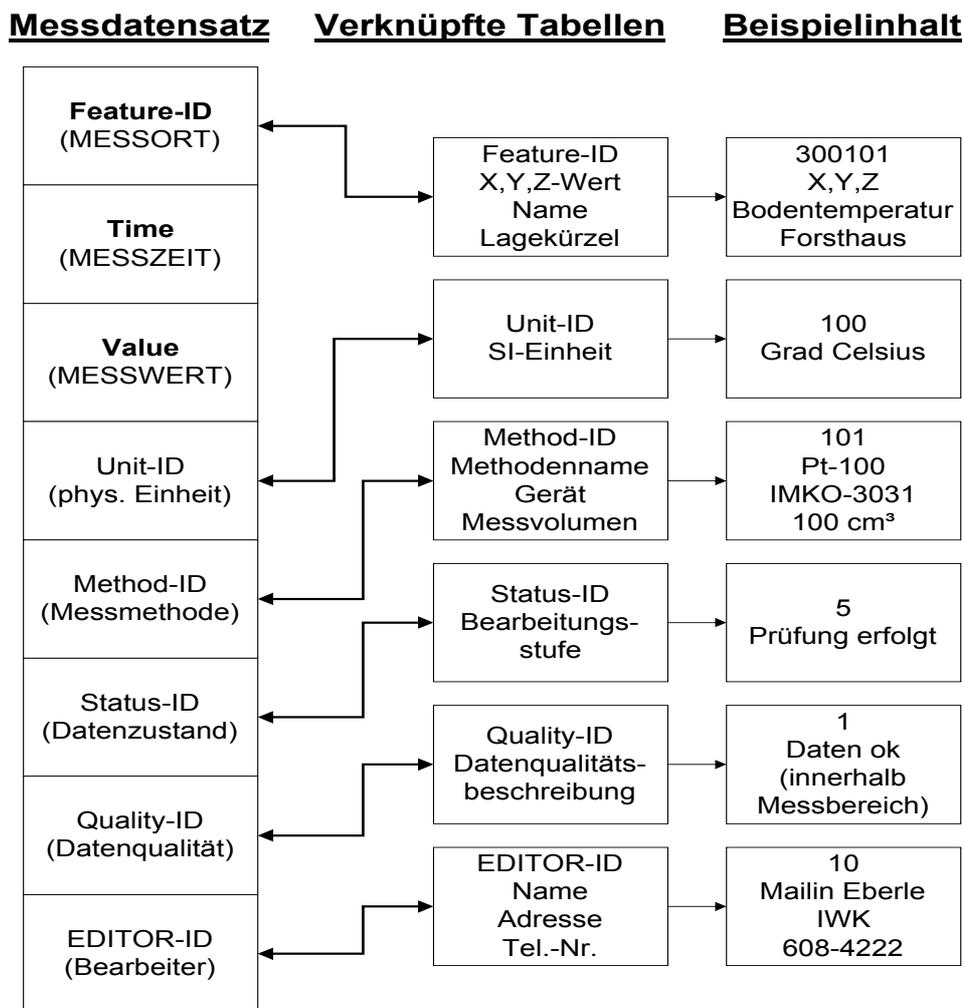


Abbildung 3-10: Datenmodell für Messdaten

Dieser Datensatz enthielt eine große Menge "Textinformation", die für die meisten Datensätze eines Messpunktes identisch waren. Daher wurde die Datenstruktur weiter in Richtung einer sogenannten "Normalform" entwickelt (Abbildung 3-10). In der Normalform werden alle redundanten Informationen in gesonderten Tabellen verwaltet und im eigentlichen Datensatz über kurze, meist numerische Schlüssel referenziert. Das Endergebnis dieser Prozedur war ein echtes relationales Datenbankmodell mit einer größeren Anzahl verknüpfter Tabellen (SCHLAGETER, 1992). Die Datenbank für das Dürreychprojekt wurde als Oracle-Datenbank (ROEING, 1996) auf einem UNIX-Server realisiert. Sie ist damit über diverse Schnittstellen recherchierbar (Internet-Browser, SQL-fähige Datenbanksysteme, Datenviewer mit SQL-Schnittstelle). Das projektspezifische Datenmodell erfüllt alle formulierten Kriterien und erlaubt eine leichte Recherchierbarkeit nach den Kriterien (Raum, Zeit und Methode), des weiteren lassen sich bei der Datenausgabe alle unsicheren Daten automatisch ausblenden, was vor allem für neue Nutzer wichtig sein kann, da nur geprüfte Daten zur Darstellung kommen. Standardschnittstelle ist in unserem Fall das SQL-fähige Datenbanksystem MS-Access. Spezifische Abfragen erlauben z.B. eine schnelle Generierung von Zeitreihen als Eingabe in hydrologische Modelle.

3.7.3 Räumliche Projektdaten

Die räumlichen Projektdaten lagen meist in Form einer Karte, eines Luftbildes oder auch eines Satellitenbildes vor. Sie wurden alle mit einem gemeinsamen räumlichen Bezug (Koordinatensystem) versehen. Im Detail wurden für den Aufbau unseres GIS für jede Basisinformationsebene nacheinander die folgenden Schritte durchgeführt:

- Digitalisierung der Datengrundlage (Scanner liefern Rasterdaten, über Bildschirmbearbeitung oder Digitalisierbretter lassen sich Vektordaten gewinnen)
- Georeferenzierung (Wahl eines geeigneten, gemeinsamen Koordinatensystems)
- Verknüpfung der geometrischen Daten mit den entsprechenden Attributdaten (sowohl zeitlich invariante als auch zeitlich variable Informationen liegen vor, hier liegt auch die Schnittstelle zur relationalen Datenbank).

Die Geodatenbank umfasst heute eine große Anzahl an Raster- und Vektordatensätzen. Die eigentliche Datenbasis bildet die gescannte und in mehreren Informationsebenen vektorisierte Deutsche Grundkarte (Maßstab 1:5.000).

Im Rahmen dieser Arbeit wurden außerdem die folgenden Datensätze verwendet:

- Digitales Höhenmodell („DHM“, Rastergröße 10m, hydrologisch korrigiert)
- Digitale Forstliche Standortskarte („FSK“, Maßstab 1:10.000)
- Digitale Forstliche Einrichtungskarte (Maßstab 1:10000).
- Digitale Geologische Karte (Maßstab 1:25.000)
- Digitale Orthophotos (Rastergröße 25 cm und 1 m)
- Datensatz Messpunkte (aus der Oracle-Datenbank direkt generiert).

- Verschiedene Rasterdatenbestände als Ableitungen aus dem DHM (vgl. Abschnitt 3.5) Alle Daten liegen einheitlich im 3. Streifen des deutschen Gauss-Krüger-Koordinatensystems (Bezugsellipsoid: Bessel; Datum: Potsdam) vor.

3.7.4 Kopplung GIS-Datenbank-Modelle, Datenweitergabe

Mit Hilfe der Software ArcView (ESRI, 2000) lassen sich sowohl Geodaten im Arc/Info-Format als auch Tabellendaten aus der ORACLE-Datenbank darstellen. Die Verknüpfung der Daten geschieht über gemeinsame Schlüssel. Kleine Zusatzmodule innerhalb von ArcView oder auch die Verwendung von MapObjects (ESRI, 2000) innerhalb einer VisualBasic-Umgebung erleichtern die Darstellung von Zeitreihen in Diagrammen.

Die Kopplung mit den verwendeten hydrologischen Modellen erfolgte in allen 3 Fällen über die Software Arc/Info (ESRI, 1999). Die Generierung der jeweils notwendigen räumlichen Diskretisierung ist in Kapitel 5 genauer beschrieben. Der gesamte Datenbestand des Projektes ist auf CD-ROM gespeichert und wird auch auf einem Internet-Server bereitgehalten. Es wurde dafür eine Konvertierung der eigentlichen Datenbank in eine PC-basierte MS-Access-Datenbank vorgenommen.

Die Projekthomepage im Internet ist zu erreichen (Stand 01/2002) über <http://duerreych.bau-verm.uni-karlsruhe.de> oder <http://markuscasper.de>.

4. Gliederung der Abflussprozesse

4.1 Einführung und Begriffsdefinitionen

In den folgenden Kapiteln werden verschiedene, im Gebiet auftretende Abfluss-(bildungs)prozesse anhand gemessener Niederschlags-Abflussereignisse (im folgenden als „Ereignis“ bezeichnet) und einiger Zusatzuntersuchungen (u.a. Isotopenmessungen, Tracerexperimente, geophysikalischen Sondierungen und Bodenfeuchtemessungen) zuerst einzeln beschrieben und dann in einer Zusammenschau in ihrer zeitlichen und räumlichen Variabilität dargestellt. Dabei wird versucht, Messungen auf verschiedenen Skalen (Einzugsgebiet, Teileinzugsgebiet, Punkt- oder Plotskale) zusammenzuführen. Die Übertragung auf die Fläche erfolgt anschließend in Anlehnung an die Arbeiten von WALDENMEYER (2002), der dazu im Untersuchungsgebiet umfangreiche Kartierungen von Boden, Relief und Vegetation durchgeführt hat. Die wichtigsten Begriffe, die die Abflussbildung betreffen sind bereits im Kapitel 2.8 eingeführt worden und werden in Abbildung 4-1 noch einmal schematisch zusammengefasst. In Anhang A finden sich stichwortartig alle vom AG Dürreych verwendeten Begriffsdefinitionen.

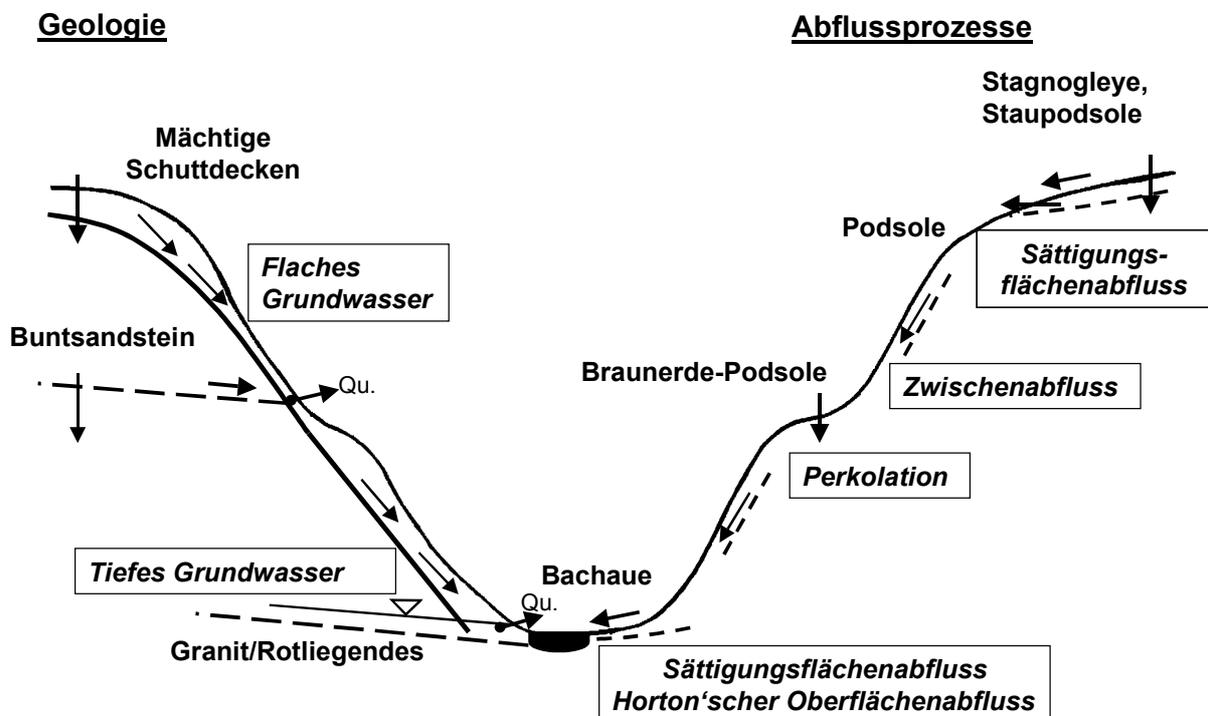


Abbildung 4-1: Schematische Gliederung der Geologie und der Abflussprozesse im Untersuchungsgebiet

4.2 Integrale Größen

4.2.1 Gewässerkundliche Hauptzahlen und Jährlichkeiten für den Pegel Dürreychbach

Die Gewässerkundlichen Hauptzahlen in Tabelle 4-1 basieren auf einer 25-jährigen Zeitreihe stündlicher Abflüsse (hydrologische Jahre 1974-1995 & 1997-1999). Hierbei wurden die Daten für die Jahre 1974 bis 1995 von der Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg (LfU BW) bereitgestellt. Die Werte der Jahre 1997-1999 entstammen eigenen Messungen. Für 1996 liegen keine Messwerte vor. Der größte gemessene Abfluss (HHQ) wurde in der Nacht vom 28./29.10.1998 aufgezeichnet. Zeitgleich gab es auch im nahen Einzugsgebiet der Oos vor allem im Bereich Baden-Baden ein verheerendes Hochwasser, das auch vielfach in der Presse Beachtung fand. Im Einzugsgebiet des Dürreychbaches wurden damals zahlreiche Wege zerstört und die Strasse auf einer Länge von mehr als 100 m weggespült. Die Jährlichkeit dieses Ereignisses wird aus Niederschlags- und Abflussdaten auf 120-200 a (CASPER ET AL., 1999, Anhang H) geschätzt.

Tabelle 4-1: Gewässerkundliche Hauptzahlen für den Pegel Dürreychbach

Hauptzahl	Abfluss [ls^{-1}]	Spende [$\text{ls}^{-1}\text{km}^{-2}$]
NNQ (18.9.1991)	17	2.46
MQ	123	17
MHQ	3450	493
HHQ (28./29.10.1998)	13800	1970

HHQ/NNQ: 812

Eine unabhängige Methode zur Ermittlung von Hochwasserscheitelwerten ist das am Institut für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik der Universität Karlsruhe entwickelte Regionalisierungsverfahren (LFU BW, 1999). Es zeigt sich eine gute Übereinstimmung beim MHQ für gemessene und regionalisierte Werte. Das größte gemessene Hochwasser vom 28./29.10.1998 hat hiernach die Jährlichkeit 200 a (Tabelle 4-2).

Tabelle 4-2: Regionalisierte HQ(T) für den Pegel Dürreychbach (Nr. 2469)
nach LfU BW (1999), bezogen auf eine EZG-Fläche von 7 km²

HQ(T)	Abflussscheitel [ls^{-1}]	Spende [$\text{ls}^{-1}\text{km}^{-2}$]
MHQreg	3330	475
HQ2	2780	397
HQ10	6070	867
HQ50	10170	1452
HQ100	11530	1647
HQ200 (unveröffentl.)	13490	1927

Die Zahlen zeigen deutlich die hohe Dynamik des Abflusses im Einzugsbereich des Dürreychbaches. In den Sommermonaten kann der Abfluss auf 17 l/s (= 2.4 ls⁻¹km⁻²) zusammenschrumpfen und zeigt auch im Mittel mit 123 ls⁻¹ (= 17.6 ls⁻¹km⁻²) keine sehr hohen Werte. Diese Tatsache spiegelt sich auch im Namen Dürreych (vermutlich von „Dürre Eyach“) wieder, da der Dürreychbach im Gegensatz zum benachbarten Brotenaubach bzw. der Eyach in Trockenwetterzeiten einen wesentlich geringeren Abfluss zeigt. Längere Regenperioden können jedoch zu beträchtlichen Abflussreaktionen führen. Das HHQ erreicht das 812-fache des niedrigsten gemessenen Trockenwetterabflusses (1970 ls⁻¹km⁻² im Jahre 1998). Dieser Wert liegt zwar weit unter den Werten, die z.B. in den Alpen gemessen werden (MOESCHKE, 1998, berichtet von Abflussspenden bis 6000 ls⁻¹km⁻²), rangiert aber im oberen Bereich der im gesamten Schwarzwald vorkommenden Werte (LFU BW, 1999).

4.2.2 Langfristige Wasserbilanz (Pegel Eyachmühle und Pegel Dürreychbach)

Bei der Erfüllung bestimmter Voraussetzungen kann angenommen werden, dass an einem Pegel der gesamte Gebietsabfluss in Form von Oberflächenwasser abfließt. Wichtigste Voraussetzungen sind dabei die weitgehende Übereinstimmung von unter- und oberirdischem Einzugsgebiet und die Tatsache, dass möglichst wenig Wasser am Pegel vorbei abfließen kann (als Grundwasser- oder auch Oberflächenwasserexport). Ist dies gegeben, bietet sich als integrale Betrachtungsgröße für das zugehörige Einzugsgebiet die langjährige, vereinfachte Wasserbilanz an. Diese impliziert die Annahme, dass sich die Gebietspeicherung im Mittel nicht verändert und lässt sich ausdrücken als:

$$N = Q + ET \quad (\text{Gl. 4-1})$$

Da i.A. nur der oberirdische Abfluss Q und der Niederschlag N einfach messbar sind, lässt sich der resultierende Wert für die Evapotranspiration ET nur anhand der Literatur (BIRON, 1994; EINSELE, 1986, ELLENBERG, 1986) oder mittels Simulationen überprüfen.

Für eine 16-jährige Zeitreihe stündlicher Abflüsse (hydrologische Jahre 1982-1995 & 1997-1998) ergeben sich für die Pegel Eyachmühle ($A_e=31.9 \text{ km}^2$) und Dürreychbach ($A_e=7.0 \text{ km}^2$) die in Tabelle 4-3 dargestellten Werte.

Tabelle 4-3: Wasserbilanz für die Pegel Dürreychbach und Eyachmühle

	Pegel Dürreychbach 586 m ü.NN	Pegel Eyachmühle 476 m ü.NN
Q	555 mm a ⁻¹	900 mm a ⁻¹
N	1540 mm a ⁻¹	1540 mm a ⁻¹
ET = N – Q	985 mm a ⁻¹	640 mm a ⁻¹

Es lässt sich erkennen, dass der errechnete Wert für die Evapotranspiration am Pegel Dürreychbach unrealistisch hoch ist. Aber auch der Wert für den Pegel Eyachmühle liegt an der oberen Grenze der Literaturwerte.

Aus Statistiken der MANNENBACH-WASSERVERSORGUNG (1998) lässt sich eine mittlere jährliche Quellwasserentnahme von ca. 50 mm a⁻¹ bezogen auf das Einzugsgebiet des Pegels Eyachmühle errechnen. Um diesen Wert verringert, beträgt dort ET dann noch 590 mm a⁻¹. Zum Vergleich: Eigene Simulationsläufe mit dem Simulationsmodell WASIM-ETH (SCHULLA, 1997, vgl. auch Kap. 5) für die Jahre 1997-1999 mit gemessenen meteorologischen Daten für das Einzugsgebiet des Dürreychbaches ergaben ca. 515 mm a⁻¹ bei durchschnittlich 1565 mm a⁻¹ Niederschlag.

Übernimmt man als beste Schätzung den Wert für ET vom Pegel Eyachmühle für den Pegel Dürreychbach, fehlen dort in der langjährigen Wasserbilanz mindestens 400 mm a⁻¹. Diese Wassermenge verlässt also mit größter Wahrscheinlichkeit das Einzugsgebiet des Dürreychbaches als Grundwasser und tritt erst im Bereich der Eyach zu Tage. Eine geschlossene Wasserbilanz ($N = Q + ET$) ist daher für das Gebiet des Dürreychbaches nicht möglich. Dieses Faktum muss vor allem bei der Kalibrierung von Simulationsmodellen Berücksichtigung finden, wenn der gemessene Abfluss am Pegel direkt als Gütekriterium für Simulationsläufe herangezogen werden soll. Auch bei der Bestimmung von Rückgangkoeffizienten im Niedrigwasserbereich muss klar sein, dass der größte Teil des Trockenwetterabflusses als Grundwasser das Einzugsgebiet verlässt und somit die ermittelten Speichervolumina und -konstanten nur einen kleinen Teil des realen Aquifers beschreiben.

4.2.3 Abflussreaktionen am Hauptpegel

Durch die Auswertung von Abflussdaten des Pegels Dürreychbach lassen sich bereits einige Gebietseigenschaften ableiten. An dieser Stelle sollen deshalb drei unterschiedliche Zeitreihen dazu dienen, eine Vorstellung über die Bandbreite der möglichen Abflussreaktionen des Gebietes zu vermitteln. Als Zusatzinformation findet sich in den Diagrammen (Abbildung 4-2 bis Abbildung 4-4) neben der Ganglinie des Abflusses am Hauptpegel und den Aufzeichnungen der Wetterstation Freifläche (FF) auch jeweils die Abflussganglinie des Pegels Stillwasserhütte. Dieser Pegel zeigt nur nennenswerten Abfluss, wenn in seinem Einzugsgebiet zumindest in Teilgebieten Sättigung auftritt. Hier soll deshalb die Ganglinie dieses Pegels als Indikator für den momentanen Feuchtezustand des Gebietes dienen. Tabelle 4-4 zeigt die wichtigsten Kennzahlen der dargestellten Ereignisse.

Tabelle 4-4: Charakteristika ausgewählter Ereignisse

Datum / Abbildung	Abflussbeiwert [%] (=Anteil am Freilandniederschlag)		Wetterstationen FF/FH Freilandniederschlag	
	Hauptpegel (7 km ²)	Pegel SH (1.56 km ²)	Summe [mm]	Max. Intensität [mm h ⁻¹]
5.5.1999 / Abb. 4-1	0.7	0.1	7.7	3
7.5.1999 / Abb. 4-1	0.4	2.6	34	5
11.- 13.5.1999 / Abb. 4-1	7.2	15.2	55	5
4.-6.8.1999 / Abb. 4-2	1.0	1.3	33	20 bzw. 30
28.10-2.11.1998 / Abb. 4-3	40	48	178	17

In Abbildung 4-2 ist eine Folge von drei advektiven Ereignissen mit Intensitäten bis ca. 5 mm h⁻¹ dargestellt. Der erste Niederschlag am 5.5.1999 (1) erzeugt aufgrund der sehr geringen Vorfeuchte eine kaum sichtbare Abflussreaktion.

Am 7.5.1999 findet dann ein zweigipfliger Niederschlag statt (2). Während der erste Teil noch keine Sättigung erzeugt, reagiert das Kopfeinzugsgebiet Stillwasserhütte (SH) auf den zweiten Teil mit deutlichem Abfluss. Der Hauptpegel spiegelt dieses Verhalten ebenfalls wieder, allerdings nur sehr gedämpft (0.4% Abflussbeiwert). Dies deutet darauf hin, dass die Hänge entlang des Baches kaum zum Gebietsabfluss beitragen. Erkennbar ist auch, dass durch den Niederschlag keine Erhöhung des Basisabflusses stattfindet: Nach 48 h erreicht die Abflusshöhe am Pegel wieder den Vorereigniswert.

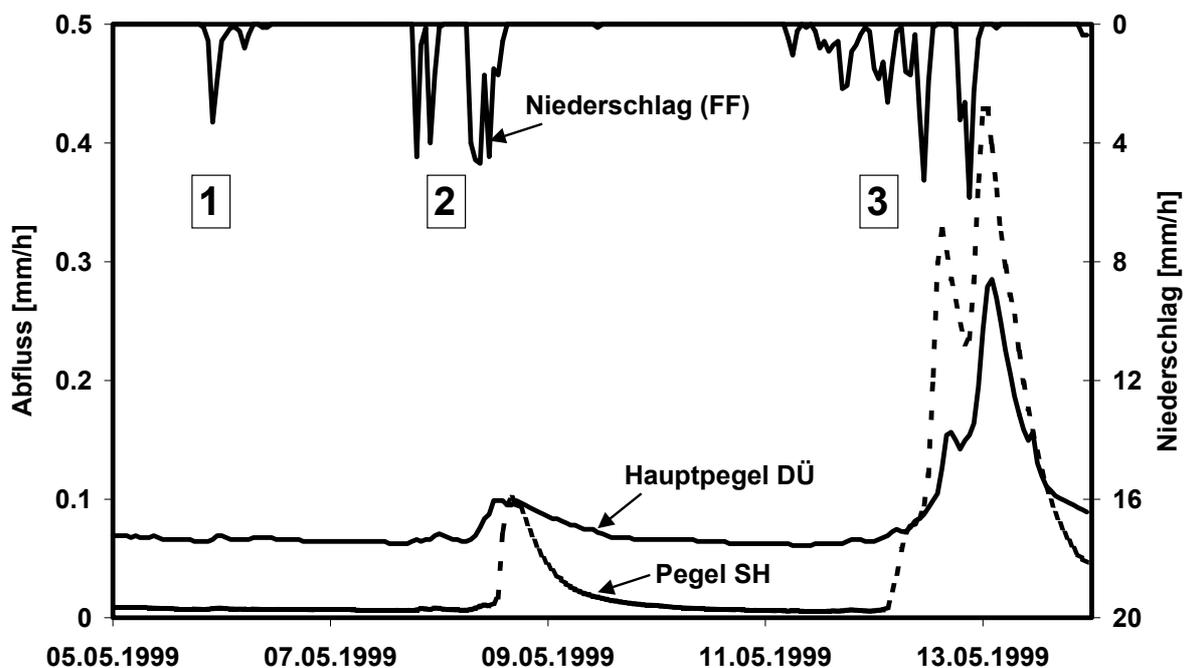


Abbildung 4-2: Hauptpegel - Drei Ereignisse (1, 2, 3) zwischen 5.5. und 14.5.1999

Das dritte Ereignis (3) vervielfacht den Abfluss am Hauptpegel. Das Kopfeinzugsgebiet SH hat daran volumenmäßig einen Anteil von ca. 50%, somit sind auch deutliche Beiträge aus den bachnahen Abschnitten im Zwischeneinzugsgebiet zu erwarten. Anhand dieser drei Ereignisse ist bereits die Existenz von Schwellenwerten zu erkennen, jenseits derer bestimmte Teilflächen abflusswirksam werden. Dabei wird deutlich, dass das Einzugsgebiet Stillwasserhütte trotz seiner relativ flachen Morphologie vor den wesentlich steileren Hängen des restlichen Einzugsgebietes abflusswirksam wird.

Konvektive Niederschläge können im Untersuchungsgebiet sehr hohe Intensitäten annehmen. Das Ereignis vom 4.8.1999 (Abbildung 4-3) erreicht im Bereich der Klimastation Freifläche 30 mm h^{-1} . Trotzdem kommt nur ca. 1% des gefallen Niederschlags am Hauptpegel zum Abfluss. Dies zeigt sehr deutlich das hohe Dämpfungs- und Speichervermögen des Einzugsgebietes bei sommerlich-trockenen Vorbedingungen. Gut erkennbar ist auch das sehr schnelle Ansprechen des Hauptpegels. Der erste Peak ist nur durch schnelle Abflussbeiträge von Wegen und bachnahen Flächen erklärbar. Der zweite Peak hingegen resultiert aus dem Abflussbeitrag der Hochflächen im Einzugsgebiet des Pegels SH. Die Laufzeit des Abflussscheitels beträgt in diesem Falle 6 bis 7 h (für ca. 3.7 km Lauflänge und niedrige Abflusshöhen).

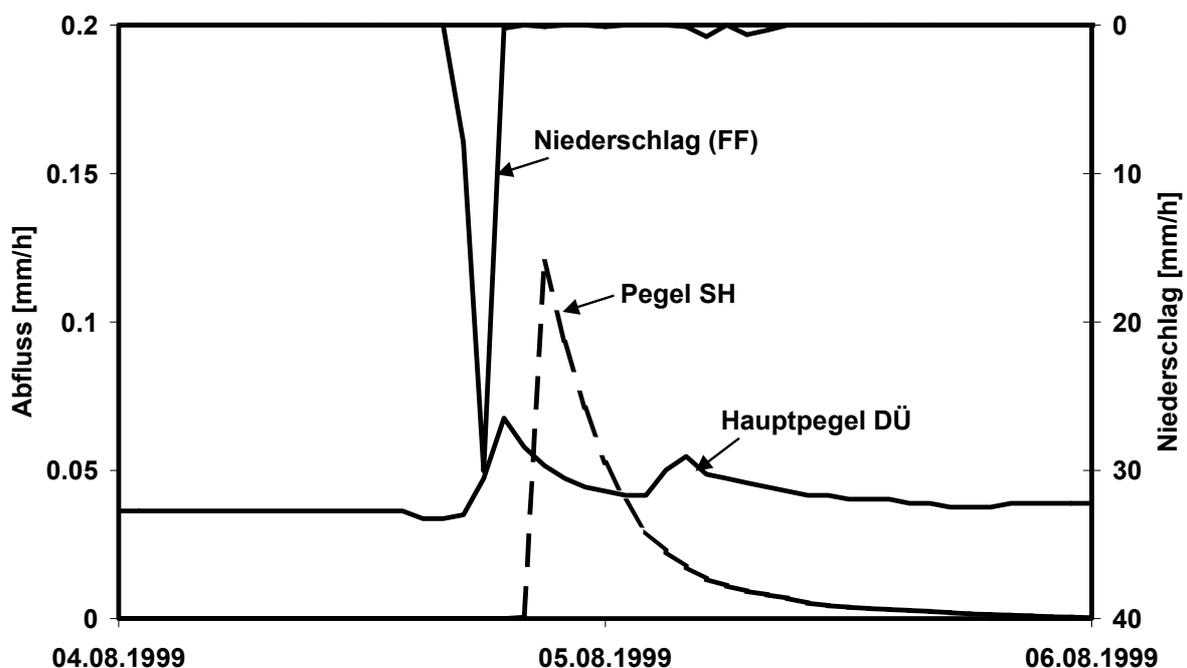


Abbildung 4-3: Hauptpegel – Konvektives Ereignis vom 4./5.8.1999

Das dritte Beispiel zeigt das größte gemessene Ereignis im Einzugsgebiet (Abbildung 4-4). Dieses fand in der Nacht vom 28. auf den 29.10.1998 statt und zog sich bis zum 2.11.1998 hin (Niederschlagssumme 178 mm). Das Gebiet war zu Beginn des Niederschlags bereits sehr stark aufgesättigt: Am Pegel SH fand deshalb bereits vor Ereignisbeginn Abfluss statt. Die Abflussbeiwerte von Hauptpegel und Pegel Stillwasserhütte näherten sich beide der 50%- Grenze. Dieser Wert ist nur zu erklären, wenn man auch einen sehr hohen Abflussbeitrag der Hänge entlang der Tiefenlinie und eine gute Gewässeranbindung von weiter entfernt liegenden Flächen annimmt. Gestützt wird diese Vermutung durch die Tatsache, dass der Abflussscheitelwert an beiden Pegeln zeitgleich erreicht wurde. Dies deutet darauf hin, dass zu diesem Zeitpunkt quasi das gesamte Einzugsgebiet abflusswirksam gewesen sein muss (weitere Details zu diesem Ereignis in Abschnitt 4.12.6 und in Anhang H).

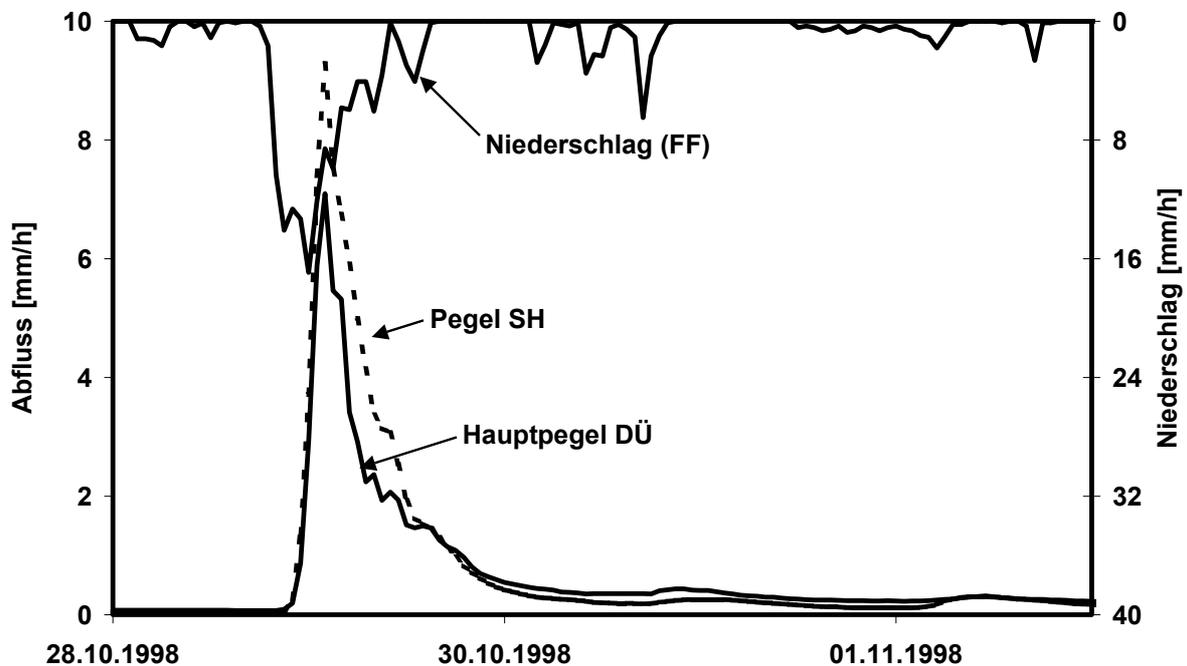


Abbildung 4-4: Hauptpegel: HHQ vom 28./29.10.1998

4.2.4 Wasserbilanzen an den Nebenpegeln (Intensivmessphase)

Während der Intensivmessphase vom 1.1.1997 bis 12.11.1999 wurden neben dem Pegel DÜ auch die Pegel SH, LE, HI und SE betrieben. Außerdem wurde mit dem Pegel SQ auch eine Quelle messtechnisch erfasst.

Für diesen Zeitraum wurden Wasserbilanzen errechnet (Tabelle 4-5). Die mittlere jährliche Verdunstungsmenge wurde mit 515 mm (Simulationsergebnis, vgl. Kapitel 5) und der mittlere Jahresniederschlag mit 1565 mm (Gebietsmittelwert aus Messdaten der Klimastationen) für alle Pegel angenommen. Nennenswerter Basisabfluss war nur am Pegel DÜ zu beobachten, temporär traten auch geringe Quellschüttungen an den Pegeln

SH und SE auf; diese konnten allerdings mangels genauer Messdaten nicht bilanziert werden. Der Basisabfluss am Pegel DÜ wurde nach einem nichtlinearen Speicheransatz von WITTENBERG (1999) aus der Ganglinie des Pegels DÜ unter Zuhilfenahme der Ganglinie des Quellpegels SQ (skaliert mit dem Faktor 5.8, vgl. Abschnitt 4.3) ermittelt. So konnte gleichzeitig auch dem Quellpegel ein (fiktives) Einzugsgebiet und damit auch eine mittlere Jahresabflusshöhe zugeordnet werden. (Annahme: Abfluss entspricht mittlerem Basisabfluss des Gesamtgebietes).

Tabelle 4-5: Wasserbilanzen an den Nebenpegeln

Alle Abflusshöhen sind mittlere Jahresabflusshöhen innerhalb des Messzeitraums in mm.

Messstelle	DÜ	SH	LE	HI	SE	SQ
EZG [ha]	699	156	27	49	16	121 (ber.)
Höhe [m üNN]	586	800	850	650	780	780
Messtage [d]	1046	805	842	843	301	1046
Niederschlag [mm]	1565	1565	1565	1565	1565	1565
Verdunstung [mm]	515	515	515	515	515	515
Abfluss (gem.) [mm]	591	275	375	250	600	345 (ber.)
Basisabfluss [mm]	345 (ber.)	gering	-	-	vorhanden	345 (ber.)
Schneller Abfluss [mm]	246	275	375	250	Werte unsicher	-
GW-Neubildung / GW-Export [mm]	459 (Export)	775 (Neub.)	675 (Neub.)	800 (Neub.)	450 (Neub.)	-

Diese Daten machen deutlich, dass an den Pegeln der Höhenlagen (SH, LE, SE) und am Pegel HI (eine der Klängen entwässernd) nur schnelle (und gering verzögerte) Abflusskomponenten auftreten. Basisabfluss ist nur an den Quellen des Einzugsgebietes zu beobachten und beschränkt sich auf den Hauptlauf des Gewässers zwischen Quelle SQ und Pegel DÜ. Die Grundwasserneubildungsraten sind sehr hoch, zudem findet nennenswerter Export von Grundwasser statt (vgl. Abschnitt 4.2.2).

Bereits aus diesen Daten und den Beispielen in Abschnitt 4.2.3 (Abflussreaktion des Hauptpegels) erkennt man, dass die Vorhersage einer möglichen Gebietsreaktion am Hauptpegel eine genaue Kenntnis der zeitlichen und räumlichen Variabilität der einzelnen Abflussbeiträge voraussetzt. In den folgenden Abschnitten soll daher versucht werden, diese Abflussbeiträge zu identifizieren, sie einem Herkunftsraum zuzuordnen und ihre zeitliche und räumliche Dynamik zu verstehen.

4.3 Grundwasserabfluss: Die Quellen

Im Untersuchungsgebiet finden sich drei größere perennierende Quellbereiche: Teichquelle (600 m NN), Hirschhaldenquelle (750 m NN), Stillwasserquelle (780 m NN). Umfangreiche Abflussmessungen ergaben, dass der oberirdische Trockenwetterabfluss ausschließlich aus diesen 3 Quellbereichen gespeist wird. Auswertungen der Trockenwetterfalllinien, hydrochemische Analysen und die Verwendung langer Isotopenzeitreihen lassen Schlüsse auf die Eigenschaften der grundwasserführenden Schichten zu (vgl. KREBS, 1979; KASSEBEER; 1997, BAUER, 1998 & 2000, THIEMANN, 1998).

Wird die mit einem Schreibpegel ausgestattete Stillwasserquelle mit dem Hauptpegel am Gebietsauslass (Abbildung 4-5) verglichen, lässt sich erkennen, dass diese Quelle sehr gut das Trockenwetterverhalten des Gesamtgebietes repräsentiert (durch einfache Multiplikation des Abflusses mit dem Faktor 5.8). Bereits anhand dieser relativ kurzen Zeitreihe ist erkennbar, dass der speisende Aquifer ein stark nicht-lineares Verhalten aufweist. Nach langanhaltenden Niederschlägen läuft der Speicher mit einem Koeffizienten von $k_1 = 38$ Tage leer. Im Spätsommer ist ein verändertes Verhalten zu beobachten. Ein Koeffizient $k_2 = 240$ Tage ist direkt ablesbar. Während der längeren Trockenperioden im Spätsommer 1998 deutet sich zudem eine dritte, wesentlich langsamere Komponente an, ihr Koeffizient ist aber wegen der Kürze der Zeitreihe nicht exakt bestimmbar. Er dürfte allerdings deutlich größer als 400 Tage sein. Die beste Anpassung für das Leerlaufverhalten lieferte jedoch ein nichtlinearer Speicheransatz (WITTENBERG, 1999).

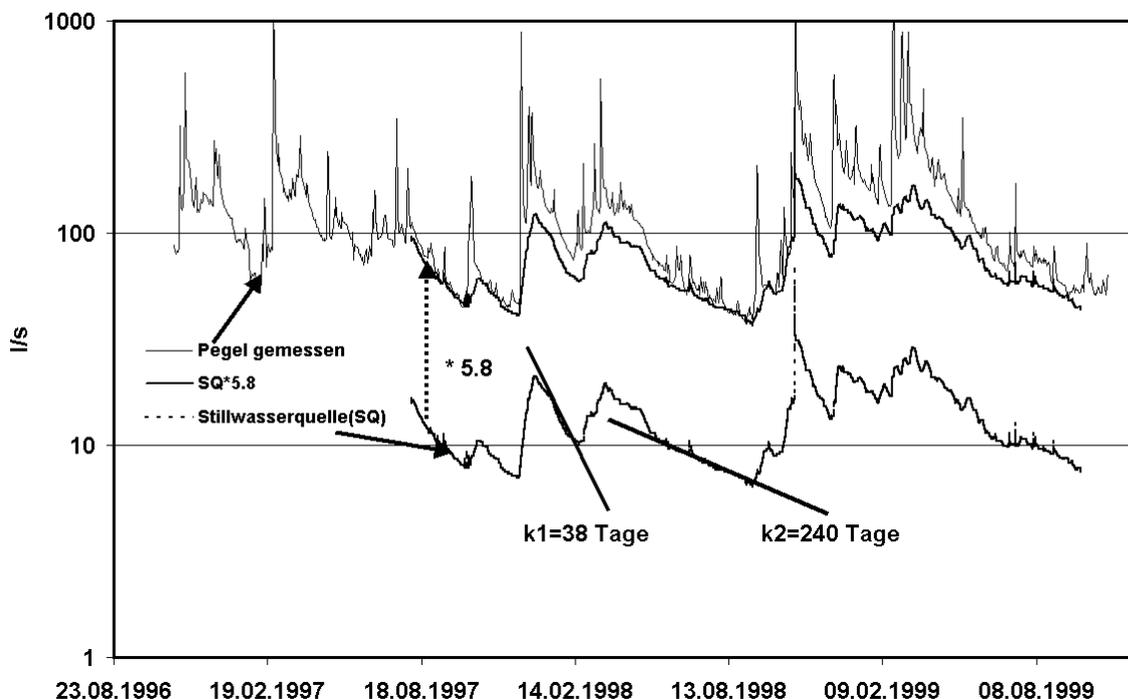


Abbildung 4-5: Vergleich Hauptpegel - Stillwasserquelle

Für alle Quellen wurden Zeitreihen für $\delta^{18}O$ (BAUER, 2000) und für die Stillwasserquelle zusätzlich auch Tritium (3H) (KREBS, 1979; BAUER, 1998) ausgewertet und zur Bestimmung der mittleren Verweilzeit (MVZ) herangezogen.

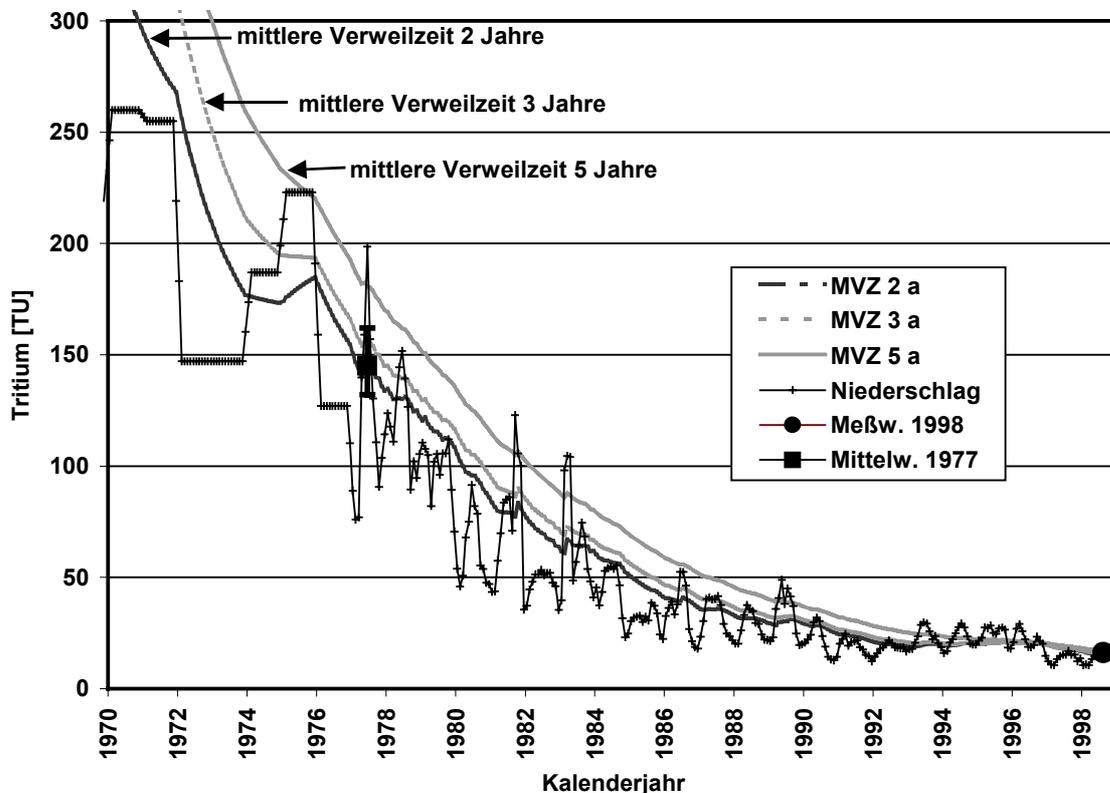


Abbildung 4-6: Berechnung der mittleren Verweilzeit mittels Tritium (BAUER, 1998)

Es zeigte sich, dass die Tritiumgehalte des Stillwasserpegels sehr gut durch die Modellkurve für eine mittlere Verweilzeit von 2 Jahren beschrieben werden kann (Abbildung 4-6). Es handelt sich hier demnach um eine sehr junge Grundwasserkomponente, die in unmittelbarer Beziehung zu den aktuellen Grundwasserneubildungsprozessen steht (KREBS, 1979; BAUER, 1998).

Ähnliche Ergebnisse lieferten eigene Auswertungen der $\delta^{18}O$ -Zeitreihen nach dem Amplitudenverfahren. Exemplarisch ist in Abbildung 4-7 die $\delta^{18}O$ -Zeitreihe der Teichquelle (TQ) und ihre Modellierung mittels Exponentialmodell zu sehen (Methode vgl. Kap. 3.4.2; Daten zu den Quellen SQ und HHQ im Anhang I).

Im Einzelnen ergaben sich mittlere Verweilzeiten von 1.8 (Hirschhaldenquelle), 2.6 (Teichquelle) und 2.9 Jahren (Stillwasserquelle). Dies deckt sich mit den von BAUER (1998) gemachten Aussagen. Wendet man diese Methode auch auf alle $\delta^{18}O$ -Proben des Hauptpegels an, die bei Trockenwetterbedingungen genommen wurden (73 von 131 Proben), so ergibt sich eine mittlere Aufenthaltszeit von 2.7 Jahren.

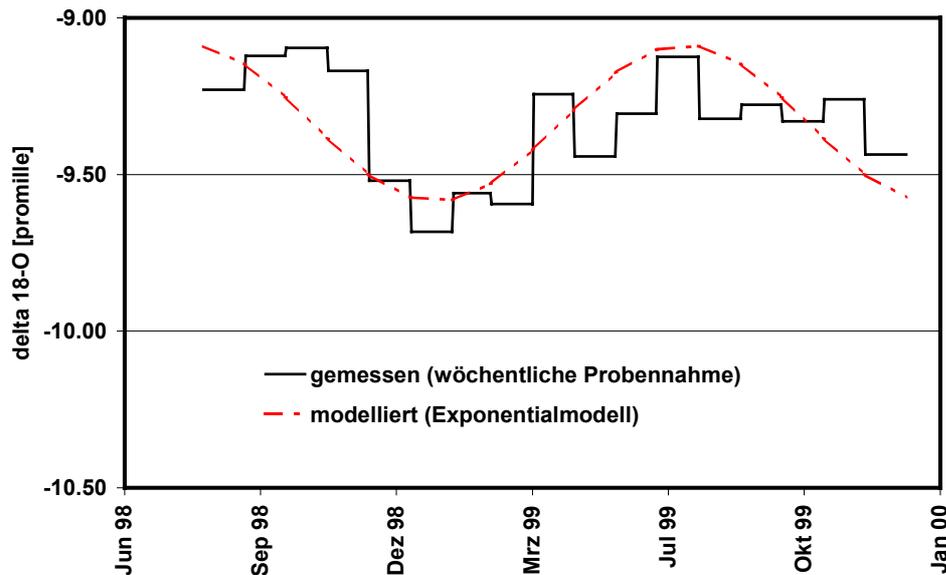


Abbildung 4-7: $\delta^{18}\text{O}$ -Zeitreihe der Teichquelle und Anpassung mit Exponentialmodell

Für alle Quellen liegen außerdem hydrochemische Analysen vor (Tabelle 4-6). Als guter Indikator für die Kontaktzeit (= Aufenthaltszeit) im Untergrund wird auch die Siliziumkonzentration angesehen (KENNEDY, 1971). Allerdings wird die Kinetik der Gleichgewichtseinstellung in der Literatur unterschiedlich dargestellt (vgl. UHLENBROOK, 1999, S.30ff). Als integrale Größe bietet sich auch die spezifische elektrische Leitfähigkeit an. Je größer die Leitfähigkeit, desto mehr gelöste Stoffe enthält das Wasser und (bei gleicher Geologie) desto länger war das Grundwasser in Kontakt mit dem Gestein. Allerdings ist für Wässer mit einem pH-Wert unter 4.5 die Aktivität von H^+ zu berücksichtigen, da sie die Leitfähigkeit stark erhöht (KÖHLER, 2000). Beide Kennzahlen zeigen steigende Tendenz mit abnehmender Geländehöhe des jeweiligen Quellaustrittes.

Tabelle 4-6: Kennzahlen wichtiger Quellen im Einzugsgebiet

Quellaustritt	Höhe [m ü.NN]	Spez. Leitfähigkeit [$\mu\text{S cm}^{-1}$]	pH	Silizium [mg l^{-1}]
Stillwasserquelle (SQ)	780	32.9 ± 1.6	4.6 ± 0.25	2.1-2.35
Hirschhaldenquelle (HhQ)	750	38 ± 2.0	4.6 ± 0.17	Keine Daten
Teichquelle (TQ)	600	47.6 ± 1.2	5.56 ± 0.12	2.7-4.0
<u>Zum Vergleich:</u>				
Große Wiesenquelle	550	43-49 (nur 4 Werte)	5.9 ± 0.1	4.8-5.8

Die Analyse weiterer chemischer Parameter ergaben für die Teichquelle und die etwas unterhalb des Gebietsauslasses liegenden Grosse Wiesenquelle deutliche Konzentrationen an Calcium-Ionen (THIEMANN, 1998). Dies deutet auf einen Kontakt mit den karbonatführenden Schichten des Unteren Buntsandsteins hin. Die Große Wiesenquelle zeigt zudem die mit Abstand höchsten Siliziumkonzentrationen (MANNENBACH-

WASSERVERSORGUNG, 1993). Dies lässt den Schluss zu, dass das Wasser dieser Quelle eine deutlich längere Kontaktzeit hatte als Wasser aus den Quellen des Untersuchungsgebietes. Einzig die Teichquelle zeigt temporär den Einfluss dieser älteren Komponenten, ablesbar an einer deutlich schwankenden Siliziumkonzentration.

Kombiniert man diese Ergebnisse mit denen der Wasserbilanzierung und der Rückgangsanalyse, so muss man zur Erklärung der auftretenden Phänomene mindestens drei unterschiedliche Grundwasserkomponenten annehmen (Abbildung 4-8):

1. Eine flache, relativ schnell ansprechende und wieder versiegende Komponente aus den Deckschichten mit relativ niedrigen Si-Gehalten und Leitfähigkeiten und einem pH-Wert deutlich unter 5.
2. Eine mittlere Komponente, die den Trockenwetterabfluss der Quellen des Dürregebietes dominiert; sie ist schon deutlich gepuffert und weist mittlere Si-Konzentrationen auf (2.3-2.7 mg l⁻¹).
3. Eine tiefe Komponente, die nur bei hohem Grundwasserstand auch im Bereich der Teichquelle zum Abfluss kommt. Ansonsten ist diese Komponente im Gebiet nicht messbar. Sie zeichnet sich durch einen hohen Si-Gehalt aus (4.8-5.8 mg l⁻¹). Es wird vermutet, dass sie den größten Teil des Grundwasserexportes aus dem Einzugsgebiet ausmacht. Erst in den zahlreichen Quellaustritten unterhalb des Pegels (u.a. im Bereich der Grossen Wiesenquelle) tritt diese Komponente zu Tage.

Diese Ergebnisse decken sich mit den Untersuchungen von SEEGER (1990) in den Buntsandstein-Gebieten Seebach, Rotenbach und Kleine Kinzig. Auch er postuliert eine relativ schnelle Komponente, die vor allem bei hohem Niederschlagsangebot hangparallel in den tieferen Deckschichten zum Abfluss kommt. Diese trennt er vom eigentlichen Grundwasserabfluss. Das hohe Puffer- und Speichervermögen der Deckschichten ist seiner Meinung nach die Ursache für eine gleichmäßige Grundwasserneubildung auch in trockneren Jahren.

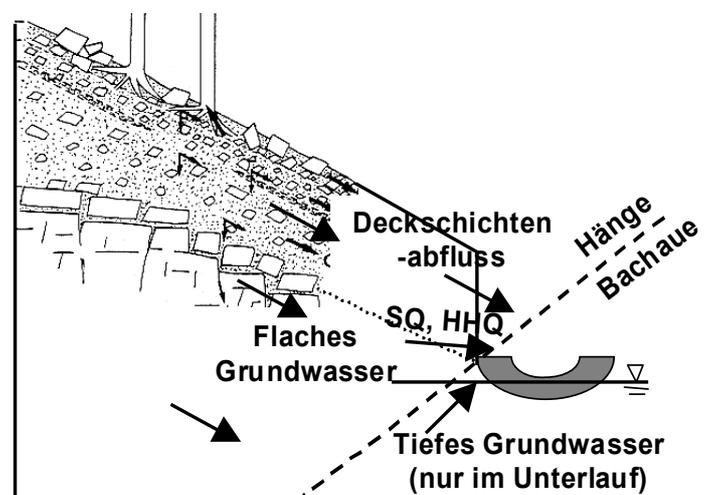


Abbildung 4-8: Die Grundwasserkomponenten; nach: SEEGER (1990), stark verändert

4.4 Sättigungsflächenabfluss

4.4.1 Messungen auf Teileinzugsgebietsskala: Hochfläche

Die Hochflächen des Untersuchungsgebietes sind unterschiedlich gut an das Gewässernetz angebunden. Das Einzugsgebiet Stillwasserhütte (SH, 1.56 km²) und insbesondere das darin enthaltene Einzugsgebiet Lerchensteinweg (LE, 0.27 km²) weisen eine gute Anbindung an das Hauptgewässer auf (Abbildung 4-9). Bereits im 19. Jahrhundert wurden hier viele Drainagen zur Entwässerung der Verebnungsflächen angelegt (GRABMANN, 1996). Wie stark diese Drainagen das natürliche Abflussverhalten verändert haben, lässt sich aus heutiger Sicht daher nicht mehr sagen. Die folgenden Aussagen zum Abflussverhalten implizieren somit immer die Existenz dieses Drainagenetzes und sind nicht ohne weiteres auf natürliche Bedingungen übertragbar.

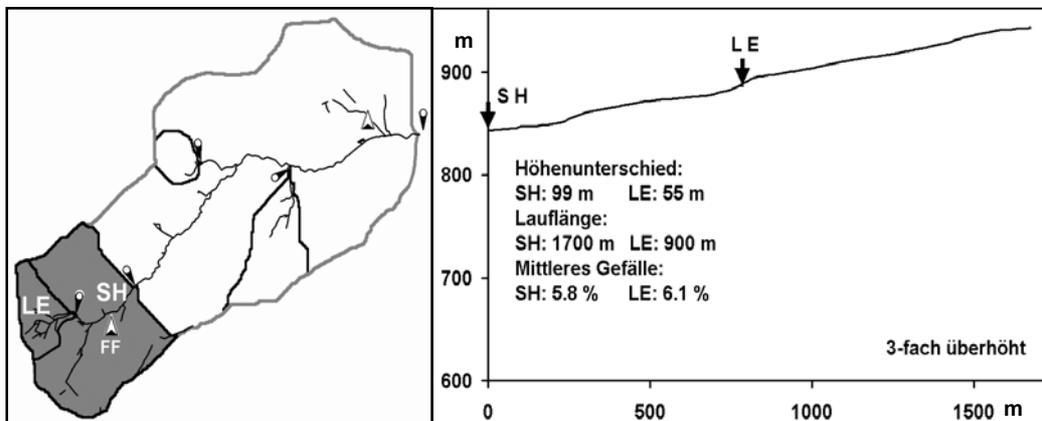


Abbildung 4-9: Lage und Längsschnitt der Einzugsgebiete SH & LE

4.4.2 Klimamessstation Freifläche

Die Klimamessstation Freifläche (FF) liegt inmitten des Einzugsgebietes Stillwasserhütte. Sie wurde zusätzlich zu den Sensoren für Niederschlag, Windgeschwindigkeit, Windrichtung, Temperatur und Luftfeuchte mit TDR-Sonden zur Bodenwassergehaltsbestimmung ausgestattet. Bis Anfang 2000 waren 2 Sonden in den Tiefen 20 und 35 cm in Betrieb. Danach wurde das Bodenprofil von SCHÄDEL (2001) mit 6 zusätzlichen Sonden in Tiefen von 10 bis 60 cm instrumentiert. Die Wetterstation liegt etwas unterhalb eines deutlichen Hangknickes in einem weitläufigem Pfeifengrasvorkommen. Pfeifengras (*Molinia coerulea*) ist laut WALDENMEYER (2002) ein guter Zeiger für wechselfeuchte Standortbedingungen. Das Pfeifengras erreicht im Bereich des Hangknickes die höchsten Deckungsgrade (Abbildung 4-10).

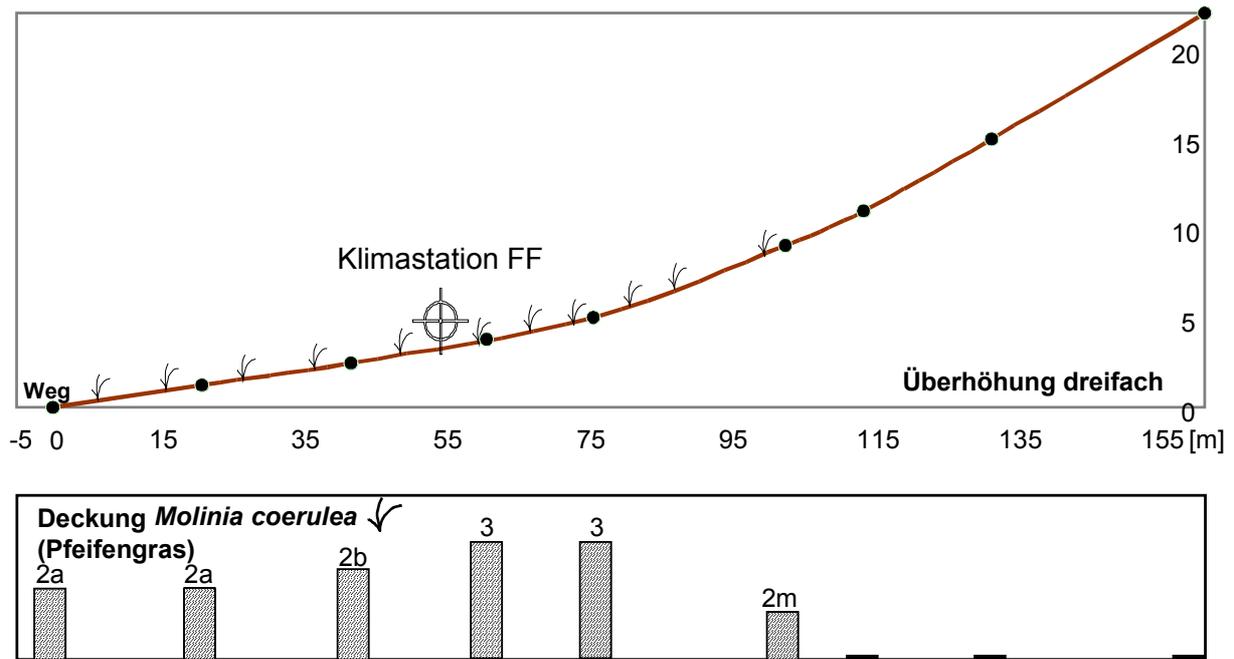


Abbildung 4-10: Schnitt durch die Feucht- bzw. Sättigungsfläche Klimastation Freifläche / Grandlohweg (ca. 850 m NN), Quelle: WALDENMEYER, 2002, verändert

Eigene refraktionsseismische Untersuchungen (FLINSPACH, 1999, WALDENMEYER, 2002) ergaben für diesen Standort eine mächtige Lockersedimentschicht: Unter ca. 2 m gering verdichteten, blockhaltigen Lockersedimenten finden sich 7 bis 12 m verdichtete bzw. sehr blockreiche Lockersedimente. Hohe Laufgeschwindigkeiten der Refraktionswellen von ca. 1900- ms⁻¹ finden sich erst in Tiefen größer 9 bis 13 m. Somit ist erst in dieser Tiefe (verwitterter) Felsuntergrund zu erwarten (Abbildung 4-11).

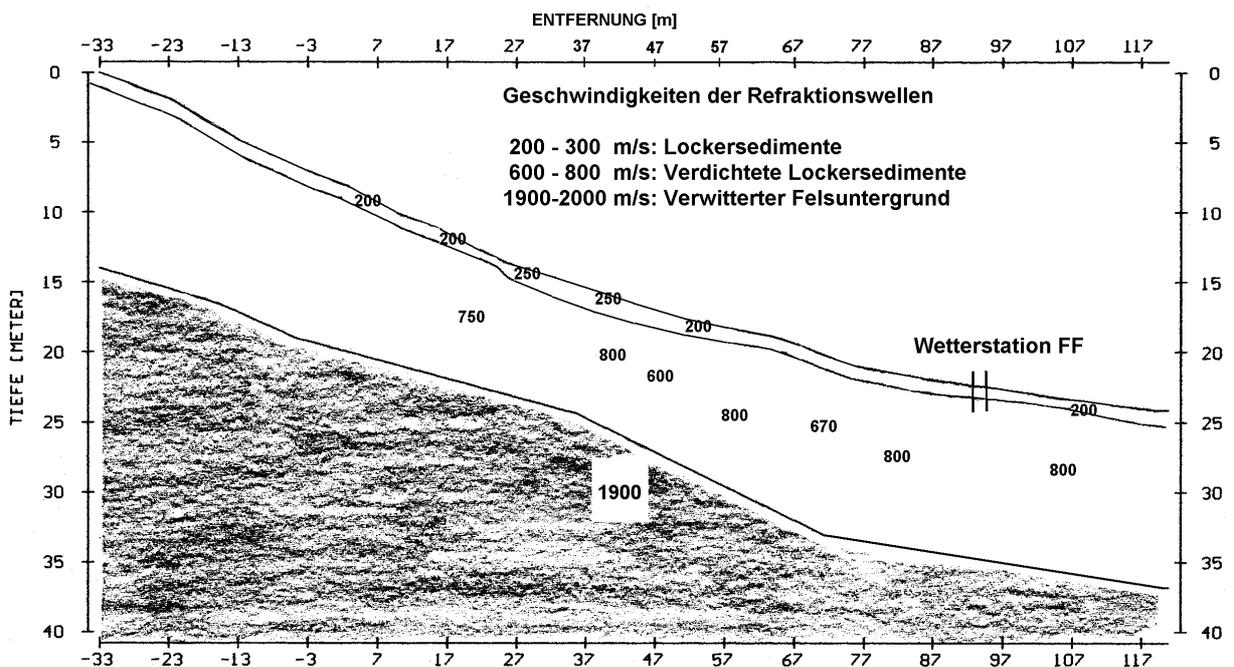


Abbildung 4-11 : Geophysikalisches Profil bei FF (aus FLINSPACH, 1999, verändert)

Der Bodentyp des Standortes wird von WALDENMEYER (2002) als Podsol-Pseudogley angegeben. Das Substrat wird bis in eine Tiefe von 110 cm von schwach schluffigem bis schwach lehmigem Sand bestimmt. Wegen des hohen Skelettanteils (50-80%) sind die effektiven Durchlässigkeiten sehr hoch ($k_f = 1.3$ bis $2.7 \cdot 10^{-3} \text{ ms}^{-1}$, Quelle: KOBAYASHI, 1999). Eine stauende Schicht konnte an diesem Standort wegen des hohen Blockschuttanteils nicht ergraben werden, wird aber aufgrund der Bodenmerkmale (Pseudovergleyung) angenommen. Aufgrund der Hangposition kann zudem mit lateralen Wasserzuschuss gerechnet werden.

Betrachtet man anhand von TDR-Messungen den Aufsättigungsvorgang im Bodenprofil der Klimamessstation Freifläche im Detail (Abbildung 4-12, die Daten stammen aus Untersuchungen von SCHÄDEL, 2001), so kann man ganz deutlich zwei Teilprozesse unterscheiden:

1. Perkolatation erhöht zuerst etwas den Wassergehalt im Boden,
2. Aufsättigung des jeweiligen Bodenhorizontes erzeugt einen sichtbaren Sprung im Wassergehalt.

Dieser Aufsättigungsvorgang erfolgt eindeutig von unter her. Oberflächlicher Abfluss ist wegen der hohen Durchlässigkeiten erst dann zu erwarten, wenn der oberste Bodenhorizont Sättigung erreicht hat. Ein oberflächlicher Abfluss an diesem Punkt ist somit im Allgemeinen nicht Abfluss infolge Infiltrationsüberschuss sondern Sättigungsflächenabfluss. Betrachtet man den Punkt in seiner Lage im Hang, so ist außerdem anzunehmen, dass auch laterale Zuflüsse (Interflow) im Boden und an der Bodenoberfläche die

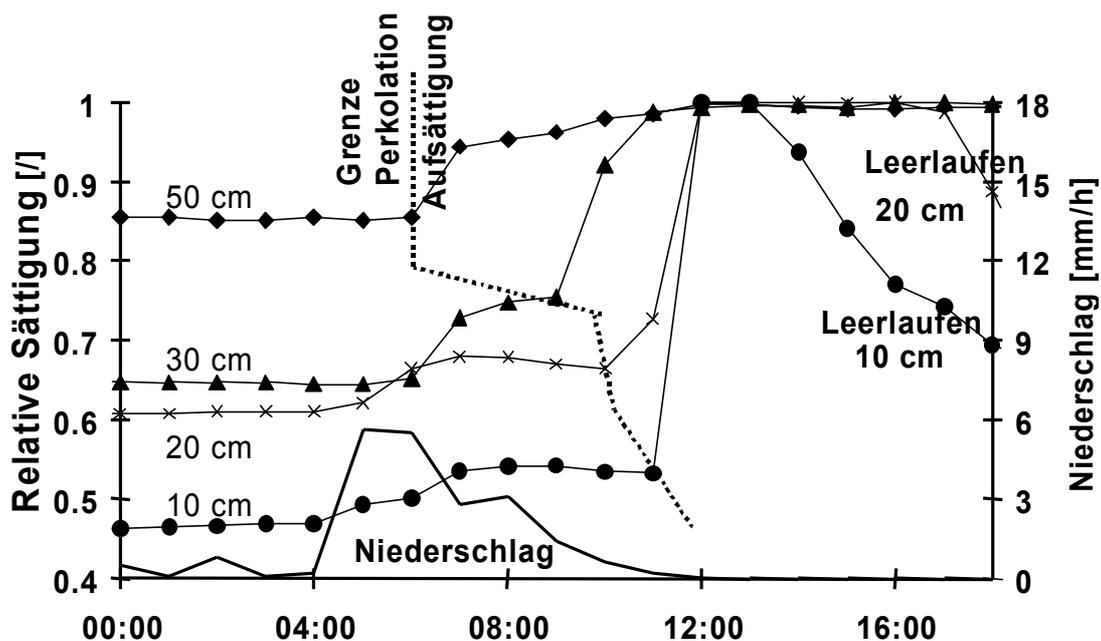


Abbildung 4-12: Aufsättigung des Bodenprofils Freifläche

Aufsättigung des Profils verstärken können. Diese Annahme wird durch Abbildung 4-12 gestützt: Die maximale Aufsättigung ist erst eine Stunde nach Niederschlagsende erreicht. Somit müssen laterale Wasserbewegungen für die dann zwei Stunden anhaltende Sättigung des Profils bis zum obersten Horizont verantwortlich sein. Erst danach sinkt der Stauwasserspiegel wieder langsam ab.

4.4.3 Beziehung zwischen Punktmessung der Bodenfeuchte und Pegelabfluss

An den Pegeln Stillwasserhütte (SH) und Lerchensteinweg (LE) ist nur während und unmittelbar nach Niederschlagsereignissen Abfluss messbar. Die beiden Pegel zeigen ein unterschiedliches Leerlaufverhalten, das auf die deutlichen Unterschiede in der Einzugsgebietsgröße zurückzuführen ist (größere Translationszeiten für SH). Interessant ist die Tatsache, dass das Einsetzen von messbarem Abfluss an beiden Pegeln ungefähr mit dem Zeitpunkt der Sättigung im obersten Bodenhorizont der Wettermessstation Freifläche (FF) zusammenfällt. Abbildung 4-13 zeigt am Beispiel einer Folge von drei Niederschlagsereignissen den Zusammenhang zwischen Abfluss am Pegel (oberer Teil der Abbildung) und Wassergehalt im Boden (unterer Teil der Abbildung). Während Ereignis 1 keinen nennenswerten Abfluss erzeugte, war der Anteil des Niederschlages, der zum Abfluss kam für die beiden folgenden Ereignisse 2 und 3 wesentlich höher. Deutlich erkennbar ist, dass bei Ereignis 1 erst gegen Ende des Niederschlags Sättigung im Oberboden auftrat, während dies bei den beiden folgenden Ereignissen wesentlich früher passierte. In Tabelle 4-7 sind einige Kennwerte für die drei dargestellten Ereignisse aufgelistet.

Tabelle 4-7: Kennzahlen ausgewählter Ereignisse für die Pegel SH und LE

Datum / Ereignis	Abflussbeiwert [%]		Wetterstation FF – Niederschlag	
	Pegel SH	Pegel LE	Summe [mm]	Max. Int. [mm h ⁻¹]
3.10.1999 / 1	0.3	4.0	18.0	3.8
4.10.1999 / 2	5.9	19.6	26.7	5.6
9.10.1999 / 3	4.4	26.0	11.0	2.8

Auffällig ist der wesentlich höhere Abflussbeiwert des Teileinzugsgebietes Lerchensteinweg (LE). Eine Erklärung bietet sich an, wenn man das Auftreten von Böden mit Sättigungsneigung (Moorböden, Stagnogleye oder pseudovergleyte Böden) vergleicht (Abbildung 4-14). Ihr Anteil ist im Teileinzugsgebiet LE wesentlich größer als im Einzugsgebiet Stillwasserhütte (SH). Zudem erkennt man in der Abbildung die deutlich höhere Drainagedichte im Teileinzugsgebiet LE. Auch diese erhöht die Abflusswirksamkeit von aufgesättigten Flächen.

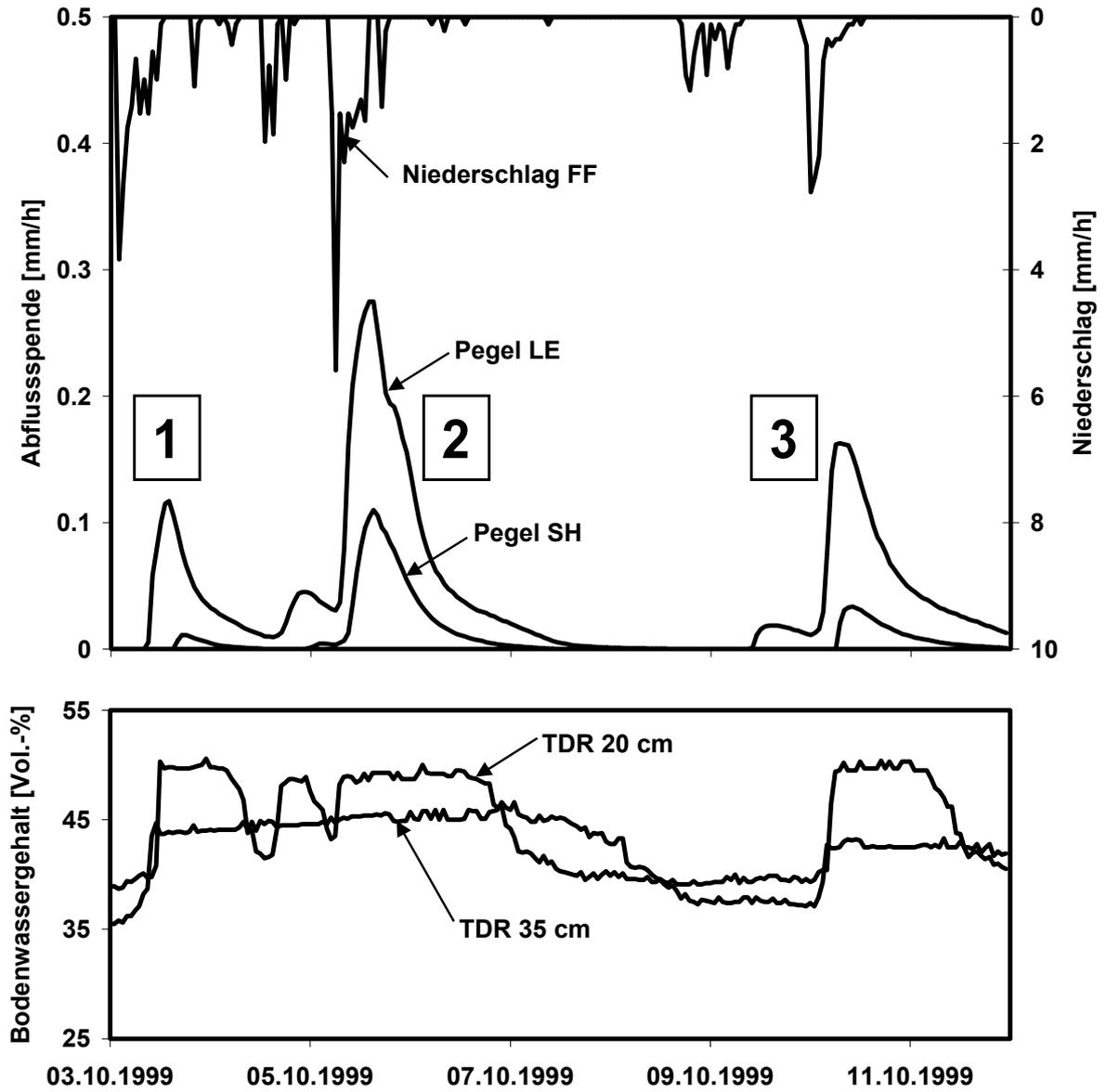


Abbildung 4-13: Folge von drei Ereignissen an den Pegeln LE und SH

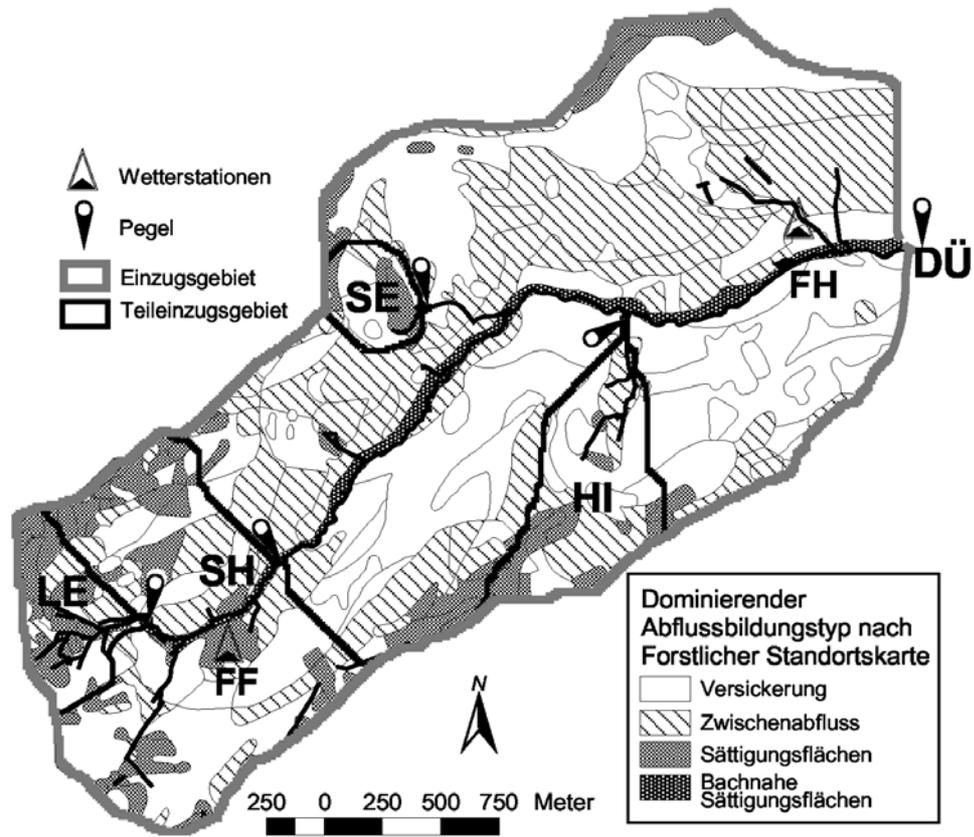


Abbildung 4-14: Dominierender Abflussbildungstyp (WALDENMEYER, 1999)

4.4.4 DOC als Tracer im Einzugsgebiet des Pegel Lerchenstein

Der Abfluss von den Hochflächen des Dürreychbacheinzugsgebietes zeigt ein typisches Merkmal: Er weist immer sehr hohe Konzentrationen an gelöstem organischem Kohlenstoff (DOC) auf. Untersuchungen von VOLKMANN (1999, 2002) und VOLKMANN ET AL. (2001) haben gezeigt, dass die Konzentrationsverläufe von DOC während eines Ereignisses Rückschlüsse auf die dominierenden Abflussbildungsprozesse zulassen. Diese Ergebnisse wurden von CASPER ET AL. (2001) durch hydrochemische und isotopenchemische Untersuchungen ergänzt.

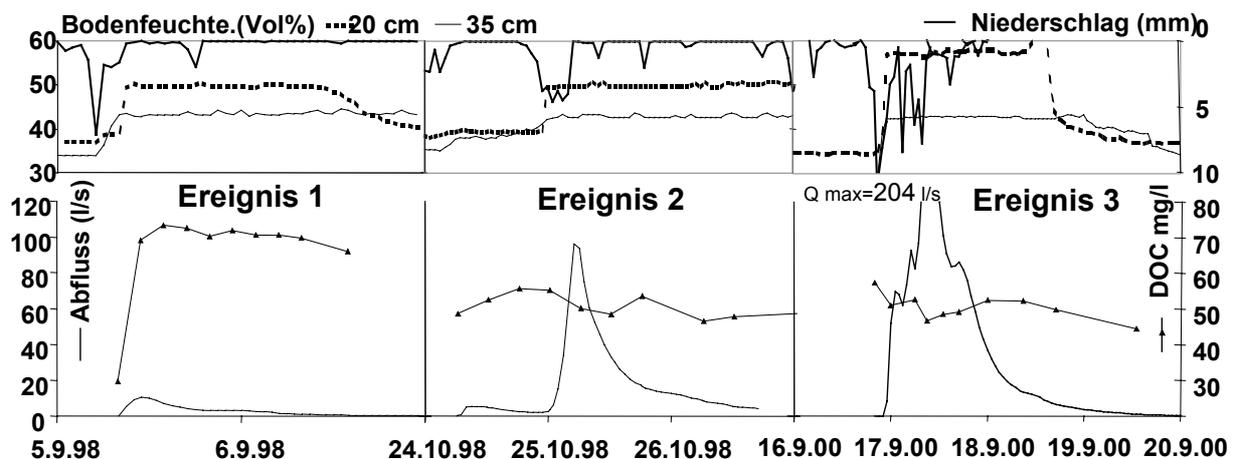


Abbildung 4-15: DOC-Konzentrationsverläufe am Pegel LE

Abbildung 4-15 zeigt für 3 unterschiedliche Ereignisse DOC-Verläufe für den Pegel LE. In der oberen Diagrammhälfte finden sich die zugehörigen Bodenfeuchte- und Niederschlagsverläufe an der Klimastation FF. Unten sind Abfluss und DOC-Konzentrationen am Pegel LE dargestellt.

20 mm Regen fielen bei Ereignis 1 auf relativ trockenen Boden. Die Abflussreaktion war gering (Abflussbeiwert: 7.7%). Niedrige DOC-Konzentrationen zu Beginn des Abflusses deuten auf einen hohen Anteil an Wegeabfluss hin. Danach waren die Konzentrationen mit 70 mg l^{-1} relativ konstant. Erst ganz am Ende sank die DOC-Konzentration wieder merklich ab.

Bei Ereignis 2 erzeugten 43 mm Regen bei mittleren Vorfeuchtebedingungen eine scharfe Abflussspitze (Abflussbeiwert: 29%). Interessant ist wiederum der relativ konstante DOC-Verlauf, diesmal mit Werten um 50 mg l^{-1} . Die niedrigsten Werte traten zu Beginn und im Abflussmaximum auf. Ähnlich sah der Verlauf bei Ereignis 3 aus. Hier erzeugten 100 mm Regen 34 mm Abfluss, trotzdem brach die Nachlieferung von DOC nicht zusammen.

Bereits aus diesen Ergebnissen lassen sich einige Schlüsse über die Abflussbildung im Teileinzugsgebiet LE ziehen:

- Konstante DOC-Verläufe auch bei hohen Niederschlagsmengen erfordern ein großes DOC-Reservoir im Boden.
- Konstante DOC-Verläufe lassen auf einen guten Mischungsprozess während der Abflussbildung schließen (entweder im oberflächennahen Bereich des Bodens oder im Drainagenetz). Es kommen Ereigniswasser (= Regenwasser, DOC-arm) und Vorereigniswasser (= Bodenwasser, DOC-reich) in relativ konstantem Verhältnis zur Mischung.
- Geringe DOC-Konzentrationen zu Beginn werden durch schnelle Abflusskomponenten (z.B. Wegeabfluss) hervorgerufen.
- Der Rückgang der DOC-Konzentration im Abflussmaximum deutet auf größere Anteile an Ereigniswasser hin (Verdünnungseffekt).

Die Messung von $\delta^{18}O$ (Methode in Kap. 3.4.2) stellt eine unabhängige Methode zur Trennung von Ereigniswasser und Vorereigniswasser dar. Voraussetzung ist hier jedoch, dass der Gehalt an $\delta^{18}O$ im Bodenwasser bekannt ist und auch möglichst über das gesamte Reservoir konstant ist. Da dies für Bodenwasser im Allgemeinen nicht zutrifft (Wässer unterschiedlicher Isotopenzusammensetzung mischen sich in unterschiedlichem Maße. Somit liefert jeder Probennahmepunkt etwas andere Werte), ist diese Methode mit großen Fehlern behaftet. Kombiniert man jedoch die Messung von DOC und $\delta^{18}O$ unter der Annahme, dass sich hauptsächlich Bodenwasser (= Vorereigniswasser mit konstanter DOC- und Isotopenkonzentration) und DOC-armes Regenwasser (= Ereigniswasser mit kontrastierender Isotopenzusammensetzung) mischen, so bekommt man ein überbestimmtes 2-Tracer-2-Komponentensystem. Stimmen die Annahmen, müssen die Messwerte für DOC und $\delta^{18}O$ in einem DOC- $\delta^{18}O$ -Diagramm auf einer Geraden liegen (Details zur Methode finden sich in Kap. 3.4.5).

Abbildung 4-16 zeigt ein konvektives Ereignis hoher Intensität bei relativ trockenen Vorbedingungen. Der Abflussbeiwert beträgt 6%. Dargestellt sind im unteren Teil die Abflussreaktion des Pegels LE, der Verlauf der DOC-Konzentration und der mittels $\delta^{18}O$ errechneten Ereigniswasseranteile.

In Abbildung 4-17 finden sich die Messungen für DOC und $\delta^{18}O$ auf einer Geraden. Der Gesamt ereigniswasseranteil ist mit 50-60% errechnet worden.

Dieselben Auswertungen wurden für ein weiteres Ereignis durchgeführt (Abbildung 4-18). Ein langanhaltender Niederschlag bei feuchten Vorbedingungen erzeugt eine relativ breite Abflussganglinie. Der Abflussbeiwert beträgt hier ca. 31%.

Das DOC- $\delta^{18}O$ -Diagramm (Abbildung 4-19) sieht diesmal etwas anders aus: DOC und $\delta^{18}O$ -Werte treffen sich nicht mehr vollständig auf der Mischungsgeraden. Der Ereigniswasseranteil ist diesmal wesentlich geringer und liegt bei Werten zwischen 25 und 32%.

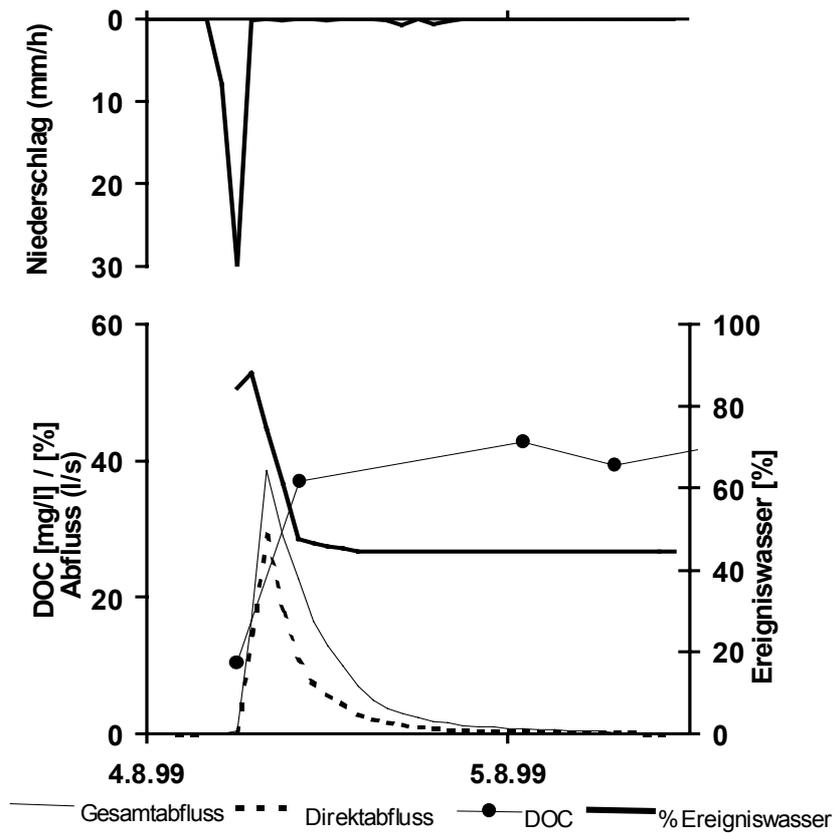


Abbildung 4-16: Ereignis vom 4./5.8.1999 am Pegel LE

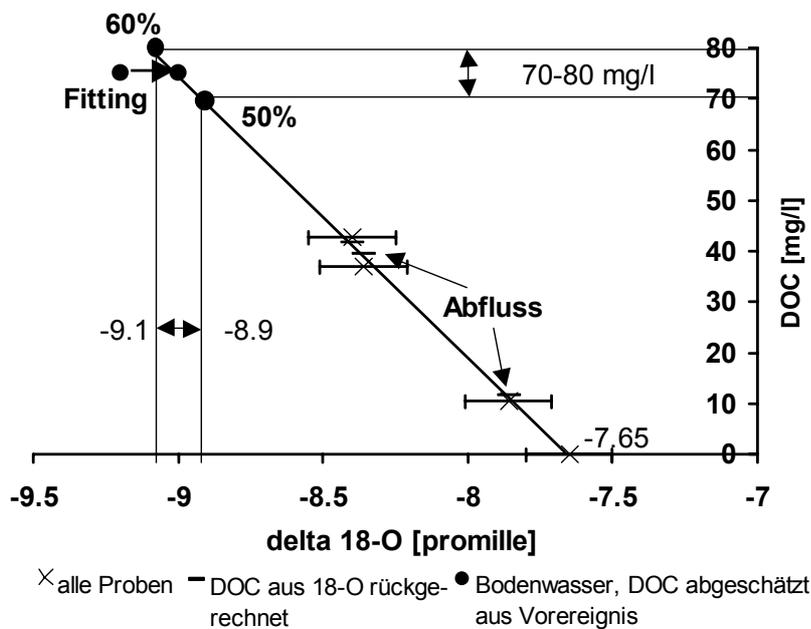


Abbildung 4-17: Messungen für DOC und $\delta^{18}\text{O}$ am Pegel LE (4./5.8.1999)

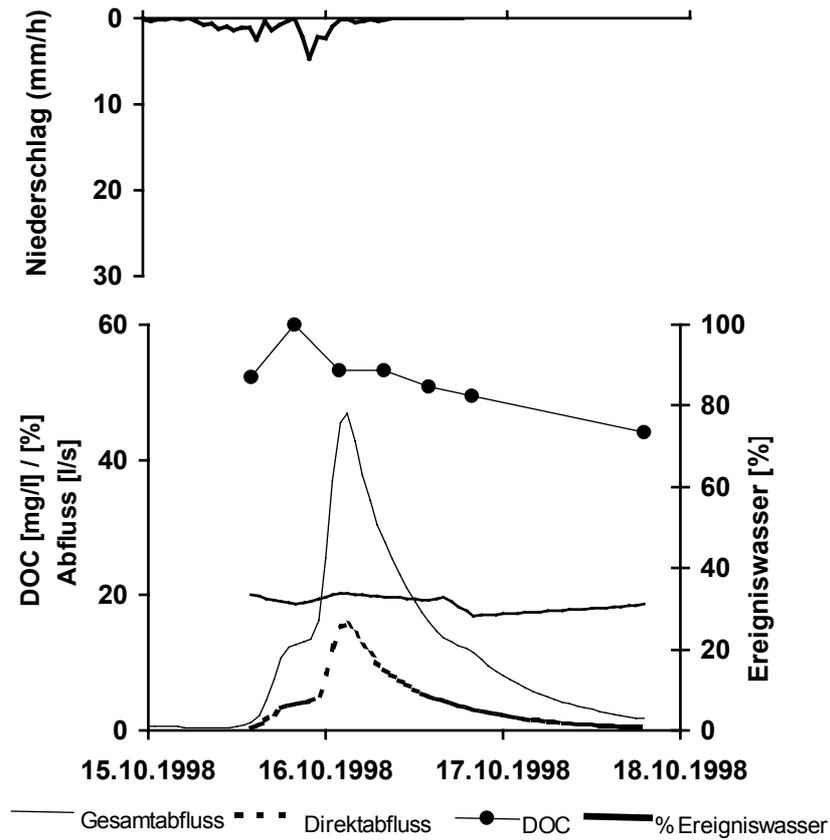


Abbildung 4-18: Ereignis vom 15.-18.10.1998 am Pegel LE

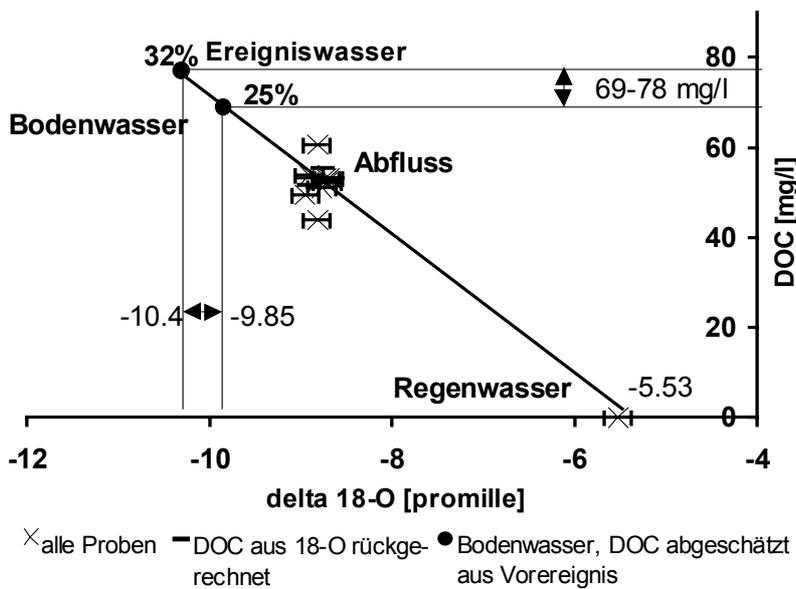


Abbildung 4-19: Messungen für DOC und $\delta^{18}\text{O}$ am Pegel LE (15.-18.10.1998)

Während das konvektive Ereignis mit einem Abflussbeiwert von nur 6% nur die drainage-nahen Bereiche des Einzugsgebiets aktiviert und somit ein größerer Anteil des Abflusses aus Wegeabfluss oder direktem Drainageabfluss besteht, werden im zweiten Ereignis große Teile des Gebietes abflusswirksam. Der sinkende Ereigniswasseranteil lässt den Schluss zu, dass es beim Abflussbildungsprozess zu einer intensiven Mischung von Ereignis- und Vorereigniswasser kommt. Oberflächennahe, laterale Fließbewegungen stellen große Mengen an DOC-reichem Bodenwasser zur Verfügung, die über das dichte Drainagenetz schnell Anschluss an das Gewässer finden. Interessant ist zudem die Tatsache, dass die Schwankungen in der DOC-Konzentration während des Ereignisses größer sind als die Schwankungen der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte. Dies lässt auf räumlich differenzierte Liefergebiete mit unterschiedlichen Bodeneigenschaften bzw. Humusformen schließen.

4.4.5 DOC als Tracer im Einzugsgebiet des Pegels Stillwasserhütte

DOC-Verläufe sehen am Pegel SH prinzipiell ähnlich aus wie am Pegel LE. Auffällig ist jedoch, dass die DOC-Konzentrationen während eines Ereignisses noch konstanter sind. Dies lässt auf eine bessere Mischung unterschiedlicher Wässer infolge größerer Fließwege schließen. Der wesentlich geringere Abflussbeiwert kann durch die geringere Drainagedichte und den geringeren Anteil an zur Sättigung neigenden Böden erklärt werden (Abbildung 4-14 auf Seite 72).

4.4.6 Allgemeines Modellkonzept für die Sättigungsflächen der Hochlagen

Abbildung 4-20 stellt schematisch die Teilprozesse zusammen, die beim Abflussvorgang von den Hochflächen von Bedeutung sind (VOLKMANN, 2002). Nimmt man Ereignis 1 aus Abbildung 4-15 als Beispiel, so kann man sich die Abflussbildung auf den Hochlagen wie folgt vorstellen:

Zu Beginn des Ereignisses sind die DOC-Konzentrationen niedrig. Der Abfluss besteht hauptsächlich aus Abfluss von Wegen (xi), direktem Niederschlag auf das Drainagenetz und einigen wenigen gesättigten Gebieten in Drainagenetznahe (vi, vii). Tritt Sättigung im Boden auf, wird die maximale DOC-Konzentration im Abfluss erreicht, laterale Komponenten innerhalb der organischen Auflage dominieren und lassen drainagenahes Vorereigniswasser zum Abfluss kommen (v). Dieses mischt sich in Mulden (iv) und im Drainagenetz (x) selbst mit DOC-armem Ereigniswasser. Ist die weitere Infiltration infolge totaler Sättigung des Oberbodens gehemmt, entsteht partiell Oberflächenabfluss (iii) und führt zu einem sichtbaren Rückgang der DOC-Konzentration infolge stärkerer Verdünnung. Ein erneutes DOC-Maximum wird erreicht, wenn oberflächlicher Abfluss endet. Eine abnehmende Sättigung im Boden durch (langsame) laterale Drainierung (v,vi,vii) und Grundwasserneubildung (viii) führt zu einem schnellen Rückgang des Abflusses. Die DOC-Konzentration im Abfluss sinkt, da durch die Drainierung tieferer Schichten, Wasser mit niedrigeren DOC-Konzentrationen zum Abfluss gelangen.

Möchte man das natürliche Verhalten der Sättigungsflächen mit Hilfe eines mathematischen Modelles simulieren, so kann dazu ein Ansatz mit variablen beitragenden Flächen unter Berücksichtigung eines Anfangsverlustes gewählt werden. Wichtig ist zudem, dass die Flächen im Mittel sehr hohe Grundwasserneubildungsraten aufweisen, da kleinere und mittlere Ereignisse meist zu keinem messbaren Abfluss führen. Dennoch ist

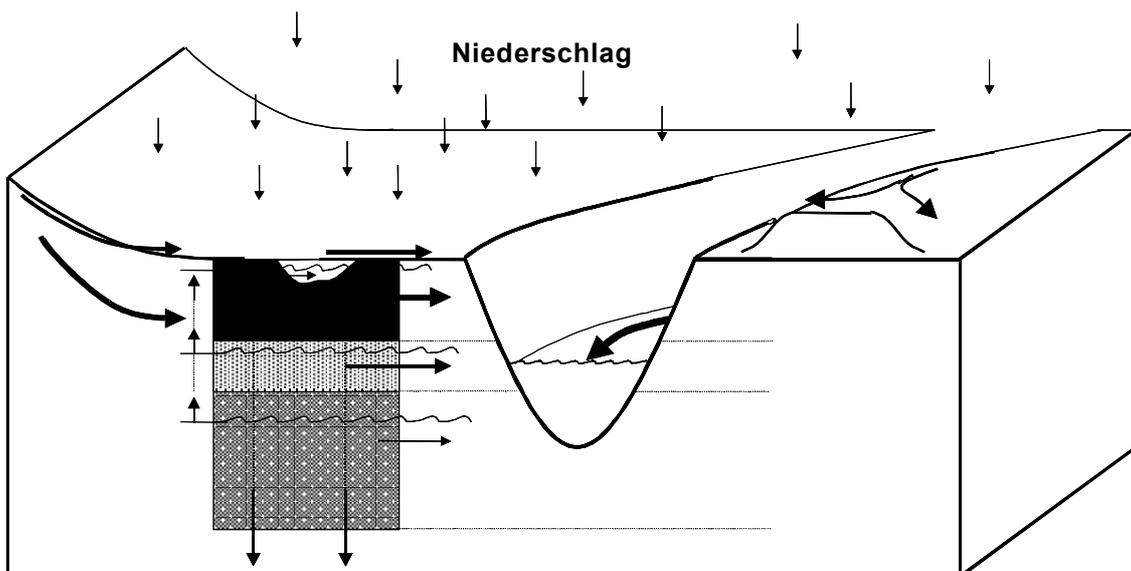


Abbildung 4-20: Modellvorstellung für die Abflussbildung auf den Hochflächen

die Tiefensickerungsrate so klein zu halten, dass sich für die übrigen Ereignisse Sättigung mit Überlaufen einstellen kann. In Kapitel 5 wird die Abbildbarkeit der natürlichen Vorgänge anhand dreier Simulationsmodelle ausführlich diskutiert.

4.4.7 Messungen auf Teileinzugsgebietsskala: Kare

Der Pegel Seemiß (SE) entwässert das Seemiß-Kar (Abbildung 4-21, links) und war nur während des Jahres 1998 einige Monate in Betrieb. Der Abfluss aus dem Kar zeigt sehr

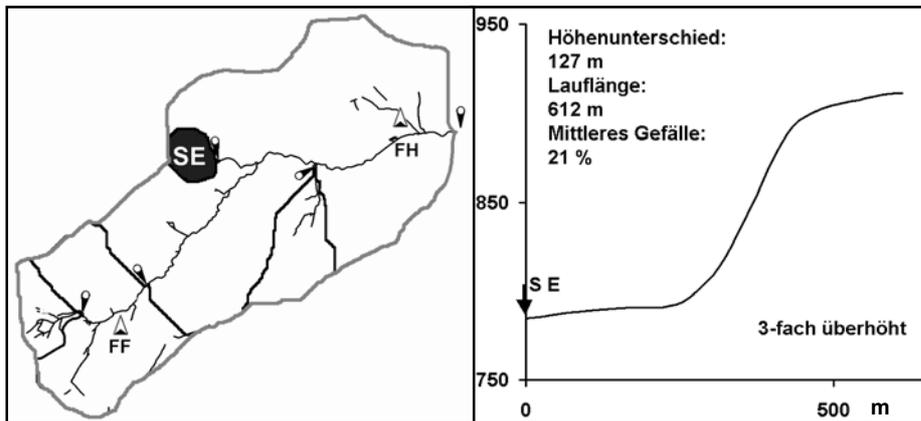


Abbildung 4-21: Lage und Längsprofil des Einzugsgebietes SE

hohe DOC-Konzentrationen. Ein leicht verzögertes Ansprechen auf Niederschlagsereignisse analog zu den Pegeln der Freifläche ist zu beobachten (Beispiel in Abbildung 4-22). Nennenswerter Abfluss setzt etwas früher als am Pegel SH ein, dauert aber länger (deutliches Tailing). Der Abflussbeiwert liegt für alle erfassten Ereignisse zwischen dem

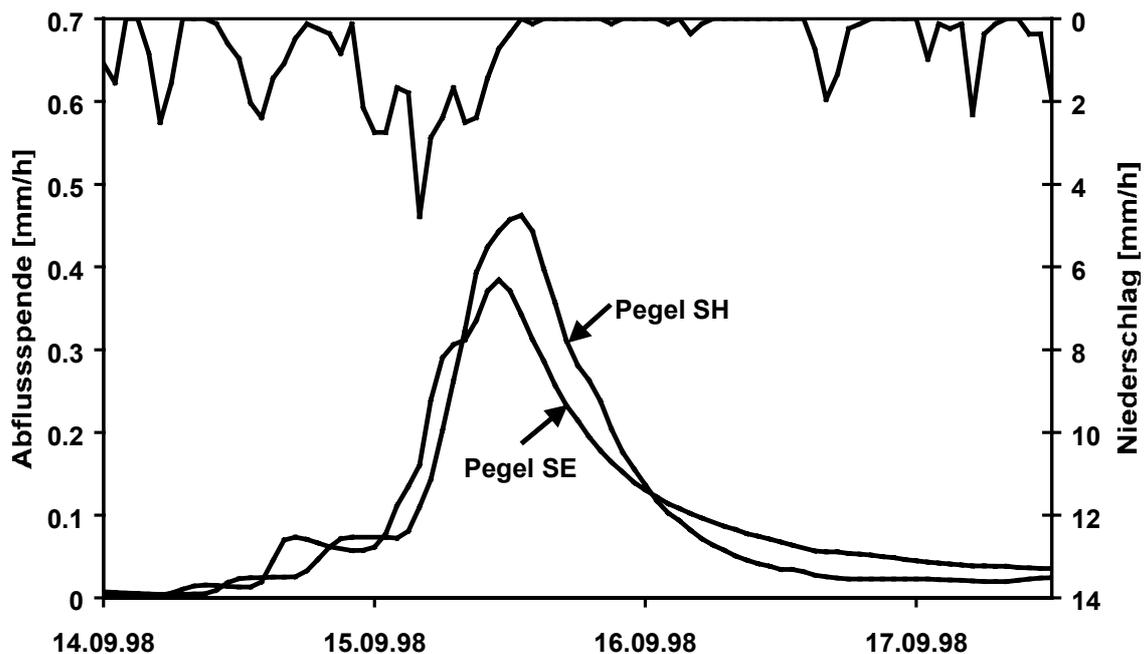


Abbildung 4-22: Abfluss am Pegel Seemiß: Ähnlichkeit zum Pegel Stillwasserhütte

der Pegel SH und LE (Tabelle als Anhang G). Beim in Abbildung 4-22 dargestellten Ereignis fallen ca. 60 mm advektiver Niederschlag bei feuchten Vorbedingungen. Die Abflussbeiwerte betragen 7.7% für den Hauptpegel, 13.4% für den Pegel SH, 31.6% für den Pegel LE und 16.1% für den Pegel Seemiß (SE).

Betrachtet man den Längsschnitt durch das Einzugsgebiet (Abbildung 4-21), so vermutet man einen Speichereffekt durch die Verebnung des Kars. Schneller Abfluss kann für extreme Bedingungen auf den steilen Hängen entstehen (deutliche Erosionsspuren belegen diese Fließwege), dürfte im allgemeinen aber infolge Sättigung des eigentlichen Karbereichs zustande kommen (Sättigungsflächenabfluss). Der Sättigungsprozess kann durch einige Quellen, die die Hänge entwässern und im Bereich des Kares austreten deutlich beschleunigt werden. Drainagegräben im zentralen Karbereich erhöhen die Abflussneigung und bedingen die hohen DOC-Gehalte im Abfluss.

4.4.8 Die Bachaue

Die Bachaue des Dürreychbaches umfasst nur einen schmalen, meist nur 5-10 m, maximal 50 m breiten Streifen um das Hauptgerinne. Daran schließen sich dann direkt die Hänge an. Das Bachbett besteht aus groben Blöcken und Schottern, teilweise sind eiszeitliche Terrassen ausgebildet (KASSEBEER, 1998). Verebnungsflächen mit Auenböden treten so gut wie nicht auf. Nur ca. 1.5 % des Einzugsgebietes lassen sich nach Kartierungen von WALDENMEYER (2002) der Bachaue zurechnen. Genauere vegetationskundliche Untersuchungen ergaben zudem, dass nur etwas mehr als 2/5 dieser Fläche deutliche Hinweise auf häufigen Sättigungsflächenabfluss oder oberflächennahen Zwischenabfluss aufweisen. Mit einem großen Beitrag der Bachaue zum Gesamtabfluss ist daher nicht zu rechnen. Allerdings dürfte ihr Beitrag zu den schnellen Komponenten ereignisabhängig durchaus eine wichtige Rolle spielen (und damit möglicherweise zur Erhöhung des Abflussscheitels beitragen).

Wertet man nun diejenigen Ereignisse in Anhang G aus, für die kein nennenswerter Abfluss von den Hängen (hier repräsentiert durch den Pegel HI) gemessen wurde und zieht man vom Gesamtabfluss am Hauptpegel den Basisabfluss und den Abfluss des Pegels SH ab (= Beitrag der abflusswirksamen Hochflächen), so kann man für die Fließstrecke zwischen Pegel SH und Hauptpegel eine durchschnittliche abflusswirksame Fläche schätzen. Diese liegt zwischen 0.2 und 1.2 %. Dies stellt die obere Grenze für den Beitrag der Bachaue dar und müsste um die Beiträge aller sonstigen Zuflüsse verringert werden. Diese Zahlen decken sich mit den obigen Flächenschätzungen aus der Geometrie bzw. den Vegetationsaufnahmen.

Mit einem Beispielereignis soll obige Angabe illustriert werden.

Für das konvektive Ereignis vom 14./15.7.1999 konnten Bilanzen für den Export von DOC sowohl am Pegel SH (408 kg, Abbildung 4-23 a) als auch am Pegel DÜ (415 kg, Abbildung 4-23 b) errechnet werden. Aus der Annahme, dass DOC weitgehend ein konservativer Tracer ist, ließ sich schließen, dass das DOC am Hauptpegel DÜ größtenteils

aus dem Einzugsgebiet des Pegels SH stammen musste. Daher war eine Komponententrennung am Pegel DÜ gemäß der in Kap. 3.4.3 beschriebenen Methode möglich (Abbildung 4-23 b): Vom Gesamtabfluss des Hauptpegels DÜ ließ sich so die DOC-reiche Komponente der Hochlagen (2) und ein als konstant angenommener Basisabfluss (3) abtrennen. Übrig blieb ungefähr derjenige Anteil des Abflusses, der nicht von den Hochflächen stammte (1). Es wird deutlich, dass es sich dabei hauptsächlich um schnelle Komponenten handelte, also Abflüsse, die in unmittelbarer Nähe zum Hauptgerinne entstanden sein mussten. Das Volumen dieser schnellen, DOC-armen Komponenten entspricht im dargestellten Beispiel einer beitragenden Fläche von ca. 1.2 % der Gesamtfläche des Einzugsgebietes.

DOC-reiches Wasser kam am Hauptpegel erst deutlich verzögert zum Abfluss: Der Peak der DOC-Konzentration am Hauptpegel folgte mit 3h Verzögerung auf den Abflusspeak am Pegel SH, was bei den gegebenen Abflusshöhen der mittleren Fließzeit vom Pegel SH bis zum Pegel DÜ entspricht (ABERLE, 2000).

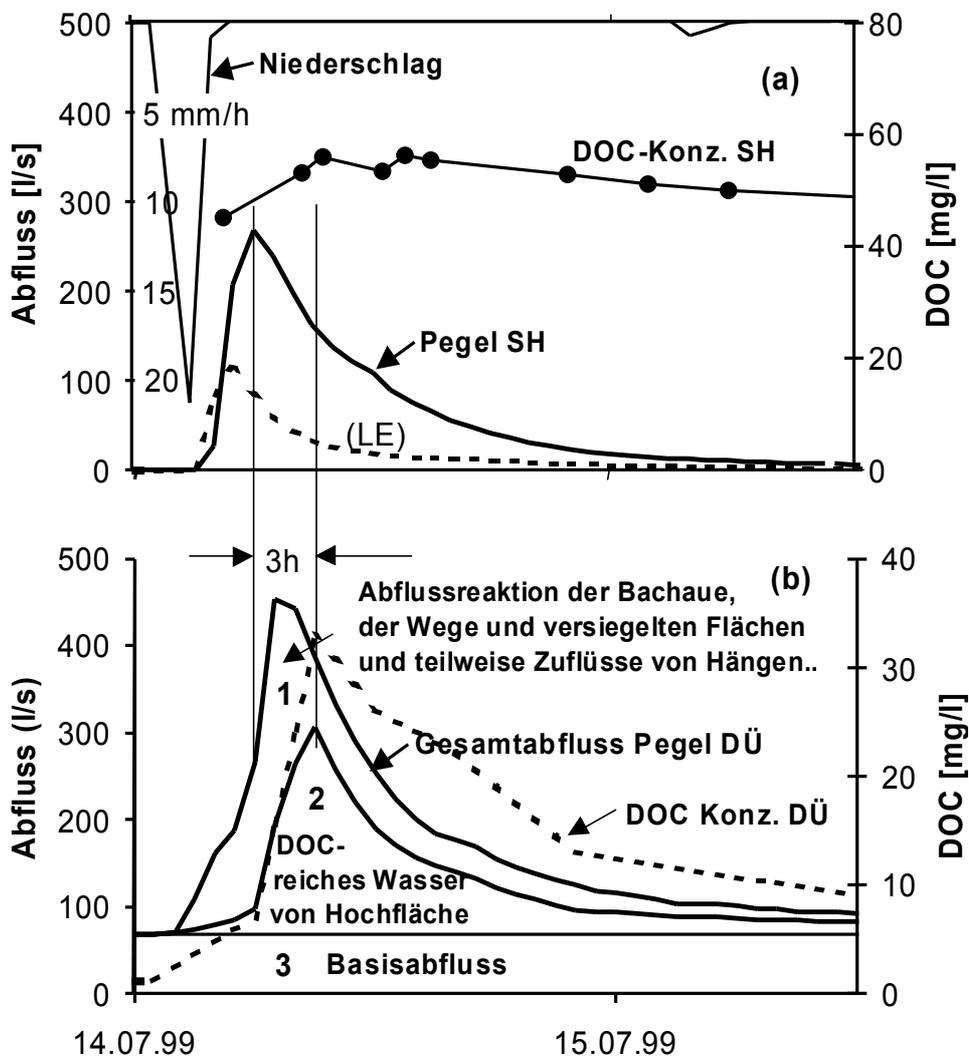


Abbildung 4-23: Komponententrennung am Hauptpegel über DOC-Bilanzierung

4.4.9 Räumliche Verteilung der Abflussneigung von Sättigungsflächen

Einen guten Überblick über die räumliche Verteilung der Flächen mit Sättigungsflächenabflussbildung ermöglicht die Berechnung des gewichteten Topografischen Index (WALDENMEYER, 2002). Die Methode ist ausführlich beschrieben in Abschnitt 3.6.2.

Durch die Verwendung der Ökologischen Feuchte aus der Forstlichen Standortkarte des Dürreychbachgebietes (GRABMANN, 1996) als Wichtungsfaktor für die Modifikation des Topografischen Index nach BEVEN & KIRKBY (1979) werden neben Flächen mit geringer Neigung und großem lokalem Einzugsgebiet vor allem auch die Flächen mit hoher Ökologischer Feuchte aber kleinem lokalem Einzugsgebiet (v.a. die Plateaulagen) mit einem hohen Indexwert belegt (Abbildung 4-24). Diese Verteilung entspricht sehr gut den im Gelände gemachten Beobachtungen zur Bildung von Sättigungsflächenabfluss.

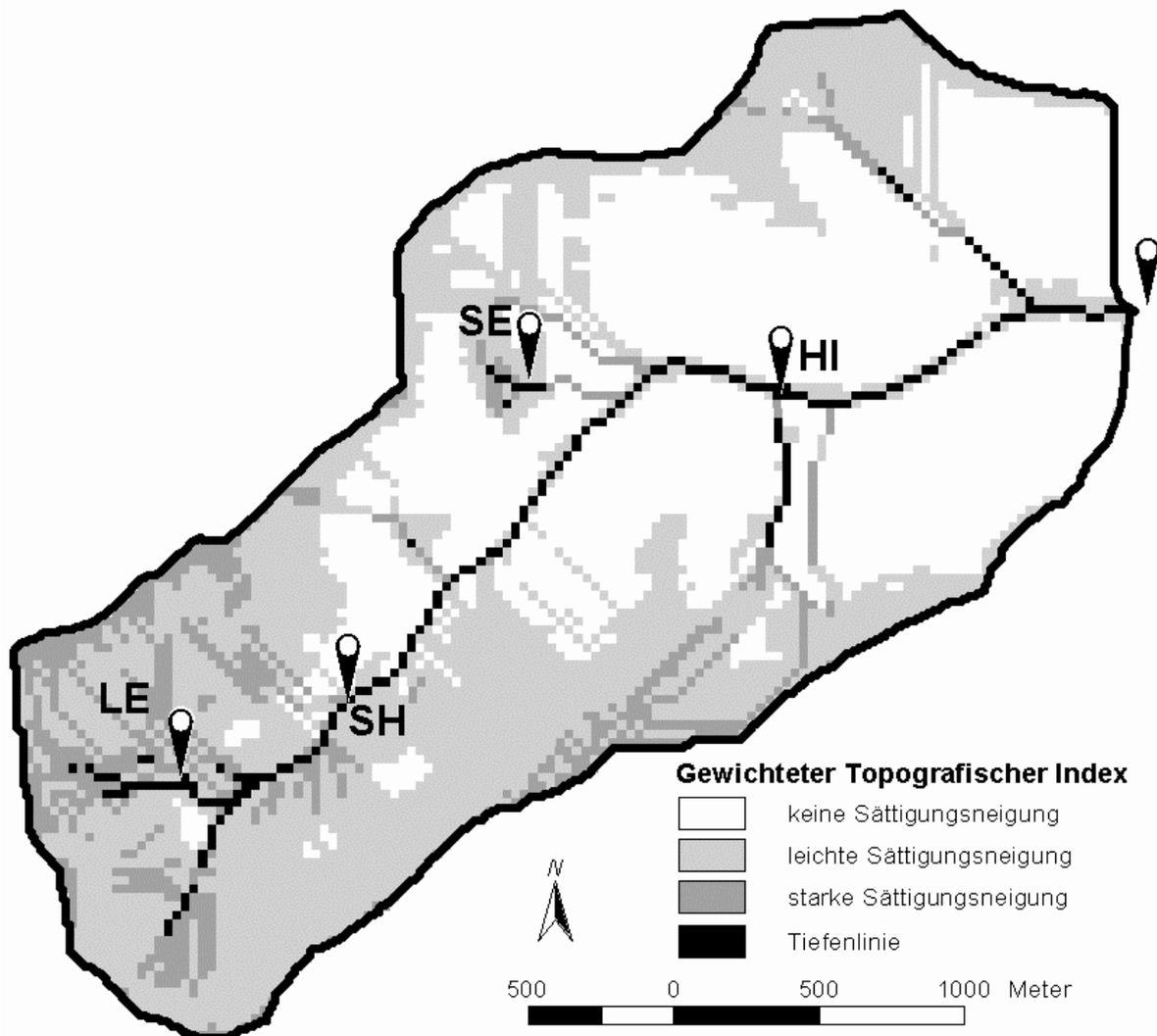
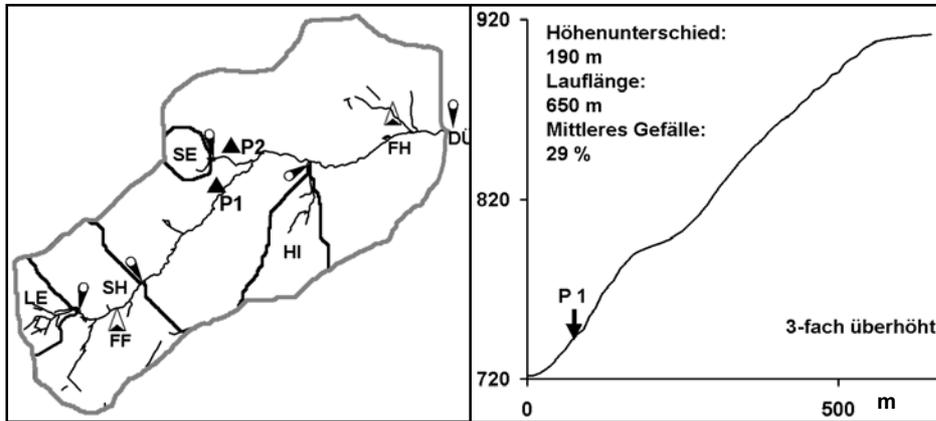


Abbildung 4-24: Gewichteter Topografischer Index: Flächen mit Sättigungsneigung

4.5 Hänge (mit Interflow)

4.5.1 Messungen auf der Plotskale (Bodenprofil P1)

Im Untersuchungsgebiet wurden 2 Bodenprofile ergraben. Das Bodenprofil P1 findet sich auf einem Mittelhang etwas unterhalb des Seemisskares (Abbildung 4-25). Es liegt in



einer mächtigen Blockschuttdecke mit ungefähr 30 Grad Neigung (geophysikalische Untersuchungen ergaben eine Entfernung zum Fels-horizont von mind. 10 m) und besitzt einen gut

Abbildung 4-25: Lage des Bodenprofils P1

ausgeprägten Ortsteinhorizont. Das Profil war bis in eine Tiefe von 80 cm mit TDR-Sonden, Tensiometern, Temperatursensoren und Saugkerzen zur Bodenwasserentnahme bestückt (genaue Messanordnung im Anhang C). Die Sensoren wurden stündlich per Datenlogger ausgelesen, die Saugkerzen wöchentlich beprobt. Neben DOC-Gehalt wurde zwischen März und November 1999 auch der $\delta^{18}\text{O}$ -Gehalt für die Tiefen 8, 27 und 70 cm bestimmt. Abbildung 4-26 zeigt die ermittelten $\delta^{18}\text{O}$ -Gehalte im Boden und im Nieder-

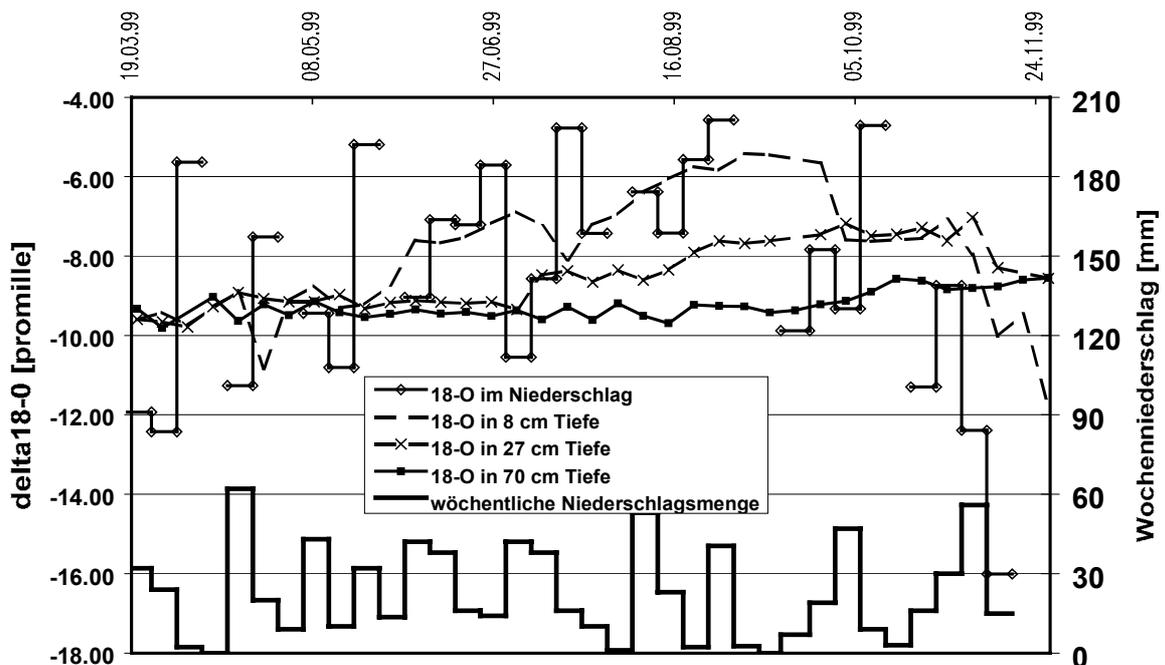


Abbildung 4-26: $\delta^{18}\text{O}$ -Gehalte im Niederschlag und in 3 Tiefen des Bodenprofils P1

schlag. Es wird deutlich, dass bereits in 27 cm Tiefe eine deutliche Dämpfung des Eingangssignals erfolgt. In 70 cm Tiefe (direkt oberhalb der Ortsteinschicht) ist die Dämpfung dann so hoch, dass kein direkter Zusammenhang zwischen aktuellem Niederschlag und Bodenwasser erkennbar ist. Die mit der Amplitudenmethode ermittelten Verweilzeiten (Tabelle 4-8) liegen für diese Tiefe bei ca. 1 Jahr. Dies deutet auf einen dominierend lateralen Fließprozess oberhalb der Ortsteinschicht hin, der eine gute Mischung der infiltrierenden Anteile hervorruft (dominierend vertikale Sickerbewegungen würden in feuchten Perioden viel deutlicher den aktuellen Niederschlagsverlauf durchpausen).

Tabelle 4-8: Verweilzeiten im Bodenprofil P1 (Grafik in Anhang J)

Tiefe	Verweilzeit nach Amplitude	Anzahl Wochenproben
8cm	0.1 a	33
28cm	0.3 a	35
70cm	1.0 a	36

Schaut man sich in Abbildung 4-27 den Verlauf der Wassergehalte in den Tiefen 7, 23, 48 und 73 cm für ein Beispiereignis an, so erkennt man einen relativ gleichmäßigen Feuchteverlauf nahe der Sättigung in den Horizonten direkt oberhalb des Ortsteinhorizontes (48 und 73 cm). Die darüberliegenden Horizonte (7 und 23 cm) reagieren

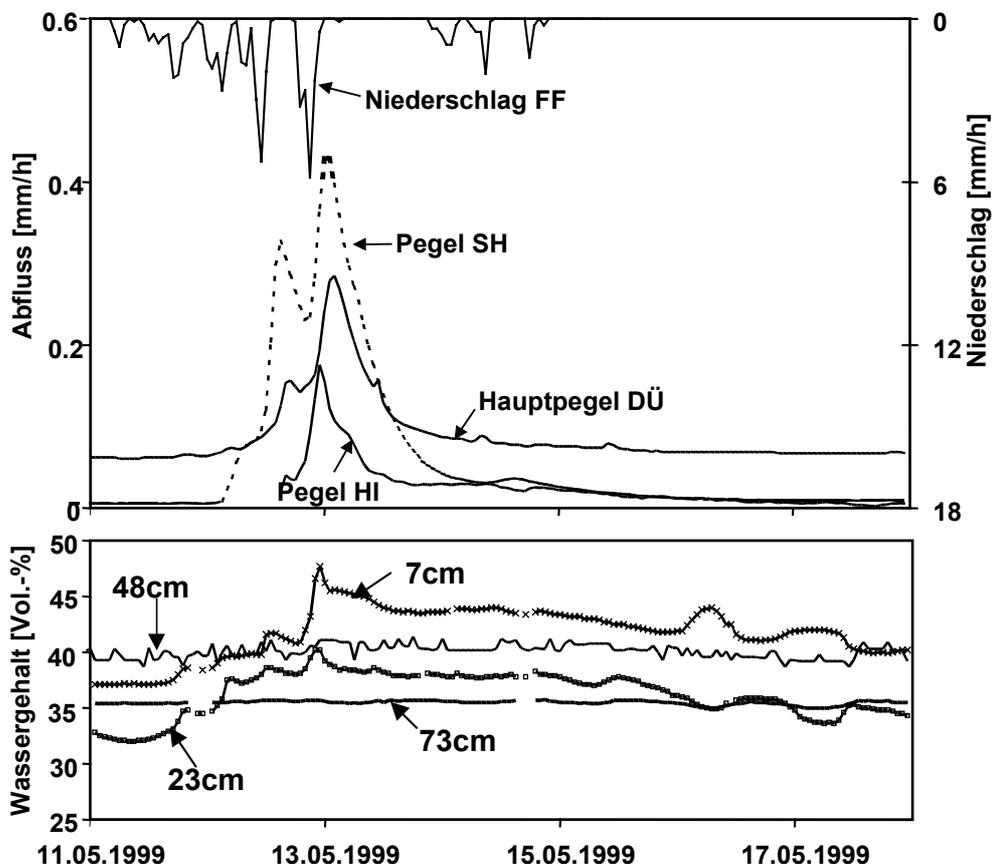


Abbildung 4-27: Ereignis vom 12.5.1999 und Wassergehalte im Bodenprofil P1

dagegen deutlich auf Niederschläge. Sättigung tritt von unten her ein, was auf die hohen Durchlässigkeiten dieser Horizonte zurückzuführen ist. Nur kurz tritt Sättigung in der humosen Auflage auf (7 cm). Für diesen Zustand sind hohe Flussdichten zu erwarten: WALDENMEYER & MEHLHORN (1999) wiesen experimentell mittlere Fließgeschwindigkeiten von 4 m h^{-1} in der humosen Auflage nach. Für diesen Feuchtezustand sind merkliche Abflussbeiträge dieses sehr schnellen Interflows zu erwarten. Erkennbar ist in Abbildung 4-27 außerdem, dass Abfluss am Pegel HI sehr gut mit dem Feuchteverlauf in 23 cm und 7 cm Tiefe korreliert. In 23 cm Tiefe wird mit Wassergehalten um 40 Vol-% Sättigung erreicht. In der humosen Auflage bedeuten 47 Vol-% Wassergehalt ebenfalls Verhältnisse nahe der Sättigung.

Die hier gemachten Beobachtungen legen nahe, das Bodenprofil P1 als einen für die Hänge des Dürreychbacheinzugsgebietes repräsentativen Interflowstandort anzusehen. In Anhang C findet sich eine ausführliche Beschreibung zu den Reaktionen des Bodenprofils P1 auf Niederschlagsinput. Dabei kommen auch Tensiometermessungen zur Auswertung.

4.5.2 Messungen auf Teileinzugsgebietsskale

Der Pegel Hirschklinge (HI) wurde eingerichtet, um Abflüsse eines „typischen Hanges“ zu erfassen. Sein lokales, oberirdisches Einzugsgebiet umfasst ca. 0.49 km^2 (Abbildung 4-28). Das Einzugsgebiet hat im Mittelteil eine undeutliche Karform, nach oben hin hat es

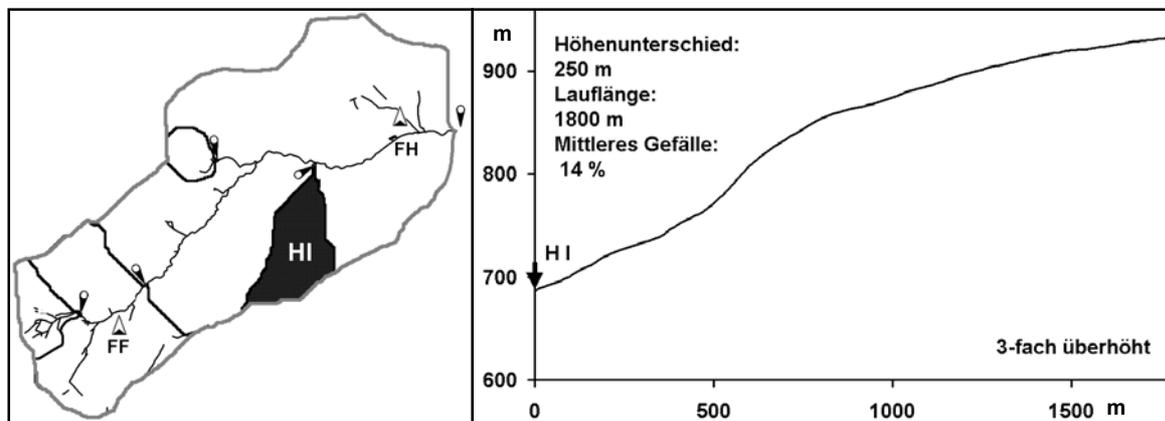


Abbildung 4-28: Lage und Längsprofil des Pegels HI

Verbindung zu einigen Verebnungsflächen der Hochlagen. Im unteren Abschnitt finden sich - infolge eines Wegeanschnittes zum Teil gut sichtbar - Ortsteinbildungen. Interessant ist die Tatsache, dass der Pegel die meiste Zeit trocken liegt. Alle über den Pegel entwässernden Flächen müssen daher ein hohes Infiltrations- und Speichervermögen aufweisen. Einzig Ereignisse, die auch am Bodenprofil P1 sehr hohe Wassergehalte in der humosen Auflage hervorrufen, führen zu deutlich sichtbaren Abflüssen am Pegel HI (Beispiel in Abbildung 4-27 auf Seite 84).

Untersuchungen von VOLKMANN (2002) am Bodenprofil P1 ergaben für Abflussanteile aus dem humosen Oberboden DOC-Konzentrationen zwischen 10 und 35 mg/l. Somit können während extremer Abflüsse auch größere Mengen DOC aus dieser Quelle freigesetzt werden.

Für das in Abbildung 4-29 dargestellte Ereignis wurde an den Pegeln DÜ und SH jeweils der Gesamt-DOC-Export errechnet. Am Pegel DÜ wurden 3300 kg DOC bilanziert. Am Pegel SH nur 1600 kg. Die übrigen 1700 kg müssen daher zwischen dem Pegel SH und dem Hauptpegel DÜ dem Hauptgerinne zugeflossen sein. Nennenswerte Abflüsse aus den Hängen können jedoch nur entstehen, wenn das Wasser oberflächlich (infolge Sättigungsüberschuss oder Return Flow) oder oberflächennah (= schneller Interflow bzw. Pipe flow in der humosen Auflage bzw. in Subrosionsrinnen) zum Abfluss kommt. Dieser Zustand ist nur erreichbar, wenn im Boden lokal bis nahe zur Oberfläche Sättigung auftritt. Wegen der mächtigen Schuttdecken aus gut durchlässigem Material sind solche Phänomene im allgemeinen nur denkbar, wenn Bodenbildungsprozesse zur Ortsteinbildung führen, die in größeren Bereichen die Infiltrationsleistung des Bodens stark

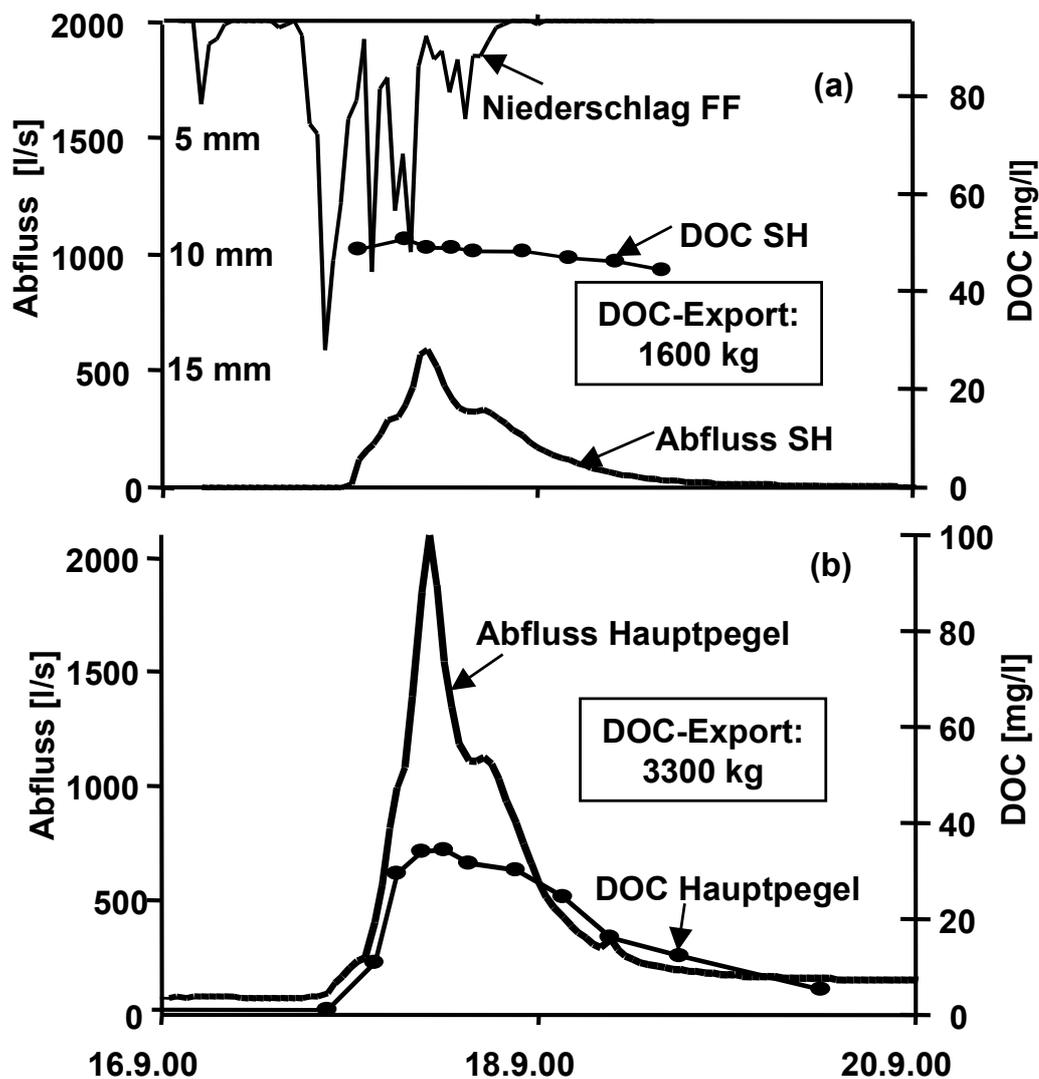


Abbildung 4-29: Abfluss und DOC-Konzentrationen zwischen dem 16. und 20.9.2000 für den Pegel SH (a) und den Pegel DÜ (b)

herabsetzen. Um allerdings den lokal gebildeten Abfluss dann auch am Pegel messen zu können, muss außerdem eine Anbindung an das Hauptgerinne sichergestellt sein. Dabei dienen natürliche Rinnen (z.B. Hirschklunge, Forsthausklunge), Wege und Rückegassen als bevorzugte Fließwege. Langsamer Interflow direkt oberhalb der Ortsteinlage dürfte im Gebiet weitverbreitet auftreten (im Bodenprofil P1 ist in 73 cm Tiefe fast das ganze Jahr Sättigung messbar), kann aber infolge der geringen Fließgeschwindigkeiten keine großen Abflussbeiträge erzeugen. Erst die deutliche Anhebung des lokalen Bodenwasserspiegels ermöglicht einen messbaren Abfluss.

Hydrologisch gesehen haben daher die Hänge des Dürreychbachgebietes ein hohes Speicher- und Retentionsvermögen. Schnelle Fließprozesse treten hier deutlich verzögert auf im Vergleich zu den (drainierten) Sättigungsflächen der Hochlagen, bewirken dann jedoch eine starke Erhöhung des Scheitelabflusses (Abbildung 4-29 b).

4.5.3 Modellkonzept für Interflow

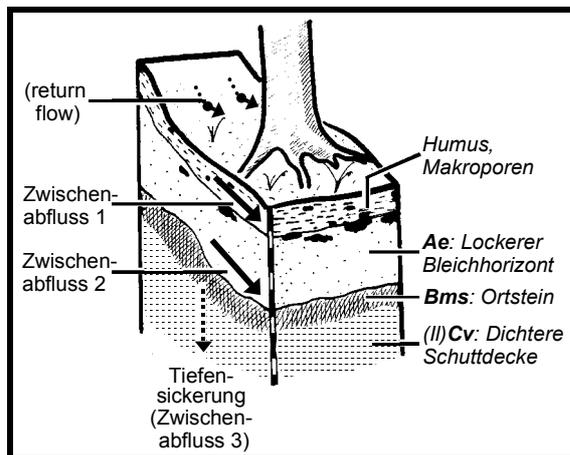


Abbildung 4-30: Modellvorstellung für den Interflow auf Hangflächen (WALDENMEYER, 2002)

Abbildung 4-30 fasst die Ergebnisse der Untersuchungen schematisch in einem Blockdiagramm zusammen:

Auf mächtigen Schuttdecken (bis über 10 m Mächtigkeit) mit substratbedingt hohem Infiltrations- und Speichervermögen führt Bodenbildung verbreitet zu Ortstein. Dieser ermöglicht relativ langsamen Interflow im darüberliegenden Ae-Horizont (Zwischenabfluss 2). Durch Aufsättigung bis in die Humusauflage kommt es zu schnellen bis sehr schnellen Fließbewegungen (Zwischenabfluss 1, meist Pipe Flow in Wurzelröhren, Subrosionsröhren und –rinnen oder innerhalb der Humusauflage). Selten kommt es lokal zu Oberflächenabfluss, meist hervorgerufen durch Return Flow im Bereich von leichten Verebnungen. Die Humusauflage ist auf den bewaldeten Hängen sehr mächtig und weist ein stabiles Netz von Wurzelröhren und Subrosionsröhren auf. Dieses stellt sicher, dass es auch unter Extrembedingungen selten zu ausgeprägten Erosionserscheinungen kommt. Diese beschränken sich meist auf Rückegassen und Forstwege (SANDER, 1998).

4.5.4 Räumliche Verteilung interflowaktiver Flächen

Interflowbildung ist von zwei unabhängigen Faktoren abhängig:

1. Hangneigung als treibendes Potenzial (gewinnbar aus digitalem Geländemodell),
2. Existenz eines stauenden Horizontes (ableitbar nur aus Bodeninformationen).

Beides findet im Interflowindex nach WALDENMEYER (2002) Berücksichtigung. Dieser Index wurde unter Verwendung des in Abschnitt 3.6.3 beschriebenen Verfahrens für das Einzugsgebiet errechnet (Abbildung 4-31). Sehr gut erkennbar sind die Bereiche mit deutlicher Schichtung (Ortstein) im unteren Abschnitt des Einzugsgebietes und die starken Verteilungen der Karnischen.

Es handelt sich allerdings um potenzielle Zwischenabflussintensitäten. Nur bei entsprechender Vorfeuchte und Niederschlagsintensität bildet sich hier schneller Zwischenabfluss. Erst wenn eine direkte Anbindung an das oberirdische Entwässerungsnetz sichergestellt ist, wird dieser Interflow auch am Gebietsauslass messbar.

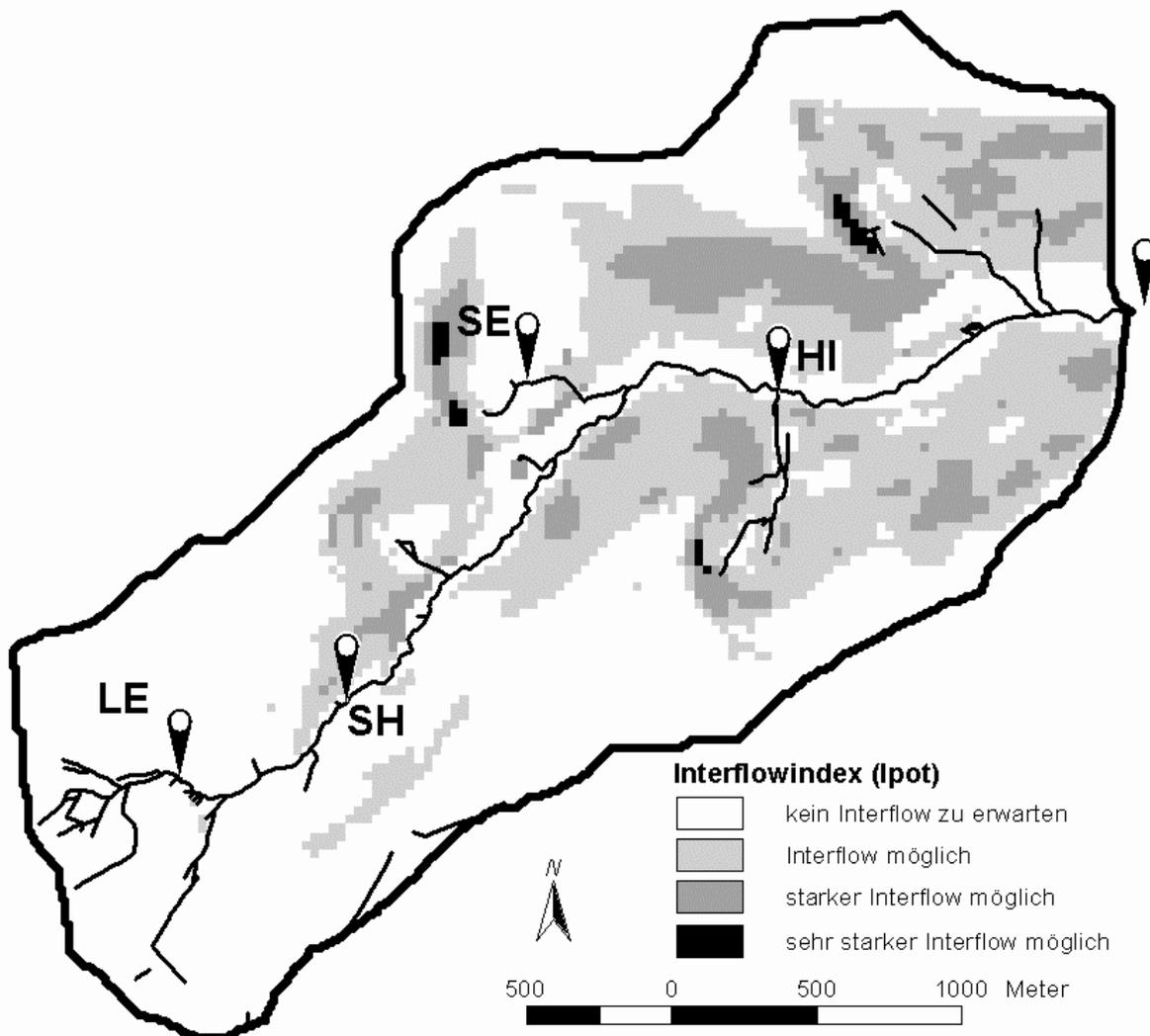


Abbildung 4-31: Räumliche Verteilung des Interflowindex

4.6 Infiltrationsflächen

Infiltrationsflächen sind per Definition solche Flächen, die keine stauenden Schichten aufweisen und durch ihre Lage im Relief keinen großen Abflussbeitrag leisten können (Hanglagen ohne Ortsteinschicht, Verebnungsflächen). Sie können nur bei extremen Niederschlagsintensitäten Horton'schen Oberflächenabfluss produzieren. Im Einzugsgebiet wurden zwei derartige Standorte mit TDR-Sonden ausgestattet:

1. Die Klimastation Forsthaus (FH)
2. Das Bodenprofil P2

Beide Profile zeigen aufgrund ihres Bodenaufbaus extrem hohe Infiltrationsleistungen. Sättigung im Oberboden ist sehr selten zu beobachten. Während an der Wetterstation Forsthaus über die gesamte Messperiode (1996–1999) kein Oberflächenabfluss beobachtet werden konnte, konnte am Bodenprofil P2 einige Male Sättigung im Oberboden mit Oberflächenabfluss detektiert werden.

Abbildung 4-27 (Seite 84) zeigt ein Ereignis, das im Bodenprofil P1 (Interflowstandort) bereits zu Sättigung im Oberboden führte und die Hänge abflusswirksam werden ließ (= messbarer Abfluss am Pegel HI). Für dasselbe Ereignis zeigten die Sensoren am Bodenprofil P2 (nicht dargestellt) zwar ebenfalls eine deutliche Reaktion an, allerdings kam es im Oberboden zu keiner Sättigung: Die Infiltrationsleistung reichte aus, um den fallenden Niederschlag schnell in die Tiefe abzuführen. Das fast zeitgleiche Anspringen aller 4 Sensoren deutete auf die hohe Makroporosität des Bodens hin.

In Abbildung 4-32 ist das Ereignis mit dem größten gemessenen Abfluss (HHQ) am Pegel DÜ vom 28./29.10.1998 dargestellt. Exakt während der Dauer des maximalen Abflusses am Hauptpegel (28.10.1998 23:00 bis 30.10.1998 6:00) kann man Sättigung in der humosen Auflage des Bodenprofils P2 erkennen. Auch der zweite Peak vom 30.10.1998 20:00 bis 31.10.1998 0:00 ist am Pegel in Form eines leichten Abflussanstiegs erkennbar. Anschließende Untersuchungen des Standortes ergaben die folgende Ursache für dieses Verhalten: Bodenprofil P2 liegt in einer Verebnungsfläche unterhalb einer Klinge. Das Profil besteht ausschließlich aus Blockschutt und kolluvialen Feinmaterial. In der Blockschuttdecke fließen während extremer Ereignisse mit Bildung von schnellem Interflow auf den Hängen große Wassermengen ab. Diese können nicht vollständig in der Verebnungsfläche infiltrieren und sammeln sich unterhalb des Bodenprofils in einer breiteren Rinne (Rückegasse), die teilweise Anschluss an den Dürreychbach gewinnt. Dieser Zustand wurde für kurze Zeit auch im Frühjahr 2000 bei schmelzendem Schnee beobachtet. Dabei ist an vielen Makroporen (Wurzel- oder Mausgängen) Return Flow zu beobachten, was auch auf gute Wasserwegsamkeiten in tieferen Horizonten schließen lässt. Im Anhang C findet sich eine ausführliche Beschreibung der Reaktionen des Bodenprofils P2 auf Niederschlag und Austrocknung. Dabei kommen auch Tensio-meterdaten zur Auswertung.

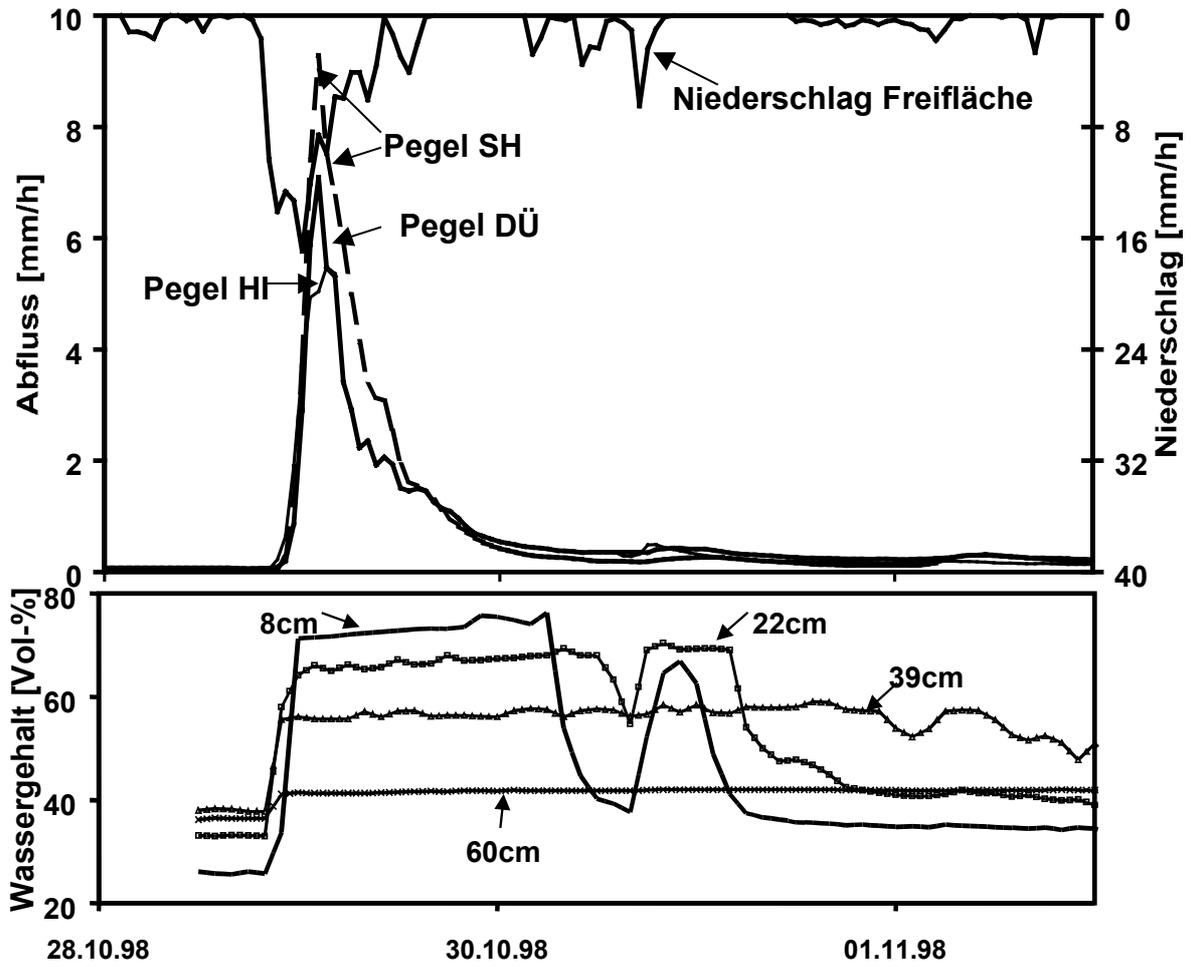


Abbildung 4-32: HHQ vom 28./29.10.1998, unten Wassergehalte im Bodenprofil P2

4.7 Horton'scher Oberflächenabfluss

Horton'scher Oberflächenabfluss, d.h. Abfluss infolge Überschreiten der lokalen Infiltrationskapazität, ist wegen der normalerweise sehr hohen Durchlässigkeit der Böden im Einzugsgebiet nur auf befestigten Wegen und stark verdichteten Böden (Rückegassen) denkbar. Messtechnisch lassen sich die Abflussreaktion der Bachauflüsse bzw. des Drainage-netzes und der Abfluss von Wegen in Bachnähe nicht trennen: Beide Komponenten stellen in Abbildung 4-33 gemeinsam die schnellste und volumenmäßig größte Abflusskomponente an den Pegeln DÜ und LE. Der Abflussscheitel folgt an beiden Pegeln mit nur einer Stunde Verzögerung auf das Niederschlagsmaximum. An allen anderen Pegeln des Einzugsgebietes konnte für das gewählte Ereignis kein Abfluss gemessen werden, was durch die trockenen Vorbedingungen zu erklären ist, die weder zur Bildung von Sättigungsflächenabfluss noch zur Bildung von schnellem Interflow auf den Hängen führten. Aus diesem Grund konnte am Pegel auch kein nennenswerter Anstieg der DOC-Konzentration gemessen werden. Das Maximum betrug nur ca. 2.5 mg l^{-1} , was nur geringfügig über dem Hintergrundwert liegt.

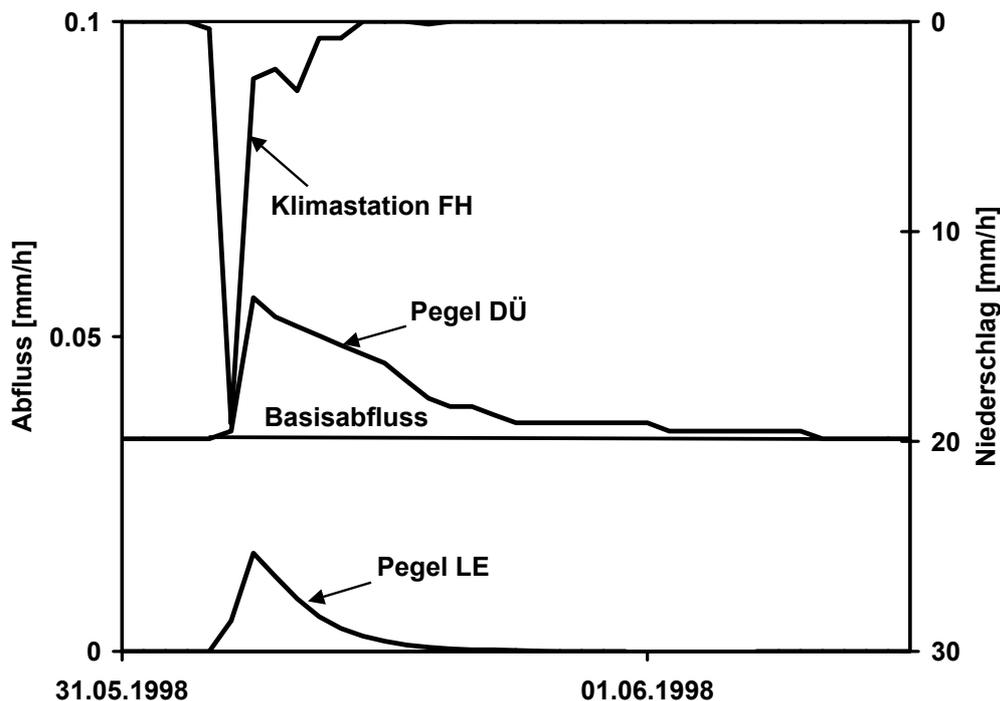


Abbildung 4-33: Schnelle Abflussreaktionen infolge Horton'schen Oberflächenabflusses

Ein Überschreiten der Infiltrationskapazität ist unter extremen Bedingungen lokal auch infolge großer Mengen Hangzuschusswasser zu beobachten, vor allem in Verebnungsflächen unterhalb Interflow produzierender Hänge (vgl. auch Ausführungen zu Bodenprofil P2 in Abschnitt 4.6 und im Anhang C).

4.8 Das oberirdische Entwässerungsnetz

Nur der Gewässerlauf zwischen Stillwasserquelle (SQ) und Pegel DÜ ist ständig wasserführend. Alle anderen Gewässerabschnitte sind nur intermittierend bzw. sogar nur episodisch wasserführend. Diese hohe Dynamik geht einher mit der Ausdehnung abflussaktiver Flächen oder ist an die Wasserführung temporärer Grundwasserhorizonte gekoppelt. Bei Ereignissen dient generell auch das Wegenetz der Entwässerung. Häufig sind Wege mit einem wegparallelen Graben versehen, zahlreiche Durchlässe entwässern diese in Hangfallrichtung. Teilweise schneiden Wege temporär wasserführende Schichten der Hänge (Interflowhorizonte) an, sodass diese drainiert werden. Unter extremeren Bedingungen wirken auch Rückegassen als Vorfluter. Auf Wegen und Rückegassen setzt dann auch bald die erosive Wirkung des Wassers ein, tiefe Rillen, abgerutschte Wegflanken oder auch flächig abgespülter Schotterbelag sind dann zu beobachten. Ebenfalls künstlich ist das Drainagenetz in den Verebnungsflächen der Hochlagen. Angelegt wurde es, um die Flächen für die Forstwirtschaft nutzbar zu machen. Heute sorgt es für eine relativ schnelle Abflussreaktion dieser Flächen. Vor allem im Einzugsgebiet des Pegels LE lässt sich die Wirksamkeit dieser Drainagen gut belegen.

Allerdings erreichen nicht alle oberirdisch sichtbaren Abflüsse am Ende auch den Gebietsauslass am Pegel DÜ. Versuche von VOLKMANN & WALDENMEYER (in VOLKMANN, 2002) haben gezeigt, dass lokal beobachteter Oberflächenabfluss nicht in jedem Falle Verbindung zum Hauptgewässer erhält. Während eines stärkeren Regenereignisses wurden dazu zwei Hangcatenen intensiv beprobt. Die Proben wurden auf ihre DOC-Signatur untersucht und es zeigte sich, dass von den Sättigungsflächen der Hochlagen zwar Wasser abfließt, doch enthält das Wasser, das dann auf den unteren Hangabschnitten Anbindung ans Gewässer erhält, nicht mehr die Signatur dieses Hochlagenwassers. Dies bedeutet, dass auf den Hängen Wasser wieder reinfiltiert. Dieser Vorgang ist vor allem auf Verebnungsflächen und in Bereichen mit fehlender Ortsteinschicht denkbar.

Im Hauptvorfluter wurden Abstandsgeschwindigkeiten zwischen 0.1 ms^{-1} und 2 ms^{-1} gemessen (ABERLE, 2000), abhängig von der Fliesstiefe. Das Gewässer weist die für Mittelgebirgsgewässer typische Step-Pool-Struktur auf: Stufen wechseln sich mit Bereichen geringeren Gefälles ab.

Wegen der geringen Breite der Bachau kann das Gewässer bei extremen Abflüssen nur wenig ausufern. Grosse Fliesstiefen führen dann zu großer Transportkraft des Gewässers, was zu umfangreichen Schotter- und Blockschuttumlagerungen führt.

4.9 Schnelle Grundwasserabflusskomponenten

In der Literatur (BUTTLE 1994, CRISS, 1996, GU & FREER, 1996; LAUDON & SLAYMAKER, 1997) finden sich vielfältige Hinweise auf die Existenz schneller Grundwasserabflusskomponenten, die infolge Druckfortpflanzung in der gesättigten Zone entstehen. Für den Dürreychbach konnten trotz umfangreicher Abflussmessungen und hydrochemischer Untersuchungen für niedrige und mittlere Abflüsse keine nennenswerten Grundwasserzutritte im Bereich der Bachaue gefunden werden. Einzig im Bereich des

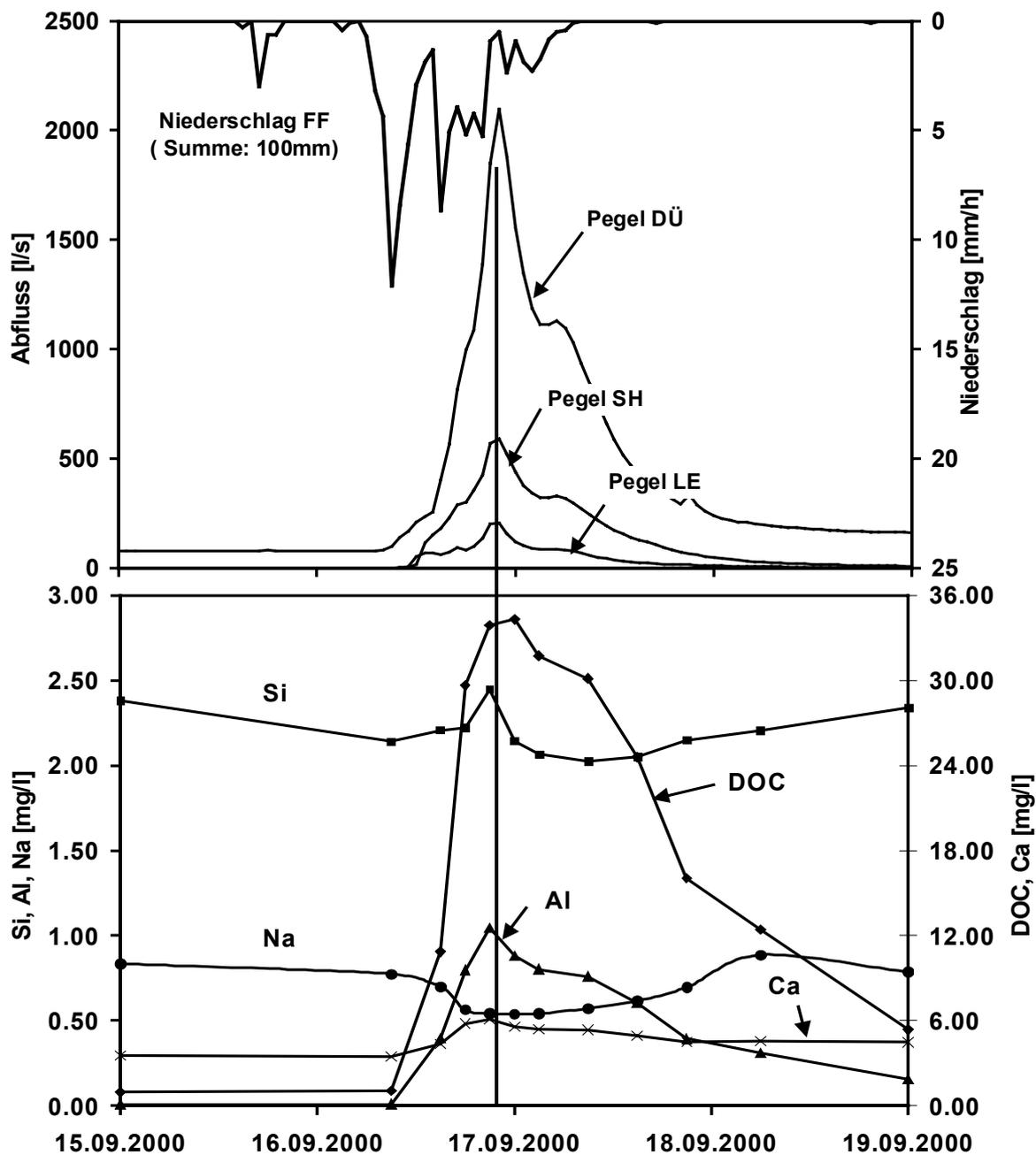


Abbildung 4-34: Hydro- und Chemographen für das Ereignis vom 16. bis 19.9.2000

Pegels fanden sich zeitweilig Grundwasserkomponenten mit einer deutlich höheren Leitfähigkeit als das Bachwasser. Dieser Einfluss ließ sich für hohe Abflüsse auch an der Teichquelle (TQ) detektieren (Anstieg der Leitfähigkeit und der Silizium-Konzentration). Damit war anzunehmen, dass bei höheren Abflüssen zumindest im Bereich des unteren Fliessabschnitts (hier wird das Rotliegende als Stauer vermutet), zeitweilig eine direkte Anbindung an einen tieferen Grundwasserleiter erfolgt. Um diese Vermutung zu belegen, wurde im September 2000 ein Ereignis mit einer geschätzten Jährlichkeit von zwei Jahren (Scheitelabfluss am Pegel DÜ ca. 2100 ls⁻¹, Niederschlagssumme ca. 100 mm) umfangreich beprobt und analysiert. Neben DOC wurde auch der Gehalt an Silizium (Si), Aluminium (Al), Natrium (Na), Calcium (Ca) und Barium (Ba) mittels ICP-MS bestimmt (Abbildung 4-34, Methode in Kapitel 3).

Um eine Trennung in Komponenten durchführen zu können, wurden vorab fünf verschiedene Herkunftsräume (Reservoirs) definiert und deren mittlere Gehalte für die ersten fünf Tracer anhand früherer Messungen festgelegt (Tabelle 4-9):

- (1) Flaches Grundwasser (Quelle SQ als Referenz),
- (2) Hangwasser (Waldboden, Obere Horizonte von Bodenprofil P1 als Referenz).
- (3) Regenwasser (enthält wenig Na und Ca, jedoch kein Al, Si oder DOC),
- (4) Tiefes Grundwasser (Grosse Wiesenquelle als Referenz),
- (5) Wasser von Sättigungsflächen der Hochlagen und Kare (DOC-reich, Al-reich, Abfluss am Pegel LE als Referenz),

Da zu einer Trennung in fünf Komponenten nur vier Tracer notwendig sind, wurde Na lediglich zur Überprüfung der Ergebnisse eingesetzt.

Tabelle 4-9: Hydrochemische Signatur der unterschiedlichen Reservoirs [mg l⁻¹]

in () Werte für die 5-Komponenten-Trennung, fette Zahlen = Hauptmerkmale Reservoir							
Ort / Reservoir	Natrium (Na)	Silizium (Si)	Calcium (Ca)	Aluminium (Al)	DOC	pH	Proben- anzahl
Pegel DÜ	0.5-1.5	2-2.5	3.0-6.0	0.0-1.0	0.5-40.0	5.5-6.9	21
(1) Flaches Grundwasser	0.75-1.4	2.1-2.8 (2.3)	1.5-4.5 (3.5)	0.0-0.25 (0.0)	0.0-1.0 (0.0)	4.5-5.5	10
(2) Hangwasser (Waldboden)	0.3-1.3	0.1-0.6 (0.5)	0.5-3 (3.0)*	1.4-1.9 (1.9)	10.0-35.0 (30.0)	3.7-4.2	11
(3) Regen- wasser	0-0.8	0.0 (0.0)	0-1.0 (1.0)	0.0 (0.0)	0.0 (0.0)	5-7	8
(4) Tiefes Grundwasser	0.7-1.5	4.8-5.8 (5.25)	3-8.8 (6.0)	0.0 (0.0)	0.0 (0.0)	5.8-6.0	6
(5) Sättigungs- flächen	0.3-0.9	1.3-1.9 (1.7)	3.0-12.0 (8.5)*	0.8-1.2 (1.2)	40.0-80.0 (70.0)	3.9-5.0	44

* die hohen Calcium-Konzentrationen sind durch die fortgesetzte Kalkung der Waldböden verursacht und weisen auf oberflächennahe Abflusskomponenten hin

Betrachtet man nun die Hydro- und Chemographen des Ereignisses (Abbildung 4-34), so fällt auf, dass im Abflussscheitel auch alle Tracer außer Natrium im Maximum sind, hätte man doch durch den zu erwartenden hohen Anteil an Niederschlagswasser und Bodenwasser zumindest für Silizium einen Rückgang erwartet, da die Siliziumkonzentration im Bodenwasser grundsätzlich geringer ist als im durch Quellwasser gespeisten Basisabfluss vor Ereignisbeginn. Der Peak im DOC lässt hingegen auf die für das Gebiet typischen hohen Anteile an Wasser der Waldböden und Sättigungsflächen der Hochlagen schließen. Diese Anteile können auch die extrem hohen Aluminiumkonzentrationen erklären. Auch Calcium verhält sich wie erwartet (hohe Anteile oberflächennaher Abflusskomponenten aus den gekalkten Waldböden). Der Anstieg der Siliziumkonzentration lässt sich hingegen nur durch das Auftreten einer zweiten Grundwasserkomponente mit deutlich höherem Siliziumgehalt erklären. Für diese wurde eine Zusammensetzung angenommen gleich dem Wasser der unterhalb des Pegel DÜ

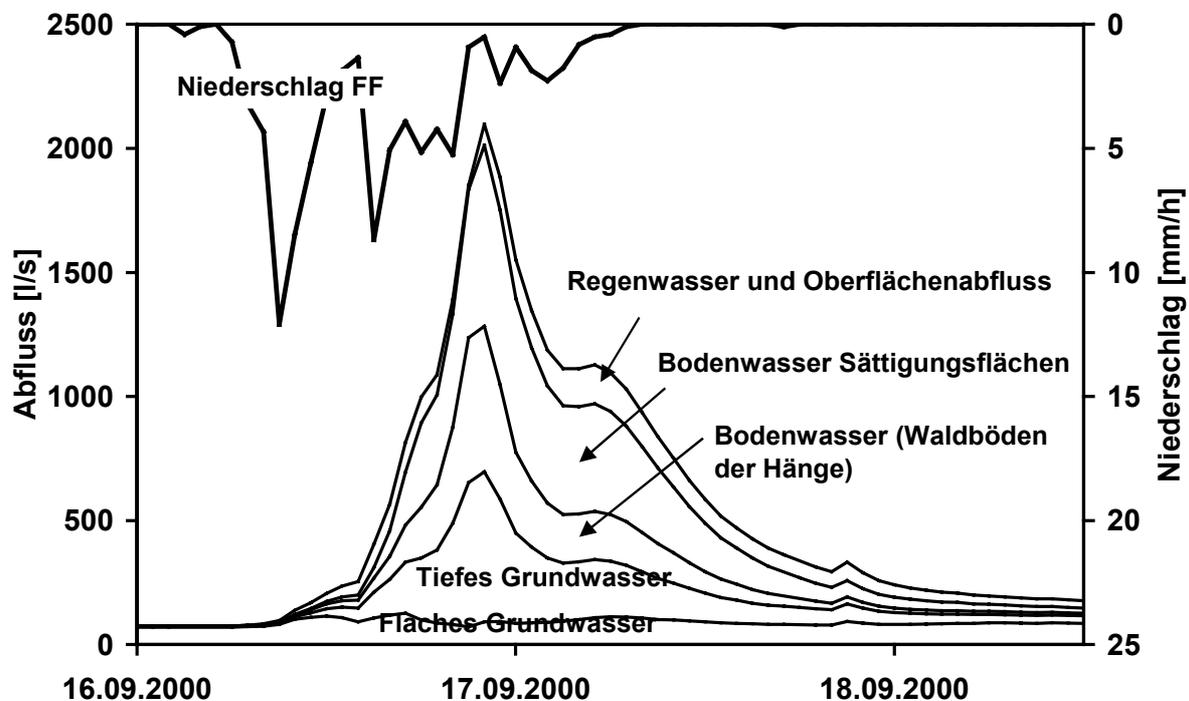


Abbildung 4-35: Trennung in 5 Abflusskomponenten am Pegel DÜ

gefassten Grosse-Wiesen-Quelle. Mit dieser Annahme konnte dann eine Trennung in fünf Komponenten vorgenommen werden (Abbildung 4-35). Dabei ist gut der große Anteil dieser Grundwasserkomponente im Bereich des Abflussscheitels zu erkennen (ca. 30%). Ähnlich groß werden die Anteile an schnellem Interflow (Wasser der Waldböden der Hänge) und Bodenwasser der Sättigungsflächen geschätzt. Der Anteil an Regenwasser wird mit 10-20% möglicherweise etwas unterschätzt.

Durch die großen Unsicherheiten bei der Definition der einzelnen Komponenten (die zudem für die Dauer des Ereignisses als konstant angenommen wurden) ist eine Trennung in 5 Komponenten mit großen Fehlern behaftet. Im gewählten Beispiel liegt der summierte absolute Fehler (= Differenz zwischen gemessener und rückgerechneter

Tracerkonzentration) aller Komponenten zwischen 2 und 18%. Für den zusätzlichen Tracer Na liegt der Fehler zwischen 2 und 28%. In dieser Größenordnung dürfte somit auch der Fehler für die Bestimmung der Einzelkomponenten liegen.

4.10 Die Rolle der Vegetation

Auf die Rolle der Vegetation soll hier nur ganz kurz eingegangen werden, da zu diesem Thema nur wenig eigene Daten erhoben wurden.

4.10.1 Interzeptionsspeicher

Die Vegetation kann deutliche Anteile des Niederschlags zurückhalten (Interzeption, ELLENBERG & BENECKE, 1986), ihn speichern und später wieder abgeben (Rückverdunstung, Abtropfen, Schneeschmelze). Im Rahmen der Messungen an den Bodenprofilen P1 und P2 wurde deshalb der Bestandsniederschlag an 8 Punkten wöchentlich gemessen. Dabei wurden je 4 Totalisatoren im Kronenbereich und je 4 im Zwischenkronenbereich eines repräsentativen Fichtenbestandes platziert. Im wöchentlichen Mittel gingen über den 2-jährigen Messzeitraum an diesen Standorten durch die Vegetation 7.4 mm oder 28.4 % des Niederschlags als Interzeptionsverlust verloren. Die Einzelwerte liegen zwischen minus 4 mm (Gewinn durch Schneespeicherung und anschließende Schmelze) bis 22 mm (für einen 4-tägigen advektiven Niederschlag im September 1998).

Tabelle 4-10: Interzeptionsverlust, wöchentliche Mittel zwischen 3.12.1997 und 17.11.1999

Niederschlag [mm]				Mittel [mm]		Verlust	
FH	FF	Kronenber.	Zwischenkr.ber.	Bestand	Freiland	[mm]	[%]
30.6	32.3	21.1	24.7	22.9	30.4	7.4	28.4

4.10.2 Der Wurzelraum und Einfluss auf Bodenbildung

Die Hänge des Untersuchungsgebietes werden von einem dichten Wurzelnetz stabilisiert. Die Fichten wurzeln meist direkt auf dem Blockschutt und sorgen für die Ausbildung einer wurzelreichen, humosen Auflage. Die saure Reaktion der Nadelstreu beschleunigt die Podsolierung der Böden und damit die Bildung von Ortstein. Dies steht im Gegensatz zum Buntsandstein des Pfälzer Waldes, wo hauptsächlich Laubbäume für eine neutrale Reaktion sorgen. Podsole sind daher dort selten, die Infiltrationsleistung der Böden entsprechend höher (BOTZ, 2001).

4.11 Statische Raumgliederung der Abflussprozesse (Hydrotopklassifikation)

Auf Basis der Forstlichen Standortkarte hat WALDENMEYER (1999, 2002) eine statische Ausgliederungsmethode entworfen, die jeder forstlichen Standorteinheit einen dominierenden Abflussbildungsprozess bzw. Hydrotopotyp zuordnet. Bei der Ausgliederung finden ausschließlich Attribute der Standortkarte Eingang.

Aus Gründen der Übersichtlichkeit wurde für die Erstellung von Abbildung 4-36 eine Reklassifikation auf fünf Haupthydrotope vorgenommen. Flächen mit vorherrschend Sättigungsflächenabfluss finden sich in Plateaulagen, in den Karen und im zentralen Bereich des Einzugsgebietes des Pegels SH. Die südexponierten Hanglagen wurden meist als Interflowstandorte ausgewiesen. Auf den nordexponierten Hängen und im Bereich der Oberhänge finden sich Flächen mit vorherrschend Infiltration oder nur schwachem Interflow. Der Sonderstellung der Bachaue wurde durch eine eigene Hydrotopklasse Rechnung getragen.

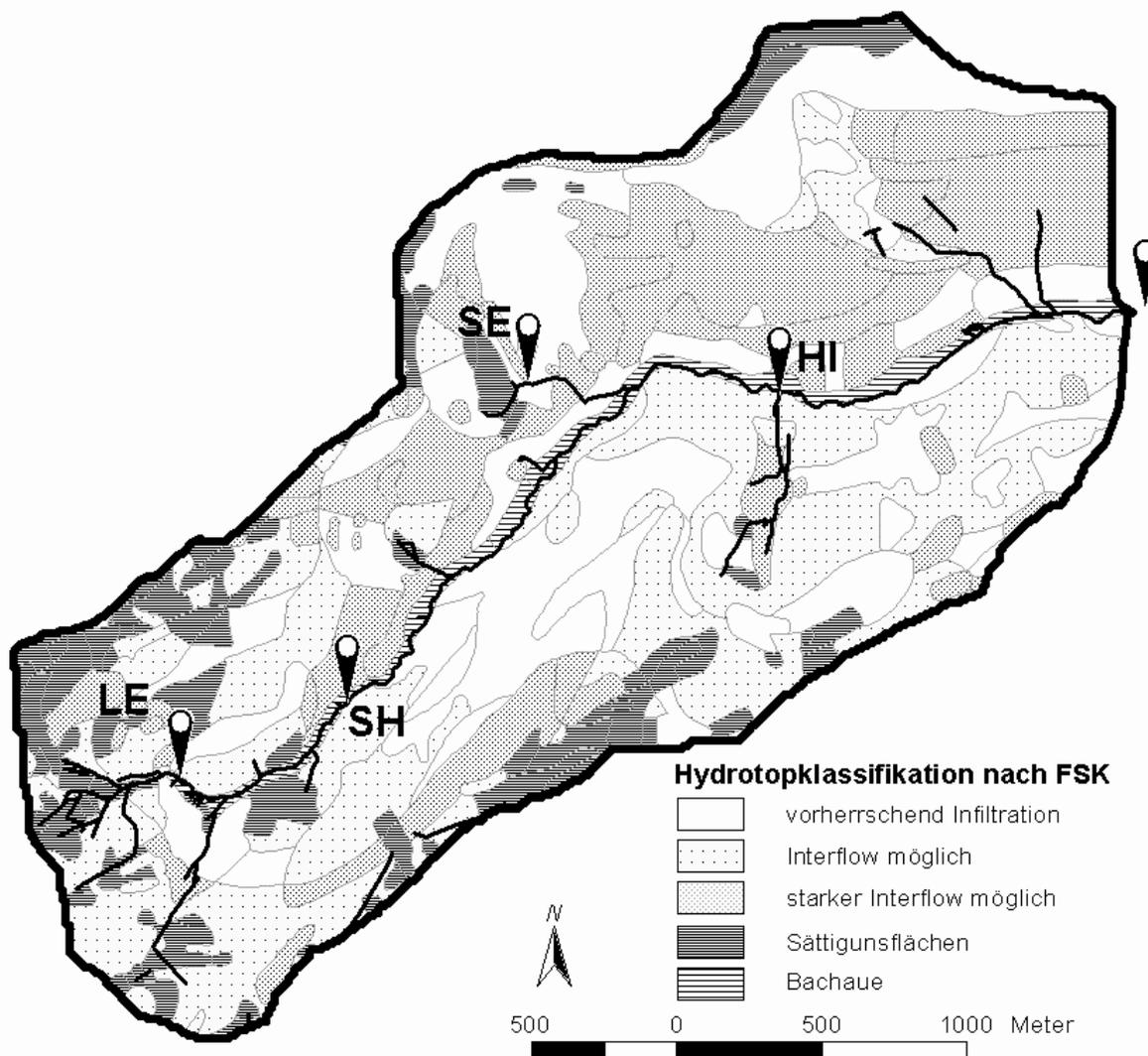


Abbildung 4-36: Statische Raumgliederung nach WALDENMEYER (2002), verändert

4.12 Dynamische Raumgliederung der Abflussprozesse

4.12.1 Abgrenzung verschiedener Gebietszustände

Die Reaktionen eines Gebietes auf Niederschlag lassen sich nicht statisch gliedern. Sie sind immer das Ergebnis von Gebietszustand und Ereigniseigenschaften. Die hier vorgenommene Gliederung in fünf räumliche Abflussbildungsmuster („Gebietszustände“) wählt deshalb die maximale Ausdehnung abflussaktiver Flächen als Ordnungskriterium (Tabelle 4-11). Betrachtet man die zugehörigen Ereignisse, so können dann sowohl Vorbedingungen als auch Ereigniseigenschaften stark variieren.

Tabelle 4-11: Charakterisierung der Gebietszustände

Gebietszustand	Abflussaktive Flächen	Ungefähre Häufigkeit
1	Nur Bachaue bis SQ	wöchentlich bis monatlich
2	+ Sättigungsflächen der Hochlagen (LE/SH)	monatlich
3	+ erste Hänge aktiv	2-monatlich
4	+ Hänge aktiv, Druckantwort des Aquifers	jährlich
5	Maximal gemessener Abfluss	100-200 jährlich

Tabelle 4-12 fasst die zur Ausweisung abflussaktiver Flächen mittels GIS verwendeten Parameter zusammen (Wichtungsgrid errechnet gemäß den Ausführungen in Kapitel 3.6).

Tabelle 4-12: Parameter zur Ausweisung abflussaktiver Flächen

Gebietszustand	Gewichteter Topografischer Index aus:	Schwellwert für Ausweisung abflussaktiver Flächen
1	Wichtungsgrid minus 0.5	7
2	Wichtungsgrid minus 0.5	5.5
3	Wichtungsgrid minus Mittelwert	5.5
4	Wichtungsgrid ohne negative Werte	5.5
5	Wichtungsgrid ohne negative Werte	4

Zur Illustration der fünf Gebietszustände wurde jeweils ein Beispiereignis gewählt (Tabelle 4-13).

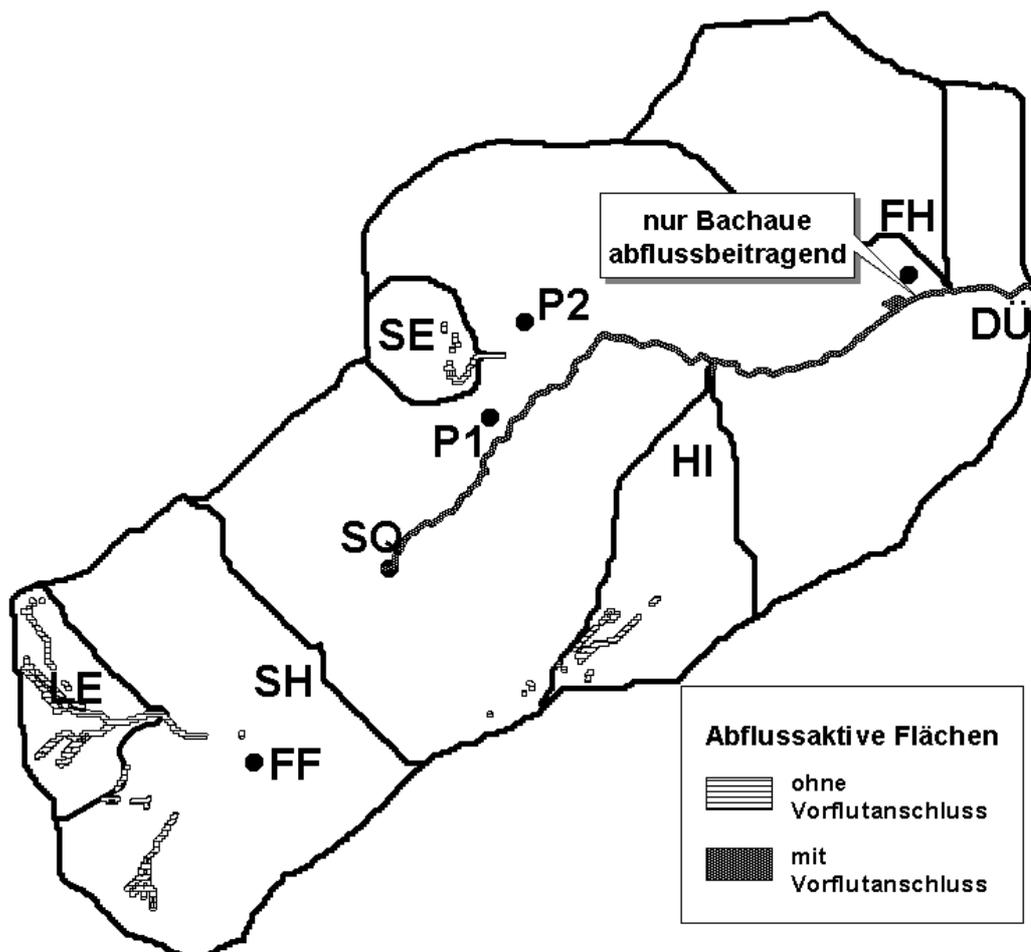
Tabelle 4-13: Charakteristika der Beispiereignisse

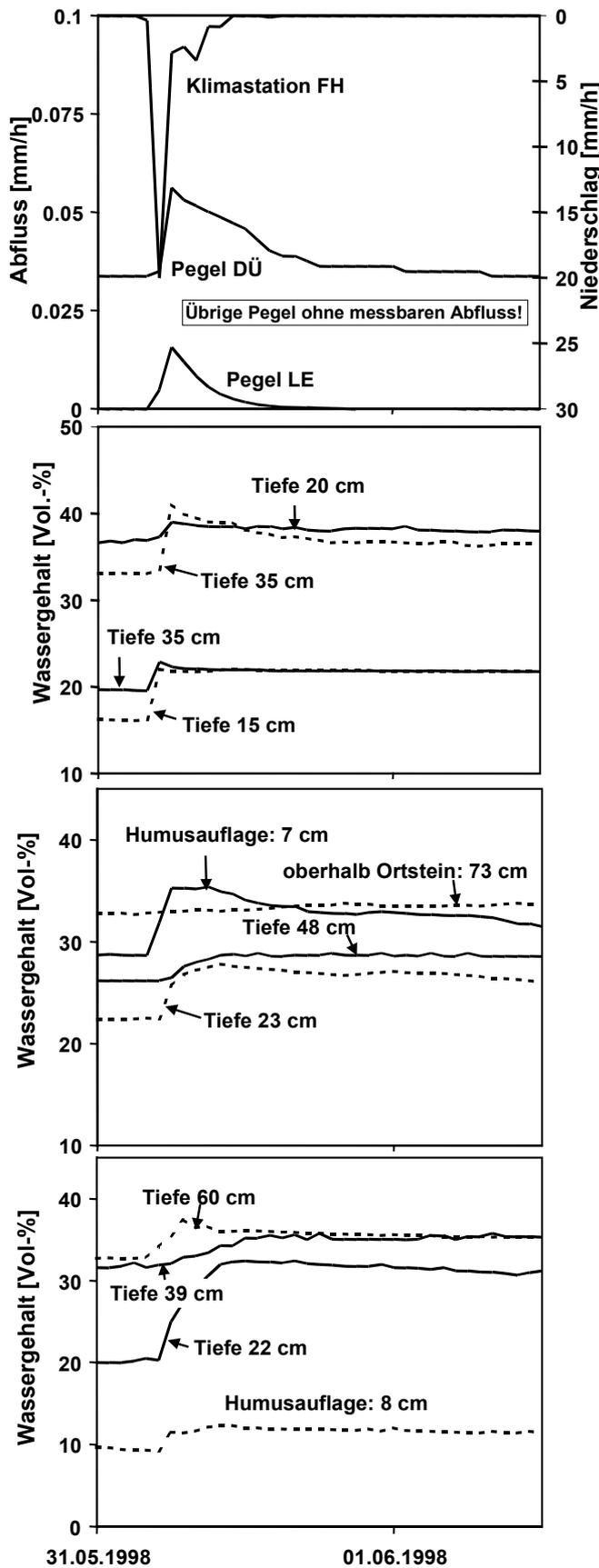
Gebietszustand	Niederschlag [mm]	Abflussbeiwerte [%]				
		DÜ	SH	LE	SE	HI
1	30	0.6	0	0.2	k.W.	0
2	8	1.2	4.4	26.3	k.W.	0.3
3	22	2.5	5.9	19.6	k.W.	1.0
4	61	7.7	14.4	36.3	17.3	6.6
5	178	39.6	48.3	k.W.	36.7	39.7

4.12.2 Gebietszustand 1: Nur Bachaue abflussaktiv

Im Sommerhalbjahr kommt es bei trockenen Vorbedingungen häufig zu kleinen Niederschlagsereignissen (Gewitter, Beispiel in Abbildung 4-37) mit Niederschlagssummen bis 30 mm, die am Pegel zu fast keiner Abflussreaktion führen. Die Pegel LE und SE zeigen nur sehr geringen Abfluss, der jedoch keinen Anschluss an das Hauptgerinne bekommt (Abbildung 4-37). So ist aus dem gesamten Einzugsgebiet oberhalb der Stillwasserquelle kein Abfluss zu beobachten. Die Abflussbeiwerte liegen für diese Ereignisse im Bereich von 0.3 bis 0.7 % für den Pegel DÜ. Diese Abflussmenge lässt sich auf einem Streifen von 7-15 m Breite im Bereich der Bachaue generieren, dabei nimmt man an, dass auch bachnahe Wege und versiegelte Flächen abflusswirksam sind. An allen anderen Standorten kann der gefallene Niederschlag vollständig infiltrieren.

Abbildung 4-37: Gebietszustand 1





Pegel DÜ

Schnelle Abflussreaktion auf Niederschlag hoher Intensität. Abflussscheitel: 110 l/s
 Abflussbeiwert: 0.6%.
 Nur bachnahe Flächen abflussaktiv

Pegel LE:

Sichtbare Abflussreaktion, Abflussscheitel jedoch nur 1.2 l/s

Sättigungsfläche (FF)

es wird keine Sättigung erreicht

Infiltrationsfläche (FH)

deutlich sichtbare Reaktion, Infiltrationskapazität nicht überschritten

Interflowstandort (P1)

schnelle Wasserleitung über Makroporen, Sättigung nur oberhalb Ortsteinschicht, dort langsamer Interflow möglich

Infiltrationsstandort (P2)

schnelle Wasserleitung über Makroporen, v.a in 60 cm Tiefe messbar. Humusauflage zeigt hydrophobe Eigenschaften / hohe Makroporosität

Abbildung 4-38: Beispielergebnis für Gebietszustand 1 (31.5-1.6.1998)

4.12.3 Gebietszustand 2: Sättigungsflächen der Hochlagen abflussaktiv

Dieser Gebietszustand tritt relativ häufig auf. Charakteristisch ist, dass sehr große Abflussanteile aus den Kopfeinzugsgebieten LE und SH stammen. Dies liegt daran, dass die feuchten bis nassen Flächen der Hochlagen relativ schnell aufsättigen und über ein dichtes Drainagenetz Anbindung an den Vorfluter erhalten (Abbildung 4-39). Ähnlich nasse Flächen im Bereich der Forsthausklinge (FH), der Hirschklinge (HI) oder auch schlechter drainierte Flächen im Einzugsgebiet Stillwasserhütte (SH) erhalten diesen Anschluss langsamer und sind noch nicht abflussbeitragend. Beim in Abbildung 4-40 dargestellten Beispiereignis sind am Pegel DÜ zwei Komponenten gut unterscheidbar: eine schnelle Komponente gespeist aus Abfluss bachnaher Flächen (einschließlich Wegeabfluss) und eine langsamere Komponente (die Abflussspitze am Pegel DÜ folgt etwa 10 h nach der Abflussspitze am Pegel SH), die hauptsächlich aus DOC-reichem Sättigungsflächenabfluss der Hochlagen und der Kare Seemiss (SE) und Seeberg besteht.

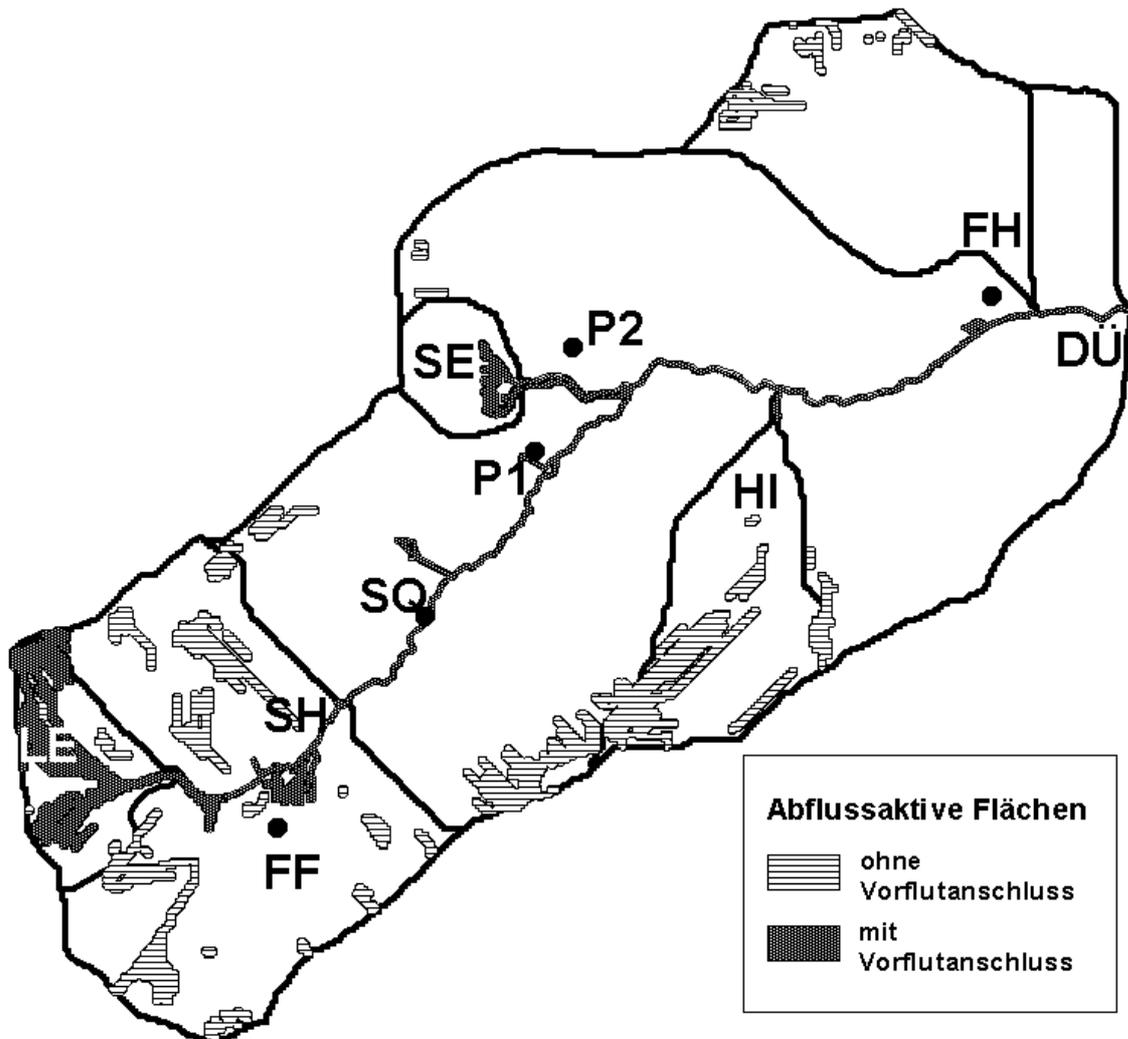
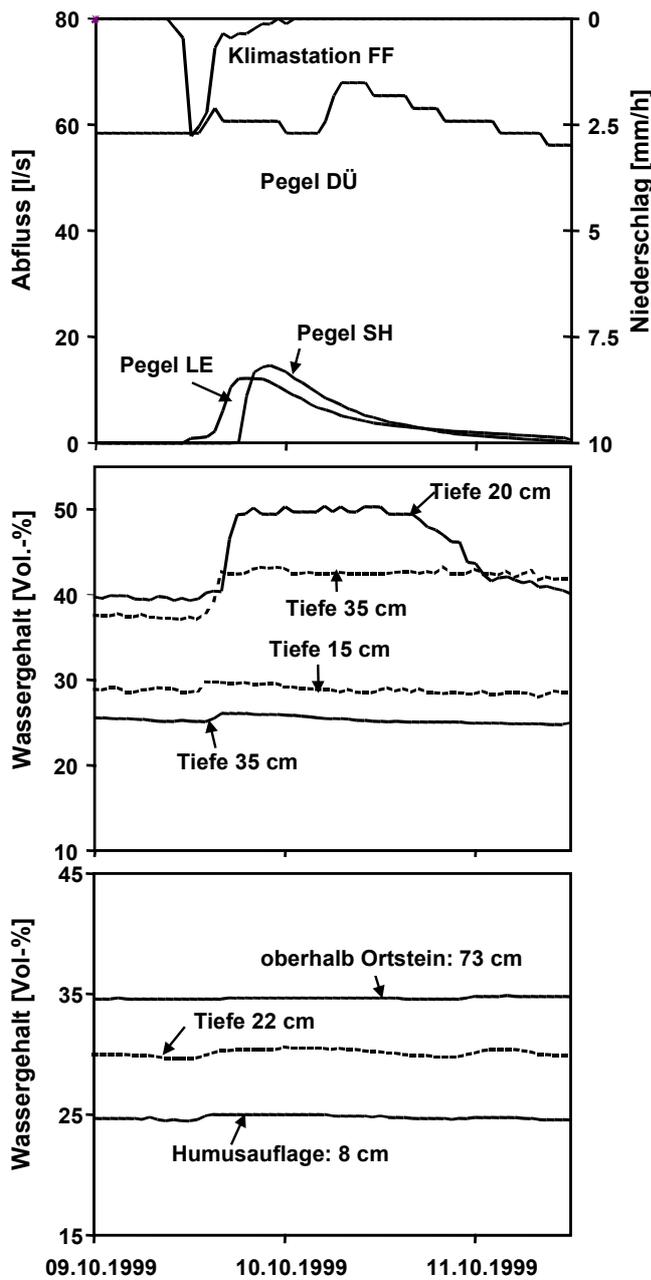


Abbildung 4-39: Gebietszustand 2



Pegel DÜ

Schnelle Abflussreaktion auf Niederschlag, Abflussscheitel 10 h nach Scheitel am Pegel SH, 13 h nach Scheitel am Pegel LE

Pegel LE/SH

Einsetzen Abflussreaktion in etwa zeitgleich mit Sättigung an der Klimastation FF, Pegel SH trägt 82 % zum Abfluss am Pegel DÜ bei, ein Grossteil des Abflusses stammt dabei aus dem EZG des Pegels LE

Sättigungsfläche (FF)

es wird Sättigung erreicht

Infiltrationsfläche (FH)

wenig sichtbare Reaktion, Infiltrationskapazität nicht überschritten

Interflowstandort (P1)

nur sehr schwache Reaktion messbar Sättigung nur oberhalb Ortsteinschicht, dort langsamer Interflow möglich

Abbildung 4-40: Beispielergebnis für Gebietszustand 2 (8.10.-11.10.1999)

4.12.4 Gebietszustand 3: Einzelne Hänge erhalten Gewässeranbindung

Erst infolge langanhaltender Niederschläge oder auch durch Schneeschmelze kommt es auch auf den Hängen zu zeitweiliger Sättigung oberflächennaher Horizonte, was schnellen Interflow ermöglicht. In unserem Beispiel (Abbildung 4-42) sind 3 Phasen zu unterscheiden. Zuerst ist die Reaktion auf den Regen gering, es kommt an der Klimastation FF zwar kurzzeitig zur Sättigung, doch die Abflussreaktion ist am Pegel kaum messbar. Danach reagiert der Pegel DÜ innerhalb von 2 h auf ein kurzes Niederschlagsmaximum (Intensität 5 mmh^{-1}) mit einem ersten Abflussscheitel. Hier müssen vor allem bachnahe Bereiche und Wege zur Abflussbildung beigetragen haben. Zeitgleich sättigen die Flächen der Hochlagen auf, Abfluss an den Pegeln LE und SH setzt ein. Der zweite Abflussscheitel am Pegel DÜ folgt ca. 3-4 h nach dem Scheitel am Pegel SH. Zuletzt kommt es im Bodenprofil P1 (nach etwa der Hälfte des gefallen Niederschlags) zu einer starken Zunahme des Wassergehaltes. Zeitgleich setzt Abfluss am Pegel HI ein. In Teilbereichen des Gebietes ist daher mit dem Auftreten schneller Interflowkomponenten zu rechnen (Abbildung 4-41).

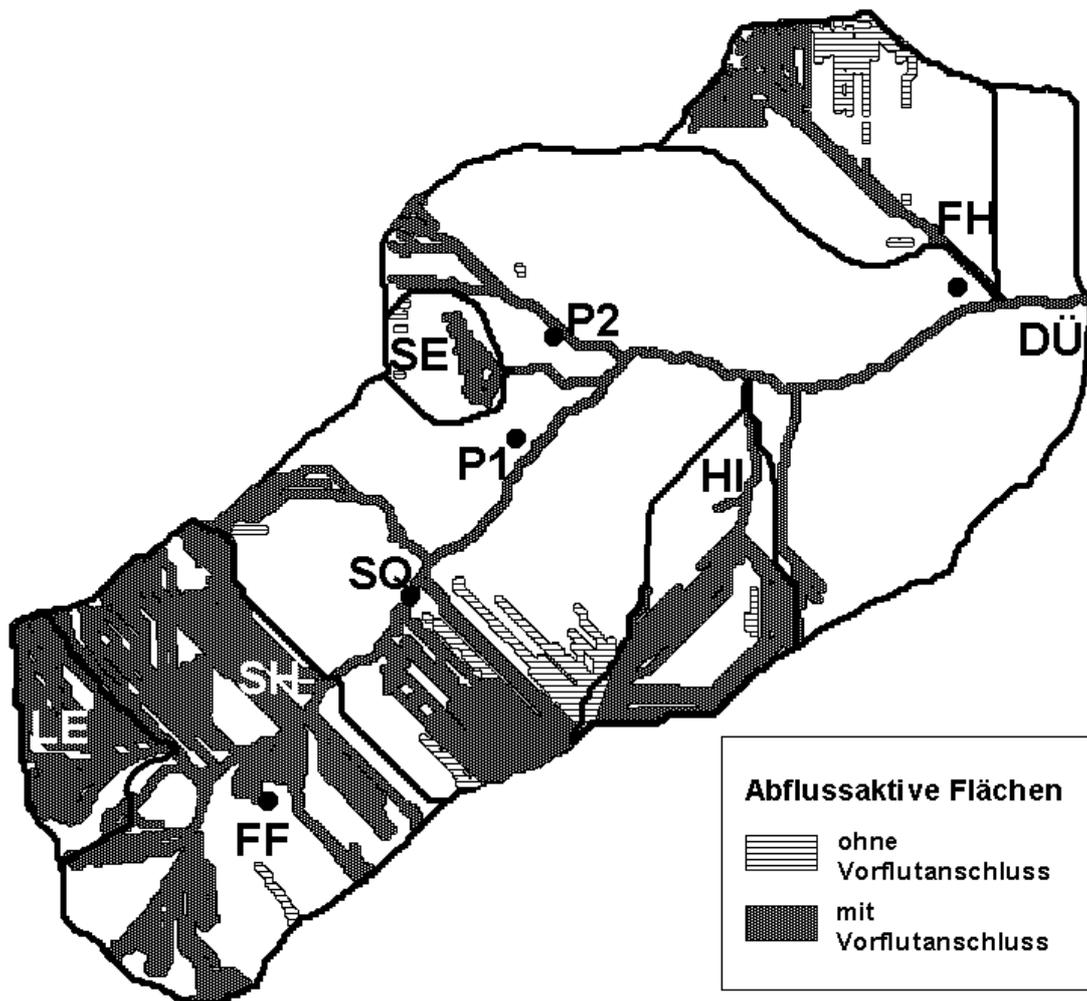
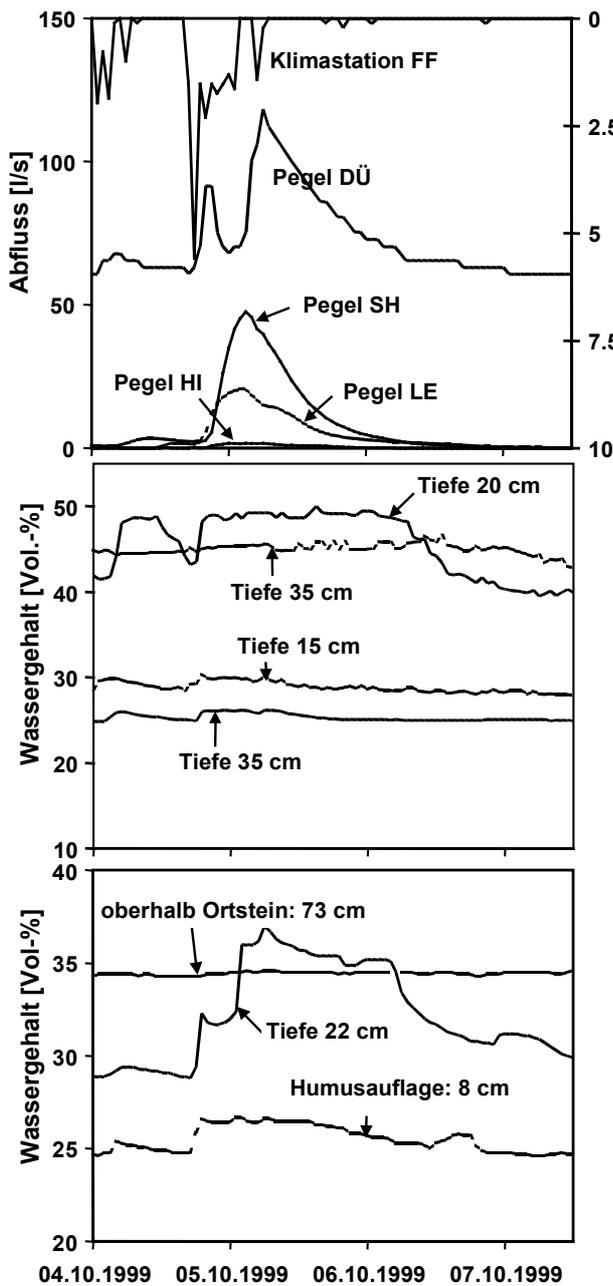


Abbildung 4-41: Gebietszustand 3



Pegel DÜ

Schnelle Abflussreaktion auf Niederschlag (erste Abflussspitze 2 h nach Niederschlagsmaximum)
 Abflussscheitelwert 3 h nach Scheitel am Pegel SH bzw. LE erreicht

Pegel LE/SH

Einsetzen Abflussreaktion in etwa zeitgleich mit Sättigung an der Klimastation FF,
 Der Pegel SH trägt mit >50 % zum Gesamt-abfluss bei

Sättigungsfläche (FF)

Sättigung wird im Laufe des Ereignisses erreicht

Infiltrationsfläche (FH)

nur schwache Reaktion sichtbar, Infiltrationskapazität nicht erreicht

Interflowstandort (P1)

hoher Wassergehalt in 22 cm Tiefe korreliert gut mit Abflussspitze am Pegel DU.
 Dies deutet auf schnelle Interflowkomponenten hin,
 oberhalb Ortstein Sättigung mit langsamen Interflow

Abbildung 4-42: Beispiereignis für Gebietszustand 3 (4.10.-7.10.1999)

4.12.5 Gebietszustand 4: Deutliche Interflowanteile treten auf

In diesem Gebietszustand erzeugen neben den Sättigungsflächen der Hochlagen auch die vorflutnahen Interflowstandorte deutlichen Abfluss (Abbildung 4-43). Dieser Gebietszustand kann als „kritisch“ bezeichnet werden, da sich das Speichervermögen vieler Standorte erschöpft und verbreitet schnelle bis sehr schnelle Interflowkomponenten auftreten. Auch erhalten die schlechter drainierten Sättigungsflächen im Bereich der Forsthausklinge (FH) und der Hirschklinge (HI) Vorflutanschluss. Zudem ermöglichen hohe Grundwasserstände in der Bachaue schnelle Druckreaktionen. Charakteristisch für diesen Gebietszustand ist das gleichzeitige Auftreten der Abflussscheitel an den Pegeln DÜ und SH, was anzeigt, dass der Abflussbeitrag aus dem Kopfeinzugsgebiet für den Scheitelabfluss nicht mehr die bestimmende Größe ist (Abbildung 4-44).

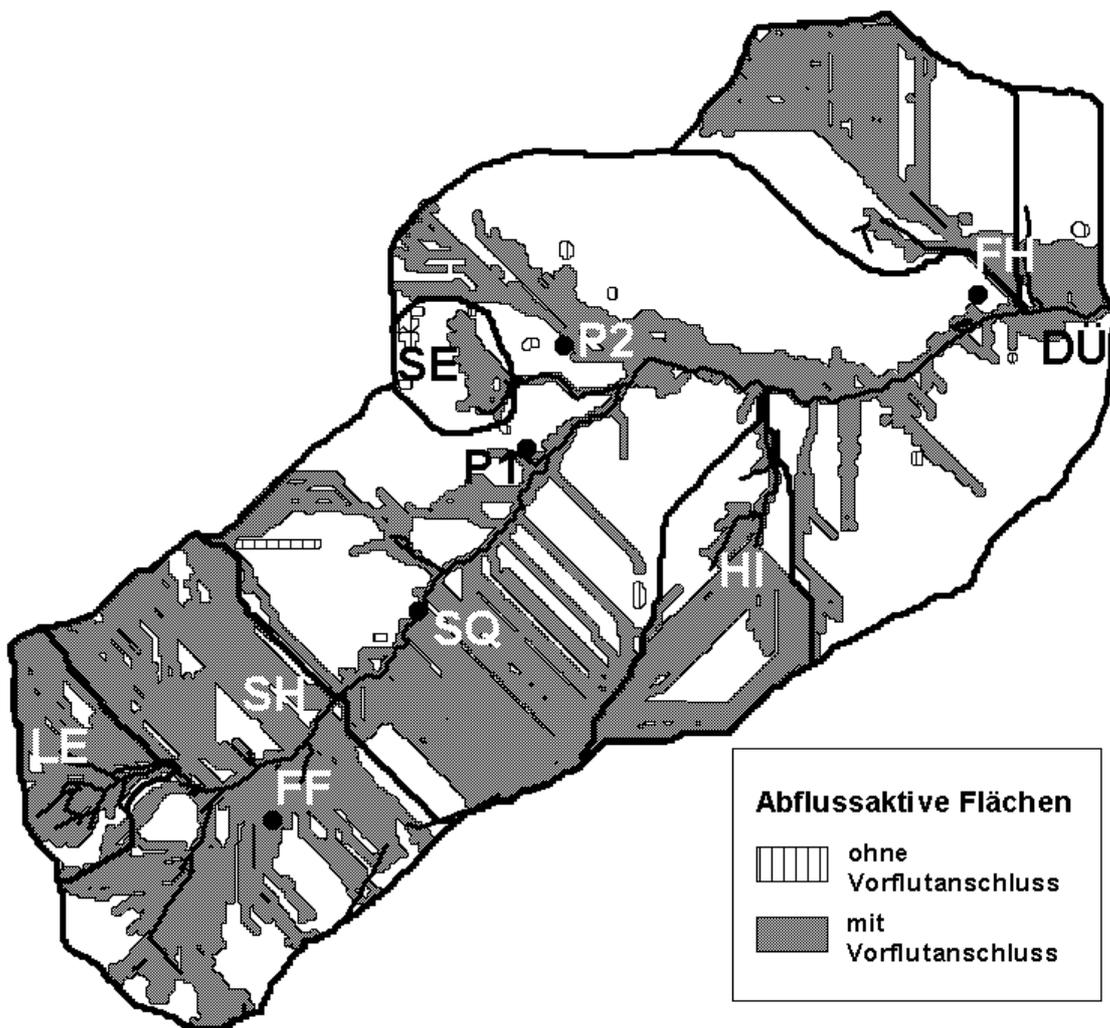
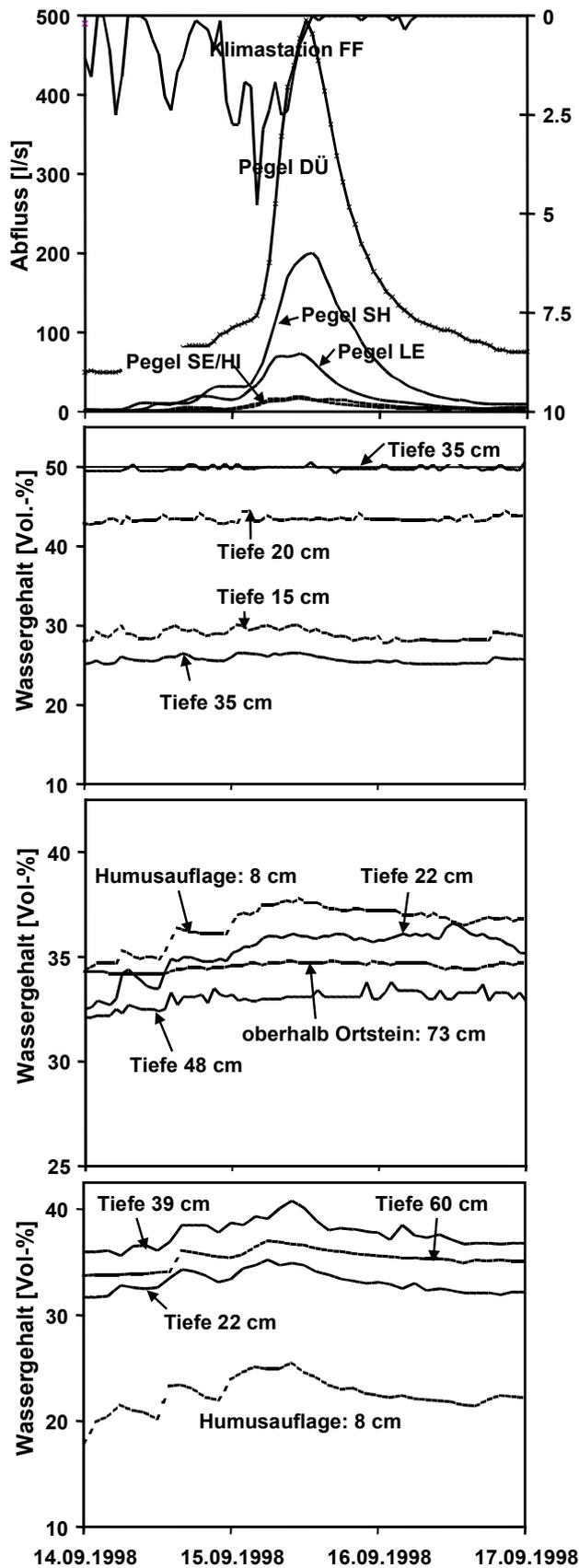


Abbildung 4-43: Gebietszustand 4



Pegel DÜ

Abflussscheitel am Pegel DÜ **gleichzeitig** mit Scheitel am Pegel SH, grosse Abflussbeiträge durch schnellen Interflow und Druckantwort des Aquifers

Pegel SH

Anteil des Pegels SH an Gesamtabfluss 42 %

Pegel HI

Abflussaktivität korreliert gut mit Interflowstandort (Tiefe 22 cm), deutliches Tailing

Sättigungsfläche (FF)

Sättigung bereits vor Ereignisbeginn erreicht

Infiltrationsfläche (FH)

nur schwache Reaktion sichtbar, Infiltrationskapazität nicht erreicht

Interflowstandort (P1)

hoher Wassergehalt in allen Horizonten, schnelle Interflowkomponenten, oberhalb Ortstein Sättigung mit langsamen Interflow

Infiltrationsstandort (P2)

hoher Wassergehalt in allen Horizonten, in 39 cm wird im Niederschlagsmaximum fast Sättigung erreicht, verzögertes Maximum in 8-39 cm Indiz für Hangzuschusswasser (Interflowanschluss)

Abbildung 4-44: Beispielergebnis für Gebietszustand 4 (14.9.-17.9.1998)

4.12.6 Gebietszustand 5: Größtes gemessenes Hochwasser (HHQ)

Fallen bei extrem nassen Vorbedingungen langanhaltende Niederschläge, so dehnen sich die abflussaktiven Flächen immer weiter aus. Es ist anzunehmen, dass dabei ein Großteil des Gebietes abflussaktiv wird. In Abbildung 4-45 wird versucht, die Ausdehnung dieser Flächen für das größte gemessene Hochwasser (am 28./29.10.1998) abzuschätzen. Mit einem Abflussbeiwert nahe 50 % für den Pegel SH und von ca. 40 % für den Pegel DÜ hat das in Abbildung 4-46 dargestellte Ereignis eine Jährlichkeit von 120-200 Jahren. Sättigung in der Humusaufgabe der Profile P1 und P2 lässt auf weitverbreiteten oberflächennahen Interflow (Pipe Flow) und auch erosiv wirksamen Oberflächenabfluss schließen. Hangwasseraustritte und Wegeabfluss führen zu starker Erosion, einzelne Hangrutsche eingeschlossen. Der Bach selbst ufert aus, im Bachbett kommt es zu Umlagerungen bis hin zu Laufverlegungen.

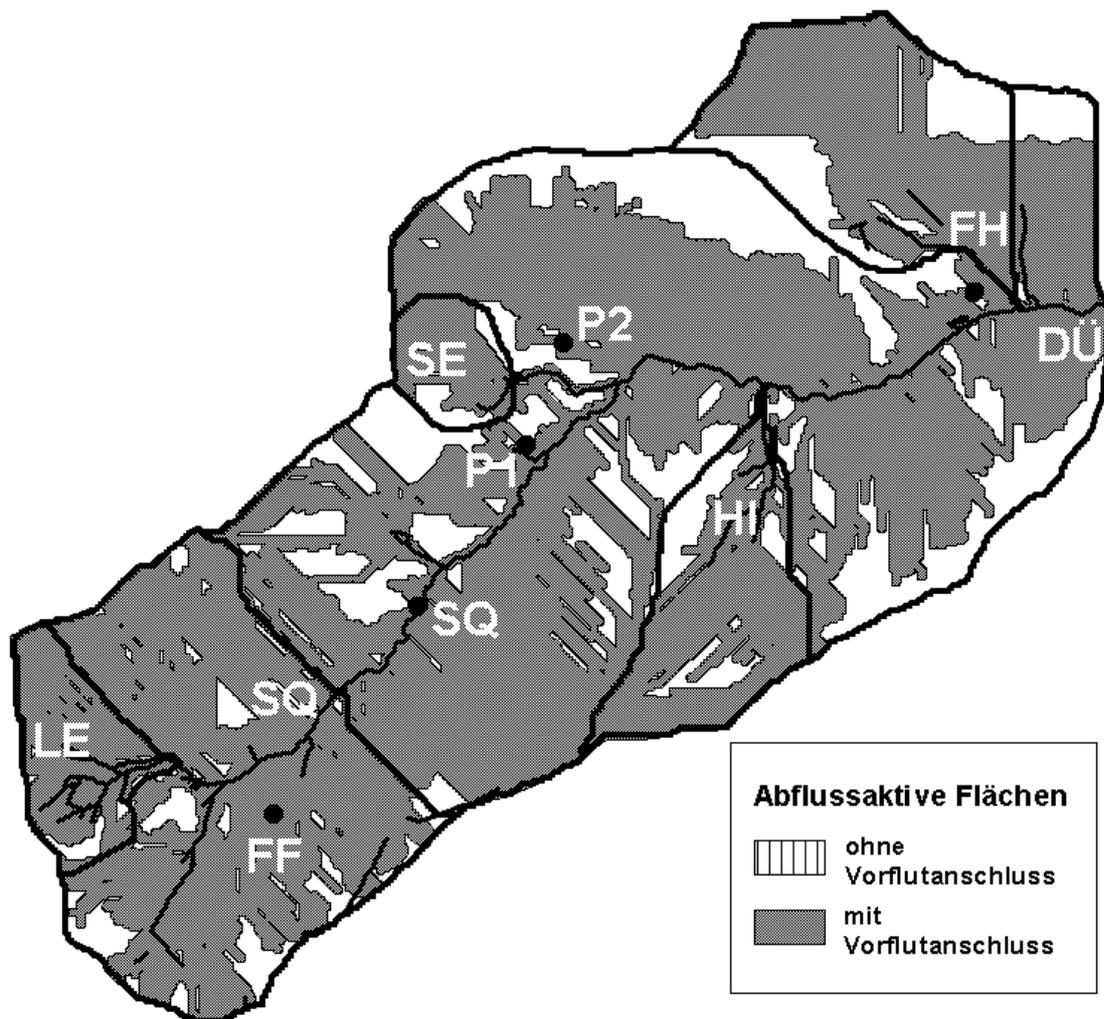
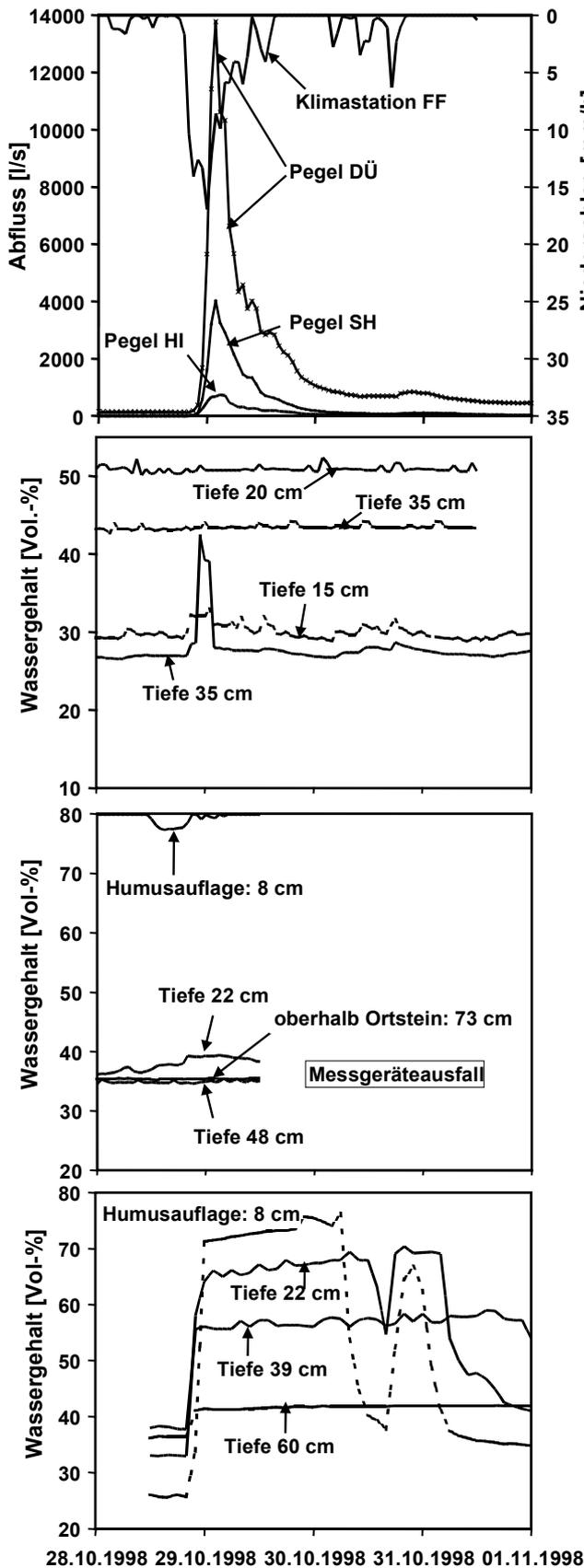


Abbildung 4-45: Gebietszustand 5



Pegel DÜ

Schnelle Abflussreaktion auf Niederschlag
 Abflussscheitel zeitgleich mit den Pegeln
 SH/HI und SE, größter gemessener Abfluss:
 13700 l/s, ca. 2000 l/(s*km²)

Pegel SH

Anteil des Pegels SH an Gesamtabfluss nur
 25 %

Sättigungsfläche (FF)

Sättigung bereits vor Ereignisbeginn erreicht

Infiltrationsfläche (FH)

im Niederschlagsmaximum Sättigung in 35
 cm Tiefe erreicht, Infiltrationskapazität dort
 kurzzeitig überschritten, in 15 cm Tiefe je-
 doch nicht, somit keine Oberflächenabfluss-
 bildung

Interflowstandort (P1)

Sättigung in in allen Horizonten, schneller
 Interflow und Pipe Flow (in der Humusauf-
 lage),
 oberhalb Ortstein Sättigung mit langsamen
 Interflow

Infiltrationsstandort (P2)

Sättigung wird in in allen Horizonten erreicht,
 Infiltrationskapazität ist überschritten,
 Ursache sind große Mengen Hangzuschuss-
 wasser von Interflowstandorten oberhalb,
 erosiver Oberflächenabfluss &
 Ausspüleeffekte an den TDR-Sonden

Abbildung 4-46: Beispielergebnis für Gebietszustand 5 (28.10.-1.11.1998)

5. Modellanwendungen

5.1. Typisierung hydrologischer Simulationsmodelle

Hydrologische Simulationsmodelle bilden in der Natur ablaufende hydrologische Prozesse in ganz unterschiedlicher Weise ab. Dabei wird grundsätzlich vorausgesetzt, dass diese Prozesse innerhalb eines abgrenzbaren Systems stattfinden, über dessen Grenzen nur bekannte Stoff- und Energieströme hinweggehen dürfen (Abbildung 5-1). Sehr häufig werden deshalb Einzugsgebiete von Gewässern oder sonstige abgrenzbare Gewässerteile als hydrologisches System verstanden (DYCK & PESCHKE, 1995).

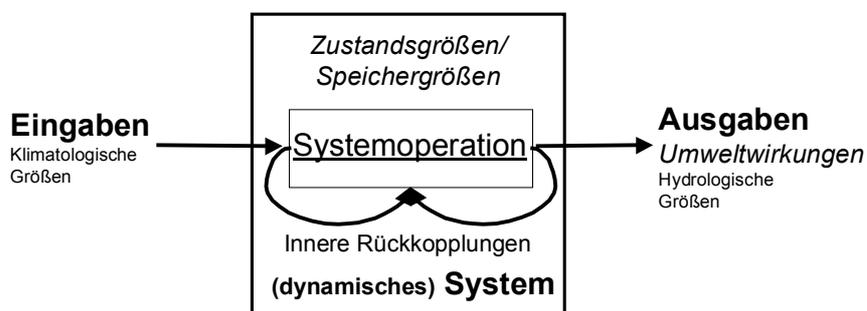


Abbildung 5-1: Hauptelemente eines dynamischen Systems

Man spricht von einem dynamischen System, wenn dieses auf Eingaben (klimatologische Größen) mit messbaren Änderungen der inneren Zustandsgrößen und mit Umweltwirkungen, d.h. Ausgaben, die über die Systemgrenze hinweg gehen, reagiert (BOSEL, 1994). Je nach Komplexität sind Systeme im Inneren rück gekoppelt. Um die Systemoperation numerisch simulieren zu können, ist grundsätzlich eine Idealisierung oder Abstraktion von der Realität vorzunehmen. Diese Abstraktion mündet in einem mathematischen Modell, dessen Verhalten der Realität ähnelt. Dabei sind bereits zwei grundsätzliche Modellgruppen zu unterscheiden (BOSEL, 1994):

1. Modelle, die nur das Verhalten des Realsystems nachahmen ohne seine innere Struktur abzubilden (Black-Box-Modelle),
2. Modelle, die versuchen über die Abbildung der (wichtigsten) Strukturelemente des Realsystems dessen Verhalten zu simulieren und somit eine echte Verhaltensklärung erlauben (White-Box-Modelle). Diese Modelle stützen sich auf die Grundgesetze der Physik.

Als Beispiel für die erste Gruppe sei hier das Einheitsganglinienverfahren (unit hydrograph) genannt. Hier wird die Systemoperation nur aus bekannten Ein- und Ausgabedaten abgeleitet, systembeschreibende Parameter sind nicht notwendig. Ein Beispiel für die zweite Gruppe sind Modelle auf der Basis der Darcy-Gleichung zur Simulation von Grundwasserströmungen (oft mit Hilfe Finiter-Element-Verfahren gelöst). Diese liefern nur gute Resultate, wenn die wichtigsten Eigenschaften des Systems

auch erfasst und parametrisiert werden können (Geometrie/Topologie, Parameter incl. Randbedingungen).

Existierende Simulationsmodelle sind meist Mischformen der oben genannten Gruppen, da der Zweck der Modellanwendung und die Verfügbarkeit der Daten die Komplexität des Modells begrenzen (Konzeptionelle Modelle oder Grey-Box-Modelle).

Es gibt des weiteren noch eine Vielzahl Ansätze, hydrologische Simulationsmodelle zu klassifizieren (u.a. DYCK & PESCHKE, 1995; REFSGAARD, 1996; SINGH, 1995; BUCHHOLZ, 2001). Dabei stehen meist die folgenden Kriterien im Vordergrund:

1. Das Ziel der Modellanwendung
2. Die Größe des zu modellierenden Systems
3. Art der zu simulierenden Prozesse
4. Grad der Kausalität

Darüber hinaus existieren in der Hydrologie noch zahlreiche stochastische Modellansätze (PLATE, 1995), die zum Teil zur Ergänzung deterministischer Modelle herangezogen werden (MERZ, 1996). Diese sind jedoch nicht Gegenstand dieser Arbeit.

MILLER ET AL. (1999) schlagen eine etwas abweichende Typisierung für Simulationsmodelle vor (Abbildung 5-2). Sie klassifizieren Modelle über ihren Abstraktionsgrad und ihre Ähnlichkeit zum Realsystem. Sie definieren eine Modelliergrenze, die ein Simulationsmodell mit vorgegebenen Abstraktionsgrad bzw. Realitätsnähe nicht überschreiten

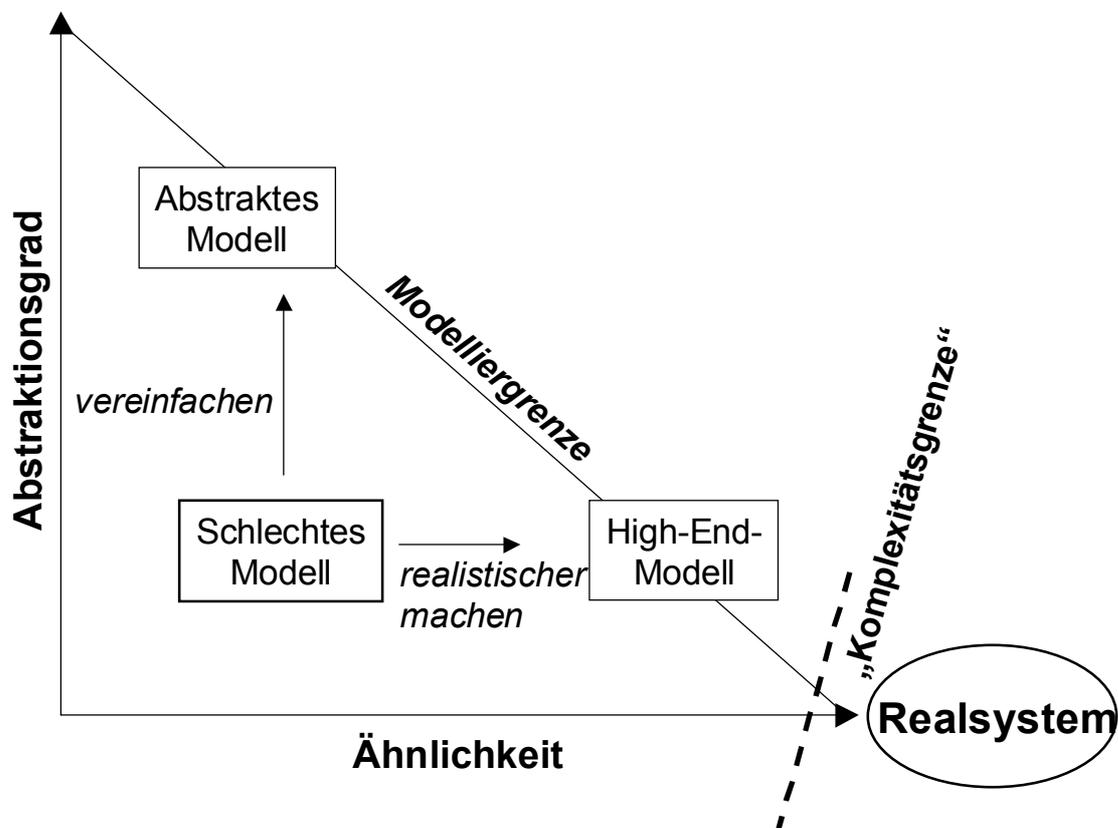


Abbildung 5-2: Modellklassifikation nach MILLER ET AL. (1999, verändert)

kann. Existierende Modelle finden sich meist weit entfernt von dieser Ideallinie. Sie sind deshalb entweder abstrakter zu formulieren oder, falls das nötige Systemwissen vorhanden ist, dem Realsystem ähnlicher. Dabei kann jedoch aus modelltheoretischer Sicht eine „Komplexitätsgrenze“ nicht überschritten werden. Realsysteme sind in endlicher Zeit nicht vollständig in einem mathematischen Modell abbildbar.

Das im Rahmen dieser Arbeit gewonnene Prozesswissen und die umfangreiche Datenbasis aus dem Einzugsgebiet des Dürreychbaches wurde für den Test dreier hydrologischer Simulationsmodelle unterschiedlicher Komplexität verwendet.

Die ersten beiden Modelle gehören zur Gruppe der konzeptionellen Modelle: PRMS („Precipitation Runoff Modelling System“, LEAVESLEY ET AL., 1983) und WASIM-ETH („WasserhaushaltsSimulationsModell-ETH“, SCHULLA, 1997). Sie verwenden zur Simulation der Wasserbewegung im System verschiedene konzeptionelle Ansätze, meist Speicheranalogien. Dabei wird nur versucht, das Verhalten des Realsystems nachzuahmen. WASIM-ETH simuliert Teilsysteme (u.a. die Strahlungsmodifikation und Evapotranspiration) jedoch sehr detailliert, so dass man in diesen Fällen auch von echten physikalischen Teilmodellen sprechen kann.

CATFLOW („Catchment Flow“, MAURER, 1997; ZEHE, 1999) gehört mit einigen Einschränkungen zur Gruppe der strukturabbildenden Modelle, da es das Fließen in und auf einem Hang auf einem 2D-Segment (Hangfalllinie) zusammenfasst. Die Wasserbewegung im Boden wird mit Hilfe der Richards-Gleichung beschrieben. Gelöst wird diese mit einem Finite-Differenzen-Verfahren. Um mit diesem Modell das Verhalten des Realsystems abbilden zu können, ist es notwendig, die den Abfluss steuernden Strukturmerkmale zu erkennen und in den Modellparametern selbst abzubilden.

5.2. Datengrundlage

Alle Simulationsmodelle wurden auf der Basis der gleichen Messdaten getestet. Dabei wurden für PRMS jedoch aus den stündlichen Messwerten Tagesmittel aggregiert. Als Basis für die Erstellung der Modellgeometrie und die Ableitung der topologischen Modellparameter (z.B. Hangneigung, Exposition, Fließlängen) diente das digitale Geländemodell des Einzugsgebietes (vgl. Kapitel 3.2.1). Notwendige Informationen über Böden und Vegetation wurden der Forstlichen Standortskarte entnommen. CATFLOW benötigte darüber hinaus eine echte Tiefendiskretisierung in Bodenprofile. Diese wurde auf der Basis von Geländeuntersuchungen mittels synthetischer Profile für jede auftretende Einheit der Forstlichen Standortskarte vorgenommen (WALDENMEYER, 2002).

Klimatologische Daten (einschließlich Strahlungsbilanz) standen für die beiden Klimastationen Forsthaus (FH) und Freifläche (FF) als durchgängige Zeitreihen stündlicher Werte für den Zeitraum 1.1.1997 bis 12.11.1999 zur Verfügung (Abbildung 5-3). Abflussdaten lagen durchgängig für den Hauptpegel (DÜ), den Pegel Stillwasserhütte (SH) und den Quellpegel Stillwasserquelle (SQ) vor. An den Pegeln Lerchenstein (LE), Hirsch-

klänge (HI) und Seemiß (SE) sind die Messdaten nicht immer durchgängig. An den Klimastationen und den Bodenprofilen P1 + P2 lagen zusätzlich Informationen zum Bodenwassergehalt vor.

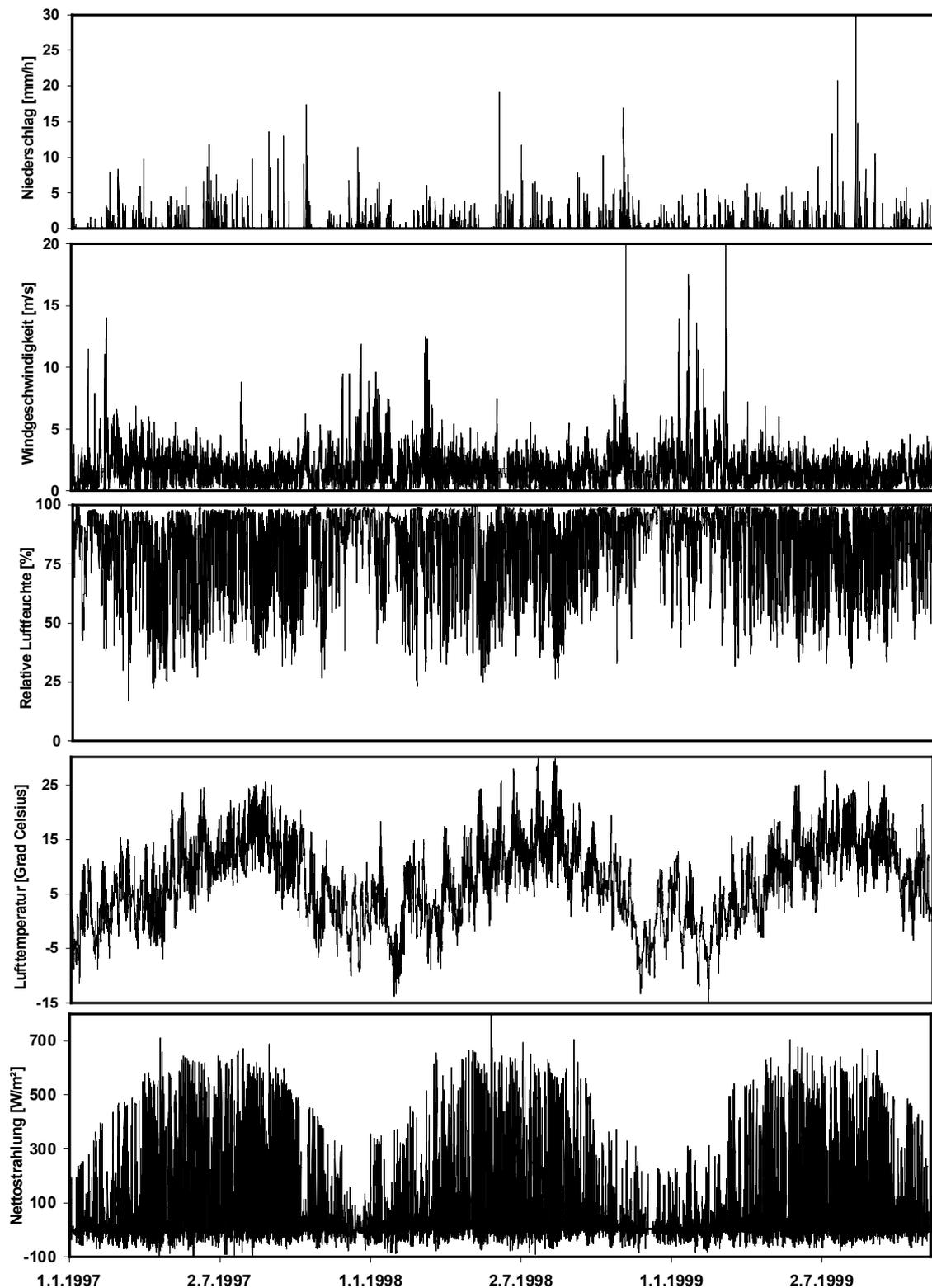


Abbildung 5-3: Messdaten der Klimastation Freifläche (FF): 1.1.1997 bis 12.11.1999

5.3. Bewertungskriterien

Um die prinzipielle Eignung der eingesetzten Simulationsmodelle und die Qualität der Simulationsergebnisse bewerten zu können („Modellvalidierung“), sollen hier einige Kriterien festgelegt werden.

In der Literatur wird grundsätzlich auf das Modelleffizienzkriterium von NASH & SUTCLIFFE (1970) bezug genommen. Es hat den Zahlenwert eins, wenn alle simulierten Werte den gemessenen entsprechen und wird null, wenn die simulierte Ganglinie dem mittleren gemessenen Abfluss entspricht. Um nun die Qualität einer Modellparametrisierung bewerten zu können, wird eine vorhandene Zeitreihe in einen sogenannten Kalibrierungsabschnitt und einen Validierungsabschnitt aufgeteilt („split sample test“). Für beide wird dann die Effizienz bestimmt. Beide Werte sollen möglichst ähnlich sein (BERGSTRÖM, 1991). KLEMEŠ (1986a) erweiterte dieses Vorgehen um die Forderung nach der geografischen Übertragbarkeit (das Simulationsmodell behält seine Gültigkeit auch für hydrologisch ähnliche Nachbargebiete) und um die Überprüfung der klimatischen Übertragbarkeit (das Modell simuliert das Verhalten eines Gebietes auch für Änderungen der klimatischen Randbedingungen). Dafür benötigt er allerdings Zeitreihen, die bereits einen deutlichen Kontrast in den Klimarandbedingungen enthalten. AMBROISE (1995) geht noch einen Schritt weiter und fordert, dass der Validierungsprozess nicht nur das Modell selbst, sondern auch den Diskretisierungs- und Parametrisierungsvorgang umfassen muss. BLÖSCHL (1996) diskutiert den Begriff der Skalenkongruenz. Hier steht die Frage nach der Übereinstimmung von Prozess- und Modellskaale im Vordergrund. Allerdings ist es dazu notwendig, die auf einer bestimmten Skale dominanten Prozesse auch identifizieren zu können (UHLENBROOK, 1999). Häufig wird auch versucht, über die Realitätsnähe der Parameter (= Modellparameter sind messbare Größen des Realsystems) Schlüsse auf die Qualität eines Modells zu ziehen (REFSGAARD, 1997).

Im Rahmen dieser Arbeit sollen die eingesetzten Modelle jedoch weniger auf ihre Effizienz als auf ihre prinzipielle Eignung für das Untersuchungsgebiet getestet werden. Dazu soll vor allem das Prozesswissen aus Kapitel 4 Eingang in die Bewertung finden. Daher stehen bei der Modellbewertung Kriterien im Mittelpunkt, die von denen in der Literatur üblichen mehr oder weniger abweichen. Im Einzelnen sind dies:

1. Inwieweit sind Strukturmerkmale des Realsystems im Simulationsmodell wiederzufinden (Realitätsnähe vs. Abstraktionsgrad)?
2. Bildet das Modell die im betrachteten Einzugsgebiet dominierenden realen Prozesse ab (Kongruenz von Prozess- und Modellskaale)?
3. Sind Modellparameter im Realsystem messbare Größen?
4. Ermöglicht das Simulationsmodell eine Verhaltensklärung oder findet nur eine Verhaltensnachahmung statt?
5. In welchem Umfang ist das Modell für Prognosezwecke geeignet (Extrapolationsfähigkeit)?

5.4. PRMS (Tageswertbasis / Langzeitsimulation)

5.4.1 Modellkonzept

Das Simulationsmodell PRMS wurde beim US Geological Survey (USGS) entwickelt (LEAVESLEY ET. AL., 1983; LEAVESLEY & STANNARD, 1995) und ist heute in einer in das Modular Modelling System (MMS, LEAVESLEY ET. AL., 1996) eingebetteten Version frei erhältlich. Es handelt sich dabei um einen konzeptionellen, d.h. die Prozesse meist stark vereinfachenden Modellansatz (Grey-Box-Ansatz). Dessen kleinste Einheit ist die sogenannte HRU („Hydrological Response Unit“). Für jede dieser Einheitsflächen gibt es einen Parametersatz. Die einzelnen Module des Simulationsmodells sind als gekoppelte Speicher zu verstehen (Abbildung 5-4). Für jeden Zeitschritt wird der Inhalt eines Speichers aus den Ein- und Ausgaben neu bilanziert.

Fallender Niederschlag wird in einem Interzeptionsspeicher teilweise zurückgehalten. Aus diesem Speicher wird das zurückgehaltene Wasser wieder in Richtung Atmosphäre abgegeben. Es sind unterschiedliche Rückhaltungsmengen für Schnee und Regen möglich. Der nicht interzeptierte Niederschlag erreicht als Bestandsniederschlag die Bodenoberfläche. Handelt es sich dabei um festen Niederschlag, wird hier noch ein Schneespeicher zwischengeschaltet, in dem er akkumuliert werden kann. Von dort kann der Schnee sowohl verdunsten (sublimieren) als auch in Abhängigkeit von der Lufttemperatur schmelzen (die Schmelzrate wird nach dem Grad-Tag-Verfahren bestimmt).

Existieren versiegelte Flächen, so wird der auf sie fallende Niederschlag prozentual abgetrennt und bis zu einem maximalem Speichervolumen auf den Flächen zurückgehalten, darüber hinaus fallender Niederschlag verlässt die Flächen als Oberflächenabfluss.

Der Bodenspeicher teilt sich in einen oberen Horizont, aus dem sowohl Verdunstung als auch Transpiration möglich sind, und einen tieferen Horizont, der nur durch Pflanzenentzug Wasser an die Atmosphäre abgeben kann. Übersteigt bei einem Regen der Wassergehalt im Boden einen Grenzwert, wird er zu schnellem Oberflächenabfluss. Der Zusammenhang zwischen Bodenfeuchteindex (= Bodenspeicherinhalt + 0.5 * Nettoregen) und beitragender Fläche („contributing area“) wird durch einen linearen und einen quadratischen Koeffizienten in einem Intervall von 0 bis zur maximal beitragenden Fläche (carea_max) beschrieben. Wasser, das zwar in den Bodenspeicher gelangt, aber nicht gegen die Schwerkraft zurückhalten werden kann, wird als Bodenwasserüberschuss sowohl dem Zwischenwasserspeicher als auch dem Grundwasserspeicher zugeführt. Beim Zwischenwasserspeicher handelt es sich um einen Speicher mit zwei nicht-linearen Ausgängen (Zwischenabfluss und Grundwasserzufluss), beim Grundwasserspeicher um einen Speicher mit zwei linearen Ausgängen. Aus dem Grundwasserspeicher kann durch diesen Trick sowohl der langsame Basisabfluss gebildet werden als auch einem Grundwasserabstrom aus dem Gebiet heraus Rechnung getragen werden. Das Konzept von PRMS erfordert für jede Einheitsfläche (HRU) einen Bodenspeicher, die Anzahl der Zwischenspeicher und der Grundwasserspeicher kann kleiner

sein. Dazu werden die Ausgänge mehrerer höher gelegener Speicher einfach auf den Eingang eines tiefer gelegenen Speichers gelegt. Gebildeter Oberflächenabfluss wird HRU-weise einem Gewässerknoten zugeleitet und kann dann in einem separaten Modul geroutet werden.

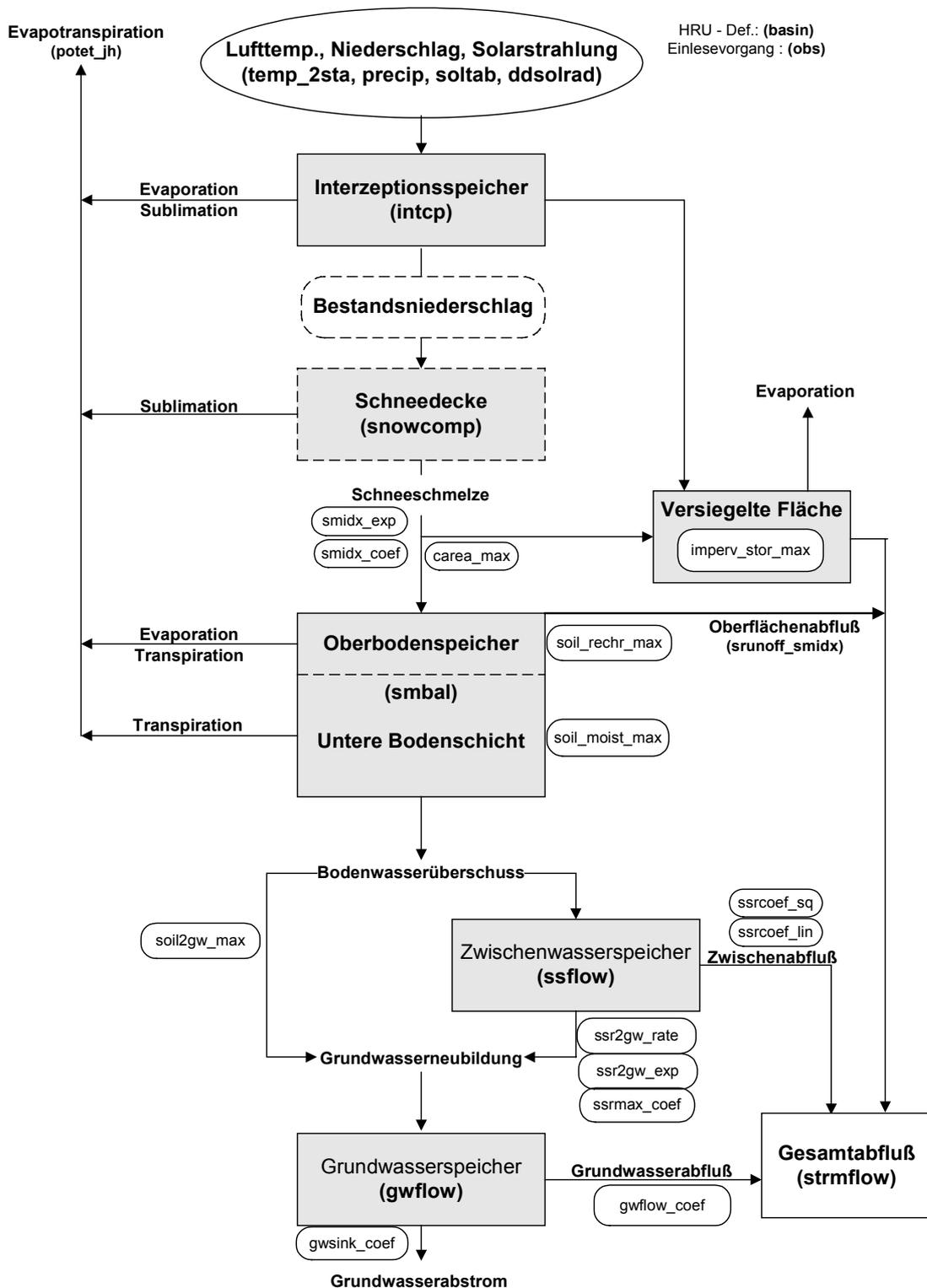


Abbildung 5-4: Struktur des Simulationsmodells PRMS (LEAVESLEY & STANNARD, 1995, verändert)

Das Modell rechnet normalerweise auf Tageswertbasis. Sind kürzer Zeitschritte (eine Stunde und kleiner) gewollt, so muss die Infiltration bzw. die Oberflächenabflussbildung mit einem Ansatz von GREEN & AMPT errechnet werden („Stormmode“), dieses Modul stand jedoch aus programmtechnischen Gründen nicht zur Verfügung. Im nun folgenden Beispiel wird das Modell daher ausschließlich auf Tageszeitbasis eingesetzt. Wegen der kurzen Fließzeiten im Untersuchungsgebiet ($\ll 1$ Tag) wird auf ein Routing verzichtet.

5.4.2 Räumliche Diskretisierung

Die räumliche Diskretisierung des Gebietes in HRUs erfolgte nach mehreren Gesichtspunkten:

- Trennung von Hochflächen und Hangflächen (unterschiedliche Abflussbildung und Berücksichtigung der Pegel SH und LE)
- Gute Abbildung der Höhenzonierung (unterschiedliche Schneedeckendauer möglich)
- Trennung von Sonn- und Schatthängen (zur Differenzierung der Verdunstung)
- Unterscheidung von Freifläche (Buschvegetation) und Wald

Das Ergebnis war eine Aufteilung des Gebietes in acht HRUs (Abbildung 5-5). Da auf ein Abflussrouting verzichtet wurde, mündeten die Abflüsse aus allen HRUs in nur einen Knoten, der dem Gebietsauslass gleichgesetzt wurde.

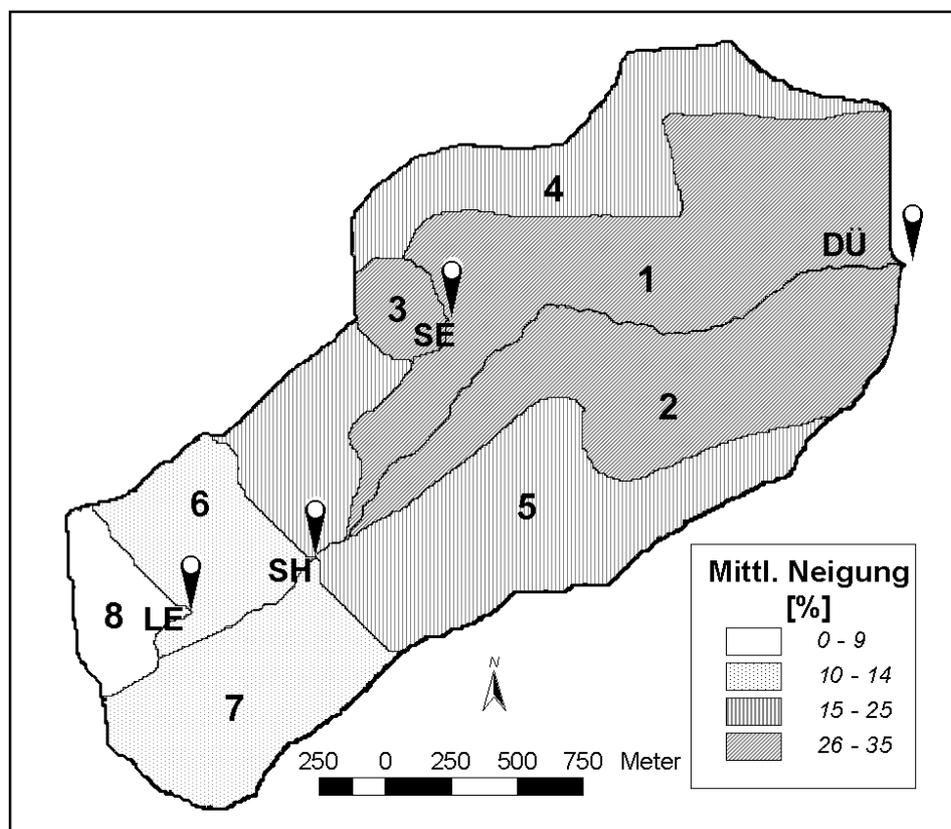


Abbildung 5-5: Aufteilung des Untersuchungsgebietes in HRUs

5.4.3 Parametrisierung

Alle geometrischen Parameter (Flächengröße, Neigung, Exposition, Höhe) wurden mit Hilfe einfacher GIS-Funktionen ermittelt. Die Parameter des Schneemodells und der Verdunstungsroutine wurden direkt vom USGS übernommen und nicht kalibriert. Die Parameter der einzelnen Speicher wurden – soweit möglich – aus messbaren Größen abgeleitet (Anhang D). Dazu gehörten neben den Koeffizienten der Speicherausgänge, die nach der Differenzganglinienmethode aus den Pegelganglinien ermittelt wurden (Abbildung 5-6), auch die Sickerraten zwischen den Speichern. So wurde die maximale Perkolationsrate vom Bodenspeicher in den Grundwasserspeicher aus der mittleren hydraulischen Leitfähigkeit der potentiellen Stauer ermittelt. Errechnet wurden von GENG (2001) Werte zwischen $3.0 \cdot 10^{-7}$ bis $5.0 \cdot 10^{-8} \text{ ms}^{-1}$. Die Verlustrate aus dem Grundwasserspeicher (= Grundwasserexport) wurde aus dem mittleren für den Pegel DÜ errechneten Grundwasserabstrom (angenommen wurden 400 mma^{-1}) errechnet. Der funktionale Zusammenhang zwischen Bodenfeuchteindex (= Inhalt des Bodenspeichers + $0.5 \cdot$ Tagesnetto Regen) und der zum Abfluss beitragenden Fläche wurde nach der Vorschrift von LEAVESLEY ET. AL. (1983) ermittelt. Dabei diente eine Probesimulation der Ermittlung des Bodenspeicherinhalts, der zugehörige Abflussbeiwert wurde aus gemessenen Daten bestimmt (Weitere Details zur Parametrisierung in Anhang D).

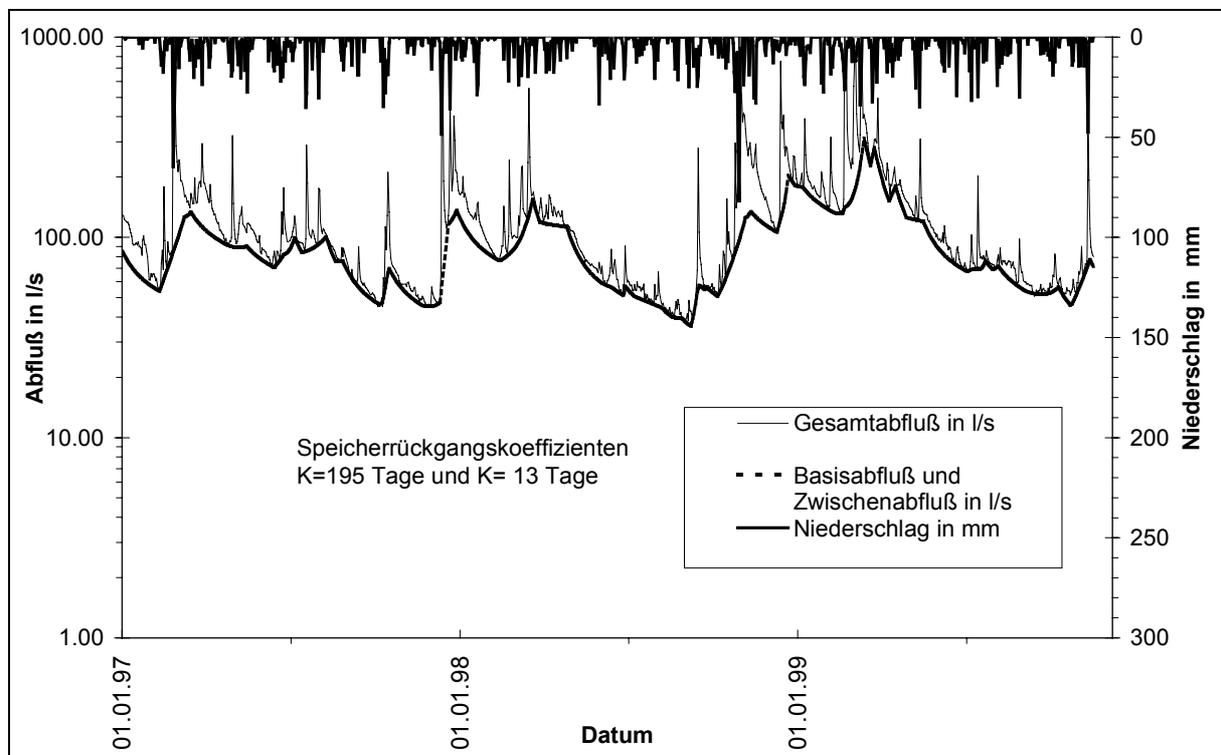


Abbildung 5-6: PRMS: Ermittlung der Koeffizienten von Grundwasser- und Zwischenabflussspeicher am Pegel DÜ (aus: GENG, 2001)

5.4.4 Ergebnisse

Die Ganglinie am Pegel DÜ konnte durch PRMS vor allem während der Trockenphase sehr gut nachgebildet werden (Abbildung 5-7). Dies bedeutet, dass Grundwasser-

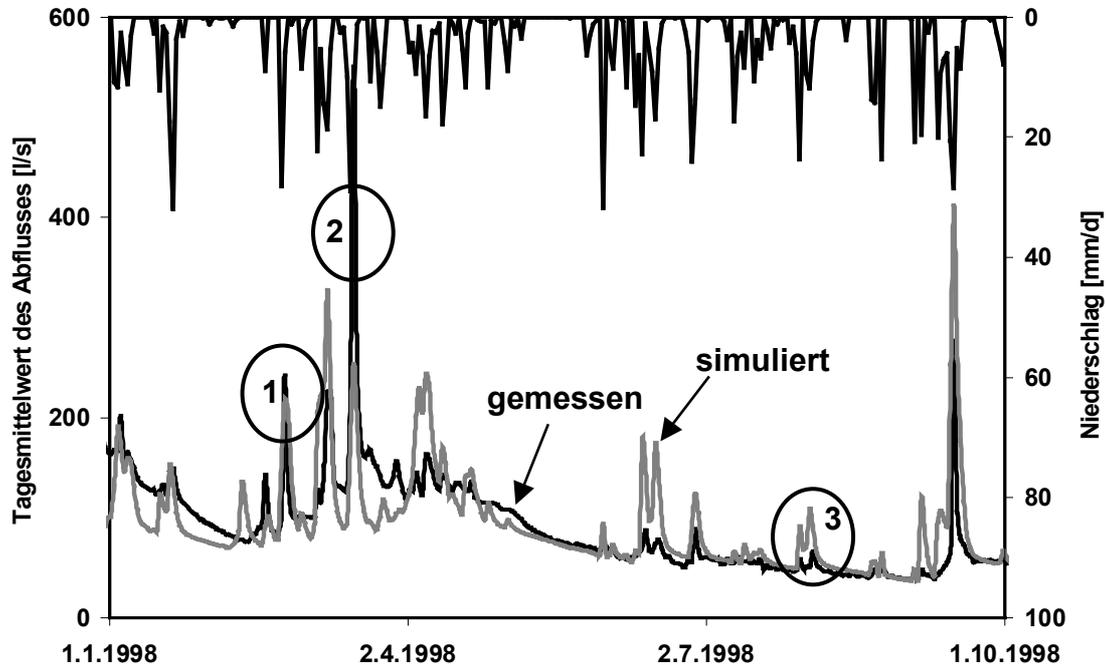


Abbildung 5-7: PRMS: Simulationsergebnisse für den Pegel DÜ (Gesamtgebiet)

neubildungsraten und Speicherkoeffizienten gut gewählt waren. Auch das Schneemodell bringt sehr gute Ergebnisse (1). Allerdings konnte die hohe Dynamik des Gebietes nur unzureichend abgebildet werden: Abflussspitzen am Pegel DÜ wurden systematisch unterschätzt (2), während die Abflussreaktion in Trockenphasen deutlich überschätzt wurde (3). Es wurde zuerst vermutet, dass dies vor allem durch die schlechte Abbildung des Sättigungsflächenabflusses der Hochflächen hervorgerufen wurde. Um dies zu belegen, wurden einige Simulationsläufe mit einem Teilmodell bestehend aus den HRUs 6, 7 und 8 (Pegel SH) durchgeführt. Trotz einer umfangreichen Parameterstudie (GENG, 2001) konnte die Abflussbildung am Pegel SH jedoch nicht zufriedenstellend nachvollzogen werden (Abbildung 5-8). In Phasen hoher Vorsättigung wurden die Abflussspitzen gut nachgebildet (1), in Phasen geringer Vorsättigung jedoch wiederum stark überschätzt (2). Das lag an der Abflussbildungsroutine, die aus aktuellem Bodenspeicherinhalt und der Tagessumme des Niederschlags („Bodenfeuchteindex“) die abflussbeitragende Fläche „abschätzt“. Da das Realsystem einen typischen Schwellwert aufweist, unterhalb dessen gar keine Abflussbildung stattfindet, im Modell jedoch ein exponentieller Zusammenhang verwendet wird, ließ sich diese Funktion anhand gemessener Ereignisse nicht zufriedenstellend kalibrieren. Des weiteren fällt an diesem Beispiel die große Diskrepanz zwischen der charakteristischen Zeitskala des

Abflussbildungsprozesses „Sättigungsflächenabfluss“ und der Modellzeitskala auf: Erstere liegt im Bereich weniger Stunden, letztere beträgt einen Tag. Bereits durch die Aggregation der stündlichen Messwerte auf Tagesmittelwerte ging die in der Ganglinie enthaltene Information fast gänzlich verloren und stand somit bereits bei der Kalibrierung des Modells nicht mehr zur Verfügung (Abbildung 5-9).

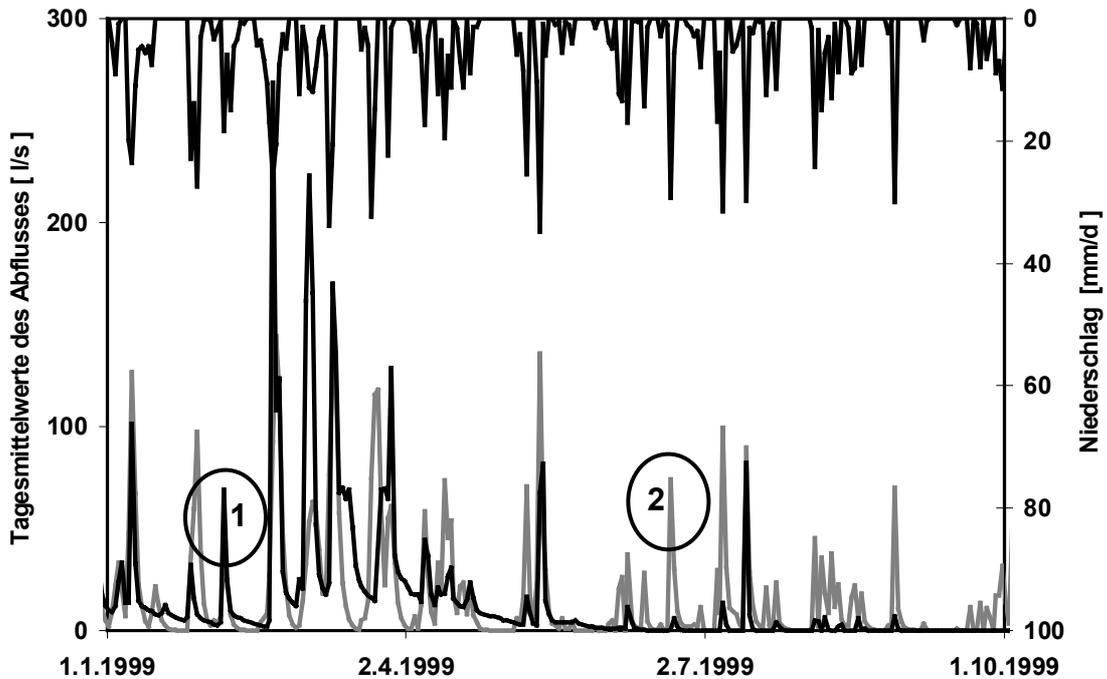


Abbildung 5-8: PRMS: Simulationsergebnisse für den Pegel SH

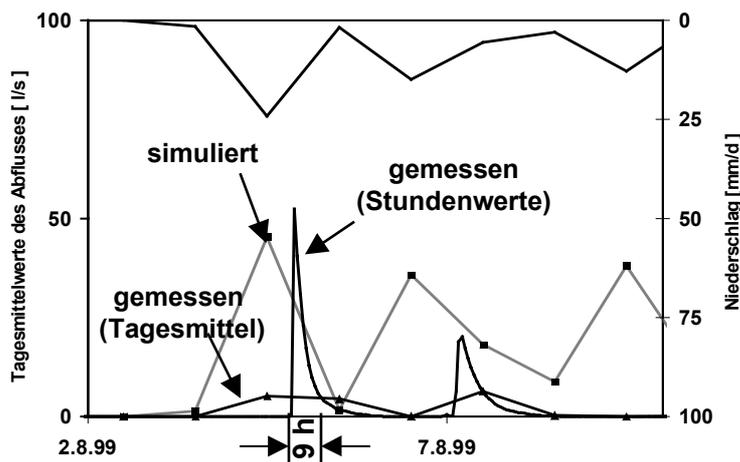


Abbildung 5-9: PRMS: Unterschied von Modell- und Prozesszeitskale

5.4.5 Bewertung

Inwieweit sind Strukturmerkmale des Realsystems im Simulationsmodell wiederzufinden?

Durch die Gliederung in mehrere Speicher ist das Simulationsmodell in der Lage, Boden- und Grundwasserspeicher weitgehend zu entkoppeln, was im Realsystem auch der Fall ist. Mit dem HRU-Ansatz lassen sich die wichtigsten Abflussbildungstypen räumlich voneinander trennen und eine gewisse Höhendiskretisierung ist möglich. Nicht abbildbar ist die Lage einer Fläche relativ zum Gewässer. Ebenso kann reliefbedingte Abflusskonzentration auch durch eine sehr feine Aufgliederung des Gerinnenetzes nur in Ansätzen nachgebildet werden, HRUs bleiben geneigte Flächen („planes“).

Bildet das Modell die im betrachteten Einzugsgebiet dominierenden realen Prozesse ab (Kongruenz von Prozess- und Modellskalet)?

Alle schnellen Prozesse (v.a. Sättigungsflächenabfluss, Horton'scher Oberflächenabfluss) können wegen der Rechenschrittweite von einem Tag nur mit einer sehr großen Unsicherheit simuliert werden, da die Schätzung des Abflussbeiwertes aus Bodenspeicherfüllung und Tagesniederschlagssumme erfolgt. Langsame Prozesse (Deckschichtenabfluss, Grundwasserabfluss, Grundwasserexport) werden durch die Speicheranalogie wesentlich besser abgebildet.

Sind Modellparameter im Realsystem messbare Größen?

Die Speicherkoeffizienten sind Größen, die aus Ganglinien ableitbar sind. Verwendet man allerdings den Zwischenabflussspeicher in einer quadratischen Form, ist die Bestimmung der Koeffizienten analytisch nicht möglich. Die Sickerarten zwischen den Speichern können in erster Näherung aus mittleren Durchlässigkeiten abgeleitet werden. Der Zusammenhang zwischen beitragender Fläche, Bodenfeuchte und Niederschlag muss mit Modellläufen und Messdaten errechnet werden, ist aber auf Tageswertbasis nicht schlüssig bestimmbar.

Ermöglicht das Simulationsmodell eine Verhaltensklärung oder findet nur eine Verhaltensnachahmung statt?

Das Simulationsmodell ermöglicht auf Grund seines sehr konzeptionellen Ansatzes nur eine Verhaltensnachahmung.

In welchem Umfang ist das Modell für Prognosezwecke geeignet (Extrapolationsfähigkeit)?

Die Extrapolationsfähigkeit des Modells muss bezweifelt werden, da wichtige Eigenschaften des Realsystems nicht abgebildet werden.

Um mit PRMS im Einzugsgebiet des Dürreychbaches bessere Simulationsergebnisse zu erzielen, ist es unbedingt notwendig den sogenannten „stormmode“ mit Zeitschritten ≤ 1 Stunde zu verwenden. Durch Berücksichtigung des Infiltrationsprozesses könnte dann die Bildung von Horton'schen Oberflächenabfluss und Sättigungsflächenabfluss innerhalb des Modells nachvollzogen werden. Allerdings würde auch diese Modellstruktur eine starke Abstraktion von der Realität bedeuten, da durch die Größe einer HRU zur Parametrisierung dieses Moduls im Feld erhobene Bodeninformationen nur bedingt Verwendung finden könnten. Durch die fehlende Übereinstimmung von Prozessskale und Modellskale, ist immer eine Transformation der realen Messwerte in „effektive“ Parameter vorzunehmen. Diese ist nur durch Kalibrierung zu bewerkstelligen.

5.5. WASIM-ETH (Stundenwertbasis / Langzeitsimulation)

5.5.1 Modellkonzept

WaSimM-ETH (SCHULLA, 1997; SCHULLA & JASPER, 1999) ist ein deterministisches, flächendifferenziert auf Rasterzellen arbeitendes hydrologisches Einzugsgebietsmodell zur Simulation des Wasserkreislaufs. Das Modell kann als eine Kombination aus physikalisch basierten, vereinfachten physikalischen und konzeptionellen Prozessbeschreibungen angesehen werden. Es werden alle wesentlichen Prozesse simuliert, die für die Abflussbildung auf der Skale des Einzugsgebiets wesentlich sind:

- Höhen-, abstands- und wetterlagenabhängige Interpolation der meteorologischen Eingangsdaten; Niederschlags- und Strahlungskorrektur
- Schneedeckenentwicklung (Akkumulation, Schmelze, Sublimation)
- Interzeption durch die Pflanzendecke
- Infiltration und Bildung von Oberflächenabfluss durch Infiltrationsüberschuss
- Wasserspeicherung in der Bodenzone, Evapotranspiration, Versickerung und kapillarer Aufstieg
- Bildung von Sättigungsflächenabfluss, Zwischenabfluss und Grundwasserabfluss
- Abflusskonzentration im Gewässernetz

Abbildung 5-10 zeigt schematisch die Struktur des Simulationsmodells. Alle mit hellgrau hinterlegten Routinen werden zellweise, also eindimensional berechnet. Nur die Niederschlagskorrektur und das Abflussrouting berücksichtigen explizit die Lage einer Zelle im Raum.

Die räumliche und zeitliche Auflösung kann in weiten Bereiche variieren. Es müssen jedoch immer die Raumzeitskalen der zu simulierenden Prozesse berücksichtigt werden. Die Abflussbildungsroutine basiert auf dem TOPMODEL-Ansatz (BEVEN & KIRKBY, 1979). Dessen Basis ist der Topografische Index:

$$C_s = \ln \frac{a_t}{T_0 \tan \beta_t} [], \quad \text{Gl. 5-1}$$

mit a_t spezifische Einzugsgebietsgröße [m^2m^{-1}]
 T_0 gesättigte hydraulische Transmissivität [m^2s^{-1}]
 β_t Geländegefälle [°]

Dieser Index enthält drei für die Abflussbildung wichtige Kenngrößen: Die Größe des Einzugsgebietes, den hydraulischen Gradienten sowie die Transmissivitäten des Untergrundes. Hohe Werte des Index deuten auf Flächen mit hoher Neigung zu Sättigungsflächenabfluss hin. Ob eine Zelle wirklich Sättigung zeigt, hängt jedoch vom mittleren Sättigungsdefizit des Einzugsgebietes und dem (skalierten) Indexwert einer Zelle ab. In Abbildung 5-11 ist das Bodenmodell schematisch dargestellt. Man erkennt gut die

Aufteilung des Bodenmodells in einen Bodenspeicher (SB), einen Interflowspeicher (SH), einen Speicher der ungesättigten Bodenzone (SUZ) und einen Grundwasserspeicher (SG).

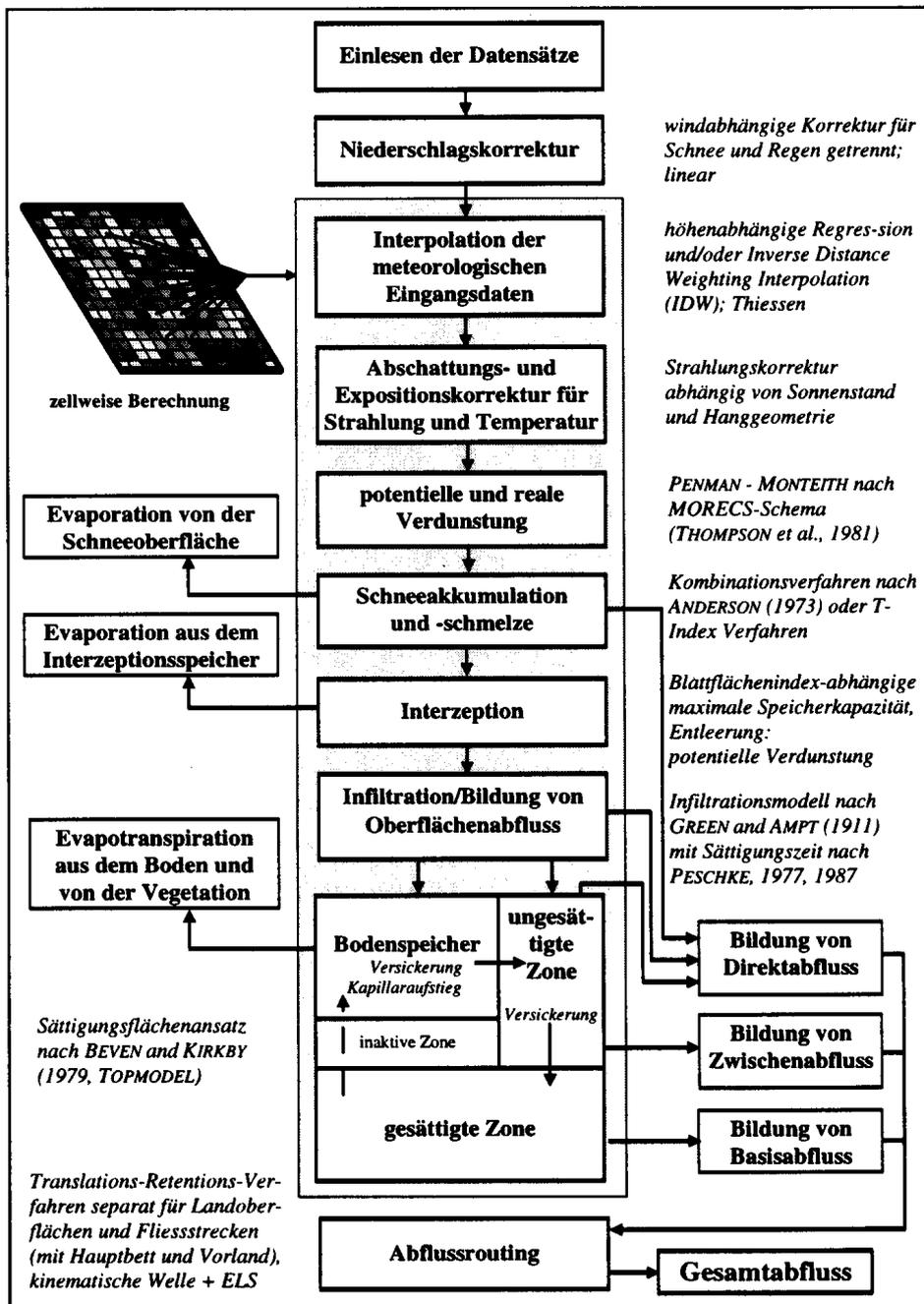


Abbildung 5-10: Modellstruktur von WaSiM-ETH (aus: SCHULLA, 1997)

Zwischen den Speichern sind diverse Flüsse möglich. Die Höhe des Basisabflusses ist umgekehrt proportional zum Sättigungsdefizit. Der Interflowspeicher kann nur gefüllt werden, wenn im Speicher der ungesättigten Zone genügend Wasser vorhanden ist (Weitere Details zum Bodenmodell in Anhang E).

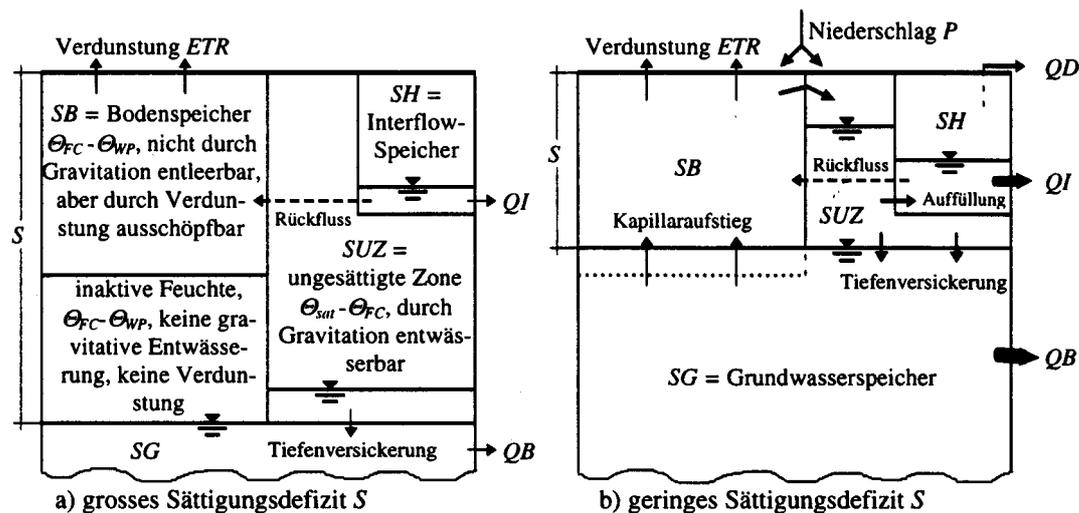


Abbildung 5-11: Das Bodenmodell in WaSiM-ETH (TOPMODEL-Ansatz, SCHULLA, 1997)

5.5.2 Räumliche Diskretisierung

Das Gebiet wurde in 50x50 m große Rasterzellen aufgeteilt. Alle Parameter wurden dem Simulationsmodell in dieser Diskretisierung bereitgestellt. Unter Verwendung einer Routine von SCHULLA & JASPER (1999) zur Topografischen Analyse („TANALYS“) wurde eine detaillierte Gerinne- und Teilgebietsstruktur abgeleitet. Insgesamt wurde das Gebiet dabei in 20 Teileinzugsgebiete unterteilt. Das Gerinnenetz umfasst neben der Tiefenlinie des Dürreychbaches auch Verästelungen im Bereich der Forsthausklinge, der Hirschklinge und des Seemisskares.

5.5.3 Parametrisierung / Kalibrierung

Neben den auf Basis des DHM abgeleiteten Parametern (Neigung, Exposition, Höhenlage) wurden auch die räumliche Verteilung von Boden und Vegetation als Raster bereitgestellt. Der Boden wurde in 35 Einheiten unterteilt. Für jede Einheit wurden auf einen Meter Mächtigkeit normierte Werte für die nutzbare Feldkapazität [Vol-%], die maximale Kapazität des Bodenspeichers [Vol-%], die gesättigte Leitfähigkeit [ms^{-1}] und die Saugspannung [mm] nach Angaben von WALDENMEYER (2002) errechnet. Bei der Vegetation wurde nur zwischen Gras (Freifläche) und Wald (Nadelwald) unterschieden, wobei jedoch der Wald noch in Alterklassen unterteilt wurde. Als wichtigster Parameter des Bodenmodells ist der Topografische Index anzusehen (Abbildung 5-12), da er die Sättigungsneigung eines Bodenelementes skaliert. Neben der Fliessakkumulation und der lokalen Neigung geht in diesen Index die Transmissivität [m^2s^{-1}] ein. Dieser Werte wurde auf einen Meter Mächtigkeit normiert und aus synthetischen Bodenprofilen für jede Einheit der Forstlichen Standortkarte errechnet (vgl. Anhang E).

WASIM-ETH ist aufgrund des TOPMODEL-Ansatzes für das Bodenmodell nicht ohne Kalibrierung einzusetzen: Einige Parameter sind hier nicht oder nur sehr begrenzt aus

Messgrößen ableitbar. Hier wurde nach Empfehlungen von SCHULLA & JASPER (1999) vorgegangen. Die Rückgangkoeffizienten des Direktabflusses, des Interflowspeichers und des Basisabflussspeichers wurden mittels Ganglinienanalysen analog zum Simulationsmodell PRMS ermittelt. Die „Korrekturfaktoren“ für die Transmissivität und die vertikale Versickerung mussten dann iterativ bestimmt werden. Weitere Parameter sind die maximale Füllung des Interflowspeichers, eine Grenz-Niederschlagsintensität bis zu der der Boden allen Niederschlag versickern kann, und ein Parameter zur Berücksichtigung des kapillaren Aufstieges (siehe Anhang E). Allerdings wurde wegen der anderslautenden Fragestellung dieser Arbeit kein „optimaler“ Parametersatz gesucht, sondern es wurde vor allem die Parametersensitivität untersucht, um das Modellverhalten verstehen zu lernen.

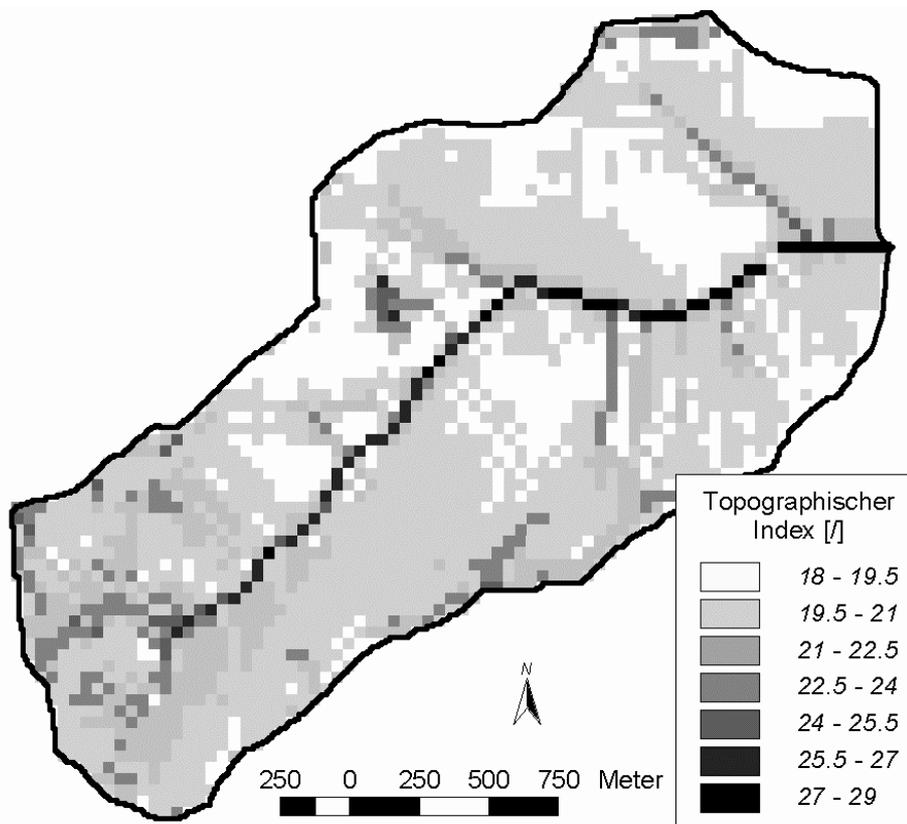


Abbildung 5-12: Räumliche Verteilung des Topografischen Index

5.5.4 Ergebnisse

Trotz weiter Parametervariation gelang es nicht, einen Parametersatz zu finden, mit dem das Modell für alle Gebietszustände zumindest zufriedenstellende Simulationsergebnisse erbrachte. Die Nachformung des Basisabflusses war noch relativ einfach zu bewerkstelligen. Wurde versucht, mit nur einem Bodenmodell-Parametersatz für das Gesamtgebiet die Abflussspitzen richtig zu treffen (Abbildung 5-13, 2), so wurde grundsätzlich die Gebietreaktion bei trockenen Gebietszuständen unterschätzt (1) und unter feuchten Bedingungen überschätzt (3). Um dieses Verhalten zu verstehen, wurde in einem zweiten Schritt versucht, das Abflussverhalten am Pegel LE nachzubilden.

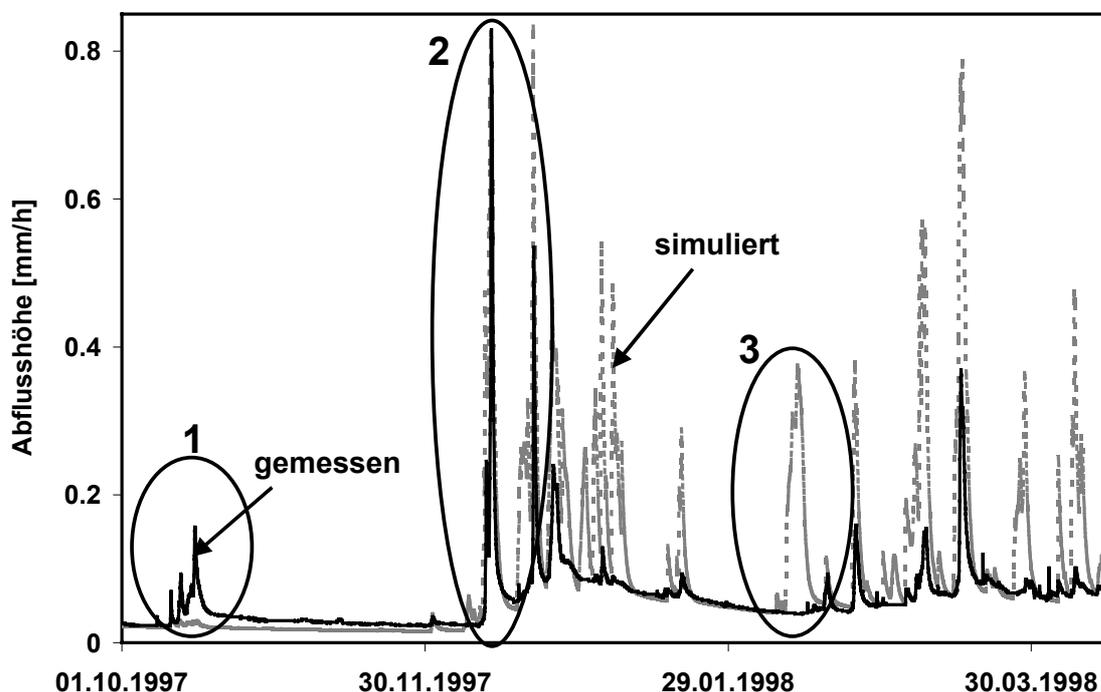


Abbildung 5-13: WASIM-ETH: Simulationsergebnisse für den Pegel DÜ

Hierbei musste die Tatsache berücksichtigt werden, dass an diesem Pegel grundsätzlich keine Basisabflussbildung gemessen wurde, sondern ausschließlich Sättigungsflächenabfluss. Um Simulationsergebnisse und Messdaten vergleichen zu können, wurde vom simulierten Gesamtabfluss der simulierte Basisabfluss abgetrennt und als „simulierter Direktabfluss“ (= Oberflächenabfluss + Zwischenabfluss) bezeichnet (Abbildung 5-14). Es wurde durch eine Modifikation des Bodenmodell-Parametersatzes versucht, die Dynamik des Einzugsgebietes richtig abzubilden. Man erkennt deutlich, dass sich wiederum Phasen der Überschätzung (1), der richtigen Schätzung (2) mit Phasen der deutlichen Unterschätzung (3) abwechseln. Die Ursache für dieses Verhalten liegt im Konzept des Modells begründet und ist auch durch geschickte Parametervariation nicht zu verändern: Der TOPMODEL-Ansatz stellt einen direkten

Zusammenhang zwischen (lokalem) Sättigungsdefizit und der Abflussneigung einer Fläche her. Das Sättigungsdefizit wird zwar aus der Füllung aller Speicher ermittelt (Abbildung 5-11), jedoch bestimmt vor allem die Füllung des Grundwasserspeichers

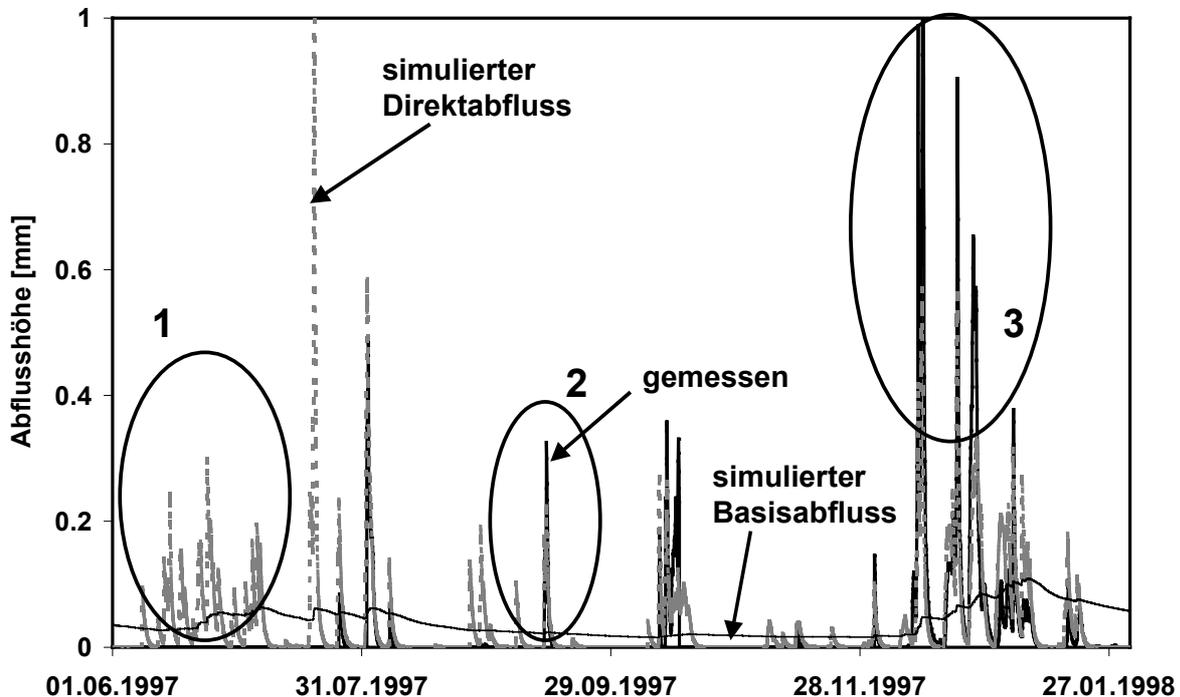


Abbildung 5-14: WASIM-ETH: Simulationsergebnisse für den Pegel LE

maßgeblich das Verhalten des Systems. Insbesondere die Bildung von Basisabfluss und die Auffüllbarkeit des Interflowspeichers hängen direkt vom Füllstand des Grundwasserspeichers ab. Für den Sättigungsflächenabfluss der Hochlagen des Dürreychbacheinzugsgebietes besteht jedoch keinerlei Zusammenhang zum Basisabfluss. Auch für das Gesamtgebiet konnte dieser Zusammenhang nicht gefunden werden. Somit ist die Schätzung der Abflussneigung des Einzugsgebietes aus der Füllung des Grundwasserspeichers nicht sinnvoll. Hier wäre eine Trennung von Bodenspeicher und Grundwasserspeicher notwendig. Durch Einbeziehung der Transmissivität in die Ermittlung des Topografischen Indexes sind die Sättigungsflächen der Hochlagen gegenüber den Hängen zwar sichtbar abgehoben (Abbildung 5-12, Seite 125), doch handelt es sich sowohl bei der Bildung von Sättigungsflächenabfluss als auch bei der Bildung von schnellem Interflow um Phänomene, die jeweils erst oberhalb eines charakteristischen Schwellwertes auftreten. Dieses stark nicht-lineare Verhalten kann mit Hilfe des Simulationsmodells WASIM-ETH nicht nachvollzogen werden. Der TOPMODEL-Ansatz ist nur in Gebieten mit flachem Grundwasser sinnvoll einzusetzen. Stehen Grundwasserabflusshöhe und Abflussneigung in keinem direkten Zusammenhang, wird dieser Modellansatz zu einem quasi Black-Box-Ansatz, da die Systemfunktion nicht mehr aus realem Prozessverständnis optimiert werden kann.

5.5.5 Bewertung

Inwieweit sind Strukturmerkmale des Realsystems im Simulationsmodell wiederzufinden?

Durch die Gliederung in mehrere Speicher ist das Simulationsmodell in der Lage, verschieden schnelle Abflusskomponenten zu unterscheiden. Durch die Diskretisierung in Rasterzellen und beliebige Teilgebiete lassen sich die Parametersätze des Bodenmodells zudem gebietspezifisch formulieren. Allerdings wird teilgebietsweise ein mittleres Sättigungsdefizit errechnet, das über den Topografischen Index auf jede Rasterzelle in ein lokales Sättigungsdefizit umgerechnet wird. Über dieses lokale Sättigungsdefizit sind die Einzelspeicher miteinander gekoppelt. Dieser Ansatz setzt grundsätzlich einen oberflächennahen Grundwasserspiegel voraus, was im Einzugsgebiet des Dürreychbaches i.A. nicht gegeben ist. Die Abbildung einer reliefbedingten Abflusskonzentration ist durch die 1D-Struktur des Bodenmodells nicht möglich. Die Charakteristik des Gerinnes lässt sich gut abbilden, das Routingmodell ist sehr flexibel. Die Module zur Verdunstungs- und Schneedeckensimulation basieren auf einer zellweisen Energiebilanz, die alle wichtigen durch Vegetation, Relief und Höhenlage bedingten Einflussfaktoren berücksichtigt.

Bildet das Modell die im betrachteten Einzugsgebiet dominierenden realen Prozesse ab (Kongruenz von Prozess- und Modellskalet)?

Alle schnellen Prozesse (v.a. Sättigungsflächenabfluss, Horton'scher Oberflächenabfluss) können wegen der Schätzung des Abflussbeiwertes aus dem Sättigungsdefizit nur sehr ungenau simuliert werden. Der Grundwasserabfluss kann zwar vom Modell nachvollzogen werden, doch ist es modelltechnisch nicht möglich, einen Grundwasserverlust anzunehmen. Durch die enge Kopplung der einzelnen Speicher ist es zudem nur möglich, entweder den Grundwasserabfluss richtig zu parametrisieren oder die Dynamik der oberflächennahen Komponenten umzusetzen, da beide im Realsystem nicht miteinander in Beziehung stehen.

Sind Modellparameter im Realsystem messbare Größen?

Speicherkoeffizienten sind Größen, die aus Ganglinien ableitbar sind. Auch lassen sich Durchlässigkeiten bzw. Transmissivitäten aus Messdaten ableiten. Allerdings verlieren diese Parameter im Zuge der Modellkalibrierung ihren räumlichen Bezug, da der TOPMODEL-Ansatz eine starke Parameterkorrektur notwendig macht, um das Gebietsverhalten zumindest näherungsweise nachzuahmen.

Ermöglicht das Simulationsmodell eine Verhaltensklärung oder findet nur eine Verhaltensnachahmung statt?

Das Simulationsmodell ermöglicht für die Abflussbildung auf Grund seines konzeptionellen Ansatzes nur eine grobe Verhaltensnachahmung.

In welchem Umfang ist das Modell für Prognosezwecke geeignet?

Die Extrapolationsfähigkeit des Modells muss bezweifelt werden, da es wichtige Strukturmerkmale des Gebiets nicht berücksichtigt.

Eine Modifikation des TOPMODEL-Ansatzes wäre durch eine Veränderung des Topografischen Indexes selbst möglich. Durch den Einsatz des kombinierten Indexes nach WALDENMEYER (2002) wäre zumindest eine bessere räumliche Lokalisierung der abflussaktiven Flächen gegeben (Details zum Index in Kapitel 3.6). Allerdings wäre eine Entkopplung von Grundwassermodell und Bodenmodell gerade auch für die Hänge unbedingt notwendig, da auch hier nicht der Grundwassereinfluss zur lokalen Sättigung führt, sondern die Existenz eines lokalen Stauers und das Auftreten von Hangzuschusswasser schnellen Interflow oder gar Oberflächenabfluss hervorruft. Letzteres ließe sich aber mit einem 1D-Ansatz nicht direkt nachvollziehen, wäre aber über den Index selbst berücksichtigt (steigende Indexwerte mit zunehmender lokaler Einzugsgebietsfläche).

5.6. CATFLOW (Stundenwertbasis / Kurzzeitsimulation)

5.6.1 Modellkonzept

Das Simulationssystem CATFLOW wurde von MAURER (1997) für das Einzugsgebiet des Weiherbaches (PLATE, 1992, ZEHE ET AL., 2001) entwickelt und von ZEHE (1999) durch ein optionales Stofftransportmodul ergänzt. Es gehört der Gruppe der physikalisch begründeten Modelle an und erlaubt die zeitkontinuierliche Simulation des Wassertransportes in kleinen Einzugsgebieten. Dabei wird für den Matrixfluss im Bodenkörper die Richardsgleichung mit Hilfe eines Finiten-Differenzen-Verfahrens in einem krummlinigen, orthogonalen Koordinatensystem gelöst. Innerhalb eines Einzugsgebietes werden Hänge über ein Gewässernetz gekoppelt. Die Hänge selbst werden auf eine Hangfalllinie projiziert, so dass eine räumlich verteilte 2D-Struktur entsteht (Abbildung 5-16).

Das Simulationsmodell besteht aus einer Reihe von Teilmodellen (Abbildung 5-15), deren physikalische Begründetheit variieren kann. Einzelne Teilmodelle abstrahieren so stark, dass man sie als konzeptionell bezeichnen sollte (z.B. das Makroporenmodell).

Die Verdunstung wird nach dem Ansatz von Penman-Monteith (MONTEITH, 1975) ähnlich wie bei WASIM-ETH für jeden Oberflächenpunkt gerechnet. In den Boden gelangt das Wasser durch Infiltration über die Bodenmatrix bzw. durch Makroporen, die durch eine oberhalb eines Grenzwassergehaltes linear ansteigende Leitfähigkeits-erhöhung der oberen Horizonte simuliert werden (ZEHE, 1999). Überschüssiges Wasser bewegt sich als Oberflächenabfluss (sheet flow) von Oberflächenknoten zu Oberflächenknoten. Die Fließgeschwindigkeit wird durch die Neigung und Rauigkeit der Oberfläche bestimmt. An jedem Knoten ist sowohl Infiltration als auch Exfiltration möglich. Am Hangfuß tritt das Wasser in das Gerinnenetz über. Dort wird es bis zum Gebietsauslass geroutet.

CATFLOW rechnet auf den Hangknoten die Wasserbewegung nicht über Wassergehalte sondern über Potentiale. Dies ermöglicht neben der Abbildung eines Bodenwasserspiegels auch die Verwendung einer ganzen Reihe von Randbedingungen. Neben einer Potential- und Fluss-Randbedingung sind auch eine Freie-Drainage- bzw. Gravitationsfluss-Randbedingung am unteren Rand bzw. eine Sickerrand-Bedingung am Hangfuß möglich.

CATFLOW kann Basisabfluss nur als Quellenterm entlang der Gewässerstrecke berücksichtigen. Auch der Grundwasserabfluss wird nicht simuliert. Wasser, das das Kontrollvolumen des Hanges nach unten hin verlässt („Grundwasserneubildung“), kann zwar bilanziert werden, wird aber sonst nicht berücksichtigt.

Da CATFLOW aus Gründen der numerischen Stabilität eine flexible Zeitschrittsteuerung vor allem für die Wasserbewegung auf dem Hang benötigt, sind für Kopplung der einzelnen Teilmodule mehrere, ineinander geschachtelte Berechnungsschleifen nötig

(Abbildung 5-15), was bei ungünstigen hydraulischen Bedingungen zu sehr langen Berechnungszeiten führen kann.

Eine Berücksichtigung der Schneeakkumulation ist in der vorliegenden Version von CATFLOW nicht möglich, eine entsprechende Routine fehlt. Daher werden auch die für Schneetage simulierten Abflüsse nicht ausgewertet.

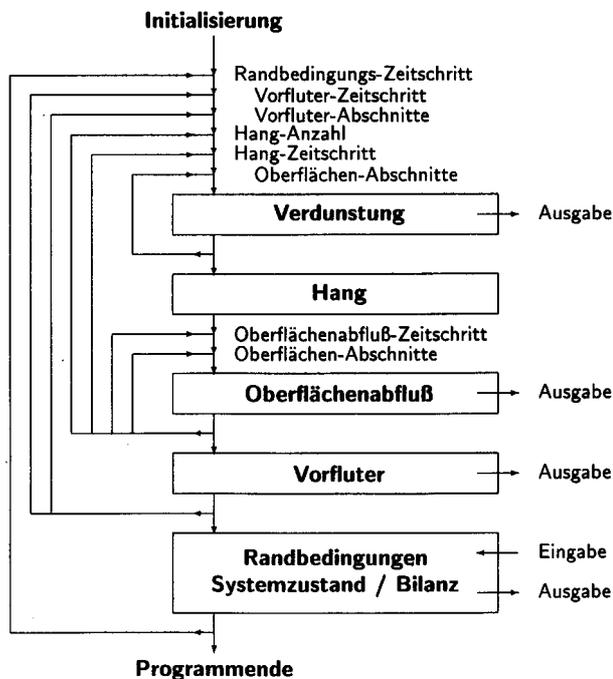
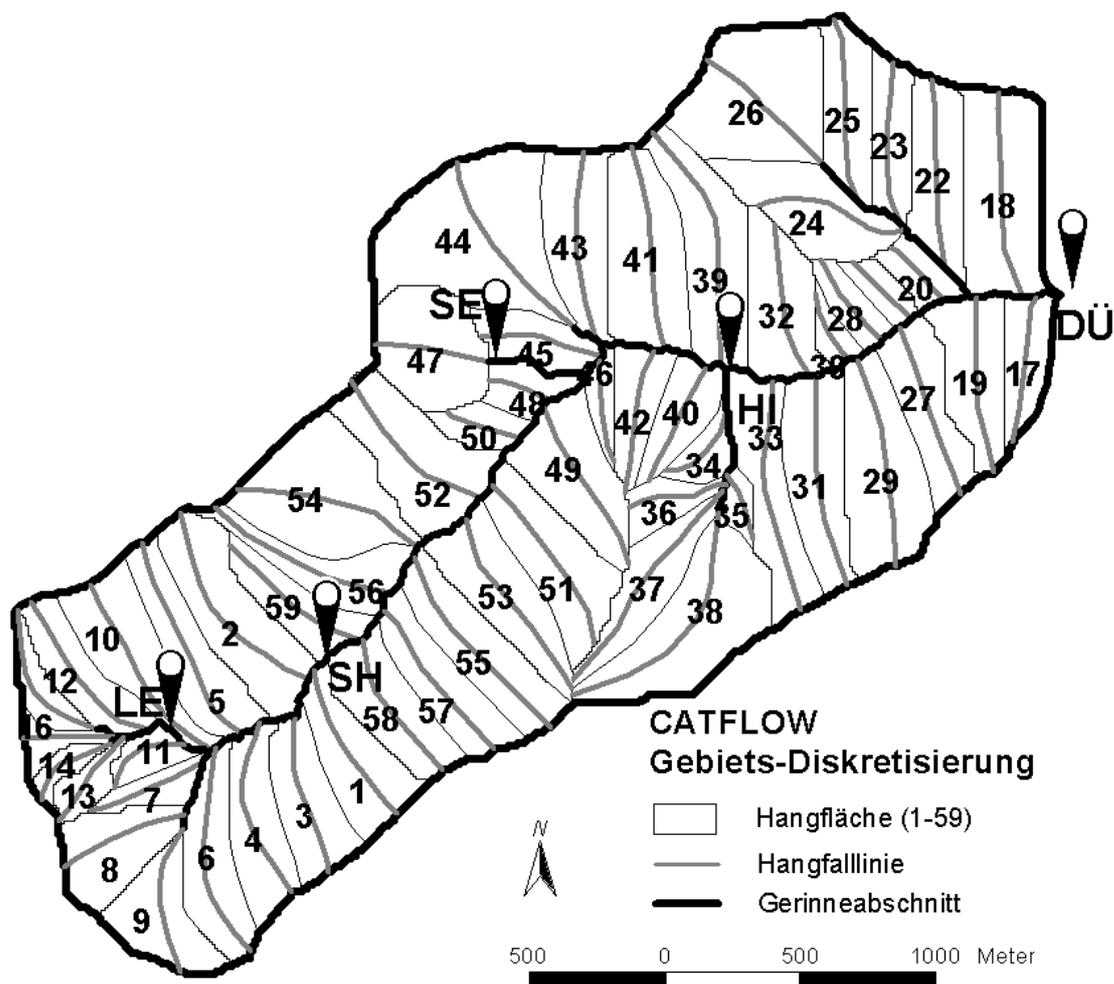


Abbildung 5-15: Zeitschrittsteuerung und Prozesskopplung der einzelnen Module von CATFLOW (aus: MAURER, 1997)

5.6.2 Räumliche Diskretisierung

Die räumliche Diskretisierung erfolgte mittels GIS und einiger MATLAB-Routinen in mehreren Schritten. Zunächst wurde das Drainagenetz auf der Basis des Digitalen Geländemodells ermittelt. Für einzelne Abschnitte wurde dann das lokale Einzugsgebiet bestimmt. Möglichst in der Mitte der so entstandenen Hangsegmente wurde senkrecht auf den Höhenlinien eine Falllinie digitalisiert. Diese Falllinien münden jeweils in einen Gewässerknoten. Auf den Falllinien wurden dann automatisiert in 10 m-Abständen Knoten positioniert. Für jeden dieser Knoten wurden X- Y- und Z-Koordinate ausgelesen und mittels THIESSEN-Polygonmethode die zugehörige Hangfläche ermittelt. Über mehrere Dateien wurden die Geometrieinformationen an MATLAB übergeben und mittels einiger Routinen wurden für jeden Hang die Berechnungsknoten in einem krummlinigen Koordinatensystem generiert. Dabei wurden die Knotenabstände als relative Koordinaten in beiden Raumrichtungen vorgegeben, was bedeutet, dass jeder Hang unabhängig von seiner Länge die gleiche Anzahl Berechnungsknoten aufweist. Aus Gründen der numerischen Berechenbarkeit wurde die Knotenanzahl auf 20 in jeder Raumrichtung festgelegt, so dass jeder Hang durch eine 20x20-Matrix repräsentiert wurde. Während so die Knotenabstände senkrecht zum Gefälle zwischen 9 und 30 cm

lagen, betragen sie in Gefällrichtung zwischen 10 und 35 m. Da CATFLOW für jeden Berechnungsknoten bodenhydraulische Parameter benötigt, wurde durch eine räumliche Verschneidung zuerst jedem Oberflächenknoten eine Einheit der Forstlichen Standortskarte zugewiesen. Mittels einer Datenbankoperation wurden dann über jeweils 3m mächtige, von WALDENMEYER (2002) festgelegte synthetische Profile jedem Berechnungsknoten eine Bodenart zugewiesen. Die Gerinnestruktur wurde auf ihre Durchgängigkeit überprüft und für das Routing-Teilmodell aufbereitet. Dabei wurden 65 Teilstücke generiert. Fünf Knoten wurden für die Ausgabe von Pegelganglinien reserviert (Pegel DÜ, SH, LE, HI, SE).



Berechnungsgrundlage: Digitales Höhenmodell (10 m Rastergröße) auf Basis der DG5 (LVA Ba-Wü. 1995)

Abbildung 5-16: Räumliche Diskretisierung des Dürreychbacheinzugsgebietes für CATFLOW

5.6.3 Parametrisierung

Jedem einzelnen Hang wurden sogenannte Flussrandbedingungen zugewiesen (Abbildung 5-17). Der linke Rand wurde dabei als „dicht“ definiert (kein Fluss). Am Unterrand herrscht freie Drainage, d.h. Fluss unter Gravitationseinfluss. Am rechten Rand wurde über die gesamte Mächtigkeit vom 3 m eine Sickerrandbedingung festgelegt, d.h. es herrscht nur dann Fluss, sofern mindestens ein Knoten Sättigung

erreicht. Der gesamte Fluss über den rechten Rand (einschließlich Oberflächenabfluss) wurde dann einem Gewässerknoten zugewiesen. Am oberen Rand wird dem System Wasser aus dem Niederschlag zugeführt und über Transpiration und Bodenverdunstung teilweise wieder entzogen (Klimarandbedingung). Zur Parametrisierung der einzelnen Berechnungsmodule benötigte CATFLOW eine Reihe von sogenannten Lookup-Tables. Alle Werte dieser Tabellen werden jeweils bei der Initialisierung des Modells den

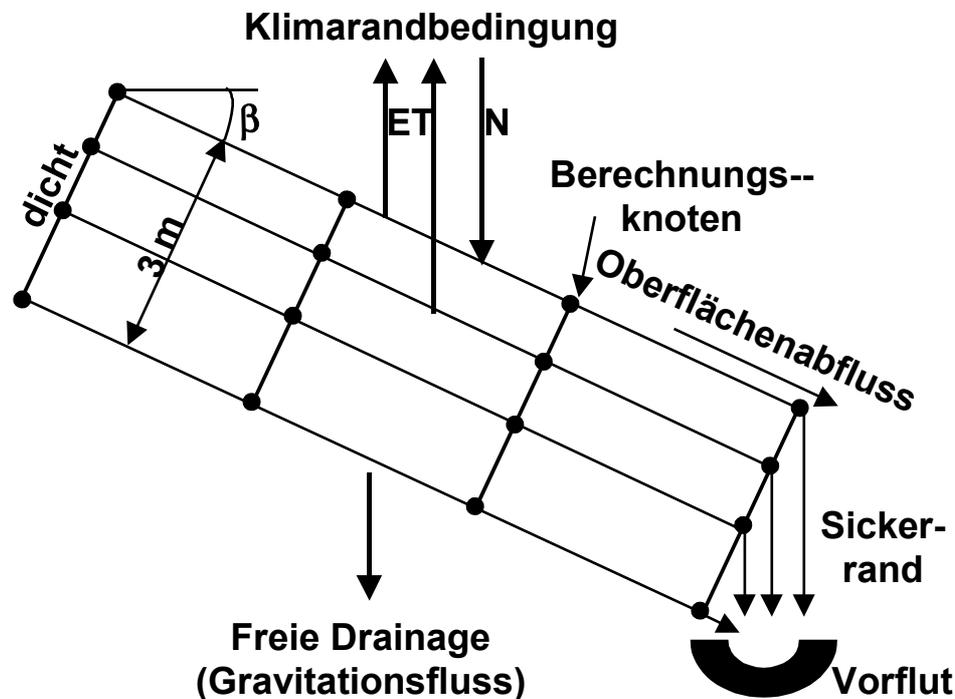


Abbildung 5-17: CATFLOW: Flussrandbedingungen an einem Hangsegment (schematisch)

einzelnen Berechnungsknoten zugewiesen. Hauptaugenmerk wurde auf die Parametrisierung der bodenhydraulischen Funktionen gelegt, da diese die meiste Strukturinformation beinhalten. Hier wurden anhand gemessener und geschätzter Bodenkennwerte insgesamt elf Bodenarten unterschieden (vgl. auch WALDENMEYER & ZEHE, 2001). Die bodenhydraulischen Funktionen selbst wurden nach dem Ansatz von VAN GENUCHTEN (1980) in Anlehnung an die Untersuchungen von CARSEL & PARRISH (1988) parametrisiert (Liste der verwendeten Werte im Anhang F).

Der hohe Anteil an Blöcken und Schutt im Untersuchungsgebiet konnte dabei nur durch eine Reduzierung der Gesamtporosität Berücksichtigung finden. Um in den Hängen den zu erwartenden lateralen Deckschichtenabfluss zu simulieren und um ein Leerlaufen des Systems zu vermeiden, wurde als untere Randbedingung eine gesättigte hydraulische Leitfähigkeit (k_s) von $3.5 \cdot 10^{-8} \text{ ms}^{-1}$ festgelegt. Die Leitfähigkeit der stauenden Horizonte der Misenlagen wurde in Anlehnung an STAHR (1973) mit $4.5 \cdot 10^{-8} \text{ ms}^{-1}$, die der durchgängigen Bändchen- bzw. Ortsteinhorizonte der Podsole mit $5.0 \cdot 10^{-8} \text{ ms}^{-1}$ festgelegt. Nicht durchgängige Ortsteinlagen wurden mit $k_s = 1.0 \cdot 10^{-7} \text{ ms}^{-1}$ parametrisiert. Die humusreichen Aeh- und Oh-Horizonte der Waldböden wurden als Sande

(S) bzw. lehmige Sande (LS) parametrisiert, weil hohes Wasserspeichervermögen und sehr hohe (durch Makroporen und Röhren bedingte) hydraulische Leitfähigkeit mit den gewählten bodenhydraulischen Funktionen nicht umgesetzt werden konnten. Dadurch wurde das Auftreten eines zeitweiligen Kapillarsperreffektes in trockenen Phasen in Kauf genommen. Die starke Anisotropie in der Leitfähigkeit wurde durch eine fünffach (LS) bzw. zehnfach (S) höhere Leitfähigkeit in lateraler Richtung berücksichtigt. Damit wurde im obersten Horizont (Oh) die laterale Leitfähigkeit auf $8.0 \cdot 10^{-4} \text{ ms}^{-1}$ erhöht, im darunterliegenden Horizont (Aeh) erreicht sie maximal $2.4 \cdot 10^{-4} \text{ ms}^{-1}$. Diese Werte konnten auch experimentell nachvollzogen werden (WALDENMEYER & MEHLHORN, 1999).

Die vertikale Leitfähigkeit in den obersten 50 cm der Böden wurde entsprechend ihres Humusgehaltes bzw. ihrer Durchwurzelungstiefe für Feuchtezustände oberhalb 80% relativer Sättigung um 1 bis 100% erhöht (Makroporeneinfluss).

Wegen einiger programmtechnischer Probleme kam die interne Verdunstungsroutine nicht zum Einsatz. Die Raten der realen Evapotranspiration (E_t) wurden für den Simulationszeitraum aus den Simulationsläufen mit WASIM-ETH übernommen.

5.6.4 Ergebnisse

Die Simulationen mit CATFLOW erforderten extrem hohe Rechenzeiten. Für das Gesamtgebiet wurde deshalb nur 1/3 der gesamten Zeitreihe (Januar bis Dezember 1997) simuliert, was auf einem 800Mhz-Athlon-Prozessor ca. 120 h Rechenzeit in Anspruch nahm. Dargestellt ist ein Vergleich der gemessenen mit der simulierten Ganglinie für

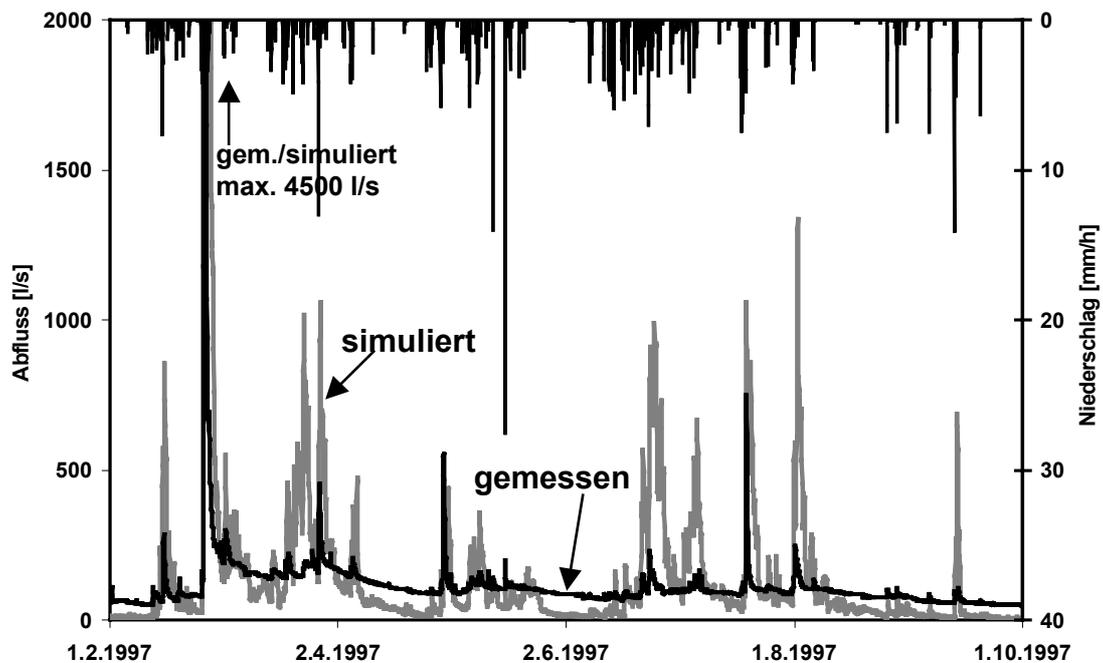


Abbildung 5-18: CATFLOW: Simulation der Ganglinie am Pegel DÜ

den Pegel DÜ (Abbildung 5-18). Es ist zu erkennen, dass die simulierten Abflussspitzen immer über den gemessenen liegen, zudem zeigt sich bei der Simulation eine wesentlich größere Abflussfülle als im Realsystem. Relativ gut werden hingegen die Zeitpunkte des Einsetzens von Abfluss nachgebildet, was auf eine richtige Abbildung des Bodenspeichers schließen lässt.

Um das Verhalten des Simulationsmodells besser zu verstehen, sollen hier zwei Ereignisse im Detail betrachtet werden (Abbildung 5-19). Man erkennt, dass die Abflüsse vor allem am Pegel LE, dem Einzugsgebiet mit dem größten Anteil an Sättigungs-

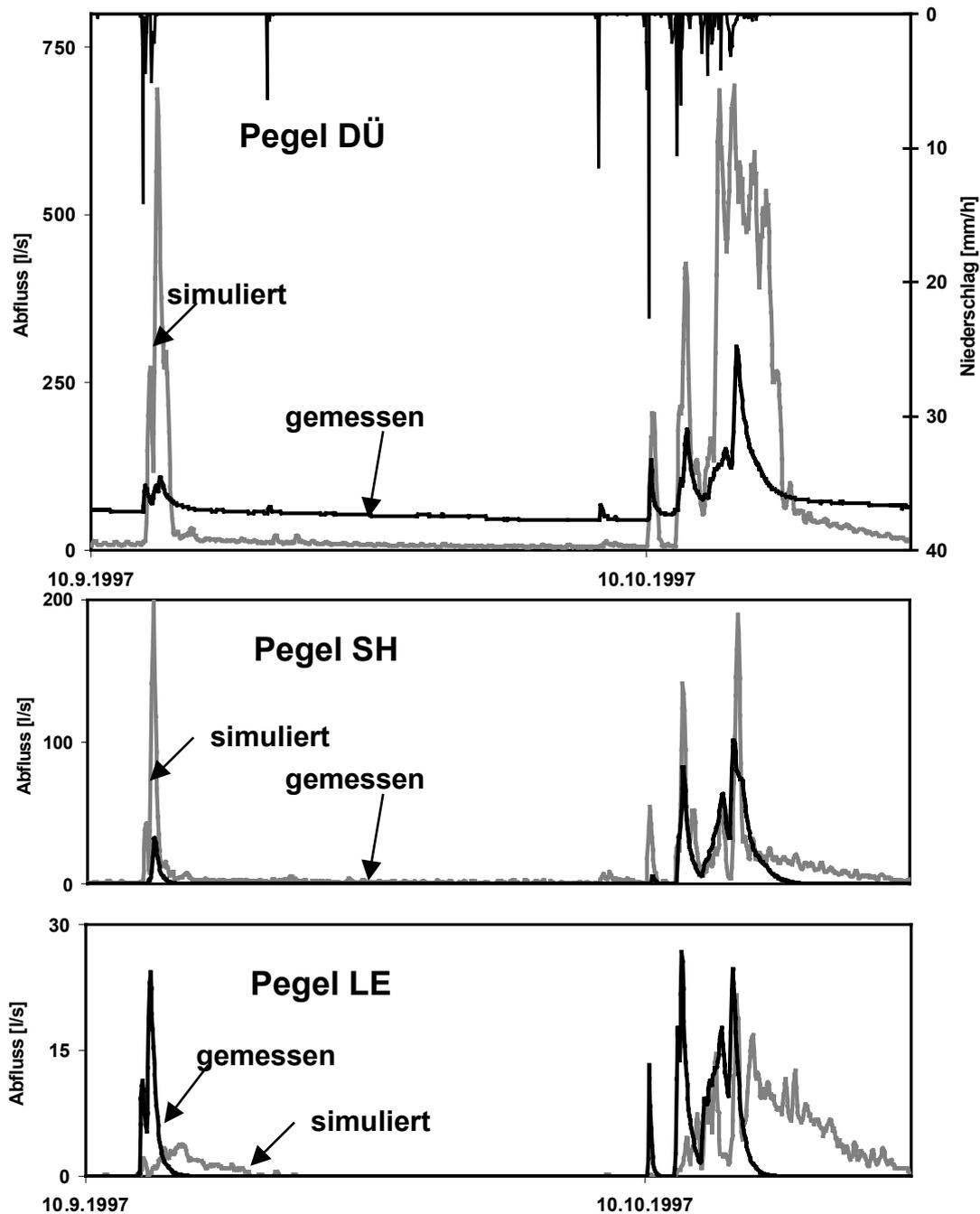


Abbildung 5-19: CATFLOW: Zwei Beispiereignisse an den Pegel DÜ, SH und LE

flächenabfluss, sowohl in ihrer Höhe als auch ihrem zeitlichen Verlauf sehr schlecht nachgebildet werden. Diese fehlende Dynamik der Sättigungsflächen wurde durch die deutlich steileren (und damit in ihrer Abflussreaktion dynamischeren) Hänge in den tiefer gelegenen Teilen der Einzugsgebiete der Pegel SH und DÜ deutlich überkompensiert: Die Abflüsse am Pegel DÜ werden für beide Ereignisse sehr stark überschätzt. Die große Abflussfülle lässt sich bereits aus der Geometrie der Hänge erklären (Abbildung 5-17): Der Sickerrand erfasst in unserem Fall auch die langsameren Komponenten aus tieferen Horizonten, während im Realsystem diese Komponenten wesentlich stärker verzögert als Basisabfluss in Erscheinung treten.

Der stark unterschätzte Abflussbeitrag von den Hochflächen kann hingegen dadurch erklärt werden, dass durch das relativ geringe laterale Gravitationspotential keine hohen lateralen Flussdichten möglich sind. Im Realsystem ist die Anbindung an das Gerinnenetz wesentlich besser: Flache, weitverzweigte Gräben drainieren die makroporenen Oberböden. Modelltechnisch ließe sich dies durch eine kürzere Hanglänge nachvollziehen.

Exemplarisch wurde deshalb der Hang 15 (liegt im oberen Einzugsgebiet der Pegel LE und SH) in drei Teilsegmente unterteilt (Abbildung 5-20).

In Abbildung 5-21 (oben) sieht man den Vergleich von Hang 15 (original) und der aus den drei Segmenten aufsummierten Abflussganglinie. Gut erkennbar ist die stark erhöhte Abflussfülle bei den drei Teilsegmenten. Allerdings werden – hier im Vergleich zum Pegel SH (Abbildung 5-21, unten) – die größeren Abflussspitzen immer noch stark unterschätzt. Dies mag teils an einer immer noch zu großen Hanglänge liegen, ist aber auch durch ein ungewünschtes „Leerlaufen“ des Systems in Trockenzeiten zu erklären, da der rechte Sickerrand über die gesamte Hangmächtigkeit wirksam ist. Die Bildung von Oberflächenabfluss wird so weitgehend verhindert, während im Realsystem diese Form der Abflussbildung vorherrscht. Allerdings wird

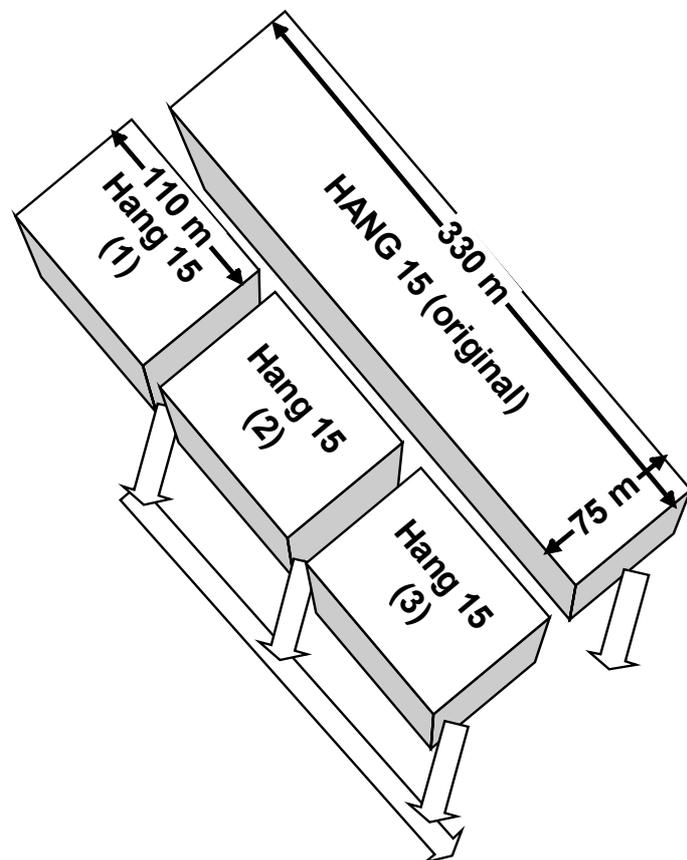


Abbildung 5-20: Aufteilung des Hanges 15 in drei Segmente

durch die geringen Gradienten und die geringen Fließtiefen (es wird Schichtabfluss angenommen) auch der Oberflächenabfluss nicht sehr schnell geroutet; hier wäre ein Rillenabflussmodell mit deutlich größeren Fließtiefen bzw. Fließgeschwindigkeiten realitätsnäher (MAURER, 1997).

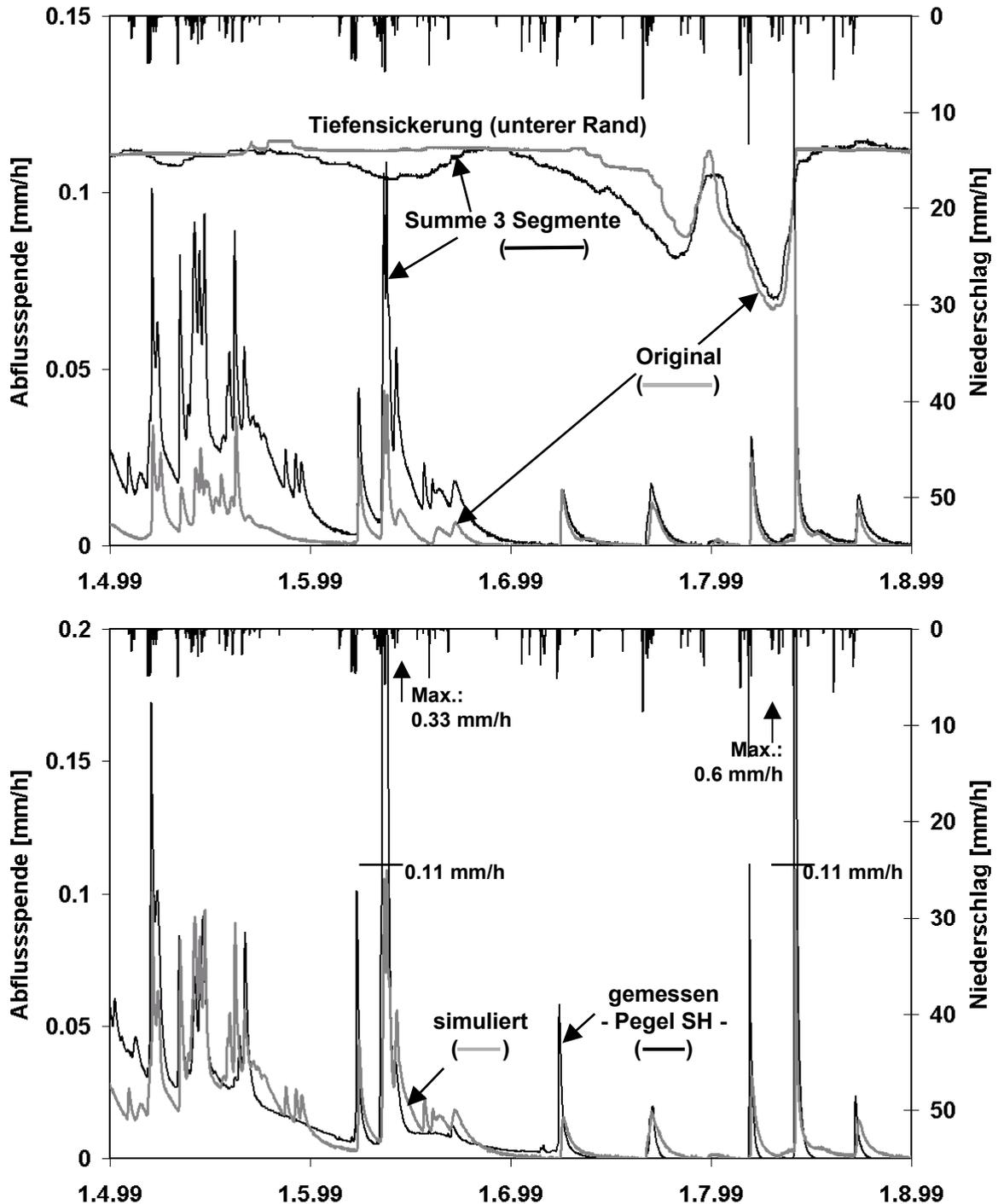


Abbildung 5-21: Abflussbildung am Hang 15; oben: Vergleich Original und drei Segmente; unten: Vergleich des Abflusses aus drei Segmenten mit Ganglinie am Pegel SH

Schaut man sich die simulierte Abflussbildung an den steileren Hängen des Einzugsgebietes an, so sind sehr starke laterale Flüsse zu erkennen. Hier scheint die Durchlässigkeit der Stauer zu niedrig gewählt zu sein, möglicherweise sind aber auch die lateralen Durchlässigkeiten des Oberbodens zu hoch gewählt worden. Interessant ist noch ein anderes Phänomen: Die Dynamik der lateralen Flüsse hängt sehr stark von der räumlichen Diskretisierung der Hänge ab. Sind die lateralen Abstände der Knoten zu groß, kommt es zu einer starken Reduktion der lateralen Flüsse. Dabei gehen je nach Hangneigung durch numerische Instabilitäten bzw. Ungenauigkeiten unterschiedliche Wassermengen in der Bilanz verloren. Auf einzelnen Hängen unterscheidet sich durch die einheitliche 20x20-Matrix der Knotenabstand in Hangfallrichtung (bis 41 m) vom Knotenabstand senkrecht dazu (0.09 m bis 0.3 m) um den Faktor 450, während die Leitfähigkeiten maximal um den Faktor 10 differieren. Will man vor allem schnelle laterale Prozesse (Pipe Flow, Return Flow, Reinfiltration) abbilden, ist jedoch eine enge laterale Kopplung der Berechnungsknoten sicherzustellen. Diese Kopplung ist nur gegeben, wenn Prozessgeschwindigkeiten bzw. Flussdichten und räumliche Diskretisierung aufeinander abgestimmt sind (MERZ, 1996).

Im gewählten Beispiel (Abbildung 5-22) wurde ein 35 m langes Teilstück des Hanges 50 mit zwei unterschiedlichen Diskretisierungen verwendet (Sechs Knoten teilen den Hang in fünf 7 m lange Segmente bzw. vierzig Knoten in neununddreißig 0.5 bis 3.5 m lange Segmente).

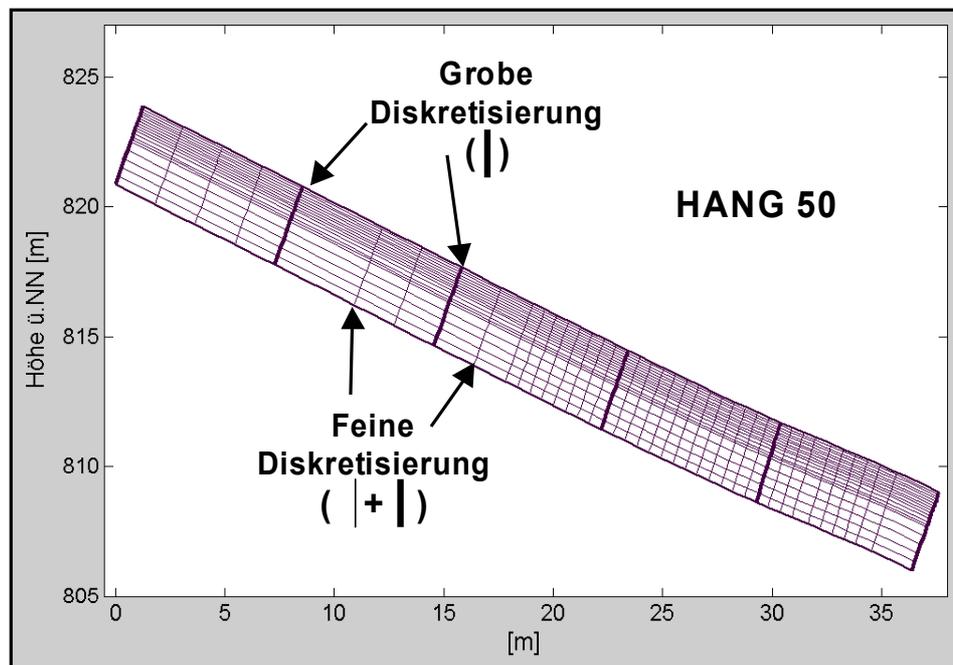


Abbildung 5-22: Zwei Diskretisierungsvarianten für den Hang 50

Der Vergleich der Abflussganglinien beider Diskretisierungsvarianten am rechten Rand zeigt die wesentlich höhere Dynamik und Fülle des feiner diskretisierten Hanges (Abbildung 5-23, gestrichelte Linie). Betrachtet man zudem die Bilanz der Randflüsse der beiden Hänge, so wird deutlich, dass der grob diskretisierte Hang einen unakzeptabel hohen Bilanzfehler infolge numerischer Instabilitäten aufweist: Von 90 mm Niederschlag „verschwinden“ 54 mm im System. Leider stieg durch die feinere Diskretisierung auch die Rechenzeit für diesen Hang um einen Faktor 25 bis 50. Sehr feine Diskretisierungen würden daher eine konsequente Parallelisierung des Programmcodes erfordern, um zumindest auf Parallelrechnern Simulationsergebnisse innerhalb akzeptabler Zeitspannen zu erhalten (BECKER & ZEHE, 2000).

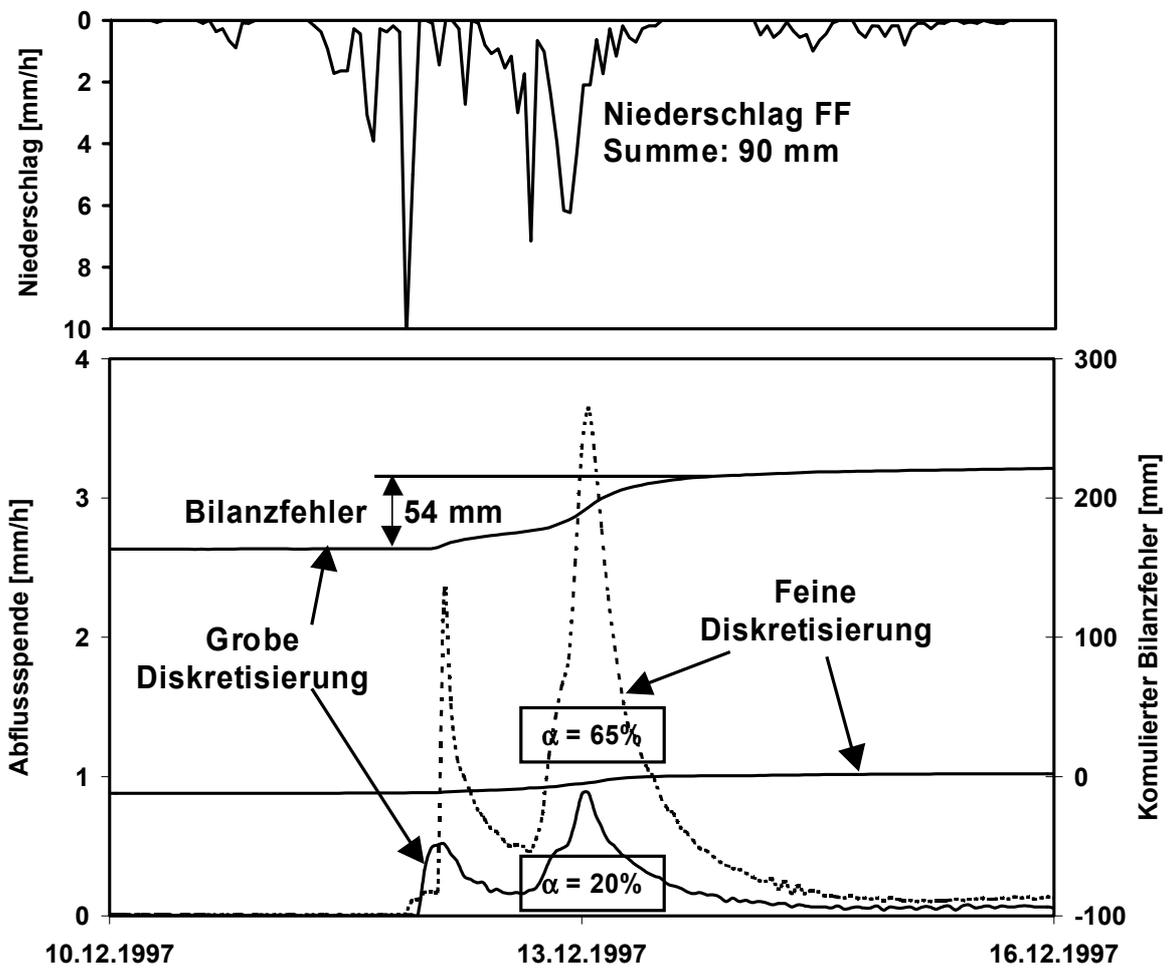


Abbildung 5-23: CATFLOW: Einfluss der Diskretisierung auf die Simulationsergebnisse am Beispiel des Hanges 50

5.6.5 Bewertung

Inwieweit sind Strukturmerkmale des Realsystems im Simulationsmodell wieder zu finden?

Durch die Verwendung eines 2D-Hanges als Grundstruktur sind Hänge als kleinste Einheiten zu betrachten. Ihre Länge und ihre Anbindung an ein Gewässer sind individuell zu ermitteln, da die Nachbildung der Abflusskonzentration auf Hangmaßstab stark skalenabhängig ist. Hänge dürfen also nur diejenigen Hangbereiche verbinden, die auf Ereignisskale in irgendeiner Weise miteinander in Bezug stehen. Im gewählten Beispiel entsprach die räumliche Diskretisierung in vielen Fällen nicht der realen Struktur. Vor allem die Dichte des Drainagenetzes und vor allem auch die Tiefe der Drainagewirkung sind wichtige Kriterien bei der räumlichen Diskretisierung des Modells. Eindimensionale Strukturen (Bodenprofile) werden auf den Hängen in einen räumlichen Bezug gesetzt. Der Einfluss von Hanglänge, Schichtung, Gefälle und Gewässeranbindung auf die Abflussbildung werden im Modell über die räumliche Struktur der Parametersätze nachvollzogen. Durch die modelltechnisch begrenzte Mächtigkeit der Hänge kann die Struktur eines Grundwasserleiters nicht abgebildet werden. Die Charakteristik des Gerinnes lässt sich gut abbilden, das Routingmodell ist sehr flexibel. Das Modul zur Verdunstungssimulation basiert auf einer knotenweisen Energiebilanz, die alle wichtigen durch Vegetation, Relief und Höhenlage bedingten Einflussfaktoren berücksichtigen kann (außer Schnee).

Bildet das Modell die im betrachteten Einzugsgebiet dominierenden realen Prozesse ab (Kongruenz von Prozess- und Modellscale)?

Alle schnellen Prozesse (v.a. Sättigungsflächenabfluss, Horton'scher Oberflächenabfluss) können durch das Modell simuliert werden. Oberflächenabfluss wird jedoch als (sehr träger) Schichtabfluss simuliert, was den realen Verhältnissen vor allem auf den zur Sättigung neigenden Flächen der Hochlagen nicht entspricht. Der Grundwasserabfluss kann durch das Modell nur als flacher Deckschichtenabfluss nachvollzogen werden. Modelltechnisch ist es einfach möglich, einen Grundwasserverlust anzunehmen (freie Drainage am Unterrand). Der Übertritt von Hangwasser ins Gewässer (in Realität: oberflächennaher Abfluss und Druckreaktion des Grundwasserleiters) sind durch die Annahme eines Sickerrandes am Hangfuß nicht abbildbar. An diesem Rand kommt es zu einer ungewollten Drainage des Hangfußes („Leerlaufen“).

Sind Modellparameter im Realsystem messbare Größen?

Die meisten Modellparameter stellen messbare Größen dar (Geometrie Größen, hydraulische Leitfähigkeiten), können jedoch nicht flächendeckend erhoben werden. Durch die Annahme repräsentativer Bodenprofile zur Parametrisierung wird die räumliche Variabilität der bodenhydraulischen Parameter nicht berücksichtigt. Zudem

birgt vor allem auch die Schätzung der bodenhydraulischen Parameter dieser repräsentativen Bodenprofile bereits so große Unsicherheiten, dass eine Kalibrierung der abflusssteuernden Parameter (v.a. hydraulische Leitfähigkeiten der Stauhazone bzw. der gut leitenden Oberböden) unerlässlich ist. Dazu sind in jedem Fall Messdaten erforderlich, die eine gute Prozesstrennung erlauben.

Ermöglicht das Simulationsmodell eine Verhaltensklärung oder findet nur eine Verhaltensnachahmung statt?

Das Simulationsmodell transformiert aufgrund seiner Konzeption räumliche Strukturen in Abflussbildungsprozesse. Es ermöglicht daher eine Verhaltensklärung. Diese ist jedoch stark skalenabhängig und ist nur dann gegeben, wenn die räumliche Diskretisierung der Modellelemente der realen Prozessskala entspricht.

In welchem Umfang ist das Modell für Prognosezwecke geeignet?

Das Simulationsmodell berücksichtigt nicht alle Strukturmerkmale des Gebiets (z.B. Grundwasser fehlt). Die Extrapolationsfähigkeit des Modells ist daher begrenzt, die Verwendung sollte eher auf Prozessstudien auf Hangskala und auf Kurzzeitsimulationen beschränkt werden.

5.7. Zusammenfassende Betrachtung und Bewertung

Das Modellsystem PRMS ist ein robustes, relativ flexibles und durch seine X-Windows-Oberfläche einfach zu bedienendes Wasserhaushaltsmodell für Einzugsgebiete mittlerer Größe. Durch die Zeitdiskretisierung von einem Tag kann es sehr schnelle Prozesse (Sättigungsflächenabfluss, Horton'scher Oberflächenabfluss) nur sehr begrenzt nachvollziehen. Die Oberflächenabflussroutine ist eher als eine flexible Fitting-Funktion zu verstehen, die auf größerem Maßstab die Abflussneigung eines Einzugsgebietes charakterisiert. Die räumliche Diskretisierung darf daher nicht zu fein gewählt werden, da bedingt durch die Konzeption kein direkter Bezug zwischen einem speziellen Raumelement und der Modellausgabe hergestellt werden kann. Für die richtige Kalibrierung von PRMS ist es zwar notwendig, die dominierenden Prozesse in einem Gebiet zu kennen, damit jeweils die richtigen Teilmodule parametrisiert werden (schnelle Komponenten lassen sich zum Beispiel sowohl über den Interflowspeicher als auch über die Oberflächenabflussroutine generieren). Allerdings ist es fraglich, ob z.B. Tracerinformationen zur Validierung von PRMS herangezogen werden können (VOHLAND ET AL., 2000 verwenden Zink und Eisen als Tracer für Oberflächenabfluss bzw. grundwasserbürtige Komponenten), da in PRMS nur sehr grob die Herkunft des Wassers nachvollzogen wird und auch keine Aufenthaltszeit im Speicher modelliert wird.

PRMS bietet im sogenannten „Stormmode“ die Wahl eines kürzeren Rechenzeitschritts (≤ 1 h) an. Dabei wird der Infiltrationsprozess nach dem Ansatz von GREEN UND AMPT nachvollzogen, was dann zumindest die Simulation von Sättigungsflächenabfluss und (möglicherweise) Horton'schen Oberflächenabfluss zuließe. Allerdings ist durch die grobe räumliche Diskretisierung des Modells in sogenannte HRUs kein echter räumlicher Bezug zu nur lokal wirksamen Bodeneigenschaften herstellbar, was die Parametrisierung mit gemessenen Daten schwierig macht, da nur sogenannte „effektive Parameter“ Verwendung finden.

WASIM-ETH ist ein sehr flexibles Wasserhaushaltsmodell mit sehr detaillierten Verdunstungs- Schnee- und Floodroutingroutinen. Der im Bodenmodell implementierte TOPMODEL-Ansatz birgt jedoch einige Probleme. Gebiete mit gleichen Topografischen Indexwerten werden hier zu einer „Recheneinheit“ zusammengefasst. Der räumliche Bezug der Abflussbildungsroutine bleibt somit nur bis auf Teileinzugsgebietsskala erhalten. YANG ET AL 2000 stellen fest, dass deshalb die Bodenparameter in TOPMODEL keine physikalische Bedeutung haben. Durch die fehlende geografische Zuordnung der einzelnen Simulationseinheiten ist der Ansatz außerdem nicht geeignet, Prognosen zum Beispiel im Zusammenhang mit Landnutzungsänderungen durchzuführen. Eine genaue prozessbasierte Simulation ist allerdings auch durch die sonstigen Grundannahmen des Ansatzes stark limitiert (AMBROISE ET AL., 1995; BONELL, 1998):

- Exponentielle Abnahme der Leitfähigkeit mit der Tiefe
- Oberflächennaher Grundwasserspiegel mit Sättigungsflächenabfluss als Hauptabflussbildungsprozess und damit eine enge Kopplung von Grundwasserdynamik und Gebietsreaktion
- Skalierung der beitragenden Flächen über den Topografischen Index.

Somit ist der Einsatzbereich des Modells auf Gebiete mit relativ flachgründigen Böden bzw. mit hohem Grundwasserstand und auf relativ große Gebietseinheiten beschränkt, wo der Ansatz aufgrund seiner Flexibilität eine gute Anpassbarkeit an gemessene Ganglinien verspricht (IORGULESCU & JORDAN, 1994, FRANCHINI ET AL. 1996, SCHULLA, 1997). Im letzteren Fall geht allerdings jegliche Prozessnähe des Modells verloren (reine Verhaltensnachahmung).

Eine Modifikation des TOPMODEL-Ansatzes selbst wäre durch eine Veränderung des Topografischen Indexes möglich. Durch den Einsatz des kombinierten Indexes nach WALDENMEYER (2002) anstelle des Topografischen Indexes nach BEVEN & KIRKBY (1979) wäre zumindest eine bessere räumliche Lokalisierung der abflussaktiven Flächen gegeben, wenngleich dann Sättigungsflächenabfluss und schneller Interflow gleich

behandelt würden. Allerdings wäre eine Entkopplung von Grundwassermodell und Bodenmodell auch hier unbedingt notwendig, da auf den Hängen ebenfalls nicht der Grundwassereinfluss zur lokalen Sättigung führt, sondern die Existenz eines lokalen Stauers und das Auftreten von Hangzuschusswasser ruft schnellen Interflow oder gar Oberflächenabfluss hervor. Hangzuschusswasser ließe sich mit dem gewählten 1D-Ansatz nicht direkt nachvollziehen, wäre jedoch über den Index selbst berücksichtigt (steigende Indexwerte mit zunehmender lokaler Einzugsgebietsfläche).

SCHULLA & JASPER (1999) haben in WASIM-ETH eine neue Bodenwasserroutine basierend auf der RICHARDS-Gleichung integriert. So vermeiden sie die oben genannten Nachteile des TOPMODEL-Ansatzes. Bezogen auf eine Anwendung im Dürreychbach-Einzugsgebiet ließen sich damit vor allem die Prozesse in stark geschichteten Böden modelltechnisch besser abbilden: Zum Beispiel wäre es dann möglich, Interflow und Sättigungsflächenabfluss ohne Kopplung an den lokalen Grundwasserspiegel zu simulieren. Hangzuschusswasser wäre jedoch nicht mehr abbildbar (1D-Säulen!).

Mit CATFLOW wurde versucht, durch eine möglichst realitätsnahe Abbildung der räumlichen Struktur (23600 Berechnungsknoten auf 59 Hangelementen, gekoppelt über 66 Gewässersegmente) eine echte Verhaltensklärung des Gebiets zu gewinnen. Dabei konnten Phänomene wie Deckschichtenabfluss, langsamer Interflow, schneller Interflow, Oberflächenabfluss, Sättigungsflächenabfluss, Return Flow und Reinfiltration zumindest qualitativ nachvollzogen werden. Allerdings zeigte sich, dass das Verhalten des Modells maßgeblich von der Diskretisierung der Hangelemente (Breite, Länge und Knotenabstand) und der Wahl der rechten Randbedingung abhängig ist. Die Hanglängen (und -breiten) müssten daher so gewählt werden, dass auch das künstliche Drainagenetz einschließlich der Wege in seiner Wirkung auf die Bildung von schnellem Abfluss Berücksichtigung findet. Der Abstand der Berechnungsknoten auf den Hängen muss den Flussdichten in vertikaler und lateraler Richtung angepasst sein. Daher ist eine wesentliche feinere Diskretisierung in lateraler Richtung vorzunehmen, als es im vorgestellten Beispiel der Fall war. Ansonsten führen vor allem bei kurzen Rechenschritten numerische Ungenauigkeiten zu großen Bilanzfehlern bzw. verhindern sogar laterale Flüsse. Am rechten Rand (Hangfuß) müsste die wirkliche Tiefe des Drainagenetzes Berücksichtigung finden, um sowohl ein Leerlaufen des Systems in Trockenzeiten zu verhindern als auch um eine schnelle Druckübertragung bei hohem Grundwasserstand in der Aue simulieren zu können. Allerdings müsste dazu durch Hinzunahme eines Grundwassermodells der Wasserstand im Vorfluter mittels sinnvoller Quellzuflüsse simuliert werden. Dazu würde ein einfacher Speicheransatz ausreichen, der seine Zuflüsse aus den unteren Rändern der Hänge bezieht.

Die Oberflächenabflussroutine (Annahme von Schichtabfluss) sollte durch eine Rillenabflussroutine ersetzt werden. Diese wäre wesentlich realitätsnäher und würde eine schnellere Drainage oberflächennaher Komponenten ermöglichen (MAURER, 1997).

Die hydraulischen Leitfähigkeiten der einzelnen Bodenhorizonte wurden nicht richtig geschätzt. Während die lateralen Leitfähigkeiten überschätzt wurden, dürfen die vertikalen Leitfähigkeiten vor allem auf den steilen Hängen unterschätzt sein. Zur richtigen Parametrisierung der bodenhydraulischen Funktionen sind umfangreiche Parameterstudien auf Plot- und Hangskale notwendig unter Hinzunahme von Bodenfeuchtemessungen und Abflussganglinien der entsprechenden Teilgebiete.

CATFLOW ist durch seine große Prozessnähe von allen drei Modellen am besten geeignet, das im Gebiet gewonnen Prozesswissen und die erhobenen Messdaten in eine Simulation der Niederschlags-Abfluss-Prozesse einfließen zu lassen. Allerdings ist anzunehmen, dass auch nach umfangreichen Parameterstudien die mit CATFLOW simulierten Abflussganglinien schlechter sind (nach den üblichen Kriterien beurteilt) als diejenigen mit WASIM-ETH oder PRMS generierten. Hier wäre es in jedem Fall sinnvoll, die große Anzahl der Hänge auf wenige „charakteristische“ Hänge zu reduzieren. Nur so ließen sich - allerdings unter Verlust des konkreten Raumbezugs - die einzelnen Teilelemente sinnvoll kalibrieren.

6. Diskussion und Ausblick

6.1. Abflussbildungsprozesse und ihre prinzipielle Modellierbarkeit

In Kapitel 4 wurden die wichtigsten Abflussbildungsprozesse des Gebietes in ihrer raumzeitlichen Dynamik identifiziert. Basierend auf den Ergebnissen der Simulationen in Kapitel 5 soll hier nun die prinzipielle Modellierbarkeit eines Prozesses mit Hilfe der Simulationsmodelle PRMS, WASIM-ETH (TOPMODEL-Ansatz) und CATFLOW diskutiert werden. Dabei ist zu betonen, dass die wirkliche Parametrisierbarkeit bzw. Kalibrierbarkeit anhand gemessener oder beobachteter Phänomene weitgehend außer acht gelassen wird.

Vorab wird in Abbildung 6-1 versucht, Prozesse, Modellkonzepte und die verwendeten Simulationsmodelle für das Untersuchungsgebiet in einen räumlichen Bezug zueinander zu setzen. Analog zur Raumscale ließe sich auch eine charakteristische Zeitscale einführen, die in unserem Falle von wenigen Sekunden (Wasserbewegung im Porenraum) bis hin zu mehreren Wochen (Fließvorgänge im tiefen Grundwasserspeicher) reichen würde.

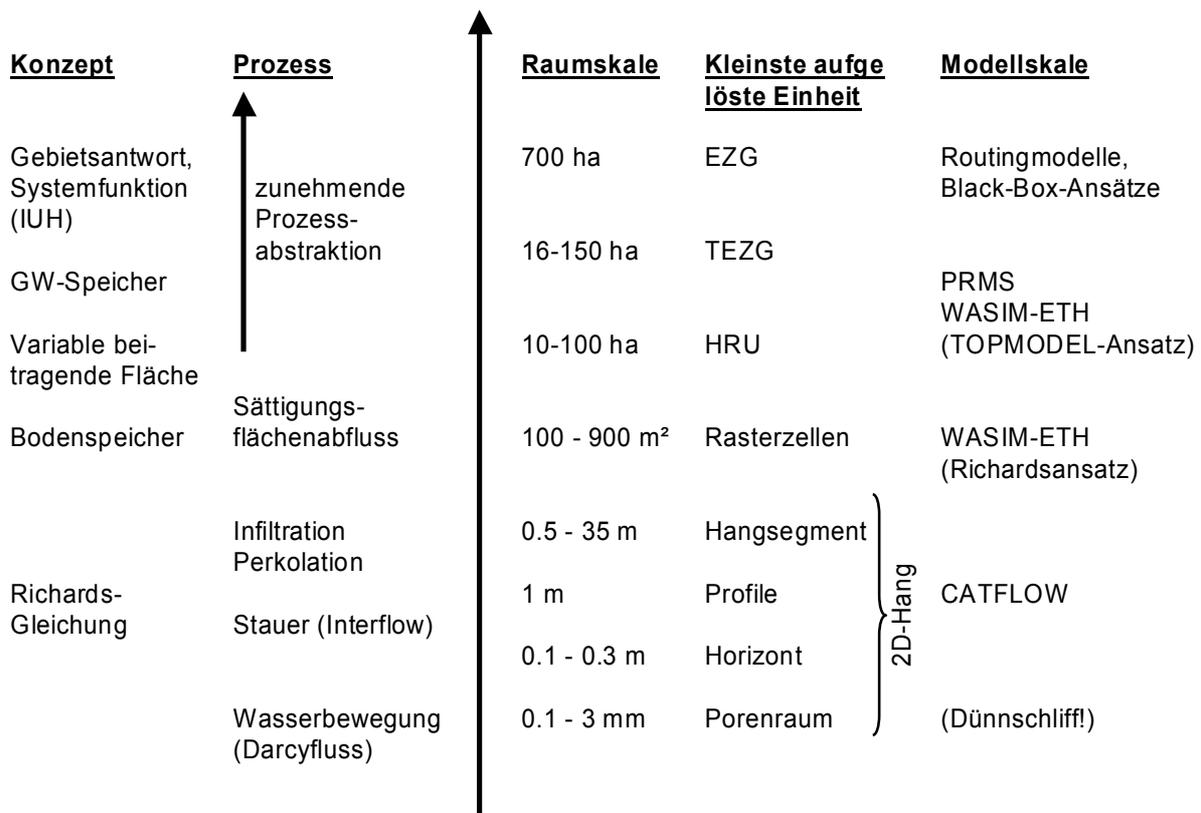


Abbildung 6-1: Zusammenhang zwischen Raumscale, Prozess, Modellkonzepten und Modellscale im Dürreychgebiet

Basisabfluss

Die Quellen des Gebietes stellen den gesamten Basisabfluss des Gebietes. Eine direkte Kopplung von Quell- und Bachabfluss konnte nicht nachgewiesen werden. Nur für extreme Ereignisse ($> HQ1$) und hohe Grundwasserstände konnte im Unterlauf des Dürreychbaches ein nennenswerter Beitrag tieferen Grundwassers nachgewiesen werden. In allen sonstigen Fällen muss angenommen werden, dass dem Einzugsgebiet große Mengen an Grundwasser (ca. 400 mm a^{-1}) verloren gehen. Eine geschlossene Wasserbilanz für den Hauptpegel DÜ ist somit nicht möglich. Diese Tatsache muss bei jeder Modellkalibrierung Berücksichtigung finden. Es sollte möglich sein, einen Grundwasserabstrom aus dem Grundwasserspeicher des Modells zu parametrisieren (nur in PRMS vorgesehen). CATFLOW könnte den Übertritt von tiefem Grundwasser in die Bachaue direkt abbilden, wenn eine Interaktion von Hangfuß, Gerinne und Grundwasserleiter definiert würde. Hierzu wäre allerdings eine wesentlich detailliertere Kenntnis des Untergrundes notwendig und das Modell wäre um einen Grundwasserspeicher zu ergänzen, der die eigentliche Basisabflussgenerierung übernehmen würde.

Bachaue

Abfluss aus der Bachaue und bachnahen Wegeflächen (Sättigungsflächenabfluss und Horton'scher Oberflächenabfluss) stellt die schnellste Abflusskomponente dar. Mit maximal 1.2% beitragender Fläche ist der Abfluss aus der Bachaue jedoch nur bei trocknen Vorbedingungen die dominierende Abflusskomponente.

Diese Form der Abflussbildung lässt sich sowohl in PRMS (über versiegelte Flächen und variabel beitragende Flächen) als auch mit Hilfe des TOPMODEL-Ansatzes (die Bachaue weist die größten Indexwerte auf) gut abbilden. In CATFLOW wird die hohe Dynamik der Bachaue über das unterste Hangelement nachvollzogen, da dieses nach rechts offen ist (Sickerrand). Dabei muss jedoch darauf geachtet werden, dass die Elementbreite den wirklichen Dimensionen der Bachaue entspricht.

Hochlagen

Sehr schnell abflussaktiv werden die gut drainierten Flächen der Hochlagen (Einzugsgebiet der Pegel SH und LE). Sie stellen für mittlere Feuchtebedingungen den Hauptanteil des Abflusses (überwiegend Sättigungsflächenabfluss). Wegen des hohen Gehaltes an DOC ist dieser Beitrag auch optisch leicht zu identifizieren.

Mit zunehmender Ereignisdauer dehnen sich die abflussaktiven Flächen stark aus, auch die weniger gut ans Drainagenetz angekoppelten Plateauflächen werden abflusswirksam (Forsthausklinge, Hirschklinge).

Sättigungsflächenabfluss lässt sich prinzipiell gut über einen Ansatz variabel beitragender Flächen simulieren. Allerdings muss sichergestellt sein, dass der Indexwert, der in die Berechnung der beitragenden Fläche eingeht (Bodenfeuchteindex für PRMS bzw. Sättigungsdefizit beim TOPMODEL-Ansatz), keine Abhängigkeit von der Füllung

des Grundwasserspeichers aufweist (beim TOPMODEL-Ansatz ist diese enge Kopplung vorhanden). Mittels CATFLOW lässt sich Sättigungsflächenabfluss bei richtiger Wahl der Durchlässigkeiten sehr gut nachvollziehen (Verhaltensklärung!). Allerdings muss auch das Drainagenetz entsprechen abgebildet sein, da auf flachen Hängen sonst trotz lokaler Sättigung wegen des geringen Gefälles viel zu wenig Wasser über den rechten Rand in den Vorfluter gelangen kann.

Hänge

Mit zunehmender Ereignisdauer kommt es auch auf den Hängen infolge einer durch Ortsteinbildung gehemmten Tiefenversickerung zu einer Zunahme der schnellen Interflowanteile. Vor allem an Hangknicken und Wegeanschnitten wird diese Fliessvorgang im sehr makroporösen Oberboden sichtbar („Pipe Flow“). Zunehmende Ereignisdauer und auch hohe Intensitäten verstärken den Interflowanteil am Gesamt-abfluss immer mehr. Der Anteil des Abflusses von den Hochlagen sinkt hingegen.

Konzeptionelle Ansätze haben vor allem bei der Nachbildung des schnellen Interflow große Probleme. Speicheransätze (PRMS, TOPMODEL) müssten durch einen Schwellwert ergänzt werden, unterhalb dessen kein Abfluss aus dem Interflowspeicher stattfindet. Oder aber die Bildung von (schnellem) Interflow wird durch die Modifikation des Indexes zur Ermittlung der beitragenden Flächen analog zum Sättigungsflächenabfluss simuliert. CATFLOW ist bei richtiger Diskretisierung und Parametrisierung der Stauer und Leiter in der Lage, Interflow (schnellen und langsamen) direkt nachzuvollziehen.

Dynamik des Gebietes

Während der Abfluss von den Hochlagen relativ schnell versiegt, bleibt die Neigung der Hänge zur Bildung von schnellem Interflow noch einige Zeit erhalten. Relativ langsamer Interflow oberhalb der Ortsteinschicht hält die hohe Sättigung der Böden aufrecht.

Deutlich wurde die hohe Infiltrationsleistung der Waldböden der Hänge. Eine Abflussreaktion auf den Hängen ist deshalb nur bei sehr feuchten Vorbedingungen oder extremeren Ereignissen zu erwarten.

Mit Hilfe der beiden konzeptionellen Ansätze (PRMS, TOPMODEL) ließen sich die unterschiedlichen Austrocknungsgeschwindigkeiten mit unterschiedliche Tiefenversickerungsraten nachvollziehen. Eine echte Prozessabbildung ist jedoch nur mittels CATFLOW möglich, da hier die laterale Wasserbewegung im Hang oberhalb des Stauers nachvollzogen werden kann.

Punktmessungen

Die Abflussbereitschaft der Hänge korrelierte sehr gut mit den Messungen in 23 und 7 cm Tiefe am Bodenprofil P1. Dieser Standort darf als repräsentativ für Standorte mit schnellem Interflow angesehen werden.

Auch für die Sättigungsflächen der Hochlagen existiert ein Schwellwert, jenseits dessen Abfluss einsetzt. Vorher infiltriert aller Niederschlag. Sättigung in 20 cm Tiefe an der Klimastation FF korreliert sehr gut mit Einsetzen von Abfluss an den Pegel SH und LE. Die an den Bodenprofilen gewonnenen Daten lassen sich nur mit den Simulationsergebnissen von CATFLOW direkt vergleichen. Bei den anderen beiden Modellen können wegen des schwachen Raumbezugs der einzelnen Zustandsgrößen Punktmessungen nur für die Bestimmung eines Schwellwertes oder die Kalibrierung eines Bodenfeuchteindex herangezogen werden.

Tracer

Die gute Drainage der Hochlagen führt zu einer schnellen Bereitstellung von Bodenwasser. Isotopenmessungen und der gleichmäßig hohe Gehalt an DOC lassen den Schluss zu, dass es sich dabei größtenteils um Vorereigniswasser handelt, das bei der Abflussbildung eine intensive Mischung mit dem Ereigniswasser erfährt. Das Speichervermögen dieser Flächen ist also ebenfalls beträchtlich.

Echtes Particle Tracking bzw. die Nachbildung von Stofftransport ist nur bei CATFLOW möglich (ZEHE, 1999). Bei Speicheransätzen muss dazu das zugrundeliegende Konzept dem Abflussbildungsprozess angepasst sein (wie z.B. beim TAC-Konzept, in: UHLENBROOK, 1999), was weder für PRMS noch WASIM-ETH gilt.

Erosionsvorgänge

Standorte ohne eine infiltrationshemmende Stauschicht im Unterboden zeigen durch das allgemein sehr sandige und stark makroporöse Substrat extrem hohe Infiltrationsraten. Einzig größere Mengen an Hangzuschusswasser (auch als Return Flow an Hangknicken) führen auch hier zeitweilig zu oberflächlichem Abfluss. Diese Gebietszustände ziehen dann auch größere Erosionsvorgänge nach sich. Neben starker Subrosion (Ausspülung des Oberbodens) wurde auch Rinnenbildung in Tiefenlinien oder auf Rückgassen und eine Abspülung von Wegeschotter beobachtet.

Im Zusammenhang mit dem HHQ vom 28./29.10.1998 kam es auch zu kleineren Erdrutschen und einer vollständigen Umgestaltung des Hauptgerinnes. Dabei wurde große Mengen an Steinen und Blöcken umgelagert. Auch ein vor 150 Jahren angelegter Weg wurde zerstört. Diese Vorgänge sind jedoch als äußerst selten zu betrachten, für Ereignisse <HQ5 ist das Gerinne in jedem Falle als stabil anzusehen.

Da alle gewählten Modell von einem statischen Parametersatz ausgehen, können Veränderungen, die durch Erosions- und Umlagerungsvorgänge entstehen, nicht nachvollzogen werden.

6.2. *Abstraktion und Ähnlichkeit*

Je genauer man ein natürliches System betrachtet, desto größer wird die Zahl der offenen Fragen. Aus hydrologischer Sicht bedeutet dies, dass die Zahl der unterscheidbaren Prozesse mit der Genauigkeit der Systemanalyse steigt. Während die Ganglinie an einem Pegel die Wirkung aller Teilprozesse integriert, lassen sich grundlegende Abflussbildungsprozesse nur betrachten, wenn sie möglichst isoliert in Erscheinung treten. Da Prozesse allerdings häufig in Wechselwirkung miteinander stehen darf der Fokus auf ein Teilgebiet nicht zu eng werden (als Beispiel sei Horton'scher Oberflächenabfluss auf Flächen mit großen Beträgen an Hangzuschusswasser zu nennen), da sonst wichtige Informationen für die Prozessklärung fehlten.

In der angewandten Hydrologie sind jedoch meist Fragestellungen zu beantworten, die Gebietseinheiten betreffen, die weit über die oben genannte Teilprozessskale hinausgehen. Deshalb wird in der Hydrologie meist der Versuch unternommen, von den natürlichen System so weit zu abstrahieren, bis die beschreibenden Modelle eine handhabbare Struktur bekommen. Dabei wird in Kauf genommen, dass zwischen den Parametern und Zustandsgrößen eines Modells und denen des Realsystems keine direkte Verbindung mehr hergestellt werden kann. Ein gutes Beispiel sind alle Modelle, die Speicheranalogien verwenden und dabei große Teilräume mit einem Parametersatz bzw. einer Zustandsgröße (Speicherinhalt) beschreiben. Die Speicherfüllung kann zwar (beim Bodenspeicher) als Bodenwassergehalt verstanden werden, doch lässt sie sich nicht einem bestimmten geografischen Ort zuordnen. Dass sich das natürliche System im Mittel wie eine Überlagerung verschiedener Speicher verhält, erlaubt dem Modellierer zwar die Verwendung eines solchen Modellansatzes, um die Systemantwort nachzuahmen, versperrt ihm aber weitgehend die Möglichkeit einer wirklichen Systemprognose. Denn kein Teilmodell oder Parameter in einem Speichermodell kann heute unbekannte Zustände voraussagen. Jede Übertragungsfunktion endet genau an dem Punkt, an dem keine Messdaten mehr vorliegen. Jede Schätzung darüber hinaus entbehrt jeder Nachprüfbarkeit, wird jedoch unter der Annahme eines linearen Systemsverhaltens meist vorgenommen. So enden zum Beispiel die Übertragungsfunktionen der Abflussbildungsroutinen in TOPMODEL oder im HBV-Modell (BERGSTRÖM & GRAHAM, 1998) erst bei einem Anteil der abflussbeitragenden Flächen von 100 %. Systemtheoretisch ist ein Simulationsmodell jedoch erst dann in der Lage echte Prognosen zu liefern, wenn die wichtigsten Teilprozesse eines natürlichen Systems mit den wichtigsten Rückkopplungsmechanismen modelltechnisch nachvollzogen werden (BOSEL, 1994). Welches diese Prozesse und vor allem Rückkopplungsmechanismen sind, ist allerdings bis heute trotz umfangreicher Feldforschung für die meisten hydrologischen Systeme nicht allgemeingültig zu beantworten.

Fein diskretisierte, strukturabbildende Modelle versuchen dieses Dilemma zu umgehen, indem sie die Systemantwort aus der Interaktion einer großen Anzahl kleinster Einheiten erzeugen, deren Verhalten sich sowohl durch eigene Eigenschaften (hydraulische Leitfähigkeit und Speichervermögen) als auch ihre Lage im Raum (Einfluss von Nachbarn, Gravitationspotential und Randbedingungen) ergibt. Das resultierende System ist zwar deterministisch aber so hochgradig nicht-linear, dass es sich einer Detailanalyse meist mangels verfügbarer Vergleichsdaten aus dem natürlichen System entzieht. Seine „Realitätsnähe“ einmal vorausgesetzt, ließe es dieses Modell dann prinzipiell zu, auch auf Systemzustände zu schließen, die bisher nicht messtechnisch erfasst wurden (Prognose- oder Extrapolationsfähigkeit). Stehen umfangreiche Messdaten zu Verfügung, die einen Blick ins Innere des Systems erlauben (Bodenfeuchtemessungen, Tracerdaten, Bodenanalysen oder auch detaillierte Geländebeobachtungen), steigt die *Wahrscheinlichkeit*, dass ein so validiertes Modell wirklich alle „dominierenden“ Prozesse des Realsystems abbildet und somit auch zukünftiges Verhalten vorhersagen kann. Völlige Gewissheit werden jedoch auch die besten Tests nicht liefern (EWEN & PARKIN, 1996). Wichtig bleibt deshalb für jede Modellanwendung: Das Verhalten des Realsystems muss dem Modellierer immer mindestens soweit bekannt sein, wie es dem Abstraktionsgrad des Simulationsmodells entspricht. Eine Extrapolation des Modellsystemverhaltens sollte immer mit großer Vorsicht betrachtet werden. Vor allem bei echten Black-Box-Anwendungen muss sichergestellt sein, dass diese nur innerhalb eines durch Messdaten abgedeckten Bereiches verwendet werden (KLEMEŠ, 2000).

6.3. Einige Kriterien zur Modellauswahl

Jedem hydrologischen Simulationsmodell liegt grundsätzlich nur ein begrenztes hydrologisches Prozessverständnis zugrunde. Für jeden berücksichtigten Teilprozess wird ein Modul definiert und mit Hilfe einer mathematischen Formulierung umgesetzt. Diese Module werden derart miteinander in Beziehung gesetzt (gekoppelt), dass sie – auf der gewünschten Skale – eine Transformation von Niederschlag in Abfluss erzeugen können. Einfache Ansätze formulieren diese Teilprozesse ohne die Einbeziehung von Lageinformationen. Mit zunehmender Verwendung räumlicher Informationen steigt die Komplexität und auch die Flexibilität eines Modells (YANG ET AL., 2000).

Die Komplexität eines zu wählenden Modells hängt daher stark von der gewählten Skale und der zu beantwortenden Fragestellung ab.

Aus der Sicht des Modellierers bedeutet dies, dass er vor der Modellierung eine genaue Definition der zu beantwortenden Fragen liefern muss. Darin enthalten sein muss die Angabe des Ortes, für den eine Information durch die Simulation erzeugt werden soll. Des Weiteren muss bekannt sein, welche Art von Informationen über das Realsystem

vorliegen oder gegebenenfalls zusätzlich gewonnen werden können (Messungen, Karten, Beobachtungen).

Die Auswahl des Simulationsmodells und die räumliche Diskretisierung ergibt sich dann aus der Analyse dieser Vorgaben. Im Idealfall sollten die Elemente (Module) des Simulationsmodells vom Modellierer selbst zusammengestellt werden können.

Dabei ist immer ein Optimum zwischen Abstraktion (Weglassen unwichtiger Details) und Ähnlichkeit zum Realsystem anzustreben (MILLER ET AL., 1999).

Die Verwendung des Begriffes „Ähnlichkeit zum Realsystem“ impliziert jedoch, dass der Modellierer das zu modellierende System so weit kennt, dass er die - auf der betrachteten Skale - dominierenden Prozesse im System unterscheiden kann. GIS-basierte Expertensysteme wie das System FLAB (ZIMMERMANN ET AL. 2001, PESCHKE ET AL. 1999) können zum Beispiel bei der Ausweisung von Flächen gleicher Abflussbildung eingesetzt werden. Ist dieses Wissen (einschließlich der entsprechenden Messdaten) nicht vorhanden, können vor allem bei der Kalibrierung komplexer Modelle sehr große Fehler gemacht werden, da die einzelnen Module nicht auf ihre Realitätsnähe hin überprüft werden können.

6.4. Ausblick

Viele Fragen konnten im Rahmen dieser Arbeit nicht erschöpfend beantwortet werden, manche Fragen wurden erst gar nicht erwähnt, wenngleich sie von ebensolcher Wichtigkeit sind. Insbesondere die Problematik der Messunschärfen (vor allem bei der Ermittlung der Bodenparameter) und der Fehlerfortpflanzung wurde nicht behandelt.

Auch die Frage nach der Übertragbarkeit (Regionalisierung) der Ergebnisse wurde nicht gestellt.

Die Beantwortung solcher Fragen setzt jedoch sehr umfangreiche Parameterstudien voraus, in die alle verfügbaren Messdaten und Prozessinformationen Eingang finden.

Insbesondere mit Hilfe des Simulationsmodells CATFLOW ließen sich echte Prozessstudien durchführen, die möglicherweise zum Entwurf von charakteristischen Raumeinheiten führen würden („Typischer Hang“, „Drainierte Sättigungsfläche der Hochlagen“, „Typisches Kar“). Hier ließen sich auch Tracerdaten und Punktmessungen der Bodenfeuchte noch sinnvoll verwenden und eine Übertragbarkeit der Ergebnisse auf Nachbargebiete wäre anzudenken.

Die gewonnenen Erkenntnisse ließen sich auch zu einer Modifikation des TOPMODEL-Ansatzes verwenden. Insbesondere durch den besseren Raumbezug des gewichteten Topografischen Indexes nach WALDENMEYER (2002) wäre - nach einer Trennung von Boden- und Grundwasserspeicher - eine bessere Abbildung der im Gebiet auftretenden Abflussbildungsprozesse möglich.

Das Schlusswort dieser Arbeit soll ein Zitat von STEN BERGSTRÖM (1991) bilden:

Lack of success in modelling is probably more common than is success, but this is not reflected in the conclusions of published papers. If published at all, the real truth is hidden behind words like „encouraging indications“, „deserves further studies“ or similar. Honest presentations of scientific disappointments are important contributions which make the journals more interesting to the reader...¹

¹ Sinngemäße Übersetzung: Bei der Modellierung ist fehlender Erfolg vermutlich häufiger anzutreffen als Erfolg. Dies ist jedoch nicht aus den Zusammenfassungen der veröffentlichten Artikel zu entnehmen. Die Wahrheit ist hinter Wörtern wie „ermutigende Hinweise“, „weitere Studien sind sinnvoll“ oder ähnlichem versteckt, wenn sie überhaupt veröffentlicht wird. Die ehrliche Präsentation wissenschaftlicher Fehlschläge sind wichtige Beiträge, die eine Zeitschrift interessanter für den Leser macht...

Literaturverzeichnis

- Abbot, M.B.; Refsgaard, J.C. (Hrsg.) (1996): Distributed Hydrological Modelling, Water Science and Technology Library, **22**¹, Dordrecht
- Aberle, J. (1999): Schlüsselkurve des Pegel Dürreychbachtal, Pers. Mitteilung, Karlsruhe
- Aberle, J. (2000): Untersuchung der Rauheitsstruktur zur Bestimmung des Fließwiderstandes in Gebirgsbächen unter Klarwasserabfluß, Diss. Universität Karlsruhe
- Adjizian-Gerard, J. (1994): La variabilité spatiale des pluies dans le petit bassin versant du Ringelbach - Effet de la topographie et des types de temps, Diss. Univ. Louis Pasteur, Strasbourg
- AG Bodenkunde (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung, 4. Auflage, Hannover
- Ambroise, B.; Perrin, J.L.; Reutenauer, D. (1995): Multicriterion validation of a semidistributed conceptual model of the water cycle in the Fecht Catchment, Water Resources Research, **31**(6),1467-1481
- Anderson, M.G.; Burt, T.P. (1990): Subsurface runoff, In: Anderson, M.G.; Burt, T.P. (Hrsg.): Process Studies in Hydrology, 365-400, Chichester
- Band, L.E.; Moore, I.D. (1995): Scale: Landscape attributes and Geographical Information Systems, Hydrol. Processes, **9**(1), 401-422
- Barsch, D.; Flügel, W.-A. (1988): Niederschlag, Grundwasser, Abfluß - Ergebnisse aus dem hydrologisch-geomorphologischen Untersuchungsgebiet, Heidelberger Geogr. Arbeiten, **66**, Heidelberg
- Barsch, D.; Mäusbacher, R.; Pörtge, K.-H.; Schmidt K.-H. (1994): Messungen in fluvialen Systemen, Feld- und Labormethoden zur Erfassung des Wasser- und Stoffhaushaltes, Heidelberg
- Bauer, M. (1998): Ergebnisse isotopenhydrologischer Untersuchungen in Dürreychbachgebiet, Gutachten der Firma Hydroisotop, unveröffentl., 6 S., Emmendingen
- Bauer, M. (2000): Ergebnisse isotopenhydrologischer Untersuchungen in Dürreychbachgebiet (Analysenprotokoll), Analysen der Firma Hydroisotop, Schweitenkirchen
- Becker, A.; Günter, A.; Katzenmaier, D. (1999): Required integrated approach to understand runoff generation and flow-path dynamics, IAHS Publ. (Integrated methods in Catchment Hydrology), **258**, 3-9, Wallingford
- Becker, A.; McDonnell, J.J. (1998): Topographical and ecological controls of runoff generation and lateral flows in mountain catchments, IAHS-Publ., **248**, 199-206, Wallingford

- Bergström, S. (1991): Principles and Confidence in Hydrological Modelling, *Nordic Hydrology*, **22**, 123-136
- Bergström, S. (1995): The HBV model, In: Singh, V.P. (Hrsg.): *Computer Models of Watershed Hydrology*, Water Res. Publ., 443-476, Highland Ranch, CO, USA
- Bergström, S.; Graham, L. Ph. (1998): On the scale problem in hydrological modelling, *J. Hydrol.*, **211**, 253-265
- Beven, K.; Freer, J.; McDonnell, J; Peters, J. (2000): The value of process information in model calibration: an illustration using the new dynamic TOPMODEL, *Geophysical Research Abstracts*, 25th Gen. Ass. of the EGS, Nizza, 25-29.4.2000, **2**, CD-ROM, Katlenburg
- Beven, K.J.; Germann, P. (1982): Macropores and water flow in soils, *Water Resour. Research*, **18**(5), 1311-1325
- Beven, K.J.; Kirkby, M.J. (1979): A physically based variable contributing area model of basin hydrology, *Hydrol. Science Bull.*, **24**(1), 43-69
- Biron, P. (1994): Le cycle de l'eau en foret de moyenne montagne Flux de seve et bilans hydriques stationnels, bassin versant du Strengbach a Aubure-Hautes Vosges, Diss. Univ. Louis Pasteur, Strasbourg
- Bishop, K. H. (1991): Episodic Increases in Stream Acidity, Catchment Flow Pathways and Hydrograph Separation, Diss. Univ. College, Cambridge
- Blöschl, G. (1996): Scale and Scaling in Hydrology, Habilitationsschrift, Wiener Mitteilungen Wasser-Abwasser-Gewässer, **132**, Wien
- Blöschl, G.; Sivapalan, M. (1995): Scale Issues in hydrological modelling: a review, *Hydrol. Processes*, **9**, 251-290
- Bonell, M. (1993): Progress in the understanding of runoff generation dynamics in forests, *J. Hydrol.*, **150**, 217-275
- Bonell, M. (1998): Selected challenges in runoff generation research in forests from the hillslope to headwater drainage basin scale, *JAWRA*, **34** No. 4, 765-785
- Bossel, H. (1994): Modellbildung und Simulation, Verfahren und Modelle zum Verhalten dynamischer Systeme, Braunschweig
- Bott, W. (2001): Abflussbildung im Buntsandstein des Pfälzer Waldes, Pers. Mitteilung, Mainz
- Braun, P.; Molnar, T.; Kleeberg, H.-B. (1996): Das Skalenproblem bei der rasterorientierten Modellierung hydrologischer Prozesse, *DGM*, **40**(2), 83-90
- Bronstert, A. (1994): Modellierung der Abflussbildung und der Bodenwasserdynamik von Hängen, Mitteilungen Inst. für Hydrologie und Wasserwirtschaft der Universität Karlsruhe, **46**, Karlsruhe

¹ Angabe des Bandes jeweils in **fetten** Lettern

- Bronstert, A.; Glüsing, B.; Plate, E.J. (1998): Physically-based hydrologic modelling on the hillslope and micro-catchment scale: examples of capabilities and limitations, IAHS-Publ., **248**, 207-215, Wallingford
- Brown, V.A.; McDonnell, J.J.; Burns, D.A.; Kendall, C. (1999): The role of event water, a rapid shallow flow component, and catchment size in summer stormflow, J. Hydrol., **217**, 171-190
- Buchholz, O. (2001): Hydrologische Modelle - Theorie der Modellbildung und Beschreibungssystematik, Mitt. d. Inst. für Wasserbau und Wasserwirtschaft der RWTH Aachen, **122**, Aachen
- Buttle, J.M. (1994): Isotope hydrograph separations and rapid delivery of pre-event water from drainage basis, Progress in Phys. Geogr, **18**(1), 16-41
- Buttle, J.M.; McDonald, D.J. (2000): Soil macroporosity and infiltration characteristics of a forest podsol, Hydrol. Process., **14**, 831-848
- Carsel, R.F.; Parrish, R.S. (1988): Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics, Water Resour. Res., **24**, 755-769,
- Caspary, H.J. (1990): Auswirkungen neuartiger Waldschäden und der Bodenversauerung auf das Abflußverhalten von Waldgebieten, Mitt. d. Inst. f. Hydrologie und Wasserwirtschaft der Univ. Karlsruhe, **37**, Karlsruhe
- Casper, M.; Aberle, J.; Waldenmeyer, G. (1999): Das Hochwasser vom 28./29.10.1998 im Einzugsgebiet der Eyach, Proceedings zum Symposium "Naturkatastrophen in Mittelgebirgsregionen", 11./12.10.1999, Karlsruhe
- Casper, M.; Mehlhorn, J.; Volkmann, H.; Waldenmeyer, G. (2000): The separation of flow pathways in a sandstone catchment of the Northern Black Forest using a nested approach, Geophysical Research Abstracts, 25th Gen. Ass. of the EGS, Nizza, 25-29.4.2000, **2**, CD-ROM, Katlenburg
- Casper, M.; Plate, E.J.; Mehlhorn, J.; Volkmann, H.; Waldenmeyer, G. (2001): The separation of flow pathways in a sandstone catchment of the northern Black Forest using a nested approach, Proceedings of the Int. Workshop on Runoff Generation and Implications for River Basin Modeling, Freiburger Schriften zur Hydrologie, Leibundgut, Chr, Uhlenbrook, S., McDonnell, J. (Eds.), **13**, 356-366, Freiburg
- Casper, M.; Volkmann, H. (2001): Determination of runoff generation and its spatial distribution using DOC and delta-18O as tracers, http://duerreych.bau-verm.uni-karlsruhe.de/publikationen/hp_2001/internet2.html, Karlsruhe
- Casper, M.; Zehe, E. (2001): A process based test scheme for rainfall-runoff models, Geophysical Research Abstracts, 26th Gen. Ass. of the EGS, Nizza, 25-30.3.2001, **3**, CD-ROM, Katlenburg

- Christophersen, N; Hooper, R.P. (1992): Multivariate Analysis of Stream Water Chemical Data: The Use of Components Analysis for the End-Member Mixing Problem, *Water Res. Research*, **28**, 99-107
- Clark, I.D.; Fritz, P. (1997): *Environmental Isotopes in Hydrogeology*, New York
- Criss, R.E.; Davisson, M.L. (1996): Isotopic Imaging of surface water/groundwater interactions, Sacramento Valley, California, *J. Hydrol.*, **178**, 205-222
- DeWalle; D.R.; Edwards, P.J.; Swistock, B.R.; Aravena, R.; Drimmie, R.J. (1997): Seasonal isotope hydrology of three Appalachian forest catchments, *Hydrol. Processes*, **11**(15), 1895-1906
- Disse, M. (1995): Modellierung der Verdunstung und Grundwasserneubildung in ebenen Einzugsgebieten, *Mitt. d. Inst. f. Hydrologie und Wasserwirtschaft der Univ. Karlsruhe*, **53**, Karlsruhe
- Donnelly-Makowecki, L.M.; Moore, R.D. (1999): Hierarchical testing of three rainfall-runoff models in small forested catchment, *J. Hydrol.*, **219**, 136-152
- Dunne, T. (1978): Field studies of hillslope processes, In: Kirkby, M.J. (Hrsg.), *Hillslope Hydrology*, 227-293, Chichester
- Dyck, S.; Peschke, G. (1995): *Grundlagen der Hydrologie*, Berlin
- Ellenberg, H. (Hrsg.) (1986): *Ökosystemforschung - Ergebnisse des Sollingprojektes*, Stuttgart
- Ellenberg, H; Benecke, P. (1986): Umsatz und Verfügbarkeit des Wassers im Buchen- und Fichtenbestand (Kapitel 7), In: Ellenberg, H. (Hrsg): *Ökosystemforschung - Ergebnisse des Sollingprojektes*, 356-374, Stuttgart
- ESRI Inc. (1999): *ArcDoc: Online-Manual zu Arc/Info Version 7.2.1(2)*, Redlands, USA
- ESRI Inc. (2000): *ArcView 3.2a (Software)*, Online-Hilfe, Redlands, USA
- Etzenberg, G., Zimmermann, S.; Toepfer, J. (1996): Ableitung eines wissenschaftlichen Entscheidungssystems zur Charakterisierung des flächendifferenzierten Abflußverhaltens in Gewässereinzugsgebieten, *IHI-Schriften*, **2**, Zittau
- Eriksson, E. (1958): The possible use of tritium for estimating groundwater storage. *Tellus* **10**, 472-478
- EU (2000): Richtl. 2000/60/EG des Europ. Parlaments und Rates v. 23. 10 2000 zur Schaffung eines Ordnungsrahmens für Maßnahmen der Gemeinschaft im Ber. der Wasserpolitik, *Amtsblatt der Europäischen Gemeinschaften* L327, 1-72, Luxemburg
- Ewen, J.; Parkin, G. (1996): Validation of catchment models for predicting land-use and climate change impacts. 1. Methods, *J. Hydrol.*, **175**, 583-594
- Falkenburg, B. (1997): *Modelldenken in den Wissenschaften*, Falkenburg, B.; Hauser, S (Hrsg.): *Modelldenken in den Wissenschaften*, *Dialektik* **1997/1**, 7-12 und 27-42, Hamburg

- Fank, J; Harum, T.; Habsburg-Lothringen, C.; Stichler, W. (2000): Agri-Environmental Measures and Water Quality in Mountain Catchments - Final Report,,Report AGREAUALP (Austria) / Joanneum Research, Graz
- Farrenkopf-Hildebrandt, D. (1996): Die Steuerfunktion des Reliefs für die Abflußbildung, Diss. am Geogr. Inst. der Ruprecht-Karls-Univ., Heidelberg
- Fezer, F. (1957): Eiszeitliche Erscheinungen im nördlichen Schwarzwald, Forschungen zur deutschen Landeskunde (Hrsg. Bundesforschungsanstalt für Landeskunde und Raumordnung), **87**, Remagen/Rh.
- Flinspach, M. (1999): Seismische Messungen im Einzugsgebiet des Dürreychbaches, Bericht GUS - Geophysikalische Untersuchungen, unveröffentl., 16 S., Karlsruhe
- Forstdirektion Karlsruhe (1995): Forstkarte 1 über den Staatswald Kaltenbronn, Gemeinde Gernsbach, Vermessungsbüro der Forstdirektion Karlsruhe, Stand 1.10.1995, Karlsruhe
- Franchini, M.; Wendling, J.; Obled, Ch.; Todini, E. (1996): Physical interpretation and sensitivity analysis of the TOPMODEL, J. Hydrol., **175**, 293-338
- Geng, R. (2001): Einsatz eines hydrologischen Modells zur Unterscheidung von Abflußbildungsprozessen am Beispiel des Einzugsgebietes Dürreychbachtal im Nord-schwarzwald, Unveröffentl. Diplomarbeit im Fach Bauingenieurwesen an der Universität Karlsruhe
- Geologische Landesamt Baden-Württemberg (GLA BW), Hrsg. (1967): Geologische Karte 1:25.000, Bl. 7216 Gernsbach, Freiburg
- Geologisches Landesamt Baden-Württemberg (GLA BW) (1994): Bodenübersichtskarte von Baden-Württemberg 1:200.000; Blatt CC7910 Freiburg Nord - Karte und tabellarische Erläuterung, Freiburg
- Grant, D.M.; Dawson, B.D. (1995): Isco Open Channel Flow Measurement Handbook, Lincoln, Nebraska
- Graßmann (1996): Erläuterungen zu den Standortskarten des Forstbezirks Kaltenbronn. Forstl. Versuchs- und Forschungsanstalt, Abt. Botanik und Standortskunde. Freiburg, Freiburg
- Gu, W.; Freer, J. (1995): Patterns of surface and subsurface runoff generation, IAHS-Publ. (Proc. of a Boulder Symposium, July 1995), **229**, 265-273, Wallingford
- Haas, S. (1990): Anwendung des Niederschlag-Abfluß-Modells "PRMS" auf das Einzugsgebiet der Eyach/Nordschwarzwald, unter besonderer Berücksichtigung neuartiger Waldschäden,,Unveröffentl. Diplomarbeit im Fach Bauingenieurwesen an der Universität Karlsruhe, Karlsruhe
- Hauhs, M; Lange, H. (1996): Das Problem der Prozeßidentifikation in Waldökosystemen am Beispiel Wassertransport, IHI-Schriften, **2**, Zittau
- Hecht, S. (2000): Anwendung refraktionsseismischer Methoden zur Erkundung des oberflächennahen Untergrundes - mit Fallbeispielen aus Südwestdeutschland,

- <http://www.geographie.uni-stuttgart.de/~steve/seismik/>. Institut für Geographie, LS Physische Geographie, Univ. Stuttgart
- Henning, M. (1999): Modellierung des Wasserhaushaltes für das Einzugsgebiet des Dürreychbaches mit Hilfe des Modellsystems WASIM-ETH, Unveröffentl. Vertieferarbeit im Fach Bauingenieurwesen an der Universität Karlsruhe
- Hinderer, M.; Einsele, G. (1992): Stoffbilanzierungen und langfristige Trends im Chemismus saurer, oberflächennaher Quell- und Bachabflüsse im kalkfreien, basenarmen Mittleren Buntsandstein, Abschlußbericht PWAB-Projekt PW 89.074, Tübingen
- Hoeg, S.; Uhlenbrook, S.; Leibundgut, Chr. (2000): Hydrograph separation in a mountainous catchment - combining hydrochemical and isotopic tracers, *Hydrol. Processes*, **14**, 1199-1216
- Hope, D.; Billet, M.F.; Cresser, M.S. (1997): Exports of organic carbon in two river systems in NE Scotland, *J. Hydrol.*, **193**, 61-82
- Horton, R.E. (1933): The role of infiltration in the hydrologic cycle, *American Geophysical Union Transactions*, **14**, 446-460
- Institut für Landeskunde (Hrsg.) (1967): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 170 Stuttgart. Geographische Landesaufnahme 1:200.000 - Naturräumliche Gliederung Deutschlands, Selbstverlag Bundesanstalt f. Landeskunde und Raumforschung, Bad Godesberg
- Iorgulescu, I.; Jordan, J.-P. (1994): Validation of TOPMODEL on a small Swiss catchment, *J. Hydrol.*, **159**, 255-273
- Jenkins, A.; Ferrier, R.C.; Harriman, R.; Ogunkoya, Y.O. (1994): A case study in catchment hydrochemistry: Conflicting interpretations from hydrological and chemical observations, *Hydrol. Processes*, **8**, 335-349
- Käß, W. (1992): Geohydrologische Markierungstechniken, *Lehrbuch der Hydrogeologie*, **9**, Stuttgart
- Kassebeer, P. (1997): Geologische und Hydrogeologische Voruntersuchungen in Dürreichtal (Nordschwarzwald), Unveröffentl. Diplomarbeit im Fach Geologie an der Universität Karlsruhe
- Kennedy, V.C. (1971): Silica variation in stream water with time and discharge, *Adv. Chem.*, **106**, 94-130
- Kirkby, M.J. (Hrsg.) (1978): Hillslope Hydrology, Landscape Systems, A Series in Geomorphology, John Wiley & Sons, Chichester
- Kirnbauer, R.; Lang, H.; Forster, F. (2000): Hydrologische Forschungsgebiete - Informationsquellen für Wissenschaft und Praxis, *Österr. Wasser. u. Abfallwirtschaft*, **52**, Heft 5/6, 87-94, Wien

- Kleeberg, H.-B., Mauser, W.; Peschke, G.; Streit, U. (Hrsg.) (1999): Hydrologie und Regionalisierung - Ergebnisse eines Schwerpunktprogramms (1992-1998), Forschungsbericht Deutsche Forschungsgemeinschaft, Bonn
- Klemeš, V. (1983): Conceptualisation and scale in hydrology, *J. Hydrol.*, **65**, 1-23
- Klemeš, V. (1986): Dilettantism in hydrology: transition or destiny., *Wat. Resour. Res.*, **22**(9), 177-188
- Klemeš, V. (1986a): Operational testing of hydrological simulation models, *Hydrol. Sci. J.*, **31**, 13-24
- Klemeš, V. (2000): Common sense and other heresies, selected papers on Hydrology and Water Resources Engineering, Waterloo, Ontario
- Knödel, K.-H.; Krummel, H.; Lange, G. (Hrsg.) (1997): Geophysik. Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien und Altlasten, **3**, Berlin
- Kobayashi, N. (1999): Hydrologische Gebietseigenschaften des oberen Dürreychtales im Nordschwarzwald, Unveröffent. Diplomarbeit im Fach Geoökologie an der Universität Karlsruhe
- Köhler, S. (2000): Einfluss des pH-Wertes auf Leitfähigkeitsmessungen, Pers. Mitteilung, Bordeaux/Toulouse
- Krebs, A. (1979): Grundwasserhaushalt und Vergleich zwischen Stoffeintrag und -austrag im Eyachtal (Buntsandstein-Schwarzwald), Diss., Tübingen
- Kutilek, M.; Nielsen, D. R. (1994): Soil Hydrology, Cremlingen-Destedt
- Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Boden Baden-Württemberg (LGRB BW) (2001), BÜK200 (Digitale Bodenübersichtskarte 1:200.000), Digitaler Datensatz (Stand: 08/2001), Freiburg
- Laudon, H.; Slaymaker, O. (1997): Hydrograph separation using stable isotopes, silica and electrical conductivity: an alpine example, *J. Hydrol.*, **201**, 82-101
- Leavesley, G. H. et al. (1996): The modular modeling system (MMS): User's manual, U.S. Geological Survey Open File Report 96-151, Denver
- Leavesley, G.H. & L.G.Stannard (1995): The Precipitation-Runoff Modeling System - PRMS, In: Singh, V.P. (Hrsg.), Computer Models of Watershed Hydrology, Water Res. Publ., Highlands Ranch, USA
- Leavesley, G.H.; Lichty, R.W.; Troutman, B.M.; Saindon, L.G. (1983): Precipitation-Runoff Modeling System: User's Manual, Water-Resources Investigations Report 83-4238, Denver
- Leibundgut, Ch. (Hrsg.) (1995): Tracer Technologies for Hydrological Systems, IAHS-Publ., **229**, Wallingford
- Leibundgut, Ch.; McDonnel, J.J; Schultz, G. (Hrsg.) (1999): Integrated Methods in Catchment Hydrology - Tracer, Remote Sensing and New Hydrometric Techniques, IAHS Publ., **258**, Wallingford
- Leser, H. (Hrsg.) (1997): DIERCKE-Wörterbuch Allgemeine Geographie, München

- LfU Baden-Württemberg (Hrsg.) (1999): Hochwasserabfluss-Wahrscheinlichkeiten in Baden-Württemberg, Oberirdische Gewässer / Gewässerökologie, **54**, Karlsruhe
- Lindström, G.; Johannsson, B.; Persson, M.; Gardelina, M.; Bergström, S. (1997): Development and test of the distributed HBV-96 hydrological model, *J. Hydrol.*, **199**, 272-288
- Lørup, J.K.; Refsgaard, J.Chr.; Mazvimavi, D. (1998): Assessing the effect of land use change on catchment runoff by combined use of statistical tests and hydrological modelling: Case studies from Zimbabwe, *J. Hydrol.*, **205**, 147-163
- Mannenbach Wasserversorgung (Zweckverband) (1993): Antrag auf Festsetzung eines Wasserschutzgebietes für die Große Wiesenquelle - Erläuterungsbericht 064-030, Anlage 1, Rastatt
- Matthess, G.; Ubell, K. (1983): Allgemeine Hydrogeologie: Grundwasserhaushalt, **1**, Berlin/Stuttgart
- Maurer, T. (1997): Physikalisch begründete zeitkontinuierliche Modellierung des Wassertransportes in kleinen ländlichen Einzugsgebieten, *Mitt. d. Inst. f. Hydrologie und Wasserwirtschaft der Univ. Karlsruhe*, **61**, Karlsruhe
- McDonnel, J.J. (1990): A rationale for old water discharge through macropores in a steep, humid catchment, *Water Resour. Res.*, **26**(11), 2821-2832
- McDonnel, J.J.; Stewart, M.K.; Owens, I.F. (1991): Effect of Catchment-Scale Subsurface Mixing on Stream Isotopic Response, *Water Resour. Res.*, **27**(12), 3065-3073
- McDonnel, J.J.; Rowe, L.; Steward, M. (1999): A combined tracer-hydrometric approach to assess the effect of catchment scale on water flow path, source and age, *IAHS-Publ.*, **258**, 265-274, Wallingford
- Meeseburg, H.; Müller, E. (1992): Simulation des Stofftransportes im Sickerwasser, Interflow und Bachwasser basenarmer Einzugsgebiete des Nordschwarzwaldes, Abschlußbericht PWAB Projekt PW 89.076, Freiburg
- Mehlhorn, J. (1998): Tracerhydrologische Ansätze in der Niederschlags-Abfluß-Modellierung, *Freiburger Schriften zur Hydrologie*, **8**, Freiburg
- Mehlhorn, J.; Ambruster, F.; Uhlenbrook, S.; Leibundgut, Ch. (1998): Determination of the geomorphological instantaneous unit hydrograph using tracer experiments in a headwater basin, *IAHS-Publ.*, **248**, 327-335, Wallingford
- Merz, B. (1996): Modellierung des Niederschlag-Abfluß-Vorgangs in kleinen ländlichen Einzugsgebieten unter Berücksichtigung der natürlichen Variabilität, *Mitt. d. Inst. f. Hydrologie und Wasserwirtschaft der Univ. Karlsruhe*, **56**, Karlsruhe
- Miller, J.A.; Sheth, A.P.; Kochut, K.J. (1999): Perspectives in Modeling: Simulation, Database, and Workflow, In: Chen, P.P. et. al (Eds.): *Conceptual Modeling*, LNCS, **1565**, 154-167, Heidelberg
- Moeschke, H. (1998): Abflussgeschehen im Bergwald - Untersuchungen in drei bewaldeten Kleineinzugsgebieten im Flysch der Tegernseer Berge, *Schriftenreihe*

- der Forstwirtschaftlichen Fakultät der Universität München und der Bayr. LAWAFÖ, **169**, München
- Monteith, J.L. (1975): *Vegetation and the atmosphere*, Vol. 1: Principles, Academic Press, London
- Moser, H.; Rauert, W. (1980): *Isotopenmethoden in der Hydrologie*, Lehrbuch der Hydrogeologie, **8**, Berlin/Stuttgart
- Nandakumar, N; Mein, R.G. (1997): Uncertainty in rainfall-runoff model simulations and the implications for predicting the hydrologic effects of land-use change, *J. Hydrol.*, **192**, 211-232
- Nash, J.E.; Sutcliffe, J.V. (1970): River flow forecasting through conceptual models. Part I: a discussion of principles, *J. Hydrol.*, **10**, 282-290
- O'Connell, P. E. ; Todini, E. (Hrsg.) (1996): Modeling of rainfall, flow and mass transport in hydrological systems: overview, *J. Hydrol.*, **175**
- Ochs, J. (1997): *Analyse des Wasserhaushaltes im Quellgebiet der Eyach (Nordschwarzwald)*, Unveröffentl. Diplomarbeit im Fach Bauingenieurwesen an der Universität Karlsruhe
- Oliver, H.R. und Oliver, S.A. (Hrsg.) (1995): *The Role of Water and the Hydrological Cycle in Global Change*, Nato ASI Series I, **31**
- Peschke, G. (1987): Soil Moisture and Runoff Components from a Physically Founded Approach, *Acta Hydrophys.*, **31** ^{3/4}, 191-205
- Peschke, G. (1991): *Das Einzugsgebiet des Wernersbaches - Forschungsobjekt für Probleme der Hydrometeorologie, Hydrologie und von Waldökosystemen*, *Wiss. Ztschr. der TU Dresden*, **40**(5/6), 237-244
- Peschke, G. et al. (1996): *Wasser im System Boden - Pflanze - Atmosphäre*, Festschrift zum 60. Geburtstag von Prof. Peschke, IHI-Schriften, **2**, Zittau
- Peschke, G. (1998): Hydrological processes of storm runoff generation, *PIK Report*, **48**, 75-87, Potsdam
- Peschke, G. (2001): *Bodenwasserhaushalt und Abflussbildung*, *Geographische Rundschau*, **53** (5), 18-23
- Peschke, G.; Etzenberg, C.; Müller, G. (1998): Experimental analysis of different runoff generation mechanisms, In: Bucek, J et al. (Hrsg.): *Proc. of the ERB-Conf. on Catchment Hydrol. and Biochem. Processes in Changing Environment*, 109-112, Liblice
- Peschke, G.; Kuraz, V.; Sambale, C. (1999): Soil moisture: Accuracy of measurements and scaling problems, *Proc. Int. Conf. on Quality, Management and Availability of Data for Hydrology and Water Res. Man.*, 73-76, Koblenz
- Peschke, G.; Sambale, Ch. (1999): Hydrometric approaches to gain a better understanding of saturation excess overland flow, *IAHS-Publ.*, **258**, Wallingford

- Plate, E.J. (Hrsg.) (1992): Weiherbach-Projekt, Prognosemodell für die Gewässerbelastung durch Stofftransport aus einem kleinen ländlichen Einzugsgebiet, Mitt. d. Inst. f. Hydrologie und Wasserwirtschaft der Univ. Karlsruhe, **41**, Karlsruhe
- Plate, E.J. (1992a): Skalen in der Hydrologie: Zur Definition von Begriffen, In: Kleeberg, H.B. (Hrsg.): Regionalisierung in der Hydrologie - Mitteilung XI der Senatskommission für Wasserforschung, 33-43, Weinheim
- Plate, E.J. (1993): Statistik und angewandte Wahrscheinlichkeitslehre für Bauingenieure, Berlin
- Refsgaard, J.C. (1996): Terminology, modelling protocol and classification of hydrological models codes, In: Abbott, M.B., Refsgaard, J.C. (Eds.), Distributed Hydrological Modelling, 17-39, Dordrecht
- Refsgaard, J.C. (1997): Parametrisation, calibration and validation of distributed hydrological models, J. Hydrol., **198**, 69-97
- Refsgaard, J.C.; Abbott, M.B. (1996): The role of distributed hydrological modelling in Water Resources Management, In: Abbott, M.B., Refsgaard, J.C. (Eds.), Distributed Hydrological Modelling, 1-16, Dordrecht
- Rhode, A. (1987): The Origin of Streamwater - Traced by Oxygen-18, Report Series A, **41**, Uppsala
- Roeing, F. (1996): ORACLE7 Datenbanken erfolgreich realisieren, Braunschweig/Wiesbaden
- Sander, S. (1998): Erosion auf Forstwegen als Hinweis auf oberflächennahe Abflussvorgänge im Einzugsgebiet des Dürreychbaches, Unveröffentl. Zulassungsarbeit im Fach Geographie (LA) an der Universität Karlsruhe
- Schädel, W. (2001): Bodenfeuchtemessungen an der Klimastation Freifläche (Dürreychbachtal), Pers. Mitteilung, Karlsruhe
- Scherrer, S. (1997): Abflussbildung bei Starkniederschlägen: Identifikation von Abflussprozessen mittels künstlicher Niederschläge, Mitteilungen Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH, **147**, Zürich
- Schlageter, G. (1992): Datenbanksysteme, Kursunterlagen der Fernuniversität Hagen (Kurs-Nr. 1665-8-01-S1), Hagen
- Schulla, J. (1997): Hydrologische Modellierung von Flußgebieten zur Abschätzung von Folgen von Klimaveränderungen, Diss. ETH 12018, 161 S., Zürich
- Schulla, J.; Jasper, K. (1999): Modellbeschreibung WaSiM-ETH, unveröffentl., Zürich
- Schwarze, R.; Hebert, D.; Opherden, K. (1995): Zur Altersstruktur des Abflusses in kleinen Einzugsgebieten, Isotopes Environ. Health Stud., **31**, 15-28
- Seeger, T. (1990): Abfluß- und Stofffrachtseparation im Buntsandstein des Nordschwarzwaldes, Reihe C (Hydro-, Ingenieur- und Umweltgeologie), Diss. am Inst. für Geologie und Paläontologie der Univ. Tübingen, **6**, Tübingen

- Seibert, J.; Rhode, A.; Bishop, K. (2001): A new conceptual model for hillslope runoff, groundwater and oxygen-18, Proceedings of the Int. Workshop on Runoff Generation and Implications for River Basin Modeling, Freiburger Schriften zur Hydrologie, Leibundgut, Chr, Uhlenbrook, S., McDonnell, J. (Eds.), **13**, 118-127, Freiburg
- Seibert, J; McDonnell, J.J. (2001): Towards a better process representation of catchment hydrology in conceptual runoff modelling, Proceedings of the Int. Workshop on Runoff Generation and Implications for River Basin Modeling, Freiburger Schriften zur Hydrologie, Leibundgut, Chr, Uhlenbrook, S., McDonnell, J. (Eds.), **13**, 128-138, Freiburg
- Sidele, R.C.; Tsuboyama, Y.; Noguchi, S.; Hosoda, I.; Fujieda, M.; Shimizu, T. (2000): Stormflow generation in steep forested headwaters: a linked hydrogeomorphic paradigm, Hydrol. Process., **14**, 369-385
- Singh, V.P. (Hrsg.) (1995): Computer Models of Watershed Hydrology, Water Resour. Publ., Highlands Ranch, USA
- Sirin, A.; Köhler, S.; Bishop, K. (1998): Resolving flow pathways and geochemistry in a headwater forested wetland with multiple tracers, IAHS-Publ., **248**, 337-342, Wallingford
- Soulsby, C.; Malcolm, R.; Ferrier, R.C.; Helliwell, R.C.; Jenkins, A. (1999): Seasonal hydrology of oxygen-18 in Allt a'Mharcaidh, Scotland: implications for water movement and residence times, IAHS-Publ., **258**, Wallingford
- Soulsby, C.; Malcolm, R.; Helliwell, R.; Ferrier, R.C.; Jenkins, A. (2000): Isotope hydrology of the Allt a'Mharcaidh catchment, Cairngorms, Scotland: implication for hydrological pathways and residence times, Hydrol. Process., **14**, 747-762
- Stacheder, M. (1996): Die Time Domain Reflectometry in der Geotechnik, Schriftenreihe Angew. Geol. Karlsruhe, **40**, 174 S., Karlsruhe
- Stahr, K. (1973): Die Stellung der Böden mit Fe-Bändchen-Horizont (thin iron pan) in der Bodengesellschaft der nördlichen Schwarzwaldberge, Arb. am Inst. für Geol. Paleont Uni Stuttgart, **NF69**, 85-183, Stuttgart
- Thiemann, K. (1998): Hydrologische und Hydrochemische Untersuchungen zur Typisierung der Quellen des Dürreychtales/Nordschwarzwald, Unveröffentl. Diplomarbeit im Fach Geoökologie an der Universität Karlsruhe
- Tindall, I. C. (1996): LandOceanInteraction Study: A new approach to managing spatial and time series for an interdisciplinary scientific research programme, IAHS-Publ., **235**, Wallingford
- Tsujimura, M.; Tanaka, T.; Onda, Y. (1998): Effect of subsurface flow on isotopic composition of soil water in headwater basins, IAHS-Publ., **248**, 343-352, Wallingford

- Uhlenbrook, S. (1999): Untersuchung und Modellierung der Abflußbildung in einem mesoskaligen Einzugsgebiet, Freiburger Schriften zur Hydrologie, **10**, Freiburg
- Uhlenbrook, S.; Holocher, J.; Leibundgut, C.; Seibert, J. (1998): Using a conceptual rainfall-runoff model on different scales by comparing a headwater with larger basins, IAHS-Publ., **248**, 297-306, Wallingford
- Uhlenbrook, S; Leibundgut, Ch. (1997): Abflussbildung bei Hochwasser. Materialien zum Hochwasserschutz am Rhein, Materialien zum Hochwasserschutz am Rhein, Landesamt für Wasserwirtschaft Rheinland-Pfalz, Heft **5**, Mainz
- Van Genuchten, M. Th. (1980): A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, Soil Sci. Soc. Am. J, **44**, 892-898
- Viville, D. (1985): Variabilité spatiale des propriétés physiques et hydriques des sols dans le bassin versant du Ringelbach (Vosges granitiques), Diss. Univ. Louis Pasteur, Strasbourg
- Vohland, M; Treis, A.; Krein, A.; Udelhoven, T.; Hill, J. (2000): Landnutzungsbezogene Modellierung hochwassergenetisch relevanter Abflußkomponenten im Ruwer-Einzugsgebiet, Hydrologie und Wasserwirtschaft, **44**(4), 190-200
- Volkman, H. (1999): DOC-Export aus dem Dürreychgebiet - Nutzung als natürlicher Tracer, In: Hildebrand, E.E (1999): Vom Punkt zur Fläche - Neue Wege. Berichte Freiburger Forstliche Forschung, **7**, 173-177, Freiburg
- Volkman, H. (2002): Gelöste organische Kohlenstoffverbindungen (DOC) im Dürreychbachtal (N-Schwarzwald): Transportdynamik und Nutzung als natürlicher Tracer zur Identifizierung dominierender Abflussprozesse, Diss. Universität Karlsruhe (im Promotionsverfahren), Karlsruhe
- Volkman, H.; Casper, M. (2001): Hydrograph separation of selected runoff events using DOC and ¹⁸O as natural tracers, Proceedings of the Int. Workshop on Runoff Generation and Implications for River Basin Modeling, Freiburger Schriften zur Hydrologie, Leibundgut, Chr, Uhlenbrook, S., McDonell, J. (Eds.), **13**, 375-380, Freiburg
- Waldenmeyer, G. (1999): Ausgliederung von Flächen gleicher Abflußreaktion auf Grundlage der Forstlichen Standortskarte und eines Digitalen Höhenmodells, In: Hildebrand, E.E (1999): Vom Punkt zur Fläche - Neue Wege. Berichte Freiburger Forstliche Forschung, **7**, 167-172, Freiburg
- Waldenmeyer, G. (2002): Abflussbildungsprozesse und ihre räumliche Verteilung in einem kleinen Einzugsgebiet des Nordschwarzwalds (Dürreychgebiet), Diss. Universität Karlsruhe (im Promotionsverfahren), Karlsruhe
- Waldenmeyer, G; Casper, M. (2001): Identification of hydrotopes in a small forested catchment, Proceedings of the Int. Workshop on Runoff Generation and Implications for River Basin Modeling, Freiburger Schriften zur Hydrologie, Leibundgut, Chr, Uhlenbrook, S., McDonell, J. (Eds.), **13**, 104-110, Freiburg

- Waldenmeyer, G; Mehlhorn, J. (1999): Salztracereperimente im Dürreychbachgebiet, Pers. Mitteilung, Karlsruhe
- Weiler, M.; Naef, F.; Leibundgut, C. (1998): Study of runoff generation on hillslopes using tracer experiments and a physically based numerical hillslope model, IAHS-Publ., **248**, 353-360, Wallingford
- Wittenberg, H. (1997): Der nichtlineare Speicher als Alternative zur Beschreibung von Basisabfluß, Grundwasserspeicherung und Trockenwetterganglinie, Wasserwirtschaft, **87**(12), 570-574
- Wittenberg, H.; Siwapalan, M. (1999): Watershed groundwater balance estimation using streamflow recession analysis and baseflow separation, J. Hydrol., **219**, 20-33
- Wood, E.F. (1994): Scaling, soil moisture and evapotranspiration in runoff models, Advances in Water Resources, **17**, 25-34
- Wood, E.F.; Siwapalan, M.; Beven, K.; Band, L. (1988): Effects of spatial variability and scale with implications to hydrologic modeling, J. Hydrol., **102**, 29-47
- Yang, D.; Herath, S.; Musiak, K. (2000): Comparison of different distributed hydrological models for characterization of catchment spatial variability, Hydrol. Process., **14**, 403-416
- Zehe, E. (1999): Stofftransport in der ungesättigten Bodenzone auf verschiedenen Skalen, Mitt. d. Inst. f. Hydrologie und Wasserwirtschaft der Univ. Karlsruhe (TH), **64**, Karlsruhe
- Zehe, E.; Becker, R. (2000): Physically based modelling of long term water dynamics in a meso scale catchment using parallel computing, Geophysical Research Abstracts, 25th Gen. Ass. of the EGS, Nizza, 25-29.4.2000, **2**, CD-ROM, Katlenburg
- Zehe, E.; Maurer, T.; Plate, E.J. (2000): Modeling water flow and mass transport in a loess catchment, Physics and Chemistry of the Earth, Part B, **26**/7-8, 487-507, Katlenburg
- Zimmermann (2000): Strahlungsdaten der REKLIP-Station Sasbach-Walden, Institut für Meteorologie und Klimaforschung der Universität Karlsruhe; Pers. Mitteilung, Karlsruhe
- Zimmermann, S; Töpfer, J; Peschke, G. (2001): A knowledge-based system to improve the pre-processing of distributed precipitation-runoff models, Proceedings of the Int. Workshop on Runoff Generation and Implications for River Basin Modeling, Freiburger Schriften zur Hydrologie, Leibundgut, Chr, Uhlenbrook, S., McDonnell, J. (Eds.), **13**, 175-182, Freiburg

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1-1: Struktogramm: Forschungsarbeiten der AG Dürreych	4
Abbildung 1-2: Oben: Das untere Tal des Dürreychbaches nach dem Hochwasser vom 28./29.10.1998. Unten: Der ehem. LfU-Pegel „Dürreychbach“ am 26.2.1997.	9
Abbildung 2-1: Lage des Untersuchungsgebietes	11
Abbildung 2-2: Lage des Einzugsgebietes, Nachbarpegel	11
Abbildung 2-3: Lage der Hauptmesspunkte	12
Abbildung 2-4: Geologische Übersichtskarte des Untersuchungsraumes nach GLA BW (1967), verändert	13
Abbildung 2-5: Die wichtigsten Quellaustritte im Einzugsgebiet (KASSEBEER, 1997, verändert)	14
Abbildung 2-6: Morphologie des Einzugsgebietes (Hangneigung)	16
Abbildung 2-7: Hauptbodengesellschaften Quelle: BÜK200 (GLA BW, 1994)	18
Abbildung 2-8: Bestandesalter (Stand 1995)	20
Abbildung 2-9: Wegenetz im Einzugsgebiet	22
Abbildung 2-10: Vertikale Abflusskomponenten (nach PESCHKE, 2001)	24
Abbildung 2-11: Zwischenabfluss („Interflow“)	24
Abbildung 2-12: Horton'scher Oberflächenabfluss („Infiltration Excess Flow“)	24
Abbildung 2-13: Sättigungsflächenabfluss („Saturation Excess Flow“)	25
Abbildung 3-1: Vereinfachtes Prinzip der Refraktionsseismik für einen Zwei-Schichten-Fall (HECHT, 2000)	27
Abbildung 3-2: Lage der refraktionsseismischen Untersuchungsflächen	28
Abbildung 3-3: Der ehemalige LfU-Pegel Dürreychbachtal, im Hintergrund Niederschlagswippe der Firma ISCO	30
Abbildung 3-4: Aktuelle Schlüsselkurve Pegel Dürreychbach (ABERLE, 1999)	31
Abbildung 3-5: OTT-Schwimmpegel Stillwasserquelle (SQ)	32
Abbildung 3-6 : Horizontierung und Instrumentierung der Messprofile	34
Abbildung 3-7: DOC/ $\delta^{18}\text{O}$ -Diagramm	44
Abbildung 3-8: Wichtungsfunktion für Ökologische Feuchte	47
Abbildung 3-9: Prozess der Datenaufbereitung	51
Abbildung 3-10: Datenmodell für Messdaten	53
Abbildung 4-1: Schematische Gliederung der Geologie und der Abflussprozesse im Untersuchungsgebiet	55
Abbildung 4-2: Hauptpegel - Drei Ereignisse (1, 2, 3) zwischen 5.5. und 14.5.1999	59
Abbildung 4-3: Hauptpegel - Konvektives Ereignis vom 4./5.8.1999	60
Abbildung 4-4: Hauptpegel: HHQ vom 28./29.10.1998	61
Abbildung 4-5: Vergleich Hauptpegel - Stillwasserquelle	63
Abbildung 4-6: Berechnung der mittleren Verweilzeit mittels Tritium (BAUER, 1998)	64
Abbildung 4-7: $\delta^{18}\text{O}$ -Zeitreihe der Teichquelle und Anpassung mit Exponentialmodell	65
Abbildung 4-8: Die Grundwasserkomponenten; nach: SEEGER (1990), stark verändert	66
Abbildung 4-9: Lage und Längsschnitt der Einzugsgebiete SH & LE	67

Abbildung 4-10: Schnitt durch die Feucht- bzw. Sättigungsfläche Klimastation Freifläche / Grandlohweg (ca. 850 m NN), Quelle: WALDENMEYER, 2002, verändert	68
Abbildung 4-11 : Geophysikalisches Profil bei FF (aus FLINSPACH, 1999, verändert)	68
Abbildung 4-12: Aufsättigung des Bodenprofils Freifläche	69
Abbildung 4-13: Folge von drei Ereignissen an den Pegeln LE und SH	71
Abbildung 4-14: Dominierender Abflussbildungstyp (WALDENMEYER, 1999)	72
Abbildung 4-15: DOC-Konzentrationsverläufe am Pegel LE	73
Abbildung 4-16: Ereignis vom 4./5.8.1999 am Pegel LE	75
Abbildung 4-17: Messungen für DOC und $\delta^{18}O$ am Pegel LE (4./5.8.1999)	75
Abbildung 4-18: Ereignis vom 15.-18.10.1998 am Pegel LE	76
Abbildung 4-19: Messungen für DOC und $\delta^{18}O$ am Pegel LE (15.-18.10.1998)	76
Abbildung 4-20: Modellvorstellung für die Abflussbildung auf den Hochflächen	78
Abbildung 4-21: Lage und Längsprofil des Einzugsgebietes SE	79
Abbildung 4-22: Abfluss am Pegel Seemiß: Ähnlichkeit zum Pegel Stillwasserhütte	79
Abbildung 4-23: Komponententrennung am Hauptpegel über DOC-Bilanzierung	81
Abbildung 4-24: Gewichteter Topografischer Index: Flächen mit Sättigungsneigung	82
Abbildung 4-25: Lage des Bodenprofils P1	83
Abbildung 4-26: $\delta^{18}O$ -Gehalte im Niederschlag und in 3 Tiefen des Bodenprofils P1	83
Abbildung 4-27: Ereignis vom 12.5.1999 und Wassergehalte im Bodenprofil P1	84
Abbildung 4-28: Lage und Längsprofil des Pegels HI	85
Abbildung 4-29: Abfluss und DOC-Konzentrationen zwischen dem 16. und 20.9.2000 für den Pegel SH (a) und den Pegel DÜ (b)	86
Abbildung 4-30: Modellvorstellung für den Interflow auf Hangflächen (WALDENMEYER, 2002)	87
Abbildung 4-31: Räumliche Verteilung des Interflowindex	88
Abbildung 4-32: HHQ vom 28./29.10.1998, unten Wassergehalte im Bodenprofil P2	90
Abbildung 4-33: Schnelle Abflussreaktionen infolge Horton'schen Oberflächenabflusses	91
Abbildung 4-34: Hydro- und Chemographen für das Ereignis vom 16. bis 19.9.2000	93
Abbildung 4-35: Trennung in 5 Abflusskomponenten am Pegel DÜ	95
Abbildung 4-36: Statische Raumgliederung nach WALDENMEYER (2002), verändert	97
Abbildung 4-37: Gebietszustand 1	99
Abbildung 4-38: Beispielergebnis für Gebietszustand 1 (31.5.-1.6.1998)	100
Abbildung 4-39: Gebietszustand 2	101
Abbildung 4-40: Beispielergebnis für Gebietszustand 2 (8.10.-11.10.1999)	102
Abbildung 4-41: Gebietszustand 3	103
Abbildung 4-42: Beispielergebnis für Gebietszustand 3 (4.10.-7.10.1999)	104
Abbildung 4-43: Gebietszustand 4	105
Abbildung 4-44: Beispielergebnis für Gebietszustand 4 (14.9.-17.9.1998)	106
Abbildung 4-45: Gebietszustand 5	107
Abbildung 4-46: Beispielergebnis für Gebietszustand 5 (28.10.-1.11.1998)	108
Abbildung 5-1: Hauptelemente eines dynamischen Systems	109
Abbildung 5-2: Modellklassifikation nach MILLER ET. AL. (1999, verändert)	110

Abbildungs- und Tabellenverzeichnis

Abbildung 5-3: Messdaten der Klimastation Freifläche (FF): 1.1.1997 bis 12.11.1999	112
Abbildung 5-4: Struktur des Simulationsmodells PRMS (LEAVESLEY & STANNARD, 1995, verändert)	115
Abbildung 5-5: Aufteilung des Untersuchungsgebietes in HRUs	116
Abbildung 5-6: PRMS: Ermittlung der Koeffizienten von Grundwasser- und Zwischenabflussspeicher am Pegel DÜ (aus: GENG, 2001)	117
Abbildung 5-7: PRMS: Simulationsergebnisse für den Pegel DÜ (Gesamtgebiet)	118
Abbildung 5-8: PRMS: Simulationsergebnisse für den Pegel SH	119
Abbildung 5-9: PRMS: Unterschied von Modell- und Prozesszeitskale	119
Abbildung 5-10: Modellstruktur von WaSiM-ETH (aus: SCHULLA, 1997)	123
Abbildung 5-11: Das Bodenmodell in WaSiM-ETH (TOPMODEL-Ansatz, SCHULLA, 1997)	124
Abbildung 5-12: Räumliche Verteilung des Topografischen Index	125
Abbildung 5-13: WASIM-ETH: Simulationsergebnisse für den Pegel DÜ	126
Abbildung 5-14: WASIM-ETH: Simulationsergebnisse für den Pegel LE	127
Abbildung 5-15: Zeitschrittsteuerung und Prozesskopplung der einzelnen Module von CATFLOW (aus: MAURER, 1997)	131
Abbildung 5-16: Räumliche Diskretisierung des Dürreychbacheinzugsgebietes für CATFLOW	132
Abbildung 5-17: CATFLOW: Flussrandbedingungen an einem Hangsegment (schematisch)	133
Abbildung 5-18: CATFLOW: Simulation der Ganglinie am Pegel DÜ	134
Abbildung 5-19: CATFLOW: Zwei Beispielergebnisse an den Pegeln DÜ, SH und LE	135
Abbildung 5-20: Aufteilung des Hanges 15 in drei Segmente	136
Abbildung 5-21: Abflussbildung am Hang 15; oben: Vergleich Original und drei Segmente; unten: Vergleich des Abflusses aus drei Segmenten mit Ganglinie am Pegel SH	137
Abbildung 5-22: Zwei Diskretisierungsvarianten für den Hang 50	138
Abbildung 5-23: CATFLOW: Einfluss der Diskretisierung auf die Simulationsergebnisse am Beispiel des Hanges 50	139
Abbildung 6-1: Zusammenhang zwischen Raumscale, Prozess, Modellkonzepten und Modellscale im Dürreychgebiet	145

Tabellenverzeichnis

Tabelle 4-1: Gewässerkundliche Hauptzahlen für den Pegel Dürreychbach	56
Tabelle 4-2: Regionalisierte HQ(T) für den Pegel Dürreychbach (Nr. 2469) nach LFU BW (1999), bezogen auf eine EZG-Fläche von 7 km ²	56
Tabelle 4-3: Wasserbilanz für die Pegel Dürreychbach und Eyachmühle	57
Tabelle 4-4: Charakteristika ausgewählter Ereignisse	59
Tabelle 4-5: Wasserbilanzen an den Nebenpegeln	62
Tabelle 4-6: Kennzahlen wichtiger Quellen im Einzugsgebiet	65
Tabelle 4-7: Kennzahlen ausgewählter Ereignisse für die Pegel SH und LE	70
Tabelle 4-8: Verweilzeiten im Bodenprofil P1	84
Tabelle 4-9: Hydrochemische Signatur der unterschiedlichen Reservoirs [mg/l]	94
Tabelle 4-10: Interzeptionsverlust, wöchentliche Mittel zwischen 3.12.1997 und 17.11.1999	96

Tabelle 4-11: Charakterisierung der Gebietszustände	98
Tabelle 4-12: Parameter zur Ausweisung abflussaktiver Flächen	98
Tabelle 4-13: Charakteristika der Beispielergebnisse	98

ANHANG**Inhalt:**

ANHANG A: Gemeinsame Begriffsdefinitionen der AG Dürreych	2
ANHANG B: Die Messeinrichtungen	5
ANHANG C: Die Bodenprofile	9
ANHANG D: PRMS: Parameter und deren Funktionsweise	15
ANHANG E: WASIM-ETH: Konzept und Parameter Bodenmodell.....	17
ANHANG F: CATFLOW: Bodenhydraulische Funktionen	19
ANHANG G: Liste aller ausgewerteten Ereignisse	20
ANHANG H: Kurzfassung eines Vortrages, gehalten auf Symposium „Naturkata- strophen in Mittelgebirgsregionen“ an der Universität Karlsruhe am 11./12. Oktober 1999	23
ANHANG I: δ -18O-Werte monatl. Mittel in Niederschlag und Quellen.....	25
ANHANG J: δ -18O-Werte monatl. Mittel in Bestandesniederschlag und Boden.....	26

ANHANG A: Gemeinsame Begriffsdefinitionen der AG Dürreych

Tabelle A-1: Begriffe zur Abflussbildung: Gemeinsame Definitionen der AG Dürreych

Begriff	Erläuterung
Dominanter Abflussprozess	Im Mittel vorherrschender Abflussbildungsprozess eines Raumausschnitts ungeachtet des aktuellen Feuchtezustands. Gleichzeitig sind alle anderen Prozesse untergeordnet möglich! Unterscheidung von <i>potenziell</i> dominantem Abflussprozess (bedingt durch Einzugsgebietseigenschaften) und <i>aktuell</i> dominantem Abflussprozess (ereignisbedingt).
Ereigniswasser	Abflusskomponente, die in ihrer chemisch-physikalischen Signatur dem unmittelbar vorausgegangenen Niederschlag entspricht
Feuchtfäche	Raumausschnitt mit dauerhaften boden-/vegetationskundlichen Feuchtemerkmalen (z.B. Pseudovergleyung, Vermoorung, Auftreten von Feuchteindikatorpflanzen etc.), ungeachtet des Abflussbildungsprozesses. Häufig → Sättigungsflächen.
Groundwater Ridging	Ähnlich → Piston Flow. Der Effekt ist auf größere Talauen beschränkt (UHLENBROOK & LEIBUNDGUT 1997) und somit für das Dürreychgebiet unbedeutend.
Grundwasser	Unterirdisches Wasser, das die Hohlräume der Erdrinde zusammenhängend ausfüllt und dessen Bewegung überwiegend von der Gravitation und den aus der Bewegung resultierenden Reibungskräften bestimmt wird (HÖLTING, 1989; ehem. DIN 4049). Gliederung in tiefes G. (Festgesteinsklüfte/-poren) und flaches G. (Auensedimente, Schuttdecken).
Hangwasser, Hangzugwasser Hydrotop	Oberflächennahes, hangparallel abfließendes → Grundwasser oder → Stauwasser Hydrologisch homogenes Teilgebiet (DYCK & PESCHKE, 1995: 112). Die AG Dürreych verwendet den Begriff „Hydrotop“ und versteht darunter Flächen mit gleichen dominierenden Abflussprozessen. Oft synonym: verwendet: Pedohydrotop, Ökotopt, HSU (Hydrological Similar Unit) und HRU (Hydrological Response Unit). HRU: eher funktionelle Homogenität (gleiche dominierende Prozesseigenschaften) HSU: eher strukturelle Homogenität (Relief, Boden, Nutzung), REA (Representative Elementary Area, WOOD et al. 1988). Z.T. Assoziation der Begriffe mit bestimmten Konzepten, so etwa HRU mit dem hydrologischen Modell PRMS des U.S. Geological Survey.
Laborskale -	Aus dem topographischen Zusammenhang gelöster Raumausschnitt von $< 10^{-1}$ m
Langsame Abflusskomponente	Stark verzögerter und gedämpfter Beitrag zum Abflussgeschehen als Reaktion des Grundwassersystems auf Niederschläge. Entspricht dem Basisabfluss.

Begriff	Erläuterung
Makroporen	Porengrößen und –strukturen, die eine deutlich schnellere Wasserbewegung als in der Bodenmatrix zulassen (BEVEN & GERMANN 1982). Die Größenordnung wird in der Literatur uneinheitlich angegeben (UHLENBROOK & LEIBUNDGUT 1997). Für das Dürreychgebiet: > 2 mm
Makroskale	Auf Einzugsgebietsgrößen bezogen: > 100 km ² (KLEEBERG et al. 1999)
Mesoskale	Auf Einzugsgebietsgrößen bezogen: 0,01 bis 100 km ² (KLEEBERG et al. 1999)
Mikroskale	Auf Einzugsgebietsgrößen bezogen: <0,01 km ² (KLEEBERG et al. 1999)
Misse	Regionale Bezeichnung für abflussträge Hochflächen im Nordschwarzwald mit z.T. ausgeprägter Vermoorung. Vgl. auch LFU BW (1993)
Modell	Modellkonzept: Verbale, zeichnerische oder mathematische Abstraktion von Niederschlags-Abfluss-Prozessen Simulationsmodell: Software zur Berechnung von Niederschlags-Abfluss-Prozessen auf Grundlage eines → Modellkonzepts
Nested Catchments	Hierarchisch ineinander geschachtelte Einzugsgebiete. Charakteristisch: Mit zunehmender Größe abnehmende Komplexität
Oberflächenabfluss	→ I.e.S. Horton' scher O.: Oberflächlich abfließender Infiltrationsüberschuss infolge Aufsättigung von oben (HORTON, 1933) → Sättigungsflächenabfluss Abfluss in offenen Gerinnen
Pipe Flow	Schneller Fluss in größeren Röhren (Größenordnung 10 ² m). Oft Wurzelbahnen, Subrosionsröhren (im Dürreychgebiet oft unter Wurzeltellern, Hangrinnen), Grabegänge
Piston Flow	Herausdrücken von vorfluternahem Wasser durch vorfluterfern infiltrierendes Wasser infolge Druckfortpflanzung vom Oberhang zum Unterhang. Notwendige Voraussetzung: Durchgängige hydraulische Verbindung.
Plotskale	Raumausschnitt von einigen m ² bis wenigen 10er m ² . Im angloamerikanischen Sprachraum gebräuchlicher Terminus.
Profilskale	Vorwiegend vertikal verstandener Raumausschnitt, Größenordnung 1 m ² . Synonym: Punktskale (MERZ, 1996)
Regionalisierung	In KLEEBERG (1992): „Ausweisung von Flächen gleicher hydrologischer Eigenschaften“ oder von „hydrologisch ähnlichen Gebieten“. Der Begriff schließt auch die „Regionale Übertragung“ als flächenhafte Verallgemeinerung hydrologischer Größen ein – etwa vom Punkt zur Fläche oder geographische Übertragung (KLEEBERG et al., 1999). Übertragen werden Berechnungsvorschriften, Modellparameter und Zustandsgrößen.

Anhang-4

Begriff	Erläuterung
Return Flow	Exfiltrierender Bodenwasseranteil bei → Sättigungsflächenabfluss
Sättigungsflächenabfluss	Die → Grundwasseroberfläche oder → Stauwasseroberfläche erreicht die Geländeoberfläche (engl.: Saturation Excess Flow). Bei Neigung entsteht → Oberflächenabfluss. Dieser setzt sich aus → Return Flow und Niederschlag auf bereits gesättigte Flächen zusammen (UHLENBROOK & LEIBUNDGUT, 1997). Enge, in der Praxis nicht trennbare Wechselwirkung mit oberflächennahem → Zwischenabfluss (Shallow Subsurface Flow).
Schnelle Abflusskomponenten Schuttdecke	Beitrag zum Abflussgeschehen innerhalb weniger Stunden bis zu 2 Tagen. Entspricht dem Direktabfluss. Hauptsächlich im Periglazial entstandenes Lockersediment über Festgestein.
Schuttquelle-	Wasseraustritte aus Schuttdecken, i.d.R. aus flachem → Grundwasser bestehend
Skale, Hang-	Meist streifenförmig verstandener Raumausschnitt zwischen Wasserscheide und Tiefenlinie. Bis wenige 100 m lang.
Stauwasser	Zeitweilig auftretendes bewegliches Bodenwasser über hoch anstehendem StauhORIZONT (meist oberhalb 13 dm u GOK) (AG BODENKUNDE, 1994)
Subrosion	Sammelbegriff für unterirdische Abtragung (LESER, 1997), oft durch Erweiterung von → Makroporen, Tunnelerosion
Tiefensickerung	Synonym: Perkolation. Gravitationsbedingte Wasserbewegung aus der Bodenzone in die Grundwasserzone
Vorereigniswasser	Abflusskomponente, die in ihrer chemisch-physikalischen Signatur weiter zurückliegenden Niederschlagsereignissen entspricht und im Boden/Grundwasser gespeichert wurde (z.T. Alter von mehreren Jahren)
Zwischenabfluss	Synonym: Interflow, Bodeninnerer Abfluss, Hypodermischer Abfluss, Oberer Deckschichtenabfluss, Interflow, Subsurface Stormflow etc. Überbegriff für verschiedene laterale, meist oberflächennahe Matrix- und/ oder Makroporenflüsse. Voraussetzung: Nach unten abnehmende hydraulische Leitfähigkeit sowie ausreichende Hangneigung. Auch Gliederung in schnellen Z. (z.B. Makroporenfluss in der Humusauflage, Subrosionsröhren über Ortstein) und langsamen Z. (tiefere Horizontgrenzen).

ANHANG B: Die Messeinrichtungen

Tabelle B-1: Bezeichnung und Lage der Messstellen im Dürreychbacheinzugsgebiet

Datenbank-Kennung	RW [m]	HW [m]	Z [m]	Art der Messeinrichtung	Ort / Bezeichnung der Lage
100100	3461692	5402120	0	Pegel	Hauptpegel Duerreych (DÜ)
100500	3461315	5402113	0	Messwehr	Forsthaus, Durchlass Durreychweg
101000	3460428	5401813	0	Pegel	Durchlass Hirschklingenbach (HI)
101500	3459566	5401862	0	Messwehr	Durchlass Seemisskar (SE)
102000	3458939	5400746	0	Pegel	Freiflaeche/Stillwasserhuette (SH)
103000	3458364	5400487	0	Pegel	Durchlass Lerchensteinweg (LE)
200100	3459215	5401051	0	Pegel	Stillwasserquelle (SQ)
201000	3459572	5401408	0	Quelle	Hirschhaldenquelle (HHQ)
201500	3459583	5401603	0	Quelle	Alter Durreychweg West
202000	3460713	5402380	0	Brunnen	Bodelschwingh-Tanne, Brunnenrohr
202100	3460860	5402608	0	Quelle	Bodelschwingh-Tanne, untere Quelle
202200	3460621	5402403	0	Quelle	Bodelschwingh-Tanne, obere Quelle
202400	3461130	5402314	0	Quelle	Forsthaus, in Klinge
202500	3461322	5402469	0	Quelle	Forsthaus, Quelfassung
203000	3461050	5402044	0	Quelle	Forsthaus, Quelle Fischteich (TQ)
204000	3460326	5401379	0	Quelle	Hirschklunge, Quellaustritt
204100	3460330	5401514	0	Brunnen	Hirschklunge West
300100	3461159	5402155	0	Zentralstation	Klimastation Forsthaus (FH)
300101	3461159	5402155	-0.2	Bodentemp. 2	Klimastation Forsthaus
300102	3461159	5402155	-0.4	Bodentemp. 3	Klimastation Forsthaus
300103	3461159	5402155	-0.8	Bodentemp. 4	Klimastation Forsthaus
300104	3461159	5402155	-0.2	Bodenfeuchte	Klimastation Forsthaus
300106	3461159	5402155	-0.45	Bodenfeuchte	Klimastation Forsthaus
300108	3461159	5402155	2	Wind	Klimastation Forsthaus
300110	3461159	5402155	2	Luft	Klimastation Forsthaus
300112	3461159	5402155	1.5	Strahlung	Klimastation Forsthaus
300113	3461159	5402155	-0.1	Bodentemp. 1	Klimastation Forsthaus
300114	3461159	5402155	1.5	Regenmesser	Klimastation Forsthaus
300115	3461159	5402155	-0.15	Bodenfeuchte	Klimastation Forsthaus
300117	3461159	5402155	-0.3	Bodenfeuchte	Klimastation Forsthaus
300190	3461159	5402152	1.5	Niederschlags-schreiber (LfU)	Klimastation Forsthaus
300191	3461159	5402152	1.5	Hellmann	Klimastation Forsthaus (FF)
300200	3458705	5400314	0	Zentralstation	Klimastation Freiflaeche
300201	3458705	5400314	-0.4	Bodentemp. 2	Klimastation Freiflaeche
300202	3458705	5400314	-0.2	Bodentemp. 3	Klimastation Freiflaeche
300203	3458705	5400314	-0.1	Bodentemp. 4	Klimastation Freiflaeche
300204	3458705	5400314	-0.35	Bodenfeuchte	Klimastation Freiflaeche
300206	3458705	5400314	-0.2	Bodenfeuchte	Klimastation Freiflaeche
300208	3458705	5400314	2	Wind	Klimastation Freiflaeche
300210	3458705	5400314	2	Luft	Klimastation Freiflaeche
300212	3458705	5400314	1	Strahlung	Klimastation Freiflaeche

Anhang-6

Datenbank-Kennung	RW [m]	HW [m]	Z [m]	Art der Mess-einrichtung	Ort / Bezeichnung der Lage
300213	3458705	5400314	-0.5	Bodentemp. 1	Klimastation Freiflaeche
300214	3458705	5400314	1.5	Regenmesser	Klimastation Freiflaeche
300291	3458705	5400314	1	Hellmann	Klimastation Freiflaeche
300292	3458705	5400314	2	Automatischer Probensammler	Klimastation Freiflaeche
300301	3461692	5402120	1.5	ISCO Niederschlagswippe	Hauptpegel Duerreych
300302	3461692	5402120	1.5	Hellmann	Hauptpegel Duerreych
310000	3465686	5401379	0	Zentralstation	Klimastation Dobel (DWD 2707)
310001	3465686	5401379	1.5	Hellmann	Klimastation Dobel (DWD 2707)
310002	3465686	5401379	2	Temperatur	Klimastation Dobel (DWD 2707)
310003	3465686	5401379	2	Windrichtung	Klimastation Dobel (DWD 2707)
310004	3465686	5401379	2	Windgeschw.	Klimastation Dobel (DWD 2707)
310100	3463272	5406954	0	Zentralstation	Klimastation Wildbad-Bad Sommerberg (DWD 2708)
310101	3463272	5406954	1.5	Hellmann	Klimastation Wildbad-Bad Sommerberg (DWD 2708)
310102	3463272	5406954	2	Temperatur	Klimastation Wildbad-Bad Sommerberg (DWD 2708)
310103	3463272	5406954	2	Windrichtung	Klimastation Wildbad-Bad Sommerberg (DWD 2708)
310104	3463272	5406954	2	Windgeschwindigkeit	Klimastation Wildbad-Bad Sommerberg (DWD 2708)
320100	3432937	5390879	2	Strahlungsgeber (Rin)	Klimastation Sasbach
320200	3432937	5390879	2	Strahlungsgeber (Rout)	Klimastation Sasbach
400100	3459593	5401620	0	Bodenprofil	Bodenprofil 1 (P1)
400101			-0.07	Bodenfeuchte	Bodenprofil 1 (P1)
400102			-0.07	Bodenfeuchte	Bodenprofil 1 (P1)
400103			-0.23	Bodenfeuchte	Bodenprofil 1 (P1)
400104			-0.23	Bodenfeuchte	Bodenprofil 1 (P1)
400105			-0.73	Bodenfeuchte	Bodenprofil 1 (P1)
400106			-0.58	Bodenfeuchte	Bodenprofil 1 (P1)
400107			-0.48	Bodenfeuchte	Bodenprofil 1 (P1)
400108			-0.88	Bodenfeuchte	Bodenprofil 1 (P1)
400109			-0.07	Tensiometer	Bodenprofil 1 (P1)
400110			-0.23	Tensiometer	Bodenprofil 1 (P1)
400111			-0.83	Tensiometer	Bodenprofil 1 (P1)
400112			-0.07	Bodentemp.	Bodenprofil 1 (P1)
400113			-0.23	Bodentemp.	Bodenprofil 1 (P1)
400114			-0.83	Bodentemp.	Bodenprofil 1 (P1)
400115			-0.08	Saugkerze 9	Bodenprofil 1 (P1)
400116			-0.08	Saugkerze 8	Bodenprofil 1 (P1)

Datenbank-Kennung	RW [m]	HW [m]	Z [m]	Art der Mess-einrichtung	Ort / Bezeichnung der Lage
400117			-0.08	Saugkerze 7	Bodenprofil 1 (P1)
400118			-0.13	Saugkerze 4	Bodenprofil 1 (P1)
400119			-0.2	Saugkerze 6	Bodenprofil 1 (P1)
400120			-0.28	Saugkerze 5	Bodenprofil 1 (P1)
400121			-0.53	Saugkerze 3	Bodenprofil 1 (P1)
400122			-0.7	Saugkerze 2	Bodenprofil 1 (P1)
400123			-0.78	Saugkerze 1	Bodenprofil 1 (P1)
400150			0.45	Hellmann, 1za	Bodenprofil 1 (P1)
400151			0.45	Hellmann, 1zb	Bodenprofil 1 (P1)
400152			0.45	Hellmann, 1ka	Bodenprofil 1 (P1)
400153			0.45	Hellmann, 1kb	Bodenprofil 1 (P1)
400200	3459725	5401979	0	Bodenprofil	Bodenprofil 2 (P2)
400201			-0.08	Bodenfeuchte	Bodenprofil 2 (P2)
400202			-0.11	Bodenfeuchte	Bodenprofil 2 (P2)
400203			-0.2	Bodenfeuchte	Bodenprofil 2 (P2)
400204			-0.22	Bodenfeuchte	Bodenprofil 2 (P2)
400205			-0.39	Bodenfeuchte	Bodenprofil 2 (P2)
400206			-0.6	Bodenfeuchte	Bodenprofil 2 (P2)
400207			-0.05	Tensiometer	Bodenprofil 2 (P2)
400208			-0.21	Tensiometer	Bodenprofil 2 (P2)
400209			-0.48	Tensiometer	Bodenprofil 2 (P2)
400210			-0.05	Bodentemp.	Bodenprofil 2 (P2)
400211			-0.07	Bodentemp.	Bodenprofil 2 (P2)
400212			-0.1	Bodentemp.	Bodenprofil 2 (P2)
400213			-0.18	Bodentemp.r	Bodenprofil 2 (P2)
400214			-0.38	Bodentemp.	Bodenprofil 2 (P2)
400215			-0.54	Bodentemp.	Bodenprofil 2 (P2)
400216			-0.03	Saugkerze 101	Bodenprofil 2 (P2)
400217			-0.04	Saugkerze 102	Bodenprofil 2 (P2)
400218			-0.06	Saugkerze 103	Bodenprofil 2 (P2)
400219			-0.18	Saugkerze 105	Bodenprofil 2 (P2)
400220			-0.27	Saugkerze 110	Bodenprofil 2 (P2)
400221			-0.32	Saugkerze 114	Bodenprofil 2 (P2)
400222			-0.38	Saugkerze 106	Bodenprofil 2 (P2)
400223			-0.4	Saugkerze 108	Bodenprofil 2 (P2)
400224			-0.44	Saugkerze 107	Bodenprofil 2 (P2)
400225			1	Luft (Temp./LF)	Bodenprofil 2 (P2)
400226			-0.05	Bodentemp.	Bodenprofil 2 (P2)
400250			0.45	Hellmann, 2za	Bodenprofil 2 (P2)
400251			0.45	Hellmann, 2zb	Bodenprofil 2 (P2)
400252			0.45	Hellmann, 2ka	Bodenprofil 2 (P2)
400253			0.45	Hellmann, 2kb	Bodenprofil 2 (P2)
400400			0.45	Hellmann 18-O Mischprobe	Bodenprofil 1 (P1)

Anhang-8

Tabelle B-2: Technische Ausstattung der wichtigsten Messstellen

Messstelle	Kürzel	Messgröße	Methode
Hauptpegel	DÜ	Abflusshöhe	Rechteckwehr, Schwimmpegel und Drucksonde (ISCO, USA)
		Wöchentliche Niederschlagssummen	Hellmann-Sammler
		Niederschlagsintensität	Niederschlagswippe (ISCO)
		Leitfähigkeit/ Wassertemp.	YSI-600-Multisonde
Klimastation Forsthaus	FH	Wöchentliche Niederschlagssumme	Hellmann-Sammler
		Niederschlagsintensität	Messmodule der Firma IMKO (Ettlingen)
		Lufttemp./-feuchte	
		Strahlungsbilanz	
		Bodentemperatur	
		Bodenwassergehalt	
Hirschklinge	HI	Abflusshöhe	Rechteck-Wehr Ultraschallsonde ZÜLLIG (CH)
Stillwasserquelle	SQ	Abflusshöhe	90-Grad-V-Wehr, Schwimmpegel
Stillwasserhütte	SH	Abflusshöhe	120-Grad-V-Wehr, Drucksonde bzw. Schwimmpegel
		Leitfähigkeit/ Wassertemp.	YSI-600-Multisonde
Lerchensteinweg	LE	Abflusshöhe	Kombinationswehr, Ultraschallsonde ZÜLLIG (CH) Drucksonde (ISCO, USA)
Klimastation Freifläche	FF	Wöchentliche Niederschlagssumme	Hellmann-Sammler
		Niederschlagsintensität	Messmodule der Firma IMKO (Ettlingen)
		Lufttemp./-feuchte	
		Strahlungsbilanz	
		Bodentemperatur	
		Bodenwassergehalt	
Bodenprofil 1	P1	Wöchentliche Niederschlagssumme	Hellmann-Sammler
		Bodentemperatur	Messmodule der Firma IMKO (Ettlingen)
		Bodenwassergehalt	
Bodenprofil 2	P2	Wöchentliche Niederschlagssumme	Hellmann-Sammler
		Lufttemp./-feuchte	Messmodule der Firma IMKO (Ettlingen)
		Bodentemperatur	
		Bodenwassergehalt	
Seemisskar	SE	Abflusshöhe	Kombinationswehr, Ultraschallsonde ZÜLLIG (CH)

ANHANG C: Die Bodenprofile

Profil 1 Bändchenstaupodsol

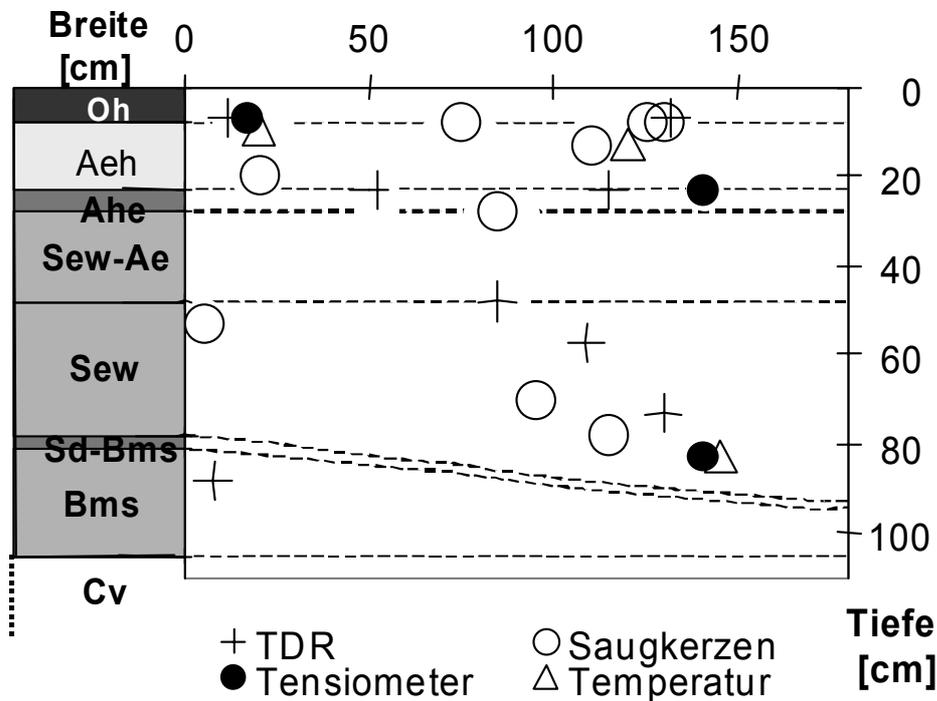


Abbildung 1: Bodenprofil 1 (P 1): Profilaufbau und Lage der Messeinrichtungen

In Abbildung 1 ist der Profilaufbau des Bodenprofils P 1 dargestellt. Es handelt sich um einen typischen Bändchenstaupodsol in einer steilen Hanglage. Es zeichnete sich durch einen stark korngelblichen, humusreichen Aeh-Horizont, einen stark gelblichen Ahe-Horizont mit geringer Humuseinwaschung und die Ausbildung eines wasserstauenden Ortsteines im Bs-Horizont (Sd-Bms) aus. Die Humusform konnte als feinhumusarmer rohhumusartiger Moder bestimmt werden. In der humosen Auflage (Oh) und im stark versauerten Eluvialhorizont (Aeh) finden sich ausgeprägte Wasserwegsamkeiten in Wurzelkanälen oder Subrosionröhren. Insgesamt 8 TDR-Sonden wurden über das gesamte Profil verteilt. 9 Saugkerzen erlaubten eine gezielte Bodenwasserentnahme. Ergänzt wurden die Wassergehaltmessungen durch 3 Tensiometer in den Tiefen 7, 23 und 80 cm und durch 3 Temperaturfühler in den gleichen Tiefen.

Der Temperaturverlauf für ein Jahr ist in Abbildung 2 für die Tiefen 7 und 80 cm dargestellt. Während in 7 cm Tiefe eine ausgeprägte Tagesamplitude zu erkennen ist, ist diese in 80 cm Tiefe nicht mehr erkennbar. Die Jahresamplitude beträgt in 7 cm Tiefe 17 Grad und sinkt in 80 cm Tiefe auf 12 Grad Celsius. Diese relativ hohe Amplitude in 80 cm Tiefe lässt den Schluss zu, dass ein guter Wärmeaustausch mit der Oberfläche stattfindet. Dies stützt die Annahme, dass der auf dem Ortstein gebildete Interflow

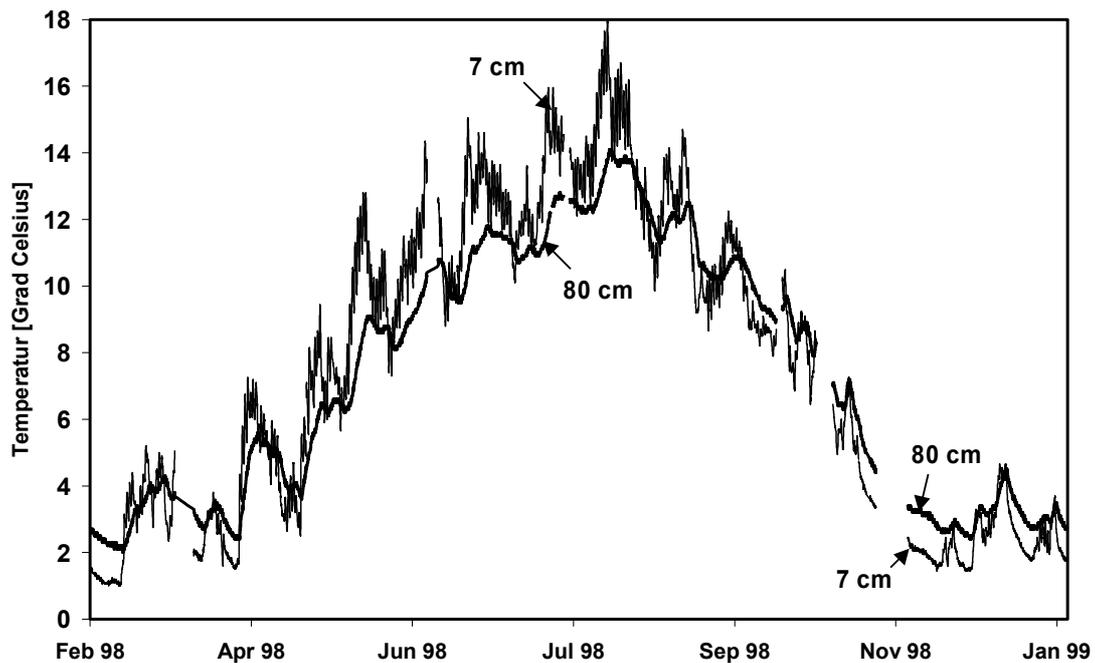


Abbildung 2: Temperaturverlauf im Bodenprofil 1 (P1) in 2 Tiefen

hauptsächlich Bodenwasser ist und nicht Quellwasser aus tieferen Schichten. Im Winter werden in keinem der Horizonte Temperaturen unter 1 Grad Celsius gemessen, dies deutet auf eine gute Isolierung durch die Schneedecke bzw. die Humusauflage hin. Bildung von Oberflächenabfluss infolge gefrorenem Bodens findet somit nicht statt.

In Abbildung 3 sind zwei Niederschlagsereignisse mit der resultierenden Bodenfeuchtedynamik (dargestellt als Saugspannung) in drei unterschiedlichen Tiefen am Profil 1 während eines Zeitraumes mit feuchteren Bedingungen dargestellt. Zwischen dem Saugspannungs-Rückgang (Bodenfeuchte-Zunahme) in 7 cm und 80 cm Tiefe lag eine Verzögerung, die unter der zeitlichen Auflösung der Messintervalle von einer Stunde lag. Wollte man diese Reaktionszeit unter Gravitationsflussbedingungen erhalten, wären dazu Fließgeschwindigkeiten von mindestens $2 \cdot 10^{-4} \text{ ms}^{-1}$ notwendig. Dies würde jedoch deutlich über der Transportgeschwindigkeit von gelöstem organischen Kohlenstoff (DOC) liegen, die von VOLKMANN (2002) aus den Autokorrelationen von Temperatur und DOC-Konzentration ermittelt wurden. Aus einer Reaktionsverzögerung der DOC-Konzentration auf eine Änderung der DOC-Mobilisierung in der organischen Auflage von 80 d in 73 cm Tiefe berechnet sich nur eine (mittlere) Transportgeschwindigkeit von 10^{-7} m s^{-1} . Dieses Ergebnis lässt sich vor allem damit erklären, dass oberhalb der Ortsteinschicht meist Bedingungen nahe der Sättigung herrschen: Langsamer Interflow konnte an der Drainage des Profil 1 fast das ganze Jahr über beobachtet werden. Es sind also nur geringe Wassermengen (und damit geringe Fließgeschwindigkeiten notwendig), um am Tensiometer in 80 cm über Druckfortpflanzung im Porenraum eine Reaktion zu

erzeugen. Dies deckt sich nicht ganz mit den in Kapitel 4 mittels Isotopenuntersuchungen gemachten Aussagen zu mittleren Aufenthaltszeiten des Wassers: In 80 cm wurde diese auf ca. 1 Jahr berechnet. Da bei Isotopen jedoch nur die Amplitudendämpfung des Eingangssignals bewertet wird, lässt dieser Wert keinen Schluss auf die eigentliche Fließgeschwindigkeit oberhalb der Ortsteinschicht zu. Räumlich betrachtet mischt sich bei der lateralen Fließbewegung immer Hangzugwasser mit vertikal zusickerndem Wasser, dies führt zu einer starken Dämpfung des Eingangssignals aus dem Niederschlags durch Mischung unterschiedlich alten Wassers. Ein Rückschluss auf die mittlere vertikale Sickergeschwindigkeit lässt dieses Ergebnis daher nicht zu. Interessant ist auch die Tatsache, dass die Tensiometer in 23 und 73 cm Tiefe während des in Abbildung 3 dargestellten Ereignisses zeitweilig Überdruck anzeigen (negative Saugspannung), was nur durch vollständige Sättigung dieser Horizonte zu erklären ist. Gegen Ende des zweiten Ereignisses erreicht auch das Tensiometer in 7 cm Tiefe die 0 Pa-Grenze, zu diesem Zeitpunkt trat also über den gesamte Profilquerschnitt Interflow mit ganz unterschiedlichen Geschwindigkeiten auf (für die humose Auflage wurden am Bodenprofil 1 gesättigte Leitfähigkeiten im Bereich von 10^3 ms^{-1} experimentell ermittelt, CASPER ET. AL, 2001).

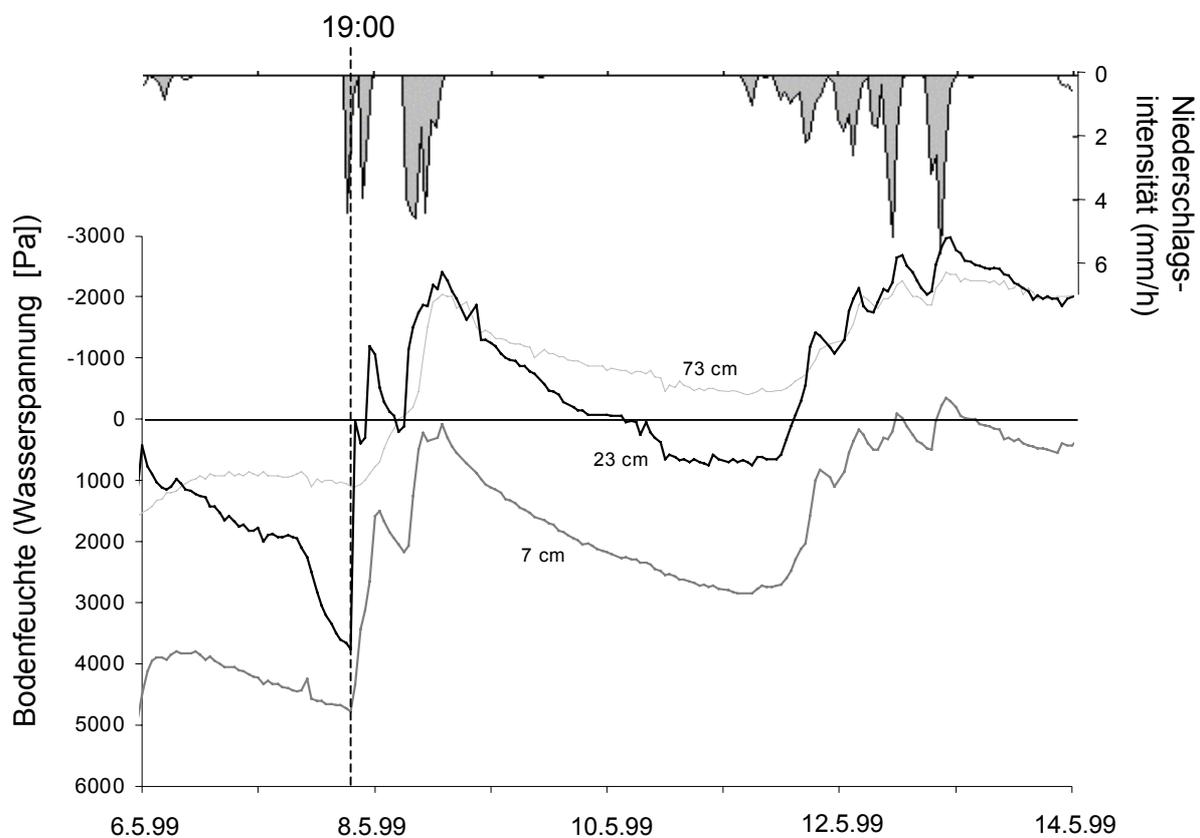


Abbildung 3: Bodenfeuchtedynamik am Profil P1 in den Tiefen 7, 23 und 73 cm. Die Bodenfeuchte ist als Wasserspannung dargestellt und wurde mit Tensiometern erfasst.

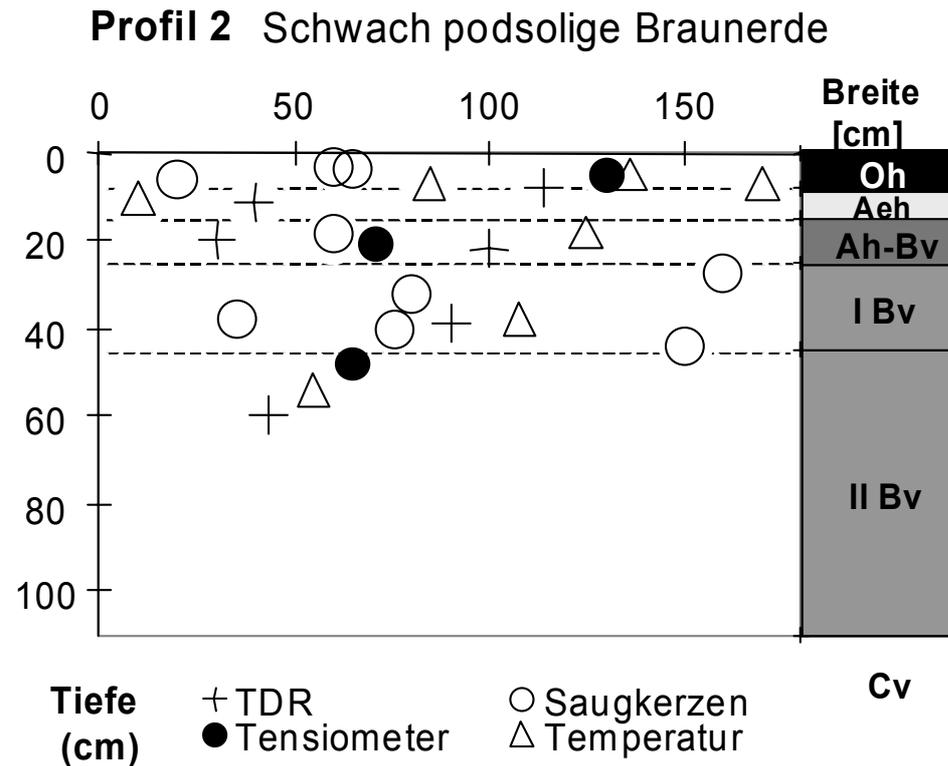


Abbildung 4: Bodenprofil 2 (P2): Profilaufbau und Messeinrichtungen

Das Bodenprofil 2 (P2) lag in einer verebneten Mittelhanglage. Die Humusform war ein feinhumusarmer Moder. Der Bodentyp konnte als „schwach podsoliger Kolluvisol“ bestimmt werden. Es handelte sich dabei um eine skelettreiche (hauptsächliche große Blöcke bis ca. 0.5 m Durchmesser) Braunerde mit einem zweischichtigen Profilaufbau und einer sichtbaren Abreicherung von Oxiden im A-Horizont (Bleichung). Der zweischichtige Profilaufbau war auf größere Umlagerungen von Feinmaterial zurückzuführen. Dabei wurde eine ältere Braunerde (II) von einer neueren Braunerdebildung (I) überdeckt. Es waren keinerlei Reduktionsmerkmale zu erkennen, die auf eine gehemmte Tiefenversickerung schließen ließen. Das gesamte Profil war von sichtbaren Makroporen (Wurzelgängen) durchzogen, im Oberboden fanden sich auch Graberöhren und Subrosionsröhren.

Man erkennt in Abbildung 5, dass in 7 cm Tiefe die wetterabhängigen Temperaturschwankungen größer sind als am Bodenprofil 1. Dies lag teilweise in der flacheren Hangneigung und der stärkeren Sonnenexposition begründet. Bei Sonneneinstrahlung konnte sich der Boden stärker aufheizen, im Winter bildeten sich in der Muldenlage kalte bodennahe Luftschichten aus. Darüber hinaus kann sich aber auch der Wasserhaushalt des Bodens auf die Temperaturdynamik auswirken. Der Boden unterlag im Sommer einer starken Austrocknung, was auch den Energietransport in tiefere Schichten deutlich hemmte. So lag die Maximaltemperatur, die in 60 cm Tiefe erreicht wurde mit 12 Grad Celsius 2 Grad unter der Temperatur in 80 cm Tiefe im

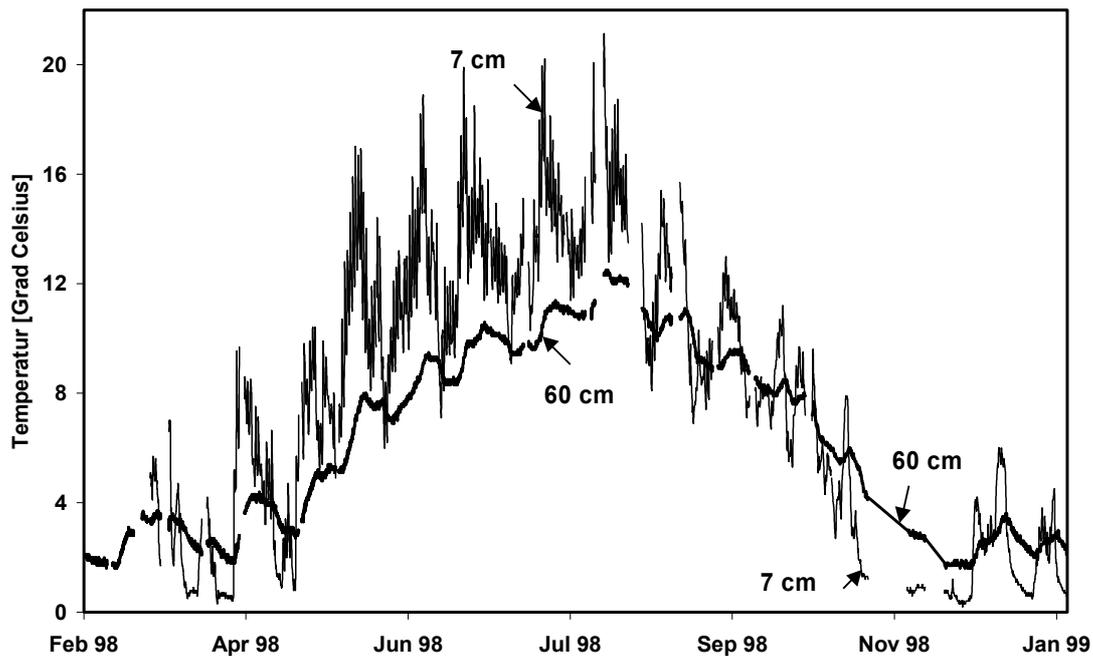


Abbildung 5: Temperaturverlauf im Bodenprofil 2 (P2)

Bodenprofil 2. Auch an diesem Standort konnten keine Temperaturen unter Null gemessen werden. Die Tiefenausbreitung von Bodenwasser nach Niederschlägen zeigte unterschiedliche Prozesse in Abhängigkeit der Vorfeuchte des Bodens (Abbildung 6). Durch einen Niederschlag bei sehr trockenem Zustand (Abbildung 6 a) setzte eine Erhöhung der Bodenfeuchte in 5 cm und in 21 bzw. 22 cm Tiefe gleichzeitig ein, in 5 cm Tiefe dauerte der Bodenfeuchte-Anstieg jedoch länger an, bis ein Maximum erreicht wurde. Zwischen 39 cm und 60 cm Tiefe setzte erst eine Zunahme des Wassergehaltes ein, als in 21 cm Tiefe Wassersättigung gemessen werden konnte.

Bei Trockenheit benötigte das Niederschlagswasser längere Zeit, um das große Porenvolumen Oh-Horizontes aufzufüllen, eine gewisse Hydrophobizität ist anzunehmen. Feinere Poren im mineralischen Oberboden konnten sich wegen der geringen ungesättigten Leitfähigkeit nur langsam mit Wasser auffüllen. Über Makroporenfluss passierte das Wasser in dieser Zeit den Oberboden und gelangte in tiefere Horizonte, die sich auf Grund eines kleineren Porenvolumens und einer höheren Restfeuchte schneller auffüllen konnten. Als gesättigter Porenfluss konnte das Wasser schließlich auch die Horizonte in 39 cm und 60 cm Tiefe erreichen.

Bei feuchtem Ausgangszustand (Abbildung 6 b) reagierte hingegen der Oberboden als erstes mit einem Anstieg der Bodenfeuchte auf den Niederschlag. Das freie Porenvolumen war durch Restwasser kleiner und dadurch schneller auffüllbar. Wassertransport in tiefere Bodenbereiche konnte sofort in Form von ungesättigtem und gesättigtem Porenfluss stattfinden. Weitere Niederschläge erzeugten in 5 cm und 21 cm Tiefe gleichzeitige Maxima, die auf eine Druckerhöhung durch Überstau

Anhang-14

zurückzuführen waren. In 39 cm und in 60 cm Tiefe kam es durch die anhaltenden Niederschläge zu einem kontinuierlichen Anstieg des Wassergehaltes. In 60 cm Tiefe wurde mit ca. 42 Vol.-% die Wassersättigung erreicht. Die TDR-Sonden in 22 cm und 39 cm Tiefe verzeichneten steile Anstiege des Wassergehalte auf über 55 Vol.-% nach dem letzten Niederschlagsschub. Hier ist es wahrscheinlich zu Ausspülungen der Sonden gekommen, die auch durch laterale Wasserflüsse im Boden verursacht werden konnten. Bei heftigen Niederschlägen und sehr nassem Gebietszustand wurden am Profil 2 Wasseraustritte aus Wurzelröhren, Tiergängen und Subrosionsrinnen beobachtet, die streckenweise zu einem oberflächlichen Abfluss im Bereich der Messeinrichtungen geführt haben. Die Aufsättigung des Bodens an diesem Standort ist daher aus seiner Lage in einer leichten Verebnung unterhalb eines Interflow bildenden Blockschutthängen zu erklären und ist nicht durch eine eingeschränkte Versickerungsleistung in tiefern Horizonten zurückzuführen. Dies wird auch durch den sehr schnellen Feuchterückgang nach Ende des Niederschlags in 39 und 60 cm Tiefe belegt : Das Wasser kann ungehindert versickern.

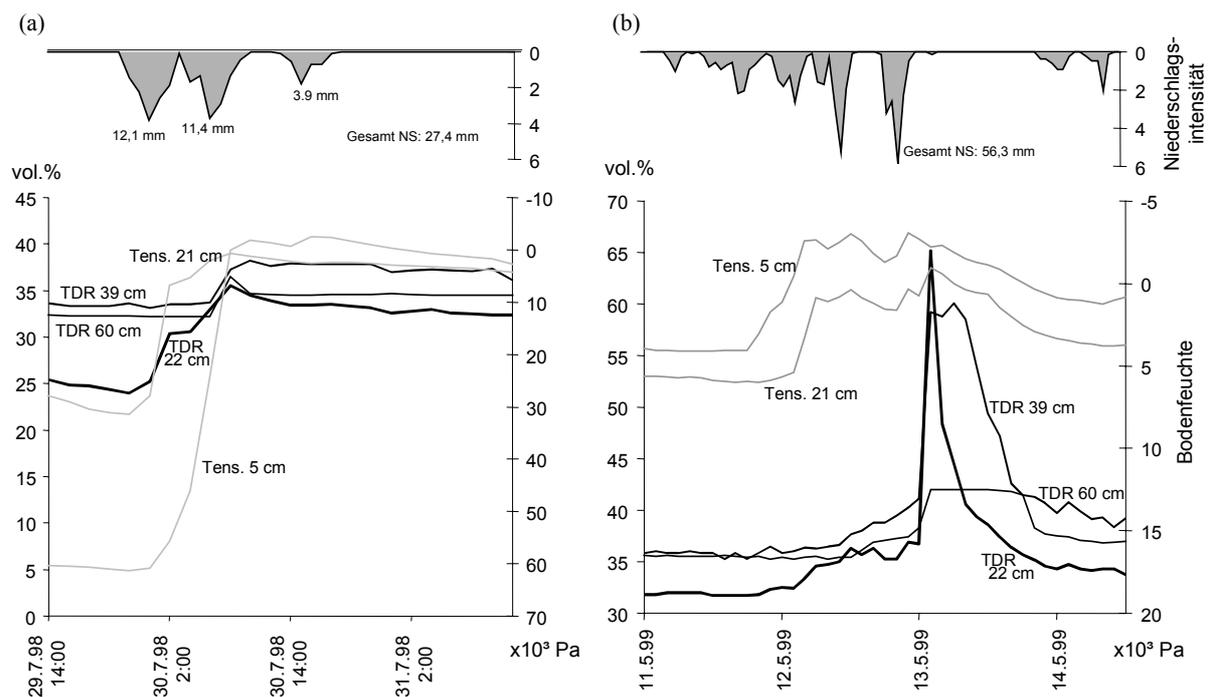


Abbildung 6: Tiefenausbreitung von Bodenwasser am Bodenprofil 2 (P2) nach Niederschlagsereignissen bei (a) trockenen und (b) feuchten Vorbedingungen.

ANHANG D: PRMS: Parameter und deren Funktionsweise (nach: GENG, 2001, verändert)

Modul	Variable	Beschreibung	Einfluss und Funktionsweise der Parameter	Einheit	gemessen <i>optimiert</i>
gwflow_prms	gwflow_coef	linearer Koeffizient GW- Abfluss	Bestimmen <u>gemeinsam</u> das Leerlaufverhalten des Grundwasserspeichers sowie die GW- Abflusskomponente. Wird nur gwsink_coef verkleinert, so wird der für den Basisabfluss verfügbare Rest größer, d.h. die GW- Abflusskomponente und der Gesamtabfluss wird größer. Die Form der Gesamtabflussganglinie bleibt aber weitgehend erhalten, sie ist nur nach oben verschoben. Wird nur gwflow_coef verkleinert, so verringert sich der Basisabfluss und verschiebt sich parallel nach unten, wobei die aufgesetzten Wellen in Fläche und Höhe zunehmen. Der Anteil der schnelleren Komponenten wächst folglich und tritt durch den Rückgang des Basisabflusses mehr in Erscheinung.	1/d	aus Ganglinien- separation: 0.00513 (SH: 0.03333)
	gwsink_coef	linearer Koeffizient GW- Verlust		1/d	GW-Export 0.005658
smbal_prms	soil_moist_max	Maximal auffüllbares Porenvolumen der gesamten Bodenzone (entspricht der nutzbaren Feldkapazität nFK)	Je kleiner der Bodenspeicher gewählt wird, umso schneller wird Oberflächenabfluss in Form von Sättigungsflächenabfluss produziert, vor allem bei stärkeren Ereignissen. Bei einer Halbierung von soil2gw_max verringert sich der Basisabfluss und die Abflussspitzen erhöhen sich. soil2gw_max stellt ein wichtiges Maß für die Perkolation in den Zwischenspeicher dar, weil durch diesen Parameter die Versickerung in den Grundwasserspeicher limitiert wird. Erst bei Überschreitung ergibt sich eine Perkolation in den Zwischenspeicher.	inches	Bodenfeuchte- aus Bodenfeuchte- messung: 4 - 6 inches gewählt 4,7 inches
	soil_rechr_max	Maximalwert des oberen Bodenspeichers innerhalb der Wurzelzone		inches	Bodenfeuchte- aus Bodenfeuchte- messung: 2-3 inches gewählt 2,2 inches
	soil2gw_max	Maximale Perkulationsrate, die täglich aus dem Bodenspeicher ins GW sickern kann. Sie bestimmt damit auch die Perkolation in den Zwischenspeicher, die bei Überschreiten mit dem Überschuss stattfindet.		inches/d	aus K-Wert der untersten Bodenschicht bestimmt: 0.09843 (SH:0,019685)

Anhang-16

Modul	Variable	Beschreibung	Einfluss und Funktionsweise der Parameter	Einheit	gemessen	optimiert
srunoff_smidx_prms	carea_max	Maximal zum Oberflächenabfluss beitragende Fläche	Wird die maximale Grenze der zum Oberflächenabfluss beitragenden Fläche carea_max hochgesetzt, so ergeben sich aufgrund von Sättigungsflächenabfluss größere Abflüsse, die auch im Gesamt-abfluss als Erhöhung der Peaks erscheinen. Smidx_exp und smidx_coef bestimmen gemeinsam den Anteil der beitragenden durchlässigen Flächen (ca_percent). Der mit dem Bodenfeuchteindex smidx im Exponent multiplizierte Faktor smidx_exp kann den überproportionalen Anstieg des Oberflächenabflusses bei intensiven Regenereignissen und hohem Wassergehalt skalieren smidx_coef hat dagegen weniger Einfluss. Abflüsse aus <u>undurchlässigen</u> Flächen können in ihrem Zeitpunkt und ihrer Dauer durch den maximalen Retentionsspeicherinhalt imperv_stor_max gesteuert werden. Erhöhung von imperv_stor_max lässt fast keine Änderung des Gesamtabflusses erkennen, weil der Anteil der Retentionsflächen (hru_percent_imperv) mit 1-2% sehr gering ist.	[/]	0 bis 0.05	
	smidx_coef	Koeffizient zur Berechnung von carea_max		1/d	0.0299	
	smidx_exp	Exponent zur Berechnung von carea_max		1/d	0.357	
	imperv_stor_max	max. Speichervolumen des Retentions-speichers von undurchlässigen Flächen, pro HRU		inches	0.1	
ssflow_prms.f	ssrcoef_lin	Koeffizient (linear). Wasser vom Zwischenspeicher zum Gesamtabfluss	Auch hier teilt sich der Speicherabfluss in 2 Komponenten auf. Ein Abfluss gelangt zum GW und ein anderer trägt zum Gesamtabfluss bei. Wird der Koeffizient ssrcoef_lin verkleinert, so verbreitern sich die Peaks am Fuß und die Scheitelwerte werden kleiner. Im Vergleich dazu sieht man keinen Unterschied beim Verkleinern von ssrcoef_sq , weil der Koeffizient im quadratischen Term zu gering ist, um aufzufallen. Vermutlich ist der Zwischenspeicher nicht genug gefüllt, so dass man einen Unterschied aufgrund der Parametervariation erkennen könnte. Dies kann auch daran liegen, dass der Parameter soil2gw_max zu groß gewählt wurde.	1/d	0.07692 (SH:0.01111)	
	ssrcoef_sq	Koeffizient (quadratisch) Wasser vom Zwischenspeicher zum Gesamtabfluss		1/d	0.05	
	ssr2gw_exp	Exponent der Routing-Funktion (Zwischenspeicher zu GW-Speicher)		1/d	1 (Linear-speicher)	
	ssr2gw_rate	Sickerrate Zwischenspeicher zu GW- Speicher		1/d		
	ssrmax_coef	Maximaler Koeffizient der Routing- Funktion (Zwischenspeicher zu GW- Speicher)		1/d	1 (Linear-speicher)	

ANHANG E: WASIM-ETH: Konzept und Parameter Bodenmodell

Konzept

WASIM-ETH verwendet einen konzeptionellen Ansatz für das Bodenmodell. Hier soll kurz der Zusammenhang zwischen Sättigungsdefizit (oder Füllung) des Bodenspeichers, vertikaler Sickerung und Basisabflussbildung verdeutlicht werden (nach: SCHULLA, 1999).

Zusammenhang zwischen lokalem Sättigungsdefizit S_i und dem mittleren Sättigungsdefizit S_m des Gebietes:

$$S_i = S_m - m \left(\ln \frac{a_t}{T_0 \tan \beta_t} - \gamma \right)$$

m: Rückgangskoeffizient

a_t : lokales Einzugsgebiet

T_0 : Transmissivität

β : lokale Neigung

γ : Mittelwert des Topografischen Index über das Einzugsgebiet

Orte, für die S_i negativ oder Null ist, sind gesättigt und liefern sofort Oberflächenabfluss. S_m errechnet sich aus dem Mittelwert aller lokalen Sättigungsdefizite aus dem vorherigen Zeitschritt und der Bilanz der Zu- und Abflüsse des Gebietes.

Berechnung der lokalen vertikalen Versickerung q_v

$$q_v = K_{kor} \cdot k_f \cdot e^{-S_i/m}$$

K_{kor} : Korrekturfaktor für vertikale Leitfähigkeit

k_f : hydraulische Leitfähigkeit

Berechnung des Basisabflusses

$$Q_B = l \cdot T_0 \cdot \tan \beta_t \cdot e^{-S_i/m}$$

l: Länge, über die Basisabflusszutritt stattfindet.

Kommentar:

Man erkennt, dass Sättigungsdefizit und Grundwasserabflusspende direkt zusammenhängen. Die Oberflächenabflussbildung ist somit an den Grundwasserstand gekoppelt.

Anhang-18

Das lokale Sättigungsdefizit wird über den topografischen Index berechnet, Bodeneigenschaften gehen nur über die Transmissivität ein. Einen echten Raumbezug der Zustandsgröße „Bodenspeicherinhalt“ bietet das Modell somit nicht mehr.

Tabelle E-1: Parameter Bodenmodell WASIM-ETH

Parameter	Beschreibung	Gesamtgebiet	SH/LE
M	Rezessionsparameter für Basisabfluss [m]	0.07	0.07
T _{korr}	Korrekturfaktor für Transmissivität	5	0.1
K _{korr}	Korrekturfaktor für vertikale Versickerung	1-2	2
K _{els,QD}	Konstante des ELS, Direktabfluss [h]	6	3
SH _{max}	Sättigungsdefizit, bei dessen Unterschreitung Interflow gebildet wird	30	15
K _{els,QI}	Konstante des ELS, Interflow [h]	15	12
K _{els,verzögerter}	Nicht verändert [h]	3600	3600
Basisabfluss			
Tiefensick. _{max}	Max. Tiefenversickerungsrate bei Sättigung [mm h ⁻¹]	0.03	0.03
Anfangswert Q _{BB}	Nicht verändert	0.01	0.01
SUZ ₀	Anfangsfüllung der ungesättigten Zone	0.0	0.0
SD ₀	Anfangssättigungsdefizit	0.75	0.75
P _{grenz}	Ansprungpunkt für Makroporenfluss	3	3
r _k	Reduktionsfaktor zur Auffüllung von Verdunstungsverlusten aus dem Grundwasser und aus dem Interflowspeicher	0.9	0.9
C _{melt}	Anteil an Schneeschmelze, der oberflächlich abfließt	0.1	0.1

Tabelle E-2: Bodenhydraulische Parameter der Hauptbodenarten für WASIM-ETH

Nr.	Name gem. FSK	nFK (Vol.-%)	mSB(Vol.-%) =GPV·(100-Skelett)	K _s [ms ⁻¹]	Saugspannung [mm]
2	21m_BISt	7.6	5	3.59E-05	50
3	16m_pSSH	16.5	22.1	1.19E-04	221
7	15m_SSH	17.9	23.7	1.08E-04	237
8	14m_SSH+	16.3	24.7	6.36E-05	247
9	14m_BISH	18.9	16.5	1.58E-04	165
10	19m_BIWH	18.1	20.9	1.14E-04	209
11	18m_BIWH+	16.8	18	5.98E-05	180
27	08h_HMi+	25.4	39.6	1.34E-05	396
29	06m_gfS	19.5	29.1	1.60E-04	291
31	08m_Mla	39	52	5.50E-06	520
34	12h_MR	60	93	8.10E-06	930
35	09m_SFH	18.2	26.6	1.08E-04	266

Bem.: Horizontmächtigkeit auf 1m normiert

ANHANG F: CATFLOW: Bodenhydraulische Funktionen

VAN GENUCHTEN-Parameter; nach: CARSEL & PARRISH 1988, verändert

Bodenart	Skelett- gehalt [-]	K_s [ms ⁻¹]	Θ_s [-]	Θ_r [-]	α [m ⁻¹]	n [-]	Bemerkung
Humus H	0	8.25E-5	0.43	0.034	14.5	2.68	= Sand
Organische Auflage O	0.2	8.00E-5	0.36	0.08	14.5	2.68	= Sand; laterale Durchl.: $K_s * 10$
Sand S	0.4	4.80E-5	0.258	0.025	14.5	2.68	Laterale Durchl.: $K_s * 5$
Lehmiger Sand LS	0.4	2.80E-5	0.258	0.04	12.4	2.28	
Sandiger Lehm SL	0.3	8.60E-6	0.29	0.05	7.5	1.89	
Lehm L	0	2.89E-6	0.43	0.078	3.6	1.56	
Sandiger Ton Lehm SCL	0.2	5.00E-7	0.31	0.06	5.9	1.48	Bsh-Horizonte
Synth. C2	0	3.50E-8	0.46	0.034	1.6	1.37	Unterer Rand Drainage
Ton Lehm CL	0	1.00E-7	0.41	0.095	1.9	1.31	Bändchen / Ortstein, nur teilweise auftretend
Sandiger Ton SC	0	4.50E-8	0.38	0.067	2.7	1.23	Sd-Horizonte
Schluffiger Ton Lehm SiCL	0.3	5.00E-8	0.3	0.06	1	1.23	Bändchen- / Ortsstein- Horizonte, 30% inaktiver Porenraum

ANHANG G: Liste aller ausgewerteten Ereignisse

Datum	Abflussbeiwert				Niederschlag		Max. Bodenwassergehalt [Vol.-%]				Max. Abfluss		Bemerkung	
	DÜ [%]	SH [%]	HI [%]	LE [%]	SE [%]	Summe (Gebiet) [mm]	Max. Int. [mm/h]	FF	Klimast. FH	Klimast. P1	Profil P2	Pegel DÜ [l/s]		Pegel SH [l/s]
26.02.1997	36.0	-	-	-	-	120	8.3	53.0	33	-	-	4400	-	Scheitelabfluss ca. HQ5
01.05.1998	1.1	2.3	0.0	14.3	-	12.8	3.5	40.2	0.0	35.7	29.3	112	8	P1: Schneereste?!
26.05.1998	0.2	0.0	0.0	0.0	-	5.3	3.4	34.8	-	22.2	10.2	76	0	
27.05.1998	0.2	0.0	0.0	0.0	-	3.9	1.3	Ausfall	-	22.3	10.1	73	0	
31.05.1998	0.6	0.0	0.0	0.2	-	30.1	20.0	-	-	27.8	12.3	109	0	
02.06.1998	0.6	1.2	0.2	3.2	-	14.3	5.0	-	-	29.1	12.8	89	6	
07.06.1998	0.2	0.0	0.0	0.0	-	3.7	4.5	-	-	-	13.4	68	0	
10.06.1998	0.0	0.0	0.1	0.0	-	12.6	5.3	-	-	26.7	16.7	66	0	
11.06.1998	0.9	0.7	0.0	5.9	-	6.3	2.8	37.8	28.2	30.3	20.2	81	5	
12.06.1998	1.6	6.5	0.9	14.2	-	22.3	4.1	52.2	29.3	37.6	25.5	106	48	
15.06.1998	0.2	3.0	0.8	9.9	-	8.4	3.4	49.2	29.5	34.3	25.0	89	16	
16.06.1998	1.1	4.6	1.3	14.1	-	16.2	3.9	50.1	29.5	34.3	26.8	95	28	
17.06.1998	0.6	1.5	0.3	8.5	-	5.3	4.8	50	28.4	32.9	25.3	78	6	
26.06.1998	0.9	0.0	0.0	-	0.0	8.0	1.9	37	17.4	25.1	15.7	63	0	Pegelwert fraglich!
27.06.1998	2.1	2.3	0.9	-	6.1	36.4	11.6	50.3	29.3	34.6	25.4	106	35	
10.07.1998	0.9	0.0	0.0	-	0.2	20.6	6.2	39.3	28.6	28.5	22.4	78	0	
13.07.1998	0.9	0.0	0.0	-	0.0	8.7	6.7	38.7	29.3	28.6	23.1	68	0	
16.07.1998	1.1	0.0	0.0	-	0.1	13.3	5.0	39.6	29.6	30.3	24	71	0	
29.07.1998	0.9	0.4	0.1	5.0	-	25.5	3.8	49.7	29.5	31.5	17.7	100	4	
01.08.1998	0.9	0.0	0.0	1.7	-	8.9	4.4	39.6	29.5	30.4	18.1	54	0	Pegelwerte fraglich
02.08.1998	2.5	4.5	0.7	19.3	-	14.7	3.9	49.5	30.3	34	24	89	20	
21.08.1998	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	16.2	4.1	35.7	19.8	21.6	7.3	50	0	
22.08.1998	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	12.9	4.0	36.7	27.4	22.8	-	47	0	
24.08.1998	0.4	0.0	0.1	0.9	1.0	22.5	4.2	38.5	28.3	26.6	-	61	0	Pegelwerte fraglich
03.09.1998	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	17.0	7.8	37.6	28.1	23.7	9.7	50	0	
05.09.1998	0.6	0.6	0.1	7.7	0.6	23.0	7.1	50.3	29.9	28.8	12.4	61	4	
10.09.1998	0.2	0.6	0.0	6.5	0.1	17.3	4.9	49.7	29.2	30.3	13.8	54	8	
14.09.1998	7.7	14.4	6.6	36.3	17.3	60.7	4.8	50.6	30.1	36.6	25.5	495	200	
30.09.1998	0.2	0.0	0.0	0.0	0.5	8.2	1.4	40	29.2	29.1	15.9	59	0	
04.10.1998	0.1	0.0	0.0	0.4	0.0	7.0	10.2	39.3	29	28.3	16.825	54	0	
07.10.1998	2.7	6.1	1.0	24.3	12.4	15.8	3.4	51.9	30.8	32.3	24.6	86	30	
10.10.1998	2.8	7.8	4.7	27.9	11.6	30.3	2.6	50.3	35.9	34.2	26.5	125	33	

Datum	Abflussbeiwert					Niederschlag		Max. Bodenwassergehalt [Vol.-%]				Max. Abfluss		Bemerkung
	DÜ [%]	SH [%]	HI [%]	LE [%]	SE [%]	Summe (Gebiet) [mm]	Max. Int. [mm/h]	Klimat. FF	Klimat. FH	Profil P1	Profil P2	Pegel DÜ [l/s]	Pegel SH [l/s]	
15.10.1998	4.7	13.3	5.8	31.2	12.4	23.8	4.8	50.3	35.5	36.5	30.2	224	107	
17.10.1998	3.1	4.5	3.1	16.3	9.3	13.5	5.5	50.3	30.3	37.3	26.9	145	33	
23.10.1998	0.6	0.0	0.9	1.8	1.0	14.4	3.2	40	35.8	38.8	23.6	131	6	fraglich!!
24.10.1998	7.6	14.9	6.3	29.4	16.6	35.6	5.8	51	35.2	38.8	30.8	555	220	
26.10.1998	1.7	2.6	3.0	11.6	5.3	18.5	4.3	51.5	36.5	37.3	0	173	26	
27.10.1998	39.6	48.3	39.7	-	36.7	177.7	17.4	52.4	33	39.4	76.3	13794	4023	Scheitelabfluss >HQ100
28.10.1998	36.8	38.8	34.8	-	43.2	247.9	17.4	53.7	35.3	40.4	76.3	13794	4023	Gesamtabfluss 27.10-4.11.
03.11.1998	8.0	8.5	8.7	-	14.6	36.3	7.5	53.7	31.7	39.5	34.3	477	83	2. Teil vom Gesamtereignis
09.11.1998	4.2	7.5	6.5	21.3	8.9	33.9	4.6	50.9	35.3	40.4	33.3	314	50	LE zu niedrig!
05.05.1999	0.7	0.1	-	0.0	-	7.7	3.3	39.2	21.1	27.6	16.9	135	4	
07.05.1999	2.1	3.3	-	11.8	-	34.1	5.8	50.3	30.8	40.0	31.3	192	44	
11.05.1999	7.2	15.2	6.2	26.9	-	55.2	5.8	50.8	31.4	40.2	34.1	555	186	breites Ereignis
19.05.1999	0.9	0.1	2.2	0.0	-	8.5	5.1	40.1	27.7	-	26.0	138	5	kurzes Ereignis
22.05.1999	1.7	2.0	1.8	10.1	-	5.1	2.5	40.6	35.0	-	28.3	131	5	kurzes Ereignis
02.06.1999	0.2	0.1	0.0	0.0	-	4.4	3.7	Ausfall				100	1	
03.06.1999	0.7	0.0	0.0	0.0	-	4.2	3.6					119	1	
05.06.1999	0.7	0.1	1.1	0.0	-	25.2	3.8					122	2	
08.06.1999	1.3	3.0	1.6	10.9	-	21.3	5.2	51.2	29.7	-	28.0	119	25	
13.06.1999	0.5	0.0	0.2	0.0	-	9.2	10.3	Ausfall				115	0	
18.06.1999	0.1	0.0	0.0	0.0	-	2.6	2.7					81	0	
20.06.1999	0.4	0.0	0.2	0.3	-	22.9	8.6					112	0	
20.06.1999	1.2	1.2	0.8	5.2	-	38.3	2.2					76	0	20./21.6 zusammengefasst!!
21.06.1999	1.2	2.7	1.6	11.3	-	15.4	3.5	50.2	30.0	-	32.0	125	9	
05.07.1999	0.5	0.0	0.1	0.0	-	20.6	6.2	38.6	28.0	-	20.7	109	0	
07.07.1999	2.1	3.1	1.6	10.1	-	30.6	13.3	51.5	31.6	38.0	32.9	145	48	
10.07.1999	0.1	0.0	0.1	13.5	-	6.1	2.3	40.5	29.4	31.4	32.5	76	0	
11.07.1999	1.4	0.1	0.1	5.6	-	5.7	4.1	39.8	29.9	35.2	34.4	78	0	Pegel fraglich
13.07.1999	5.8	12.8	3.2	23.1	-	34.2	20.7	51.2	32.9	37.8	36.0	455	266	Leerlaufen konstruiert
20.07.1999	0.4	0.0	0.6	0.0	-	12.5	6.6	37.3	k.W	36.1	25.7	100	0	Gewitter!
23.07.1999	1.0	2.2	1.0	-	-	13.6	4.0	42.7	31.2	31.9	-	92	10	
04.08.1999	1.0	1.3	0.3	6.0	-	33.0	30.1	50.4	23.1	31.5	12.8	131	52	Gewitter
06.08.1999	1.0	1.8	1.6	8.7	-	19.9	15.0	50.1	28.4	35.1	22.4	109	20	Gewitter

Datum	Abflussbeiwert				Niederschlag		Max. Bodenwassergehalt [Vol.-%]				Max. Abfluss		Bemerkung	
	DÜ [%]	SH [%]	HI [%]	LE [%]	SE [%]	Summe (Gebiet) [mm]	Max. Int. [mm/h]	Klimast. FF	Klimast. FH	Profil P1	Profil P2	Pegel DÜ [l/s]		Pegel SH [l/s]
09.08.1999	0.7	0.1	0.9	4.5	-	9.2	8.5	40.1	29.3	34.6	22.7	89	0	kleines Gewitter advektiv
11.08.1999	0.7	2.1	0.3	12.1	-	11.1	3.0	46.0	29.6	31.6	27.5	78	6	
14.08.1999	0.4	0.0	0.1	1.7	-	10.2	5.7	Ausfall				0	0	
16.08.1999	0.8	2.5	0.3	14.3	-	10.9	8.3	50.2	30.7	37.1	29.5	112	15	
18.08.1999	0.0	0.0	0.0	0.1	-	7.6	4.9	Ausfall				84	2	
26.08.1999	0.0	0.0	0.0	0.0	-	3.0	3.6	37.7	23	-	14.1	61	0	
27.08.1999	2.0	1.5	1.3	9.2	-	29.7	11.6	49.9	30.1	37.1	29.3	145	26	2 Gewitter innerhalb 6h!
20.09.1999	0.3	0.0	0.0	0.0	-	8.1	3.0	Ausfall				59	0	
23.09.1999	0.3	0.0	0.0	0.0	-	7.6	4.2					61	0	
25.09.1999	0.3	0.0	0.0	0.0	-	10.4	2.5					61	0	
28.09.1999	0.2	0.0	0.1	0.0	-	8.9	4.3					63	0	
29.09.1999	0.8	0.0	0.1	0.4	-	22.3	3.0					63	0	
02.10.1999	0.1	0.3	0.1	4.0	-	3.3	3.8	50.6	30.2	30.7	0.0	73	5	
04.10.1999	2.5	5.9	1.0	19.6	-	22.1	5.6	50.0	30.4	37.0	0.0	119	48	
09.10.1999	1.2	4.4	0.3	26.4	-	8.0	2.8	50.4	29.8	30.6	0.0	68	15	
24.10.1999	0.5	0.0	0.1	2.8	-	22.1	6.0	Ausfall				71	0	
31.10.1999	0.3	0.7	0.1	9.8	-	14.3	5.1	49.4	32	-	-	78	5	
02.11.1999	1.9	7.1	0.7	21.3	-	20.1	3.3	50.4	31.1	37.5	-	122	58	
06.11.1999	0.8	1.8	1.8	9.9	-	15.3	5.6	49.8	36.6	34.9	-	78	10	kurzes Ereignis
07.11.1999	0.4	2.6	0.5	12.4	-	7.4	2.8	50.1	30.3	31.9	-	81	13	kurzes Ereignis
09.11.1999	7.8	12.5	9.6	26.1	-	63.1	4.2	51.4	32.1	35.5	-	495	169	sehr breites Ereignis
17.09.2000	21.4	23.7	-	38.8	-	90.5	11.2	51.5		nicht installiert		2097	592	Scheitelabfluss ca. HQ2

**ANHANG H: Kurzfassung eines Vortrages, gehalten auf Symposium
„Naturkatastrophen in Mittelgebirgsregionen“ an der
Universität Karlsruhe am 11./12. Oktober 1999 (CASPER ET
AL., 1999)**

Das Hochwasser vom 28./29. Oktober 1998 im Einzugsgebiet der Eyach

Dipl-Geoökol. M. Casper, Dipl.-Ing. J. Aberle
Institut für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik
Dipl.-Geoökol. G. Waldenmeyer
Institut für Geographie und Geoökologie
Universität Karlsruhe TH

Für das Hochwasser vom 28./29. Oktober 1998 liegen im oberen Einzugsgebiet der Eyach Vorflut Enz/Neckar, insbesondere im Einzugsgebiet des Dürreychbaches detaillierte Daten vor, die eine genauere Auswertung des Ereignisses und seiner Auswirkungen zulassen.

Eine statistische Auswertung des Abflußereignisses ergibt für die Pegel Eyachmühle 30km², und Dürreychbach 7km² übereinstimmend eine Jährlichkeit im Bereich von 120 bis 200 Jahren. Betrachtet man den Niederschlag, so liegt dessen Jährlichkeit im Bereich von 80 bis 120 Jahren je nach Dauer, Quelle: DWD, 1997 Tabelle 1.

Niederschlag			Abfluß		
Dauer	Summe [mm]	Jährlichkeit	Pegelort	Spende [l/(s*km ²)]	Jährlichkeit
9h	97	>100a	Eyachmühle (1h)	1300	120
12h	107	>100a	Dürreych (1h)	1900	200
24h	133	ca. 100a	Dürreych (10min)	2700	n.v.

Tabelle1: Statistische Kenngrößen des Ereignisses

Erklärt werden kann dieser Unterschied in der Jährlichkeit durch die Tatsache, daß im Gebiet bei Ereignisbeginn fast vollständige Sättigung herrschte.

Durch die intensiven Niederschläge und maximalen Abflußspenden bezogen auf ein 10min-Intervall von 2000 bis 2700 l/s*km² kam es im gesamten Einzugsgebiet zu deutlichen Erosionserscheinungen. Für das Teileinzugsgebiet des Dürreychbaches wurden die Erosionserscheinungen an Wegen und wegnahen Bereichen in Anlehnung an DVWK 1996 kartiert WALDENMEYER, 1999.

Das Bachbett wurde durch den Transport von großen Mengen Geröll und Holz in seiner Struktur umgestaltet. Im Oberlauf der Eyach wurde eine Brücke durch Unterspülung zerstört. Die Auen wurden stellenweise durch beträchtliche Sedimentablagerungen aufgehöhht.

Im Unterlauf des Dürreychbaches kam es durch das Hochwasser zur Zerstörung des Straßendamms an mehreren Stellen. Dabei wurde auch eine über 100 Jahre alte Trockenmauer durchbrochen. Hauptursache war hier die Begradigung des Baches und der Verbau des Gewässers im Bereich der Talaue: Durch das Ereignis hat sich wieder ein stärker gekrümmter Verlauf entwickelt. Im Oberlauf wurde der mit Sandsteinblöcken befestigte alte Talweg auf einer Länge von 20m komplett abgetragen. Durch verklemmte Baumstämme und lokale Fließgeschwindigkeitsreduktion kam es zu enormen Anhäufungen von Sediment mit Blöcken bis etwa 100cm Durchmesser. Umläufigkeiten führten dann zu starken Erosionserscheinungen.

Für 2 Bachabschnitte im Unter- und Mittellauf des Dürreychbaches wurde anhand von Vermessungsdaten der Maximalabfluß rekonstruiert und Kenngrößen wie maximale Fließgeschwindigkeit bzw. Transportkraft abgeleitet Tabelle 2, vgl. ABERLE ET AL. 1999.

Anhang-24

Einige Steilhänge in Weg- bzw. Bachnähe zeigten flachgründige Abrutschungen, z.T. infolge Unterspülung des Unterhanges. Meist führte jedoch Wassersättigung zum Abrutschen von feinschuttreichem Lockermaterial über verfestigten Schuttdeckenlagen. Steilhänge mit Blockauflagen können hingegen als stabil betrachtet werden. Tiefgründige Hangrutschungen waren nicht zu beobachten.

Abschnitt	Ae[km ²]	Gefälle [%]	Qmax[m ³ /s]	vmax[m/s]	dcrit[cm]	Strickler-Beiwert
Unterlauf	5.0	5	13.5	2	40 bis 45	11 bis 12 (!)
Mittellauf	2.9	7	8.0	1.8	45 bis 65	9 bis 10 (!)

Tabelle 2: Charakteristische Kenngrößen für vermessene Bachabschnitte

Die detaillierte Kartierung offenbarte die streckenweise bedeutende Drainagewirkung von Weganschnitten für den oberflächennahen Hangabfluß Interflow und somit für die beschleunigte Abflußkonzentration sowie lokale Rutschungen im Einzugsgebiet.

Deutliche Wegeschäden fanden sich erwartungsgemäß im Bereich überlasteter oder verstopfter Durchlässe sowie dort, wo Forstwege Hauptfließwegen folgen bzw. diese schneiden. Steile Rückegassen und Maschinenwege fungierten häufig als lokale Tiefenlinien und wiesen dann große Erosionschäden auf. Im Bereich der Quellmulde und der flachen Hochflächen kam es nur lokal auf Wegen und in Drainagegräben zu stärkeren Erosionserscheinungen.

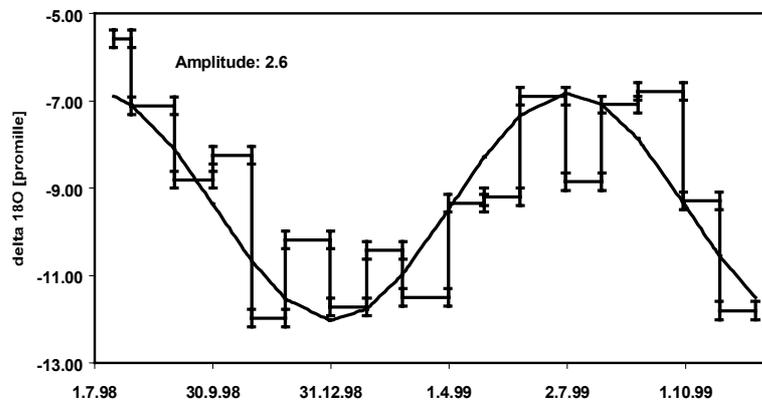
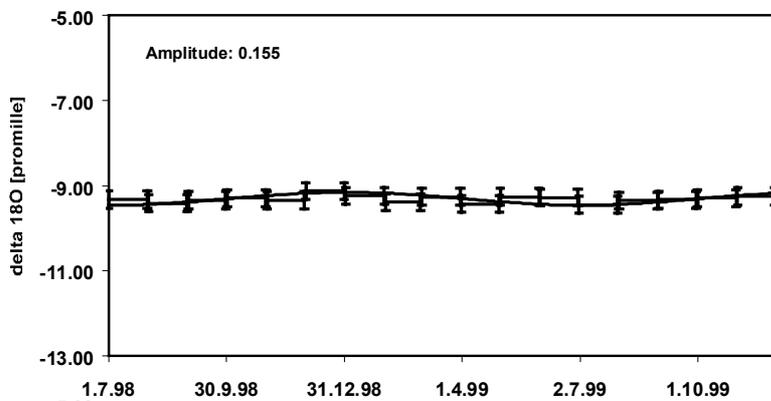
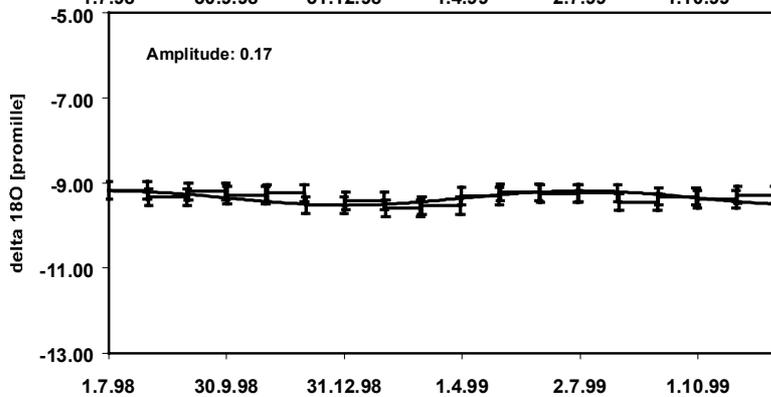
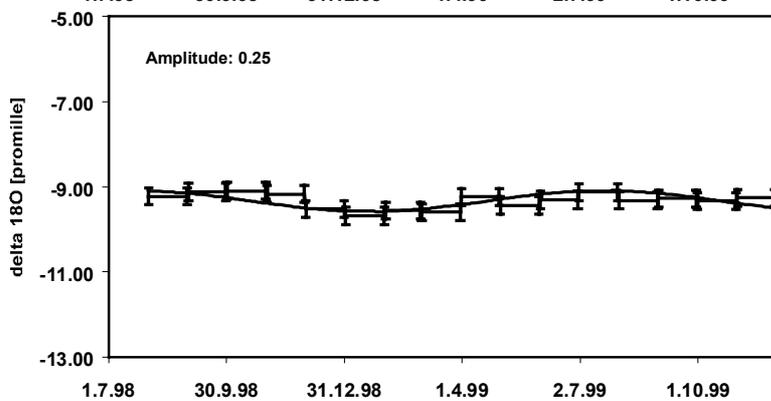
Fazit:

Hochwasser dieser Intensität haben eine deutliche formende Wirkung auf den Gewässerlauf und Teile des Einzugsgebietes. Ein solches Hochwasser läßt sich nicht mehr kontrollieren. Jedoch kann seine Schadwirkung durch eine sorgfältige Planung bei der Anlage von Wegen, Drainagen und Brücken vermindert werden vgl. auch WINKLER, 1992:

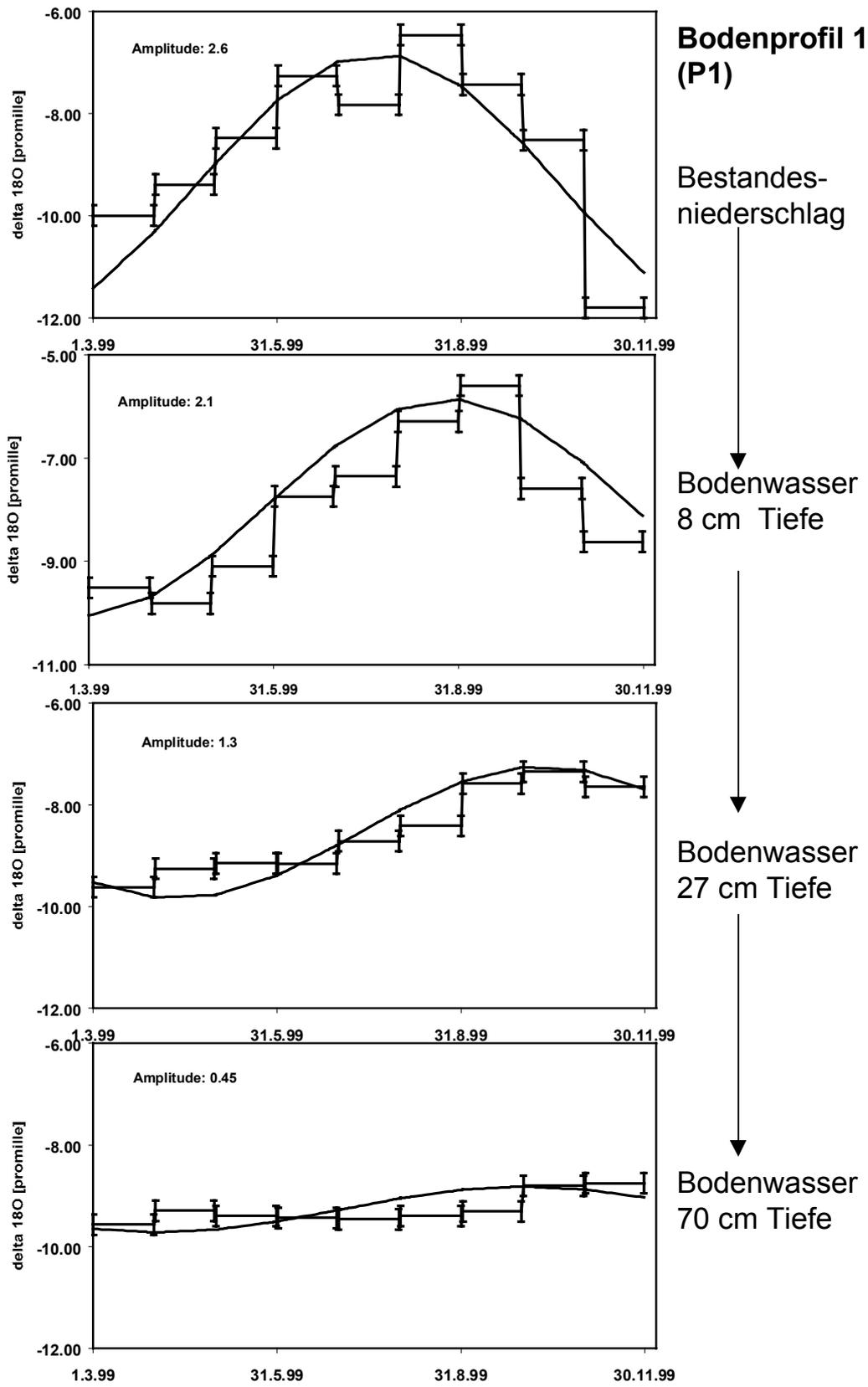
- Der Verbau von steilen Mittelgebirgsbächen muß entweder so massiv erfolgen, daß keine Unterspülungen auftreten können oder es ist durch den Erhalt einer breiten Aue für genügend "Bewegungsfreiheit" zu sorgen.
- Wege sollten grundsätzlich nicht zu steil und vor allem nicht in Tiefenlinien angelegt werden. Bei Wegen, die Tiefenlinien kreuzen, ist für eine großzügige Verdolung zu sorgen, auch wenn kein perennierender Bachlauf sichtbar ist z.B. mit digitaler Reliefanalyse: Verdolungen überall dort sinnvoll, wo lokales EZG > 2ha.
- Brücken sollten entweder so angelegt werden, daß sie komplett überströmt werden können oder ihr durchflossener Querschnitt ist für Abflüsse >3000 l/s*km² auszulegen. Allerdings sind im letzteren Fall Schäden durch verkeilte Baumstämme nicht auszuschließen.
- Im Bereich enger Talauen sollte nach Durchforstungen kein Holz liegen bleiben. Dies führte im Lauf des Dürrejahres zur Bildung einiger natürlicher Dämme mit anschließender Verlegung des Bachlaufes, wobei bachnahe Wegeabschnitte zerstört werden können.

Literatur

- Aberle, J.; Dittrich, A.; Nestmann, F. 1999: Description of steep stream roughness with the standard deviation s; Proceedings of the XXVIII IAHR Congress, Graz
- DVWK 1996: Bodenerosion durch Wasser - Kartieranleitung zur Erfassung aktueller Erosionsformen. DVWK-Merkblätter zur Wasserwirtschaft Bd. 293. Bonn.
- Deutscher Wetterdienst DWD 1997: Kostra-Studie. Offenbach a.M.
- Moeschke, H. 1998: Abflußgeschehen im Bergwald, Dissertation, Forstliche Forschungsberichte Nr. 169. München
- Winkler, N. 1992: Spezielle hydrologische Probleme im Forststraßenbau. Dissertation am Inst. f. Forsttechnik., Universität für Bodenkultur. Wien.
- Waldenmeyer, G. 1999: Ausgliederung von Flächen gleicher Abflußreaktion auf Grundlage der Forstliche Standortskarte und eines Digitalen Höhenmodells. In: Hildebrand, E.E 1999: Vom Punkt zur Fläche - Neue Wege. Berichte Freiburger Forstliche Forschung H7:167-172. Freiburg.

ANHANG I: δ -18O-Werte monatl. Mittel in Niederschlag und QuellenFreiland-
NiederschlagStillwasser-
quelle (SQ)Hirschhalden-
quelle (HHQ)Teichquelle
(TQ)

ANHANG J: δ -18O-Werte, monatl. Mittel in Bestandesniederschlag und Boden



Markus Christian Casper

PERSÖNLICHE ANGABEN

Geboren am: 22.8.1967 in Schorndorf/Württ.
Vater: Dr. med. J. Casper, Arzt
Mutter: M. Casper-Dubro, Lehrerin

SCHULE

1973 - 1977	Grundschule in Haan/Rhld. und Homburg/Saar
1977 - 1986	Gymnasium Johanneum in Homburg/Saar
30. Mai 1986	Abitur

STUDIUM

1987 - 1995	Studium der Verfahrenstechnik (Vordiplom) und der Geoökologie an Universität Karlsruhe (TH)
1990 - 1993	Wissenschaftliche Hilfskraft am Inst. für Geographie und Geoökologie (v.a. Klimamesstechnik)
1993 - 1994	Wissenschaftliche Hilfskraft am Inst. für Wasserbau und Kulturtechnik (Erosionsforschung)
1994	Halbjähriger Forschungsaufenthalt in NE-Island mit Reise-Stipendium des Karlsruher Kreises
1995	Diplom-Geoökologe

BERUFSPRAXIS

1995 - heute	Wissenschaftlicher Angestellter am Inst. für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik der Universität Karlsruhe, Abt. Hydrologie
---------------------	---