

Dipl.-Hydrologin Margret Johst

Vom Fachbereich VI
(Geographie / Geowissenschaften)
der Universität Trier

zur Verleihung des akademischen Grades
Doktor der Naturwissenschaften (Dr. rer. nat.)
genehmigte Dissertation

**Experimentelle und modellgestützte Untersuchungen zur
Hochwasserentstehung im Nordpfälzer Bergland unter
Verwendung eines neuartigen
Spatial-TDR-Bodenfeuchtemessgeräts**

Betreuender:
Prof. Dr. Markus C. Casper

Berichterstattende:
Prof. Dr. Markus C. Casper
Prof. Dr. Johannes B. Ries
Prof. Dr. Markus Weiler

Datum der wissenschaftlichen Aussprache: 15.07.2010

Neustadt a. d. Weinstraße, Mai 2011

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	vii
Zusammenfassung	ix
Abstract	xi
1. Einleitung	1
1.1. Hintergründe der Arbeit	1
1.2. Fragestellung und Zielsetzung	2
1.3. Was ist Hochwasser?	3
2. Stand des Wissens	5
2.1. Starkniederschläge	5
2.1.1. Physikalisch mögliche Maximalwerte	5
2.1.2. Statistische Auswertung von Starkniederschlägen und Extrapolation in den Extrembereich	6
2.2. Prozessforschung zur Abflussbildung während Hochwasser	7
2.2.1. Einordnung von Abflussprozessen	7
2.2.2. Starkniederschlagssimulationen auf der Plotskala	8
2.2.3. Prozessuntersuchungen auf der Hang- und Kleineinzugsgebietskala	11
2.2.4. Beobachtung von Schwellenwertverhalten	19
2.3. Verfahren zur Messung der Bodenfeuchte	22
2.3.1. In-situ-Messungen (Tensiometrie und Hochfrequenzverfahren) . . .	22
2.3.2. Berührungslose Messungen (Satelliten und GPR)	23
2.3.3. Bestimmung von Bodenfeuchteprofilen	23
2.4. Zusammenhang zwischen Bodenfeuchtezustand und Abflussreaktion . . .	25
3. Untersuchungsgebiet Frankelbach	29
3.1. Übersicht	29
3.2. Geologie	29
3.3. Geomorphologische Eigenschaften	31
3.4. Pedologische Eigenschaften	33
3.5. Landnutzung, Bewirtschaftung und Wegenetz	33
3.6. Klima und Hydrologie	35
3.7. Teileinzugsgebiet „Wiese“	36

4. Material und Methoden	39
4.1. Instrumentierung und Standorte kontinuierlich messender Stationen . . .	39
4.1.1. Niederschlagserfassung	39
4.1.2. Durchflussbestimmung an den Pegeln der Universität Trier	40
4.1.3. Messung der elektrischen Leitfähigkeit und Wassertemperatur . . .	42
4.1.4. Zeitangaben, Aggregation von Messwerten und Datenhaltung . .	42
4.2. Das Spatial-TDR Bodenfeuchtemesssystem	44
4.2.1. TDR-Messprinzip und Innovationen des Spatial-TDRs	44
4.2.2. Aufbau des Spatial-TDR-Messsystems	46
4.2.3. Sondenstandorte und -installation	47
4.2.4. Datenaufbereitung	50
4.3. Hydrometrische Analysen auf der Hang- und Teileinzugsgebietsskala . . .	52
4.3.1. Auswahl und Abgrenzung von Ereignissen	52
4.3.2. Definition von Ereigniskennwerten	53
4.3.3. Rekonstruktion historischer Hochwasser	53
4.3.4. Hydrochemische Auswertungen	55
4.4. Untersuchungen auf der Plotskala	56
4.4.1. Bodenphysikalische Analysen	56
4.4.2. Kleinberegnungsversuche	56
4.4.3. Infiltrationsversuche	57
4.4.4. Großberegnungsversuch	58
4.5. Modellierung des Zuflusses in einen Gewässerabschnitt	60
4.5.1. Berechnung einzelner Abflusskomponenten	60
4.5.2. Parametrisierung	63
4.6. Berechnung des modifizierten Topographischen Index	64
5. Messergebnisse und Datenanalysen	67
5.1. Hydrometrische Auswertung	67
5.1.1. Wasserbilanz und Gewässerkundliche Hauptzahlen	67
5.1.2. Analyse vergangener Hochwasser	68
5.1.3. Hochwasser-Ereignisdatensatz für das Gesamteinzugsgebiet und ein Kopfeinzugsgebiet	69
5.1.4. Abflussreaktion vier geschachtelter Einzugsgebiete	72
5.1.5. Abschätzung des Ereigniswasseranteils	75
5.2. Zusammenhang zwischen Spatial-TDR-Signaländerung und Abflussreaktion	77
5.2.1. Vergleich und Bewertung der Spatial-TDR-Messreihen	77
5.2.2. Überblick über gesamten Bodenfeuchte-Messzeitraum	78
5.2.3. Wolkenbruchereignisse im Mai 2006, 2008 und 2009 (Standorte „Tal“ und „Wiese“)	81
5.2.4. Dauerregenereignis im Oktober 2006 (Standort „Wiese“)	85
5.2.5. Dauerregenereignis bei sehr hoher Vorfeuchte im Feb/März 2007 (Standort „Wiese“)	89
5.2.6. Zusammenhang zwischen Spatial-TDR-Signal und Durchfluss . . .	93

5.3.	Beregnungs- und Infiltrationsversuche	95
5.3.1.	Kleinberegnungsversuche	95
5.3.2.	Infiltrationsversuche	97
5.3.3.	Zusammenhänge mit Standorteigenschaften	99
5.3.4.	Großberegnungsversuche	101
5.4.	Hydrologische Modellierung	107
5.5.	Modifizierter Topographischer Index	111
6.	Diskussion	113
6.1.	Beregnungs- und Infiltrationsversuche	113
6.1.1.	Jährlichkeit der simulierten Niederschläge	113
6.1.2.	Infiltrationsraten	113
6.1.3.	Klein- und Großberegnungsversuche	114
6.2.	Bodenfeuchtemessungen	115
6.2.1.	Vergleich von manueller und automatisierter Messreihenauswahl .	115
6.2.2.	Bodenfeuchtedynamik über die Tiefe und über die Zeit	118
6.2.3.	Ableitung von Gebietsfeuchtezuständen und Bodenfeuchteschwellenwerten	119
6.3.	Hydrometrische Beobachtungen und ereignisbasierte Modellierung	122
6.3.1.	Hohe Ereignisabflusskoeffizienten in den Wintermonaten	122
6.3.2.	Unterirdischer Zustrom	123
6.3.3.	Beitrag einzelner Abflusskomponenten zum Scheiteldurchfluss . . .	125
6.4.	Zusammenschau und Hypothesen zur Hochwasserentstehung	127
6.4.1.	Einordnung der Untersuchungen im Frankelbachgebiet	127
6.4.2.	Der Zwischenabfluss als dominierende Abflusskomponente	128
6.4.3.	Die Entstehung und Bedeutung des Oberflächenabflusses	129
6.5.	Bewertung des Spatial-TDR-Bodenfeuchtemessgeräts	132
6.5.1.	Probleme und Unsicherheiten bezüglich des Sondeneinbaus und des Umgebungsmaterials	132
6.5.2.	Unsicherheiten bezüglich der Inversen Rekonstruktion	134
6.5.3.	Potenzial des Spatial-TDR-Systems	136
7.	Schlussfolgerungen und Ausblick	139
	Literaturverzeichnis	143
	Abbildungsverzeichnis	159
	Tabellenverzeichnis	165
	Verzeichnis der Abkürzungen und Symbole	169
A.	Weitere Informationen zum Spatial-TDR-Messsystem	173
A.1.	Spatial-TDR-Messsystem	174

A.2. Spatial-TDR-Laborversuche	176
A.3. Weitere Spatial-TDR-Messergebnisse	185
B. Messeinrichtungen und Hochwasserereignisse im Frankelbachgebiet	189
Lebenslauf	195
Eigene Veröffentlichungen zur Thematik	197

Vorwort

Die vorliegende Arbeit entstand während meiner Tätigkeit als wissenschaftliche Mitarbeiterin im Fach Physische Geographie an der Universität Trier. Für die Unterstützung in dieser Zeit möchte ich mich bei zahlreichen Personen herzlich bedanken.

Ein besonderer Dank gebührt Herrn Prof. Markus Casper für die Initiierung des Messprogramms im Frankelbachgebiet, die finanzielle Verankerung der Spatial-TDR-Messungen und die Betreuung der Arbeit. Seine stete Diskussionsbereitschaft und fundierte Erfahrung waren mir eine große Hilfe. Herrn Prof. Johannes B. Ries danke ich für den freundlichen Ansporn und die Anregung zu einer allumfassenden, geographischen Sichtweise. Ebenfalls danken möchte ich Herrn Prof. Markus Weiler für die Übernahme der Drittbegutachtung und die motivierenden Worte auf dem Doktoranden-Workshop.

Den Fächern Bodenkunde und Hydrologie der Universität Trier danke ich vielmals für die Nutzung der Labore und Bereitstellung der Gerätschaften. Die intensiven Diskussionen mit Dr. Raimund Schneider und Dr. Christoph Müller waren für mich sehr wertvoll und bereichernd.

Der Einsatz des Spatial-TDR-Messsystems wäre nicht ohne die beständige Unterstützung durch Dr. Stefan Schläger und den motivierenden Anschub von Dr. Rolf Becker möglich gewesen. Herrn Wolfgang Feller vom Elektroniklabor und René Wengel danke ich für die Hilfe und Geduld bezüglich Hard- und Softwareproblemen.

Sehr herzlich bedanke ich mich bei den HiWis Tim Sanders, Cordula Zimmer, Marius Luig, Oliver Schmidt und Stefan Wirtz für ihre ausdauernde Hilfe im Gelände und bei der Datenaufbereitung. Dirk Janßen, Christian Haupt und Christophe Faust danke ich für die Erkenntniserweiterung durch ihre Diplom- bzw. Masterarbeiten. Zudem sei allen Studierenden der Geländepraktika 2006 und 2008 für den Einsatz im Gelände gedankt.

Den Mitarbeitern der FAWF, Trippstadt, danke ich für die Bereitstellung von Messgeräten und Daten. Herrn Revierförster Elmar Winnicker danke ich für die gute Kooperation und die tatkräftige Hilfe im schneereichen März 2006. Mein Dank gilt zudem allen Bewohnern von Frankelbach und Eulenbiss für die Unterstützung und Akzeptanz während der Geländegänge.

Den Mitgliedern der Arbeitsgruppe „Modellbildung und Simulation“ im Fach Physische Geographie sei für den inspirierenden Austausch, die sehr gute Zusammenarbeit und so manche humorvolle Stunde gedankt. Oliver Gronz danke ich vielmals für die zahlreichen Tipps in Matlab und den Anstoß zum LaTeX-Einsatz. Dr. Marcus Herbst danke ich für die Programmierung einzelner Matlab-Funktionen. Dr. Birgit Kausch sei für die Durchsicht der Endfassung gedankt. Meiner Zimmerkollegin Antje Heuer danke ich sehr für den emotionalen und melodösen Beistand in den vergangenen fünfeinhalb Jahren.

Abschließend bedanke ich mich bei meinen Freunden für den Ausgleich und die Ausrichtung fern der Wissenschaftswelt. Meiner Familie danke ich von Herzen vielmals für die Unterstützung in vielfältiger Form und die immer offenen Ohren und insbesondere meiner Schwester Charlotte Hepp für das nächtliche Korrekturlesen.

Zusammenfassung

Die Zielsetzung der vorliegenden Arbeit war die raumdifferenzierte und skalenübergreifende Untersuchung der Hochwasserentstehungsprozesse im Frankelbach-Einzugsgebiet, das ein Beispiel eines land- und forstwirtschaftlich genutzten Kleineinzugsgebiets in Mittelgebirgen der gemäßigten Breiten ist. Eine Kernaufgabe war die Quantifizierung der Beiträge einzelner Abflusskomponenten während des Scheiteldurchflusses. Ein weiterer wesentlicher Teil war die Identifikation von Zusammenhängen zwischen der Bodenfeuchtedynamik und der Abflussreaktion. Zur Bodenfeuchtemessung wurde ein neu entwickeltes Spatial-TDR-Messsystem eingesetzt. Im Rahmen dieses pilothaften Einsatzes sollte zudem die Tauglichkeit des Messsystems überprüft und bewertet werden.

Das im Rotliegenden gelegene 5 km² große Frankelbachgebiet mit Jahresniederschlägen von 750 mm a⁻¹, steil eingeschnittenen, bewaldeten Kerbtälern und ackerwirtschaftlich genutzten Hochflächen liegt zwischen 200 und 450 m ü. NN. Auf schuttführenden Sand- und Schlufflehmen, deren Genese auf periglaziale Soliflukationsprozesse zurückgeht, sind hangabwärts mächtiger werdende Braunerden zu finden. Bemerkenswert sind zudem zahlreiche Quellen auf gleicher Höhenlage, die teilweise als Pipequellen ausgebildet sind.

Zur Untersuchung der Abflussbildungsprozesse auf der Plot-, der Hang- und der Teileinzugsgebietsskala wurden Geländeexperimente durchgeführt sowie Hydro- und Chemographen analysiert. Beregnungs- und Infiltrationsversuche dienten der Beurteilung der Oberflächenabflussreaktion unterschiedlich bewirtschafteter Flächen. Durch stündliche Spatial-TDR-Messungen an 13 Standorten (vertikal installierte 60 cm lange Dreistabsonden) konnten Hangwasserflüsse identifiziert werden. Zwischen 2005 und 2009 wurden die Abflüsse vier geschachtelter Einzugsgebiete sowie einer Quelle in 10min-Intervallen erfasst und für 87 Hochwasserereignisse Zusammenhänge zwischen Ereigniskennwerten analysiert. Mittels Messungen der elektrischen Leitfähigkeit und eines Zweikomponenten-Mischungsmodells wurde der Ereignis- und Vorereigniswasseranteil für die höchsten Hochwasser abgeschätzt. Ergänzend zu den Geländeexperimenten wurde ein einfaches Modell konzipiert, das eine quantitative Abschätzung der ober- und unterirdischen Wasserflüsse in einen Gewässereinschnitt erlaubt. Hier war lediglich ein Modellparameter, die Höhe des Stauwasserspiegels, zu kalibrieren.

Zum Vergleich mit 31 anderen Untersuchungsgebieten wurde eine Codierung entwickelt, die eine Einordnung sowohl hinsichtlich der Geofaktoren der Gebiete als auch bezüglich der untersuchten Hochwasserereignisse ermöglicht. Hier zeigte sich, dass das Frankelbachgebiet im hanghydrologischen Forschungsbereich als eher trocken einzuordnen ist. Dennoch ist davon auszugehen, dass sich das Gebiet im Frühjahr in einem nassen Zustand befinden kann und dann ähnliche Prozesse stattfinden wie in grundsätzlich nasser Gebieten.

Der Frankelbach zeigt ein jahreszeitlich sehr unterschiedliches Abflussverhalten. Während in trockenen Sommern hohe Niederschläge im Gebiet gespeichert werden, liegen die Abflusskoeffizienten für einige schneeschnelzfreie Frühjahrereignisse über 50 %. Das höchste beobachtete Hochwasser weist einen Abflusskoeffizient von 55 %, jedoch eine relativ niedrige Abflusspende von $140 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ auf.

Die Großberegnungsversuche, die Quellabflussmessungen, die Ereignisanalysen und die Modellierungsergebnisse weisen darauf hin, dass Dauerregen- und Schneeschmelz-Hochwasser zum Großteil aus Zwischenabfluss bestehen. Hier können zwei Abflusskomponenten differenziert werden: (i) eine oberflächen- und gerinnenaher Komponente, die aufgrund des hohen Ereigniswasseranteils von etwa 60 % durch präferentielles Fließen erklärt werden kann, und (ii) eine ein bis zwei Tage verzögerte tiefere Komponente, die durch unterirdische Abflusskonzentration auf stauenden Schichten generiert wird. Letztere ist in den Quellabfluss- und Spatial-TDR-Messungen erkennbar, hatte jedoch an den am Pegel beobachteten Scheiteldurchflüssen nur einen sehr kleinen Anteil. Während sehr intensiver Niederschläge könnte zusätzlich der Horton'sche Oberflächenabfluss von offen liegenden, hydraulisch angeschlossenen Äckern zum Scheiteldurchfluss beitragen.

Für sämtliche Spatial-TDR-Messstandorte ist von hohen Infiltrations- und Sickerarten auszugehen. Eine Aufsättigung der Standorte ist nicht erkennbar, für die nassen Wintermonate liegen jedoch nur sehr wenige Spatial-TDR-Messwerte vor. Eine in einer Tiefenlinie installierte Sonde (A08) zeigt das Umschalten des Gesamtgebiets in relativ nasse Zustände an. Hier nimmt die Bodenfeuchte während zwei größerer Dauerregenereignisse infolge der unterirdischen Abflusskonzentration stark zu.

Die Vorteile des Spatial-TDR-Messsystems gegenüber anderen Bodenfeuchtemessverfahren sind der relativ störungsfreie Einbau, die kontinuierlichen, zeitlich hochaufgelösten Messungen bis in eine Tiefe von 60 cm und die relativ schnelle Rekonstruktion der Bodenfeuchte. Neben einbau- und substratbedingten Unsicherheiten ist die inverse Modellierung des Spatial-TDR-Signals hingegen eine große Fehlerquelle hinsichtlich der Bestimmung von Absolutwerten der Bodenfeuchte. Folglich wurde in der vorliegenden Arbeit lediglich das Spatial-TDR-Rohsignal als Indikator für die aktuelle Bodenfeuchte verwendet. Durch eine Transformation dieses Spatial-TDR-Signals von der Zeit auf den Sondenort können Aussagen zur relativen Änderung der Bodenfeuchte in einer bestimmten Tiefe gemacht werden. Diese Informationen sind hinreichend genau für die Untersuchung hanghydrologischer Prozesse und für die Ableitung von Gebietsfeuchtezuständen.

Abstract

The aim of this thesis was the investigation of the flood generation processes at different spatial scales in the Frankelbach basin (Northern-Palatinate Highlands, W-Germany). The test site is an example of an agriculturally and silviculturally used basin in low mountain ranges of the temperate zone. One major task was to quantify the contribution of different runoff components to the peak discharge of flood events. A further important part was the identification of relations between the soil moisture dynamic and the runoff reaction. To capture the soil moisture an innovative, recently at the University of Karlsruhe developed Spatial-TDR-measurement system has been used. Thus, the efficiency of this measurement system should be evaluated within the scope of this thesis, too.

The Frankelbach basin of 5 km² size and an altitude of 200 to 450 m AMSL features deeply incised, v-shaped, forested valleys and agriculturally used plateaus. The mean precipitation is 750 mm a⁻¹. The geological basement (Rotliegend sediments) is covered by sandy and loamy debris layers that probably originate from periglacial solifluction. The thickness of the soils, mainly cambisols, increases downslope. Remarkably, numerous springs, that are partly large pipes, are situated at the same altitude.

To investigate the runoff generation processes at the plot-, the hillslope- and the subbasin-scale various field experiments have been conducted and hydro- and chemographs have been analysed. Sprinkling and infiltration experiments were used to evaluate the surface runoff reaction of plots with different landuse. By hourly Spatial-TDR-measurements at 13 sites (vertically installed three-rod probes of 60 cm length) lateral subsurface flow could be identified. Between 2005 and 2009 the runoff of four nested basins and of one spring was captured in 10min-intervalls and the event characteristics were analysed for 87 floods. Using data of electric conductivity and a two-component mixing model the fraction of event water was determined for the highest floods. Complementary to the field experiments, a rather simple model was build up that allows for a quantification of the surface and subsurface fluxes into an stream reach.

The Frankelbach shows a seasonally very different runoff behaviour. While high precipitation is nearly totally stored in the basin in summer, the runoff coefficients of some winter floods without snowmelt are higher than 50 %. The highest observed peak flow features a runoff coefficient of 55 % but a rather low specific discharge of 140 l s⁻¹ km⁻².

For the purpose of comparison with 31 other research basins a coding was developed that allows for an indexing of both the geological characteristics of a basin and the observed flood events. Accordingly, the Frankelbach basin is classified as rather dry within the field of hillslope hydrology research. However, it is assumed that the basin is very wet in spring and that, at these conditions, the processes are similar to those in generally wet research basins.

The results of the larger sprinkling experiments, the spring runoff measurements, the event analysis and the modelling indicate that higher floods, resulting from long term precipitation or snowmelt, consist mainly of interflow. Here, two subsurface runoff components can be distinguished: (i) a preferential flow component (fraction of event water: 60 %), probably originating from the topsoil near the stream and (ii) a one to two days delayed deeper component that results from subsurface runoff concentration on impermeable layers. The latter is visible in the spring runoff and Spatial-TDR data. Additionally, during very intense precipitation, the Hortonian overland flow from bare and hydraulically connected fields might increase the peak flow.

At all Spatial-TDR sites the infiltration and percolation rates seem to be high. A saturation of the sites was not observed. However, for the wet winter months very little Spatial-TDR data exists. One probe that is installed in a thalweg indicates the switch of the entire basin from dry to wet states. Here, during two long term rainfall events the soil moisture increases strongly due to the subsurface runoff concentration.

The advantages of the Spatial-TDR-measurement system are the nearly undisturbing installation, the continuous and frequent measurements down to 60 cm depth and the fast reconstruction of the soil moisture. However, besides the uncertainties related to the probe installation and the soil heterogeneity, the inverse reconstruction of the soil moisture is error prone at certain circumstances. Thus, in this thesis only the raw signal of the Spatial-TDR-measurement was used as soil moisture indicator. By transforming this signal from time to space, information on relative changes of the soil moisture are achievable that are sufficiently accurate for the investigation of hillslope flow processes as well as for the derivation of the basin's moisture state.

1. Einleitung

1.1. Hintergründe der Arbeit

In den letzten Jahrzehnten nahmen die Hochwasserschäden stark zu. Große Hochwasserereignisse an Flüssen dritter Ordnung führen nur kleinräumig zu Schäden, die Gesamtschadenssumme ist jedoch vergleichbar hoch mit der Schadenssumme seltener Jahrhunderthochwasser an den Flüssen erster Ordnung (MünchenerRück, 2005, S. 10). Auch vor dem Hintergrund des prognostizierten Klimawandels und den damit verbundenen höheren Niederschlägen im Winterhalbjahr (IPCC, 2007, S. 47) wird in der wasserwirtschaftlichen Praxis eine genauere Abschätzung von Extremereignissen gefordert (z.B. LUA-NRW (2004)).

Durch eine raumdifferenzierte Kenntnis der Abflussbildungsprozesse während Starkniederschlägen können einerseits Hochwasserrückhaltmaßnahmen gezielt eingesetzt werden, andererseits hydrologische Modelle konzeptionell angepasst werden. Abflussbildungsprozesse wurden in den letzten Jahrzehnten vielfach untersucht, jedoch in den wenigsten Fällen während seltener Hochwasserereignisse. Zwischen dem Niederschlag und der Abflussreaktion eines Gebietes besteht kein linearer Zusammenhang. Bekannt ist zudem, dass die Abflüsse nach Überschreitung eines Schwellenwertes der Niederschlagsmenge oder der Gebietsfeuchte überproportional oder sogar sprunghaft zunehmen.

Die Untersuchungen der vorliegenden Arbeit wurden im 5 km² großen Frankelbach-Einzugsgebiet (Nordpfälzer Bergland) durchgeführt, das seit Herbst 2004 eines der Testgebiete des EU-Interreg III-B-Projekts „WaReLa“ (Water Retention by Landuse) und des Folgeprojekts „ForeStClim“ (Transnational Forestry Management Strategies in Response to Regional Climate Change Impacts) ist. Die Autorin dieser Arbeit war im Frankelbachgebiet für die Messnetzbetreuung zuständig. Der Einsatz des Bodenfeuchtemessgeräts „Spatial-TDR“ erfolgte im Rahmen des vom Land Rheinland-Pfalz geförderten Forschungsclusters „Hochwasservorhersage“. In diesem Cluster strebte die Arbeitsgruppe „Modellbildung und Simulation“ (Physische Geographie, Universität Trier) und das Institut für angewandte Informatik (Fachhochschule Trier) eine Verbesserung der Hochwasservorhersage mittels Bodenfeuchtemessung und Fuzzylogic an. Zudem fließen in die Arbeit Teilergebnisse zweier Diplomarbeiten (Janßen (2009) und Haupt (2009)) ein. Somit ist diese Doktorarbeit eine Dokumentation sämtlicher zwischen 2005 und 2009 im Frankelbachgebiet durchgeführten Untersuchungen.

1.2. Fragestellung und Zielsetzung

Das übergeordnete Ziel dieser Arbeit ist ein vertieftes Verständnis der Hochwasserentstehungsprozesse und damit gegebenenfalls eine Verbesserung der Hochwasservorhersage und des Hochwasserrückhalts in Kleinzugsgebieten. Am Beispiel des Frankelbachs sollen die Abflussprozesse während höherer Niederschläge in humiden Mittelgebirgen untersucht werden. Zur Erfassung der räumlichen Variabilität der Abflussbildung waren hydrometrische Messungen für unterschiedlich große Raumeinheiten durchzuführen. Dieser skalenübergreifende Ansatz beinhaltet Starkniederschlagssimulationen auf der Plotskala, Bodenfeuchtemessungen auf der Hangskala und integrale Pegelmessungen auf der Teileinzugsgebietsskala. Im Mittelpunkt der Untersuchungen steht die Identifikation und Quantifizierung der einzelnen Abflusskomponenten während Hochwasser. Die konkreten Fragen sind:

- Wie reagieren unterschiedlich bewirtschaftete Flächen im Einzugsgebiet des Frankelbachs auf Starkregenereignisse?
- Wie ist die hydrologische Reaktion des Gesamtgebiets?
- Woher kommt wieviel Wasser während des Scheiteldurchflusses eines Hochwasserereignisses?
- Wie können die während Hochwasser beobachteten bzw. zu erwartenden Zustände und Prozesse in hydrologische Modelle übertragen werden?
- Inwieweit lassen sich die Untersuchungsergebnisse auf eine größere räumliche Skala und auf seltene Hochwasserereignisse übertragen?

Zur Erfassung der Bodenfeuchtedynamik wurde im Frankelbachgebiet ein neuartiges, innovatives Bodenfeuchtemessgerät eingesetzt. Der pilothafte Einsatz dieses sogenannten Spatial-TDRs ist ein wesentlicher Teil der vorliegenden Arbeit. Durch die zeitlich und räumlich hoch aufgelösten Spatial-TDR-Messungen sollen Zusammenhänge zwischen der Bodenfeuchte und der Abflussreaktion identifiziert werden. Ließe sich die Abflussbereitschaft eines Einzugsgebiets aus den aktuellen Feuchtezuständen unterschiedlicher Standorte ableiten, so könnte ein operationeller Einsatz des fernabfragbaren Spatial-TDRs die Hochwasservorhersage verbessern. Die spezifischen Fragestellungen hinsichtlich der Spatial-TDR-Messungen im Frankelbachgebiet lauten folglich:

- Wie robust ist das Spatial-TDR-Messgerät und wie zuverlässig sind die rekonstruierten Bodenfeuchtedaten?
- Welche Spatial-TDR-Sonden bzw. -Standorte sind repräsentativ für eine bestimmte Bodenfeuchtedynamik und welche Spatial-TDR-Messreihen beinhalten redundante Informationen?
- Lassen sich aus den Spatial-TDR-Messungen Systemzustände der Gebietsfeuchte ableiten?
- Sind in den Bodenfeuchtemessungen Schwellenwerte sowie unscharfe aber reproduzierbare Zusammenhänge zwischen der Bodenfeuchtedynamik und Abflussreaktion erkennbar?

1.3. Was ist Hochwasser?

Der Begriff *Hochwasser* (engl. *stormflow* oder *flood*) wird im allgemeinen Sprachgebrauch mit unterschiedlichen Situationen assoziiert. Er wird für einen hohen Wasserstand in einem Gewässer, für einen Anstieg des Durchflusses nach Niederschlägen, für Überflutungen von Siedlungsflächen infolge einer Überlastung des Kanalnetzes, für zerstörerische Sturzfluten im steilen Gelände als auch für länger andauernde, meist großflächige Überschwemmungen im flachen Gelände verwendet.

Laut DIN-4049-3 (2004) ist Hochwasser ein „Zustand in einem oberirdischen Gewässer bei dem der Wasserstand oder der Durchfluss einen bestimmten Schwellenwert erreicht oder überschritten hat“. Dyck und Peschke (1995), S. 430, nennen als Schwellenwert dieser „zeitlich begrenzten Anschwellung des Durchflusses“ das 2- bis 5fache des mittleren Jahresdurchflusses (MQ). Unterschieden werden zudem *seltene* und *extreme* Hochwassereignisse (Barben et al., 2001, S. 165). Die statistischen Wiederkehrzeiten der *seltenen* Hochwasserscheitelabflüsse liegen zwischen 1 und 100 Jahren, *extreme* Ereignisse weisen Jährlichkeiten von mehr als 1000 Jahren auf, wozu die größten beobachteten Ereignisse als auch die für extreme Bedingungen rechnerisch ermittelten maximierten Hochwasserabflüsse (engl.: *Probable Maximum Flood*) gehören.

Neben der Konkretisierung der Hochwasserhöhe ist eine Differenzierung hinsichtlich der verursachenden Niederschläge sinnvoll. Dyck und Peschke (1995) und Merz (2006) unterscheiden *Wolkenbruch-Hochwasser* (Dauer < 90 min, Abflusssspende in Mittelgebirgen bis $50 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$, bedeutend für Gebiete < 50 km²), *Dauerregen-Hochwasser* (Dauer > 1 Tag) und *Schneesmelz-Hochwasser*, wobei letztere mit Regen verbunden sein können.

Im Folgenden steht der Begriff *Hochwasser* für einen durch Niederschlag verursachten Anstieg des Durchflusses an einem Pegel. Kann bzw. soll eine weitere Differenzierung erfolgen, werden die oben erläuterten Bezeichnungen verwendet.

2. Stand des Wissens

2.1. Starkniederschläge

Die entscheidenden Faktoren, die die Höhe und Dauer von Hochwasserereignissen bestimmen sind die Niederschlagsintensität und -summe. Überlegungen zur Hochwasserentstehung müssen somit immer das auslösende Niederschlagsereignis einbeziehen. Eine gute Hochwasservorhersage ist unmittelbar an eine gute Belastungsvorhersage (Niederschlag und Schneeschmelze) geknüpft. In diesem Kapitel wird einerseits ein grober Überblick über die Verfahren zur Bestimmung und Charakterisierung von Starkniederschlägen gegeben, andererseits werden konkrete Werte statistisch wahrscheinlicher Starkniederschläge im Saar-Nahe-Bergland angegeben, die als Diskussionsgrundlage für Hochwasserfragen in dieser Region verwendet werden sollten.

2.1.1. Physikalisch mögliche Maximalwerte

Die theoretisch größte Niederschlagshöhe, die innerhalb einer bestimmten Dauer für eine bestimmte Gebietsgröße zu einer bestimmten Jahreszeit physikalisch möglich ist wird *Probable Maximum Precipitation (PMP)* genannt. In Deutschland wird zwischen dem *Maximierten Punktniederschlag (MPN)* und dem *Maximierten Gebietsniederschlag (MGN)* unterschieden (DVWK (1997)). Die Bestimmung des *PMP* auf physikalischer Grundlage erfolgt entweder durch eine numerische Simulation von atmosphärischen Zuständen und Strömungsprozessen oder durch eine Abschätzung auf empirischer Basis. Im Zuge des Projektes *MGN* („Regionalisierung maximierter Gebietsniederschlagshöhen in der Bundesrepublik Deutschland“) wurden für 114 Stationen aus der langjährigen Messung der Lufttemperatur und der relativen Feuchte die Taupunkttemperatur berechnet (DVWK, 1997, S. 3). Die Taupunkttemperatur ist diejenige Temperatur, bei der die Luft mit Wasserdampf gesättigt ist und ist folglich ein Maß für den Wassergehalt der Luft. Im *MGN*-Projekt wurden auf Basis von maximierten Taupunkttemperaturen an der Obergrenze der Troposphäre (1000 hPa-Niveau) und beobachteten Taupunkttemperaturen während Starkniederschlägen der maximale Wassergehalt der Atmosphäre geschätzt. Mittels Niederschlags-Dauer-Flächenbeziehungen wurde der *MGN* für Gebiete zwischen 25 und 1000 km² und Dauerstufen von 1 h bis zu 72 h abgeleitet, unterteilt in Sommer- und Winterhalbjahre. Die *MGN*-Werte für das Frankelbachgebiet sind in Tabelle 2.1 enthalten.

Tabelle 2.1.: Niederschlagshöhen unterschiedlicher Dauer und Jährlichkeit für das Frankelbachgebiet (KOSTRA-Zelle 16 rechts, 74 hoch) abgeleitet aus verschiedenen Untersuchungen (Werte gelten für Einzugsgebiete $< 25\text{km}^2$).

N-Dauer	Jährlichkeit	N-Höhe [mm]	Datenquelle
15min	1	10.3	KOSTRA, DWD (2005a)
15min	100	31	KOSTRA, DWD (2005a)
60min	1	16.5	KOSTRA, DWD (2005a)
60min	100	52	KOSTRA, DWD (2005a)
24h	100	60-70	KOSTRA, DWD (2005b)
72h	100	100	KOSTRA, DWD (2005b)
60min	—	250 – 275	MGN (Sommer), DVWK (1997)
24h	—	375 – 400	MGN (Sommer), DVWK (1997)
24h	1000	125 – 154	PEN, Verworn (2005)

2.1.2. Statistische Auswertung von Starkniederschlägen und Extrapolation in den Extrembereich

In den 80er Jahren wurde unter Obhut der damaligen DVWK (Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft und Kulturbau) ein Projekt zur umfangreichen statistischen Auswertung von langjährigen Niederschlagsmessungen gestartet um deutschlandweit Eintrittswahrscheinlichkeiten bestimmter Starkniederschlagsintensitäten zu erhalten. Diese „Koordinierte-Starkniederschlags-Regionalisierungs-Auswertung“ (KOSTRA) umfasste den Beobachtungszeitraum von 1951 bis zunächst 1980, später bis 2000 und basierte auf den Messungen von 4500 Tagestotalisatoren und 200 kontinuierlich messenden Niederschlagsschreibern (DWD, 2005b, S. 5). Die extremwertstatistischen Punkt-Auswertungen wurden mittels Variogrammanalysen und in Abhängigkeit der Wetterlagen und der Orographie über eine Rasterfläche von 71.5 km^2 regionalisiert (DWD, 2005b, S. 17 ff). Endergebnis sind Niederschlagshöhen für 18 Niederschlagsdauerstufen (5 min bis 72 h) und fünf Jährlichkeiten (1a, 2a, 5a, 10a, 100a), die im KOSTRA-Atlas u.a. in Form von Rasterkarten dargestellt sind. Diese Werte sind jedoch lediglich als punktuelle Starkniederschläge zu verstehen und können maximal auf eine Gebietsgröße bis etwa 25 km^2 übertragen werden. Für größere Gebiet sind die Gebietsniederschläge insbesondere bei kurzzeitigem Starkregen niedriger als die Punktwerte. Deshalb gibt Verworn (2008) für die verschiedenen KOSTRA-Dauerstufen und Gebietsgrößen bis 1000 km^2 Faktoren zur Abminderung der Punktniederschläge an. Für das Frankelbachgebiet sind ausgewählte KOSTRA-Werte in Tabelle 2.1 aufgelistet.

Um die Lücke zwischen den KOSTRA und MGN-Werten zu schließen wurden im Projekt „Praxisrelevante Extremwerte des Niederschlags“ (PEN) Starkniederschläge mit Jährlichkeiten von 1000 a und 10 000 a ermittelt (Verworn (2010)). Hierzu wurde die an die KOSTRA-Werte angepasste Betaverteilung verwendet. In Tabelle 2.1 sind die PEN-Wertebereiche für das Frankelbachgebiet angegeben.

2.2. Prozessforschung zur Abflussbildung während Hochwasser

Konzepte und Hypothesen zur Abflussbildungen müssen auf Messungen beruhen bzw. sich durch diese bestätigen lassen. Während natürlicher Starkniederschläge werden Abflussbildungsprozesse jedoch nur selten quantitativ beobachtet und noch seltener dokumentiert. In den folgenden Kapiteln werden Prozessbeobachtungen zusammengestellt und damit einerseits der Stand des Wissens dokumentiert, andererseits eine Grundlage für einen differenzierten Vergleich mit den eigenen Ergebnissen geschaffen. Zunächst erfolgt eine terminologische Abgrenzung der Abflussbildungsprozesse. Daran anschließend werden Ergebnisse verschiedener Beregnungsversuche vorgestellt. Anschließend werden die Untersuchungen zur Hochwasserentstehung auf der Hang- und Kleinzugsgebietskala systematisch kategorisiert und die Ergebnisse hinsichtlich der unterschiedlichen Hochwasserherkunftsräume zusammengefasst. Abschließend werden einige Beobachtungen des Schwellenwertverhaltens vorgestellt.

2.2.1. Einordnung von Abflussprozessen

Eine systematische Sammlung und Beschreibung der verschiedenen Abflussbildungsprozesse wurde in den letzten Jahrzehnten von zahlreichen Autoren geliefert (z.B. Zuidema (1985), Bishop (1991), Bronstert (1994), Uhlenbrook und Leibundgut (1997), Scherrer (1997), Casper (2002), Mendel (2000) und Weiler et al. (2005)). Differenzierte Prozessbeobachtungen und unterschiedliche Sichtweisen führten zu einer Vielfalt von Begriffen, die im Folgenden grob erklärt und gruppiert werden. Der Begriff *Direktabfluss* bezeichnet jenen Teil des Niederschlags, der zu einem mehr oder weniger direkten Anstieg des Abflusses führt und im Gegensatz zum *Basisabfluss* nicht stark verzögert abfließt. Der Direktabfluss kann in *Ereignis-* und *Vorereigniswasser* oder in *oberflächlich* und *unterirdisch fließendes Wasser* unterteilt werden. Diese beiden Begriffspaare sind nicht als synonym zu sehen. Vorereigniswasser (engl. *pre-event water*) war schon vor Niederschlagsbeginn im Einzugsgebiet gespeichert und hat aufgrund der längeren Kontaktzeit mit dem Boden bzw. Grundgestein eine höhere elektrische Leitfähigkeit als das Ereigniswasser. Ereigniswasser ist hingegen Niederschlagswasser, das oberflächlich oder unterirdisch sehr schnell dem Vorfluter zufließt. Oberflächenabfluss entsteht durch Infiltrationsüberschuss (*Horton'scher Oberflächenabfluss HOF*) oder Sättigungsüberschuss (*Dunn'scher Sättigungsflächenabfluss SOF*). Der Oberflächenabfluss fließt selten flächig (engl. *sheet flow*) sondern konzentriert sich meist in linearen Strukturen (Tiefenlinien, Erosionsrinnen, Gullies, Drainagegräben, Wegen). Der unterirdische Abfluss (engl. *subsurface flow SSF*) in der vadosen Zone, auch Bodenzone genannt, wird als *Zwischenabfluss*, *Interflow* oder *hypodermischer Abfluss* bezeichnet und fließt in der Bodenmatrix (*Matrixfluss*, engl. *matrix throughflow*) oder in bevorzugten Fließwegen (engl. *preferential flow*) wie durchlässigeren Schichten, Schrumpfungsrissen, Röhren oder Makroporen. In dieser Arbeit steht der Begriff *Pipeflow* für den Abfluss in röhrenartigen Tier-, Wurzel- oder Subrosionsgängen, der Begriff *Makroporen* impliziert lediglich gefügebedingte Poren zwischen den Bodenaggregaten sowie durch die Mikro- und Mesofauna geschaffene Poren. Der unterirdische Abfluss in der phreatischen Zone, der *Grundwasserabfluss*, kann durch hydraulischen Druck

(engl. *piston flow*, *translatory flow* or *pressure wave effect*) oder durch einen schnellen Grundwasserspiegelanstieg (engl.: *groundwater ridging*) in durchlässiges Substrat (engl.: *transmissivity feedback effect*) zum Direktabfluss beitragen.

Für ein Einzugsgebiet ist davon auszugehen, dass sich die verschiedenen Abflussprozesse überlagern und die Bedeutung der Abflusskonzentration mit zunehmender Größe zunimmt. In Gewässernähe kann schnell fließendes Boden- und Grundwasser (engl. *sub-surface stormflow*) hochwasserrelevant sein.

2.2.2. Starkniederschlagssimulationen auf der Plotskala

Infiltrations- und Beregnungsversuche geben Auskunft über das bodenhydraulische Verhalten einer bestimmten Fläche während Starkniederschlägen, indem ein Wasserüberstau bzw. Niederschläge mit hoher Dauer und Intensität simuliert werden. Zielsetzung vieler Studien war es, allgemeingültige Zusammenhänge zwischen der Abflussreaktion einer Fläche und deren Bewirtschaftung, Oberflächeneigenschaften oder bodenphysikalischen Eigenschaften zu finden. Tabelle 2.2 enthält eine Auswahl von Beregnungsversuchen, deren Ergebnisse im Folgenden knapp umrissen werden.

Sowohl Markart et al. (2004) als auch Scherrer (2006) konzipierten Anleitungen zur Herleitung der Abflussreaktion einer bestimmten Fläche. Hierin werden bestimmten Vegetationseinheiten in Abhängigkeit der Bodeneigenschaften und weiterer Besonderheiten wie der Rinnendichte, Feuchtezeiger-Pflanzen, der Makroporenanzahl oder Infiltrationsbarrieren (z.B. Verschlammungskrusten) bestimmte Abflusskoeffizientklassen (Markart et al. (2004)) bzw. dominante Abflussprozesse (Scherrer (2006)) zugeordnet.

Tabelle 2.2.: Gegenüberstellung verschiedener Beregnungsversuche.

Literatur	Nutzung	Belastung [$mm\ h^{-1}$]	Anzahl d. Flächen	Flächen- größe [m^2]
Karl et al. (1985)	Acker	50 - 100	> 100	50
Schwarz (1985)	Wald	100	33	100
Markart et al. (2004)	alpine Vegetation	75 - 120	> 230	50 - 400
Scherrer (1997)	vorw. Grünland	50 - 100	18	60
Anderson et al. (1997)	bewaldeter Hang	3 (4 d)	1	860
Schobel (2008)	Acker, Grünland, Wald	3 x 40	18	50
Nordmann et al. (2009)	Wald	3 x 50	6	100

Die Nutzung einer Fläche ist durch deren Geofaktoren (z.B. Neigung, Bodenmächtigkeit) prädestiniert. Ebenso verändert eine bestimmte Flächennutzung die Standorteigenschaften (z.B. Beschaffenheit der Oberfläche und des Oberbodens). Somit kann die Landnutzung als Summenparameter gesehen werden, der verschiedene Standorteigenschaften impliziert. Sie wird bei zahlreichen Ergebnisanalysen als erstes Unterscheidungskriterium gewählt.

Auf Ackerflächen sind (i) die Bodenart, (ii) der Vegetationsbedeckungsgrad und (iii) die Bewirtschaftungsart entscheidende Faktoren, die die Bildung von Oberflächenabfluss beeinflussen. Zahlreiche Untersuchungen im Bereich der Erosionforschung zeigten, dass die Verschlammungsneigung von schluffigen, humusarmen Böden, beispielsweise der sehr

fruchtbaren Lössstandorte, besonders groß ist (z.B. Auerswald (1993), Roth et al. (1995)). Aufgrund der geringen Aggregatstabilität und hohen Erodibilität schluffreicher Böden kann es während Niederschlägen zu einem Zerfließen des Bodens, einer Verstopfung von Makroporen und dadurch zur Ausbildung einer dichten Verschlammungskruste kommen (Scherrer, 2006, S. 31). Zur Beurteilung des Einflusses von Substrat und Landnutzung auf die Abflussbildung führte Schobel (2008) Beregnungsversuche in zwei Gebieten des Bitburger Gutlands mit unterschiedlichem Ausgangssubstrat durch. An den Ackerstandorten mit schluffig-sandigem Substrat traten infolge der Verschlammung Oberflächenabflusskoeffizienten zwischen 10 und 30 % auf. An den lehmig-tonigen Ackerstandorten wurde hingegen kein Infiltrationsüberschuss beobachtet.

Das Verschlammungsrisiko ist umso größer, je geringer die Vegetationsbedeckung ist. Die Beregnungsversuche von Karl et al. (1985), S. 67 ff, in bayerischen Mittelgebirgen erbrachten Oberflächenabflusskoeffizienten bis 25 % für bewachsene Ackerflächen, hingegen bis zu 70 % für Saatbeete. Ein Vergleich von Mais- und Getreideäckern zu unterschiedlichen Entwicklungszuständen zeigte um das fünffache höherer Oberflächenabflusskoeffizienten für Mais.

Folge der Bewirtschaftung mit schweren Maschinen ist eine Bodenverdichtung bis in 70 cm Tiefe. Durch das Pflügen und damit verbundene Scher- und Einregelungsprozesse bildet sich in etwa 25 cm Tiefe ein Pflughorizont aus, der wie eine Sperrschicht für Wasser, Wurzeln und Regenwürmer wirkt (Schobel, 2008, S. 10). Eine deutlich höhere biotische Aktivität und damit eine höhere Anzahl tiefreichender Makroporen wurde durch Mulchung und Direktsaat beobachtet (Niehoff et al., 2002, S. 16f).

Die Spannweite der beobachteten Abflussreaktionen ist auf Grünland sehr groß. Grünlandflächen verschlammten wegen der meist vollständigen Vegetationsbedeckung nicht, jedoch kann es durch Viehtritt zu einer Oberflächenverdichtung kommen (Bunza et al., 1996, S. 35). Zudem wurde eine verminderte Infiltration durch eine hydrophobe Streuauflage oder eine sehr dichtes Biomassenetz beobachtet. In den Untersuchungen von Scherrer (1997) dominierte an sieben der 15 Grünlandstandorte der Horton'sche Oberflächenabfluss (HOF) infolge einer Oberflächenverdichtung und -verschlammung durch Viehtritt, einer anhaltenden Hydrophobizität schwach zersetzter Streu oder einer geringen Infiltrationsrate. Für diese Standorte wurde ein stationärer Abfluss nach etwa 1.5 h erreicht, und die Gesamtabflusskoeffizienten lagen dann zwischen 50 und 90 %. An sieben Standorten lagen die Gesamtabflusskoeffizienten auch nach vierstündiger Beregnung unter 20 %. An zwei Standorten trat trotz vierstündiger Beregnung kein nennenswerter Abfluss auf. Während der Beregnungsversuche im Bitburger Gutland wiesen die Grünlandstandorte auf lehmig-tonigem Substrat infolge eines dichten Geflechts von Feinwurzeln, abgestorbener Blattbiomasse und Moosen Oberflächenabflusskoeffizienten zwischen 40 und 60 % auf (Schobel, 2008, S. 90). Markart et al. (2004), S. 18, weisen auf die hohen Oberflächenabflusskoeffizienten (Mittelwert 87 %) der Borstgras-Rasen hin. Hier verhalten sich die abgestorbenen, schwer zersetzbaren Blätter des Borstgrases und dessen dichter Wurzelfilz wie ein Strohdach. Neben der Oberflächenbeschaffenheit hat der Feuchtezustand einen entscheidenden Einfluss auf die Abflussreaktion. Bunza et al. (1996) beobachteten einen deutlichen Zusammenhang zwischen der Oberflächenabflussmenge und der Frischestufe

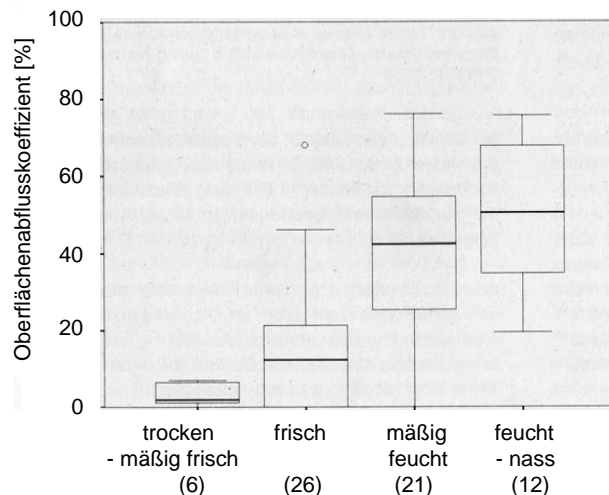


Abbildung 2.1.: Oberflächenabflussreaktionen auf Grünland in Abhängigkeit des mittleren Feuchtezustands. Anzahl der Berechnungsversuche in Klammern. (Bunza et al. (1996))

eines bestimmen Grünlandstandorts (Abbildung 2.1).

Wälder werden weniger häufig und weniger dicht befahren als Acker- und Grünland. In Kombination mit der höheren Durchwurzelung und einer mächtigeren Streuauflage hat dies eine deutlich höhere Porosität, und damit eine höhere Infiltrationsrate und Speicherkapazität der Böden zur Folge. Beregnungsversuche zeigten, dass zumindest auf nicht vernässten Waldstandorten Oberflächenabflüsse selten sind.

Schwarz (1985), S. 227, schlussfolgert aufgrund von Beregnungsversuchen sehr hoher Intensität an eher trockenen Standorten, dass Oberflächenabfluss frühestens ab einer Niederschlagsmenge von 150 mm auftritt. Das versickernde Wasser kann jedoch sehr direkt und schnell unterirdisch abfließen. Insbesondere in lehmig-tonigen Böden und auf periglazialen Schichten wurden während Beregnungsversuchen sehr schnelle und starke Zwischenabflussreaktionen mit Abflusskoeffizienten bis 70 % beobachtet (Schwarz (1985), S. 216, Schobel (2008), S. 90, Kienzler und Naef (2008), Nordmann et al. (2009)). Mosley (1979) dokumentiert schnelle laterale Fließprozesse in Makroporen ausgehend von Bewässerungsversuchen an 51 bewaldeten Standorten. Hohe Oberflächenabflusskoeffizienten wurden in Gebieten mit hohen Jahresniederschlagssummen auf Standorten mit Grund- oder Stauwasser beobachtet (Scherrer (1997), Lüscher und Zürcher (2003), Badoux et al. (2006)).

Im Zusammenhang mit der Hochwasserschutzwirkung von Wäldern wird häufig auf deren hohe Interzeption und Transpiration und die daraus resultierende kumulativ erhöhte Speicherfähigkeit der Böden verwiesen. Inwieweit dies zu einer Minderung der Hochwasserscheitel höherer Jährlichkeit beiträgt wird jedoch kontrovers diskutiert (Schüler (2006), Hegg et al. (2004), Lüscher und Zürcher (2003)). Internationale Untersuchungsergebnisse zum Einfluss des Waldes wurden von Weinmeister (2003) zusammengestellt. Er schlussfolgert, dass die Schutzwirkung des Waldes begrenzt ist und mit zunehmender Jährlichkeit abnimmt.

Bunza et al. (1996), S. 31, Mollenhauer et al. (1985), S. 174, und Scherrer (1997) stellten keinen nachweisbaren Einfluss der Hangneigung auf den Oberflächenabfluss fest. Ihre Wirkung wurde durch andere Faktoren kompensiert. Markart et al. (2004) fanden höhere Korrelationen zwischen Oberflächenabfluss und Hangneigung erst ab einer Vegetationsbedeckung kleiner als 80 %.

2.2.3. Prozessuntersuchungen auf der Hang- und Einzugsgebietskala

Seit Mitte des 20-ten Jahrhunderts wurden insbesondere während der Internationalen Hydrologischen Dekade der UNESCO (1965 bis 1974) zahlreiche hydrologische Repräsentativ- und Versuchsgebiete eingerichtet. Übersichten zu deutschen Untersuchungsgebieten sind in IHP/OHP-Sekretariat (1983) und IHP/OHP-Nationalkomitee (2003) enthalten. Schlussfolgerungen aus den Untersuchungen in verschiedenen Gebieten sind u.a. in IAHS (1970a) und IAHS (1970b), Markert (1996), Leibundgut et al. (2001), Bronstert (2005) und Beven (2006) dokumentiert.

Systematische Einordnung

Im Folgenden ist eine Auswahl von Geländeuntersuchungen zusammengestellt, die als Vergleich zu den Beobachtungen im Frankelbachgebiet herangezogen werden können. Hierbei wird ausdrücklich darauf hingewiesen, dass primär Untersuchungen in Mittelgebirgen mit gemäßigttem immerfeuchtem Klima ausgewählt werden. In ariden oder semiariden Klimaten sowie in Klimaten, in denen der Schnee einen großen Anteil am Niederschlag hat, dominieren bereits klimatisch bedingt andere Mechanismen der Hochwasserentstehung. Ebenso sind die Abflussprozesse in Tiefländern oder in Hochgebirgen grundsätzlich verschieden zu jenen in Mittelgebirgen.

Neben dem Klima hängt die Vergleichbarkeit von Einzeluntersuchungen von weiteren Kriterien ab wie beispielsweise der Größe des Untersuchungsraums, der geo-, geomorpho- und pedologischen Eigenschaften sowie der Nutzung des Einzugsgebiets. Somit wurde zur Einordnung der Einzeluntersuchungen ein sogenannter *Geocode* konzipiert, indem für die genannten Unterscheidungskriterien Klassen festgelegt wurden (Tabelle 2.3). Während die Codierung der Einzugsgebietsgröße und des Jahresniederschlags (Spalten 1 und 2) eindeutig ist, sind die geologischen und pedologischen Eigenschaften eines Gebietes (Spalten 3 bis 5) aufgrund von systematischen und terminologischen Unterschieden auf internationaler Ebene als auch wegen der stärkeren räumlichen Heterogenität dieser Kenngrößen teilweise uneindeutig.

Welche Abflussprozesse dominieren hängt jedoch nicht nur von den Geofaktoren und der Gebietsgröße ab, sondern auch von den Niederschlagscharakteristika. Somit werden zudem die beobachteten Ereignisse codiert (*Ereigniscode*, Tabelle 2.4). Hier ist zu beachten, dass die Angaben zur maximalen Niederschlagsintensität und zur Scheitelabflusspende (Spalten 2 und 3) von der zeitlichen Auflösung der Messung abhängen. Erfolgte die Datenerfassung beispielsweise lediglich stündlich, so liegen die Werte gegebenenfalls deutlich niedriger als bei einer 10-minütigen Datenerfassung. Ferner haben Abflusskennwerte auch in unterschiedlichen Raumskalen eine unterschiedliche Bedeutung. Bei der

Tabelle 2.3.: Codierung von Untersuchungsgebieten hinsichtlich der Geofaktoren.

Klassen des Jahresniederschlags gemäß DWD (1999), der Geologie gemäß HAD (2003) (lSe: Lockersedimente z.B. Löss, fSe: Sedimentite z.B. Buntsandstein, Me: Metamorphite, Ma: Magmatite), des kf-Wertes gemäß Scherrer (2006), S. 41, und der Hangneigung entsprechend der Klassen amtlicher Geomorphologischer Karten (Rubrik Mittelgebirge).

	Größe [km ²]	Jahres- nds [mm]	Grund- gestein	Boden- mächtigkt. [cm]	kf-Wert [cm d ⁻¹]	mittl. Neigung [°]	Land- nutzung
1	< 1	< 700	lSe	< 40	< 10	< 2	Wald
2	1 - 10	700 - 900	fSe	40 - 70	10 - 100	2 - 7	Acker
3	> 10 - 25	> 900 - 1200	fSe (klastisch)	> 70 - 100	> 100 - 400	> 7 - 15	Grün- land
4	> 25 - 100	> 1200 - 1800	Me (fein- körnig)	> 100 + Stauhoriz.	—	> 15 - 35	—
5	—	> 1800	MaMe	> 100	—	> 35	—

Tabelle 2.4.: Codierung von Hochwasserereignissen hinsichtlich der Ereignischarakteristika.

	Nds- Summe [mm]	max. Nds-Intens. [mm h ⁻¹]	Scheitel- abflussspende [l s ⁻¹ km ⁻²]	Abfluss- koeffizient [%]	Ereignis- anzahl
1	< 15	< 20	< 40	2 - 5	< 3
2	15 - 25	20 - 35	40 - 100	> 5 - 15	3 - 10
3	> 25 - 50	> 35 - 80	> 100 - 500	> 15 - 50	> 10 - 30
4	> 50	> 80	> 500	> 50	> 30

Zählung der untersuchten Ereignisse (Spalte 5) wurden lediglich jene berücksichtigt, die besonders detailliert untersucht wurden oder bei denen mindestens zwei Unterscheidungskriterien der Spalten 1 bis 4 die Codierung 2, 3 oder 4 erhielten.

Der Großteil der hanghydrologischen Untersuchungen wurde in relativ steilen, bewaldeten, niederschlagsreichen Gebieten durchgeführt, wo unterirdische Fließprozesse dominieren und gegebenenfalls auch schon bei niedrigeren Niederschlägen auftreten (Tabelle 2.5, z.B. Maimai, Toinotani). Größerskalige Untersuchungen in landwirtschaftlich genutzten Gebieten konnten hingegen nur wenige gefunden werden (z.B. Weiherbachgebiet). Im Folgenden werden zunächst verschiedene Beobachtungen und Prozessvorstellungen zu unterirdischen Fließprozessen und abschließend oberirdische Fließprozesse vorgestellt.

Präferentielles Fließen

Mit der Erkenntnis in den 80-er Jahren, dass Hochwasser zum Großteil aus Vorereigniswasser bestehen kann (z.B. Buttle (1994), Leibundgut et al. (1996))), ging eine verstärkte Untersuchung der unterirdischen Fließprozesse einher. Hier wurde besonders die Entstehung und Wirkung von präferentiellen Fließwegen diskutiert. Beven und Germann (1982) geben eine ausführliche Übersicht zu den Untersuchungen der 60-er und 70-er Jahre und umfangreiche Informationen zu den Eigenschaften von und Fließprozessen in

Tabelle 2.5.: Untersuchungen zur Hochwasserentstehung in Gebieten bis 100 km² (chronologische Reihenfolge). Codierung hinsichtlich der Geofaktoren und Ereignischarakteristika (x: keine Angaben, n: nicht eindeutig einzuordnen).

Nr.	Gebietsname, Region (Land)	Literatur	Geocode	Ereigniscode
1	Sperbelgraben, Emmental (CH)	Engler (1919), Badoux et al. (2006)	14 352 41	100 Jahre 42 4x4
2	Lange Bramke, Oberharz (D)	Liebscher (1975), Herrmann et al. (1984)	14 242 31	60 Jahre 43 4xx
3	Rippach, Kaiserstuhl (D)	Luft und Morgenschweis (1981)	21 132 2n	23 331
4	Maimai (NZ)	Mosley (1979), Sklash et al. (1986), Pearce et al. (1986), McDonnell (1990)	15 323 51	31 432
5	Waldbach, Unterharz (D)	Borchardt (1982)	11 422 31	43 441
6	Schäferfetal, Unterharz (D)	Borchardt (1982)	21 422 22	43 441
7	Goldersbach, Keuper-Lias-Bergland (D)	Einsele et al. (1986)	42 24n 41	43442
8	Hachioji (J)	Tanaka et al. (1988)	14 242 41	42 432
9	West Fork, Tennessee (USA)	Wilson et al. (1990)	14 x42 31	41 342
10	Svartberget (S)	Bishop (1991), Seibert et al. (2003)	12 152 21	41 341
11	Ziegenhagen, Fulda-Werra-Bergland (D)	Cyffka (1991)	32 2n2 31	32 323
12	Alptal, Voralpin (CH)	Burch (1994), Feyen (1998)	15 411 4n	1x 441
13	Maesnant, Wales (UK)	Jones (1997b)	15 54x 3x	4x 334
14	Bear Branch, Maryland (USA)	Rice und Hornberger (1998)	13 533 41	4x 4x2
15	Catskill Mountains, New York (USA)	Brown et al. (1999)	24 253 41	33 312
16	Kartelbornsbach, Eifel (D)	Symader et al. (1999)	22 221 2n	32 322
17	Hitachi Ohta (J)	Sidle et al. (2000)	14 -23 41	43 322
18	Rotherdbach, Osterzgebirge (D)	Sambale und Peschke (2001)	13 532 21	41 341
19	Duerreych, Nordschwarzwald (D)	Casper (2002)	24 243 51	42 432
20	Lehstenbach, Fichtelgebirge (D)	Lischeid et al. (2002)	23 5n3 31	41 331
21	Frankenwald (D)	Kleber (2004)	13 442 31	xx 1x1
22	Hintere Matte, Bruggagebiet, Südschwarzwald (D)	Wenninger et al. (2004)	14 551 nn	31 xx1
23	Haldenbächle, Südschwarzwald (D)	Uhlenbrook und Didszun (2005)	14 532 23	43 221
24	Wernersbach, Erzgebirge (D)	Peschke (2001), Bernhofer (2002), Schwarze (2005)	22 542 11	41 3x3
25	Weiherbach, Kraichgau (D)	Merz und Bronstert (2005), Plate und Zehe (2008)	22 152 22	32 312
26	Toinotani, Präfektur Kyoto (J)	Uchida et al. (2005)	15 221 51	43 xx2
27	Fudoji, Präfektur Shiga (J)	Uchida et al. (2005)	14 533 51	43 xx1
28	Panola (USA)	Tromp-van Meerveld und McDonnell (2006b)	14 522 31	33 xx1
29	Limbergalm, Kitzbüheler Alpen, (A)	Tilch et al. (2006)	14 3n2 5n	43 222
30	Bohläse, Sauerland (D)	Chiffard et al. (2008)	13 442 41	32 232
31	Löhnersbach, Kitzbüheler Alpen (A)	Zillgens et al. (2007), Kirnbauer et al. (2009)	34 3n2 5n	43 432

Makroporen. Die berichteten maximalen Fließgeschwindigkeiten liegen bei 0.2 m s^{-1} . In der Zwischenzeit wurden zudem Untersuchungen zur hydrologischen Wirkung größerer Pipes durchgeführt (z.B. Tanaka et al. (1988), Jones (1997a), Uchida et al. (2005) und Kienzler und Naef (2008)).

Der hochwasserrelevante Pipeflow wird sehr umfassend von Tanaka et al. (1988) demonstriert. Aus detaillierten Geländebeobachtungen während acht Niederschlagsereignissen (Niederschlagssummen von 57-195 mm in 2-3 Tagen, Abflusskoeffizienten 12-72 %) folgert er, dass der Scheitelabfluss zu 4-15 % aus Sättigungsflächenabfluss, zu 40-60 % aus Pipeflow und zu 40-50 % aus Matrixfluss besteht. Aus der sehr starken und direkten Abflussreaktion schließt er, dass die Fließgeschwindigkeiten des Pipeflow ähnlich schnell wie jene des Oberflächenabflusses sind. Größere Pipes mit Durchmessern bis 30 cm fand er primär in einem lehmig-tonigen Unterhangkolluvium in 1.2 m Tiefe.

Die Entstehung und Abflussreaktion von Pipes in Podsolen und Histosolen wurde von Jones (1997a), Jones (1997b) und Jones et al. (1997) umfangreich untersucht. Über 7 Jahre erfassten die Autoren den Abfluss aus über 15 Pipes, deren mittlerer Durchmesser 24 cm beträgt. Die maximalen unterirdischen Einzugsgebietsflächen der Pipes liegen geschätzt zwischen 0.3 und 23 ha (Jones (1997b)). Die mittleren Abflusskoeffizienten betragen 9-57 % (Jones (1997a)). Jones geht davon aus, dass die Verzögerungszeit des Pipeflow grundsätzlich zwischen jener des Matrixflusses und des Oberflächenabflusses liegt und dass die Bedeutung des Pipeflows auf größerer Raumskala geringer ist.

Tromp-van Meerveld und McDonnell (2006a) dokumentieren Messergebnisse eines sehr feinmaschigen Piezometernetzes in einem 44 m langen Hang mit einer im Mittel 0.6 m mächtigen Braunerde über Granit. Entlang einer 20 m breiten Grube wurde während zwei Jahren der unterirdische Abfluss erfasst. Der Abflusskoeffizient am darunterliegenden Pegel betrug maximal 27 %. Bedeutender unterirdischer Abfluss setzte erst ab einer Niederschlagsmenge von etwa 55 mm ein (Abflusskoeffizient maximal 22 %) und bestand, ähnlich wie bei Tanaka et al. (1988), etwa hälftig aus Pipeflow und Matrixfluss. Uchida et al. (2005) vergleichen diese Beobachtungen mit der Pipeflow-Reaktion anderer Regionen. Sie schlussfolgern, dass der Zusammenhang zwischen der Niederschlagsmenge und dem maximalen Pipeflow generell stark nicht-linear ist, dass die Initialisierung des Pipeflows erst ab einer bestimmten Niederschlagsmenge erfolgt und dass das Verhältnis des Pipeflows zum gesamten Hangwasserabfluss konstant ist (Abbildung 2.2).

Kienzler und Naef (2008) untersuchten den unterirdischen Abfluss vierer Weiden auf unterschiedlichem Ausgangsgestein unter Verwendung verschiedener Tracer. An einem Standort mit bindiger Matrix identifiziert Kienzler mittels GPR (ground-penetrating radar) Pipes in 1.5-2.5 m Tiefe, die zu Fließgeschwindigkeiten von bis zu 3 cm s^{-1} über eine Strecke von 115 m führten und in sandigeren Lagen entstanden sein könnten. Der Anteil des Ereigniswassers war an diesem Standort mit 80 % sehr hoch. Auch andere Untersuchungen weisen darauf hin, dass die Entstehung von größeren Pipes an das Vorhandensein von bindigen und damit standfesteren, aber dennoch nicht stauenden Böden gebunden zu sein scheint (Tanaka et al. (1988), Jones et al. (1997) und Botschek et al. (2002)).

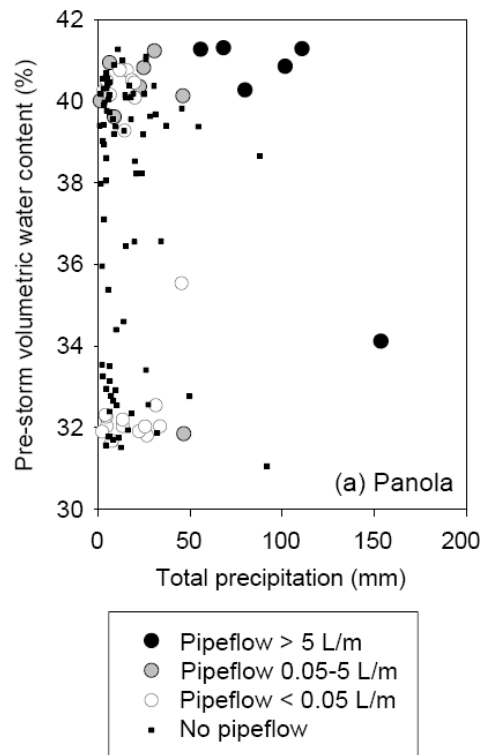


Abbildung 2.2.: Zusammenhang zwischen Niederschlagsmenge, Bodenvorfeuchte [Vol%] und der Pipeflow-Abflussmenge für das Untersuchungsgebiet Panola (aus Uchida et al. (2005))

Im Zusammenhang mit präferentiellen Fließwegen muss zudem der Effekt von künstlichen Drainagerohren und -gräben berücksichtigt werden. Da im Frankelbachgebiet kaum Drainagen angelegt sind, sei hierzu lediglich auf die Übersicht von Mendel (2000), S. 234, verwiesen.

Entstehung und hydrologische Wirkung eines Sättigungskeils

Dem gewässernahen Bereich und den Hangfüßen kommt aufgrund der Konvergenz der Fließwege als auch wegen der Vorfluternähe eine besondere Rolle im Hochwassergeschehen zu (Anderson und Burt (1990)). Länger anhaltende Niederschläge führen in diesen Bereichen zu einem Grund- bzw. Stauwasserspiegelanstieg woraus eine starke Zunahme des oberflächlichen und unterirdischen Abflusses resultieren kann. In Gebieten mit kerbförmigen Gewässereinschnitten und schmalen Auen ist die Ausdehnung der vollständig gesättigten Bereiche, wie sie beispielsweise im *variable source area concept* nach Hewlett und Hibbert (1967) demonstriert wird, eher gering (Sidle et al. (2000)). Dennoch kann sich hier die vadose Zone durch Wasserrückstau hangaufwärts ausdehnen, wodurch ein keilförmiger Sättigungsbereich entsteht. Die Ausbildung eines Sättigungskeils auf der Basislage wird beispielsweise von Kleber (2004) und Chiffard et al. (2008) skizziert.

Eine starke und möglicherweise sogar sprunghafte Zunahme des unterirdischen Abflusses aus einem Sättigungskeil lässt sich durch folgende Tatsachen begründen:

- Die hydraulische Leitfähigkeit nimmt nahe der Sättigung stark zu, da die Saugspannung gegen Null geht und die wassergefüllten Bodenporen zunehmend durchgängig vernetzt sind.
- In einem wassergesättigten Porensystem ist eine hydraulische Druckübertragung möglich.
- Mit steigendem Grundwasserstand nimmt die Durchflussmenge überproportional zu, da die Transmissivität in den oberen Bodenhorizonten größer ist (geringere Lagerungsdichte, höhere biotische Aktivität).
- Mit steigendem Grundwasserstand bzw. Wassergehalt kommt es zu einer Vernetzung präferentieller Fließwege und zu einem Überlauf unterirdischer Mulden.

Verschiedene Autoren (z.B. Wilson et al. (1990), Sidle et al. (2000) und Tromp-van Meerveld und McDonnell (2006a)) weisen darauf hin, dass ein Sättigungskeil meist nicht homogen und durchgängig ausgebildet ist und dass es in verschiedenen Hangbereichen lokale Stauwasserspiegelanstiege geben kann. Sidle et al. (2000) misst der Vernetzung von Fließwegen eine deutlich größere Bedeutung zu als der Ausdehnung eines Sättigungskeils.

Uchida et al. (2004) bemerkten für zwei unterschiedlich durchlässige Hänge eine hohe Korrelation zwischen dem Hangwasserfluss und der hangaufwärts gerichteten Ausdehnung eines Sättigungskeils. Während dieser Zusammenhang für den durchlässigeren Hang linear war, bestand er für den weniger durchlässigen Hang mit bindigeren Böden nur während nasser Bedingungen und dann in Form einer Hysterese. Hier ist davon auszugehen, dass eine Anbindung bzw. Aktivierung der Fließwege nur bei nassen Bedingungen erfolgt.

Fließen auf stauenden Schichten

Das Auftreten von lateralem Matrixfluss ist grundsätzlich an eine Abnahme der hydraulischen Leitfähigkeit mit der Tiefe gebunden. Laut Dyck und Peschke (1995) muss diese für Sand zwei bis drei Zehnerpotenzen, in bindigem Material eine Zehnerpotenz betragen. Für landwirtschaftlich genutzte Böden ist eine sprunghafte Abnahme der hydraulischen Leitfähigkeit am Übergang von der gepflügten Ackerkrume zum verdichteten Unterboden zu finden (z.B. Schobel (2008), S. 10, Niehoff et al. (2002), S. 16). Unter Grünland und Wald beeinflussen pedogene Stauhorizonte (z.B. eine Ortsteinschicht, Casper (2002) S. 83 ff) oder geomorphogene Lagen (z.B. periglaziale Deckschichten, Kleber (2004)) die unterirdische Wasserwegsamkeit. In Regionen mit geringmächtigen Böden oder sehr durchlässigem Substrat (z.B. grobporige Verwitterungsdecken) erfolgt der laterale Abfluss über dem Ausgangsgestein. Dies ist dann besonders ausgeprägt, wenn der geologische Untergrund wenig geklüftet ist und sich über dem Ausgangsgesteine eine durchlässige Verwitterungsschicht oder eine Netz präferentieller Fließwege ausgebildet hat (McDonnell (1990), Gutknecht (1996)). Großflächige Hangwasseraustritte aus einer grobkörnigen Verwitterungsschicht werden von Kirnbauer et al. (2009) für ein alpines Einzugsgebiet umfassend dokumentiert.

In ehemals nicht vergletscherten Mittelgebirgen sind periglaziale Deckschichten weit verbreitet. Ausgehend von Untersuchungen in einem Quelleinzugsgebiet im Frankenwald postuliert Kleber (2004) den auf periglazialen Solifluktionsschichten lateral abfließenden Zwischenabfluss als wesentliche Hochwasserkomponente. Die Basislage in etwa 1.5 m Tiefe ist hier gekennzeichnet durch eine hohe Lagerungsdichte (1.8 g cm^{-3}), dachziegelartig eingeregelt Tonschiefersteine und hydromorphe Merkmale. Für mittlere Abflussereignisse wurde in 2 m Tiefe ein steiler Bodenfeuchteanstieg zeitgleich mit dem Abflussanstieg an einer Quelle beobachtet. Kleber (2004) geht davon aus, dass es während höherer Niederschläge zu einem Rückstau in die über der Basislage gelegenen deutlich durchlässigeren Lagen und einem durch hydrostatischen Druck verstärkten oberflächenparallelen Abfluss aus den Hangsedimenten kommt. Auch Chiffard et al. (2008) untersuchten die hydrologische Bedeutung von periglazialen Lagen. Die Basislage wurde hier in etwa 90 cm Tiefe lokalisiert. Aufgrund von Tracer-, Bodenfeuchte- und Pegelmessungen für drei sommerliche Niederschlagsereignissen (18-51 mm) gehen die Autoren davon aus, dass zwischen 50 % und 75 % des Scheitelabflusses aus oberflächennah abfließendem Ereigniswasser besteht, das nicht dem Tiefenbereich der Basislage entspricht. Das in bzw. unmittelbar über der stauenden Basislage langsam abfließende Wasser erreicht das Gerinne hingegen verzögert und bewirkt bei nasserem Zuständen einen länger anhaltenden abfallenden Ast.

Ähnliche Beobachtungen machte Casper (2002) an den Hängen eines Schwarzwälder Untersuchungsgebiets. Hier war der Boden unmittelbar über einer Ortsteinschicht in etwa 80 cm Tiefe dauerhaft gesättigt. Während höherer Niederschläge sättigte das relativ durchlässige Bodenprofil von unten her auf, und es trat ein relativ schneller Hangwasserfluss auf. Zeitgleich mit dem Abflussscheitel eines 150-jährlichen Hochwassers wurde eine Aufsättigung bis in den humosen Oberboden beobachtet.

Grundwasserfluss und Druckübertragung

Einige Untersuchungen zeigen, dass der Grundwasserzustrom einen entscheidenden Anteil an der Hochwasserwelle hat. Gutknecht (1996) betont diesbezüglich die Bedeutung des Aufbaus des geologischen Untergrundes. Während in geschichteten Sedimentgesteinen schwebende Grundwasserleiter und Hangvernässungen typisch sind, können Trennflächen und Klüfte in metamorphen und magmatischen Gesteinen als sehr effektive Fließwege ausgebildet sein. Diese Fließwege sind dann hochwasserwirksam, wenn ein direkter Anschluss des Oberbodens an das Grundwassersystem besteht. Eine ähnlicher Mechanismus großflächigen Grundwasserzustroms ist der sogenannte *Piston Flow Effekt*. Aufgrund einer Druckfortpflanzung im gesättigten Bereich kann Vorereigniswasser am Unterhang herausgedrückt werden. Dieser Mechanismus ist dann besonders ausgeprägt, wenn ein durchlässiger von einem weniger durchlässigen Grundwasserkörper überlagert ist sowie ersterer direkt vom Niederschlag gespeist wird und am Unterhang ausstreicht.

Ein Beispiel dieses Piston Flow Effekts zeigen Wenninger et al. (2004). Sie untersuchten die Ankopplung eines Blockschutt-Hanges an eine Talaue im Schwarzwald. Mittels hydrometrischer und tracerhydrologischer Messungen beobachteten sie, dass der Grundwasseranteil an einer Hochwasserwelle etwa 80 % beträgt. Eine Erklärung für diesen hohen

Grundwasserzustrom ist die Druckübertragung in dem von Auenlehm überdeckten relativ durchlässigen Talaquifer. Auch Lischeid et al. (2002) schlussfolgert aus der Analyse von Hydro- und Chemographen, dass Piston Flow und nicht präferentielles Fließen oder Sättigungsflächenabfluss der maßgebliche Prozess hinsichtlich der Entstehung der Hochwasserwelle sind. Er analysierte ein starkes Hochwasser (106 mm in drei Tagen) für den Lehstenbach unter Verwendung von quantitativen und qualitativen Grundwasser- sowie Vorfluterdaten. Einige Grundwasserpegel reagierten erst bei einer bestimmten Feuchte und wenige Stunden nach Niederschlagsbeginn. Sättigung trat lediglich bei jenen Messstationen auf, die in Feuchtgebieten installiert waren, diese waren jedoch schon vor Beginn des Extremereignisses gesättigt.

In dem über 60 Jahre intensiv untersuchten forsthydrologischen Einzugsgebiet der Langen Bramke mit mächtigen schluff- und skelettreichen Fließerden über stark geklüfteten devonischen Sandsteinen und Quarziten ist der Beitrag von Oberflächen- und Zwischenabfluss während Hochwasser vernachlässigbar klein (Herrmann und Schumann (2009)). Statt dessen dominiert während nasser Bedingungen eine Kluftgrundwasserströmung entlang tiefer und breiter Querstörungen. Anhand der direkten und überproportional starken Reaktion der an Störungen installierten Grundwasserbrunnen konnte eine hydraulische Druckübertragung belegt werden. Dies erklärt auch die von Liebscher (1975), S. 75, mehrfach beschriebene, um 1-2 Tage verzögerte Nachwelle, die nur bei höheren Niederschlägen auftritt. Eine große, durch unterirdischen Zufluss verursachte Nachwelle wird auch von Gutknecht (1994) und Kirnbauer et al. (2009) für ein alpines Einzugsgebiet dokumentiert.

Einen hohen Grundwasserzustrom während Abflussereignissen beobachteten auch Bishop (1991) und Seibert et al. (2003) im schwedischen Svartberget-Einzugsgebiet. Mittels einer O18-Ganglinienseparation konnte gezeigt werden, dass über 80 % des Wassers Vorereigniswasser ist und dass ein nicht linearer Zusammenhang zwischen der Tiefe des Grundwasserspiegels und dem Durchfluss besteht. Ab einer Entfernung vom Gerinne größer als 60 m war die Korrelation zwischen Grundwasser- und Durchflussdynamik nicht mehr gegeben.

Oberirdische Fließprozesse

Flächen mit sehr niedriger Infiltrationsrate sowie dauerhaft gesättigte Flächen können nahezu 100 % zum Abfluss beitragen, wenn sie an ein Gewässernetz angeschlossen sind. Auf unbedeckten Äckern, insbesondere auf schluffigem Substrat, können dichte Verschlammungskrusten entstehen, die zu einer Bildung von HOF führen (Roth et al. (1995), Merz und Bronstert (2005), siehe Kapitel 2.2.2).

Im Erlenbach-Einzugsgebiet des Schweizer Alptals, das aufgrund der tonreichen und eher flachgründigen Böden einen großen Sättigungsflächenanteil aufweist, wurde eine sehr direkte und starke Abflussreaktion mit einem großen Ereigniswasseranteil beobachtet (Burch (1994) und Feyen (1998), S. 99 ff). In einem Schwarzwälder Kopfeinzugsgebiet entsprach der Abflusskoeffizient eines herbstlichen Starkniederschlags ($64 \text{ mm } 25\text{h}^{-1}$) in etwa dem Sättigungsflächenanteil von 8 % (Uhlenbrook und Didszun (2005)). Während länger anhaltender Niederschläge kann es in flacheren Gebieten, in einer breiten Talau

oder in konvergierenden Hangbereichen zu einer beträchtlichen Ausdehnung der Sättigungsflächen kommen (Dunne und Black (1970), Anderson und Burt (1978), Peschke und Sambale (1999), Kirnbauer et al. (2009)), bekannt unter dem *variable source area concept* (Hewlett und Hibbert (1967)). Für steilere und eher trockenere Mittelgebirgsgebiete (mittlere Hangneigung $> 7^\circ$, Jahresniederschlägen < 1200 mm) ist jedoch davon auszugehen, dass der Anteil der Feuchtfächen gering ist und auch bei lang anhaltenden Niederschlägen keine großflächige Ausdehnung erfolgt, die hohe Abflusskoeffizienten erklären würde. Casper (2002), S. 98 ff, zeigt den abnehmenden Anteil des SOF mit größerer räumlicher Skala und steigenden Ereignisabflusskoeffizienten.

2.2.4. Beobachtung von Schwellenwertverhalten

Ebenso wichtig wie die Kenntnis der Abflussprozesse ist die Frage, bei welchen Gebietszuständen diese auftreten und wann abflussaktive Flächen an das Gewässernetz angeschlossen sind. Das großflächige Auftreten der oben beschriebenen Prozesse kann zu einem quasi sprunghaften Abflussanstieg und deutlich höheren Abflusskoeffizienten führen. Aufgrund einer Analyse mehrerer Extremhochwasser in Kleinzugsgebieten spricht Gutknecht (1994) von einem An- und Umspringen von Abflussprozessen und stellt die Hochrechnung von Extremereignissen aus kleineren Hochwassern in Frage. Vielmehr postuliert er eine mehrstufige Modellierung, bei der die Intensität der Abflussbildung in Abhängigkeit von den Vorbedingungen und der Überschreitung bestimmter Schwellenwerte (z.B. Durchfluss) intensiviert wird. Sambale und Peschke (2001) demonstrieren ein generelles Umschalten für zwei Kleinzugsgebiete. Demzufolge wird die Abflussreaktion auf kurze, intensive Niederschläge durch die Gebietseigenschaften bestimmt, während lang anhaltender Niederschläge ist der Niederschlagsverlauf und die Zunahme der Bodenfeuchte entscheidend. Auch Naef et al. (1998) zeigen für zwei alpine Einzugsgebiete der Größenordnung 50 km^2 , dass der Abfluss ab etwa 60 mm bzw. $80\text{-}100$ mm Niederschlag überproportional zunimmt und die Abflussganglinie dann jene des Niederschlags widerspiegelt. Folglich muss die Abflussreaktion eines Gebietes grundsätzlich in Abhängigkeit der Niederschlagsmenge differenziert werden.

Zehe und Sivapalan (2009) geben eine umfangreiche Übersicht zum Schwellenwertverhalten in hydrologischen Systemen. Ein schon lange bekannter Schwellenwert-gesteuerter Prozess ist die Entstehung von Oberflächenabfluss. Während der HOF stark durch die Niederschlagsintensität gesteuert wird, hängt die SOF-Entstehung stärker von den lokalen Bodeneigenschaften und der Geländegeomorphologie ab. Das Einsetzen des SOF stellt ein erstes Umschalten des Systems dar (McGrath et al. (2007)).

Das nächste Umschalten erfolgt bei Beginn des unterirdischen Abflusses. Weiler et al. (2005) schlussfolgert aus einem Vergleich verschiedener hanghydrologischer Studien, dass unterirdische Fließprozesse ab einer Niederschlagsmenge von $15\text{-}35$ mm initiiert werden, weist hierbei jedoch auf die Abhängigkeit dieser Schwellenwerte von der Vorfeuchte und den Gebietseigenschaften hin. Verschiedene Untersuchungen zeigen, dass eine verstärkte Abflussreaktion ab einem Niederschlagsschwellenwert von $40\text{-}60$ mm zu erwarten ist (Tabelle 2.6). Erst dann sind Hänge, topographische Mulden oder schnell reagierende Flächen

Tabelle 2.6.: Schwellenwerte des Niederschlags, des Vorregenindex (VRI) und der Bodenfeuchte, ab deren Überschreitung eine verstärkte Abflussreaktion beobachtet wurde.

Kenngröße und Schwellenwert	Prozessbeobachtung	Literatur
Niederschlagsmenge: 50 mm	durch Hangwasser gespeister SOF in der Talaue	Tanaka et al. (1988)
Niederschlagsmenge: 60-100 mm	Anbindung schnell reagierender Flächen an das Gewässernetz	Naef et al. (1998)
Niederschlagsmenge: 40 mm	Auftreten von Pipeflow	Uchida et al. (2005)
Niederschlagsmenge: 55 mm	Makroporen-Vernetzung, Überlauf einer Mulde im Ausgangsgestein	Tromp-van Meerveld und McDonnell (2006b)
Niederschlagsmenge: 86 mm	Sättigung und kleinräumige Druckübertragung im Unterhang	Kienzler und Naef (2008)
VRI30: 40 mm	Anbindung flachgründiger Mulden an das Gewässernetz	Sidle et al. (2000)
VRI30: 150 mm	Makroporen-Vernetzung, Anbindung tiefgründiger Mulden	Sidle et al. (2000)
Bodenfeuchte: 40 Vol%	Auftreten von Pipeflow	Uchida et al. (2005)
Bodenfeuchte: 60 Vol%	Zunahme der Abflusskoeffizienten von 10% auf 65%	Meyles et al. (2003)
Saugspannung: 60-80 hPA	sprunghaft höhere Abflüsse	Chiffard (2006)
Sättigung im Oberboden: 100 %	Interflow an den Hängen	Casper et al. (2006)
Sättigung: 99 % der nFK	deutlich höhere Abflusskoeffizienten	Krein (2000)
Bodenfeuchtedefizit: 40-80 mm	Zunahme der Abflusskoeffizienten von < 10% auf >50%	Einsele et al. (1986)

(z.B. Sättigungsflächen, Schuttkörper) hydraulisch an die Gewässer angeschlossen sind. Laut Sidle et al. (2000) werden die gewässernahen Unterhänge und Geländemulden mit zunehmender Niederschlagsmenge sukzessive an das Gewässer angekoppelt, wobei die Schwellenwerte von der Bodenmächtigkeit abhängig sind. Ausgehend von einer detaillierten Aufnahme der Geomorphologie des Ausgangsgesteins und räumlichen Mustern der unterirdischen Sättigungsbereiche leiteten Tromp-van Meerveld und McDonnell (2006a) die sogenannte *Fill-and-spill-Hypothese* her. Demzufolge sind die unterirdischen Granitmulden erst ab einem Niederschlagsschwellenwert von 55 mm gefüllt und bewirken durch das Überlaufen und damit eine bessere Vernetzung der unterirdischen Fließwege einen quasi sprunghaften Anstieg des unterirdischen Abflusses. Casper (2002) beobachtete, dass die Unterhänge eines Schwarzwälder Einzugsgebiets erst für Niederschlagsereignisse mit einer Jährlichkeit von mindestens zwei Monaten abflussaktiv und an den Vorfluter angeschlossen sind.

Neben Schwellenwerten der Niederschlagsmenge, werden in der Literatur Schwellenwerte der aktuellen Bodenfeuchte genannt (Tabelle 2.6). Ein wichtiger Schalter hinsichtlich einer Abflussintensivierung ist hierbei die Sättigung des Bodens. Uchida et al. (2005) dokumentieren für das Testgebiet Panola, dass nennenswerter Pipeflow erst ab einer Bodenfeuchte von 40 Vol % auftritt (Abbildung 2.2). Ist der Pipeflow erst einmal initiiert, so ist das Verhältnis zwischen der Gesamtabfluss- und der Pipeflowrate konstant. Zudem wurde ein Zusammenhang zwischen der Niederschlags- und der Pipeflowganglinie beobachtet. Meyles et al. (2003) beobachten für ein relativ nasses englisches Einzugs-

gebiet mittels Bodenfeuchtemessungen an 151 Standorten deutlich höhere Abflusskoeffizienten, sobald die mittlere Bodenfeuchte über 60 Vol % liegt. Das räumliche Muster der Bodenfeuchte während dieser Zustände weist auf eine gute Vernetzung der Fließwege hin. Chiffard (2006) erkennt, dass die Abflüsse nahezu sprunghaft zunehmen sobald die Saugspannung an mehreren im Hang installierten Tensiometern 60 bzw. 80 hPa unterschreitet. Casper (2002) zeigt, dass der Interflow bei 100 % relativer Sättigung des Oberbodens stark zunimmt. Während zwei großer Niederschlagsereignisse (61 mm und 178 mm) beobachtete er schnell fließenden Interflow im Oberboden eines grundsätzlich sehr durchlässigen Standorts. Krein (2000), S. 61f, dokumentiert deutlich höhere Abflusskoeffizienten wie auch direkter und steiler ansteigende Hochwasserwellen sobald die Bodenfeuchte über 99 % der nutzbaren Feldkapazität beträgt. Einsele et al. (1986) identifizieren Schwellenwerte des Bodenfeuchtedefizits (Sandboden: 40 mm, Tonboden 80 mm), ab deren Unterschreitung die Abflusskoeffizienten für Starkniederschlagsereignisse um ein bis zwei Größenordnungen höher sind.

2.3. Verfahren zur Messung der Bodenfeuchte

Eine Diskussion unterschiedlicher Verfahren der Bodenfeuchtemessung ist in zahlreichen Quellen zu finden (z.B. Dirksen (1999), Topp (2003), Robinson et al. (2003) und Wernecke (2003)). Schädel (2006), S. 17 f, gibt einen Überblick über die erfassbaren Feuchtebereiche sowie die Vor- und Nachteile der verschiedenen Messverfahren. In den folgenden Kapiteln werden lediglich die häufig eingesetzten in-situ-Messverfahren sowie die innovativen berührungslosen, fernerkundlichen Methoden vorgestellt. Abschließend werden Ansätze zur kontinuierlichen Messung der Bodenfeuchteänderung über die Tiefe erläutert.

2.3.1. In-situ-Messungen (Tensiometrie und Hochfrequenzverfahren)

Die Änderung des Bodenwassergehalts kann in-situ nur über indirekte Methoden erfasst werden. Aus der Messung der Saugspannung (z.B. mittels Tensiometer) bzw. des elektrischen Widerstands eines im Boden installierten porösen Mediums (z.B. eines Gipsblocks) kann auf den aktuellen Bodenwassergehalt geschlossen werden. In anderen Verfahren wird die Tatsache genutzt, dass Strahlung (z.B. ein elektrischer Spannungsimpuls, Wärme-, Neutronen- oder Gammastrahlung) bei einem höheren Bodenwassergehalts stärker gedämpft wird.

Ein *Tensiometer* besteht aus einer porösen Keramikzelle, die mit einem wassergefüllten Kunststoffrohr verbunden ist und im Boden installiert wird. Bei gutem Bodenkontakt stellt sich ein Potential-Gleichgewicht zwischen Boden und Keramikzelle ein. Trocknet der Boden aus, wird der Keramikzelle Wasser entzogen, die Wassersäule im Kunststoffrohr sinkt ab und der resultierende Unterdruck d.h. die aktuelle Saugspannung kann mit einem Drucksensor gemessen werden. Anhand von bodenspezifischen Saugspannungskurven wird auf den aktuellen Bodenwassergehalt geschlossen. Der Messbereich eines Tensiometers ist durch die maximale Porengröße der Keramikzelle auf etwa 900 hPa (pF-Wert: 2.9) beschränkt (Dirksen (1999), S. 67), da ab dieser Saugspannung Luft in die Keramikzelle eintritt (Luft Eintrittspunkt).

Bei den Hochfrequenzverfahren wird aus der Laufzeit eines elektromagnetischen Impulses (*Time Domain Reflectometry, TDR*) bzw. der Frequenzänderung eines elektromagnetischen Signals (*Frequency Domain Reflectometry, FDR*) der Wassergehalt bestimmt. Da Wasser eine hohe dielektrische Permittivität hat, ist die Laufzeit bzw. die Frequenz stark vom Wassergehalt abhängig. Genauere Ausführungen zum TDR-Messprinzip finden sich in Kapitel 4.2.1. Die Hochfrequenzverfahren sind nicht auf einen bestimmten Feuchtebereich beschränkt und können in hoher zeitlicher Auflösung durchgeführt werden. Ebenso wie bei viele anderen in-situ-Messungen ist jedoch ein guter Kontakt der Sonden mit dem Boden erforderlich. Zudem sind die Messungen vom Salz- und Tongehalt sowie von der Bodentemperatur abhängig. Detaillierte Übersichten zu den Hochfrequenzverfahren sowie zu Einflussfaktoren auf die Messung liefern z.B. Zegelin et al. (1992), Robinson et al. (2003) und Walker et al. (2004). Informationen zum Temperatureinfluss finden sich in Wraith und Or (1999) und Verhoef et al. (2006).

2.3.2. Berührungslose Messungen (Satelliten und GPR)

Fernerkundliche Methoden ermöglichen eine großskalige Ableitung von Oberflächeneigenschaften aus räumlichen Unterschieden der von der Erdoberfläche emittierten oder reflektierten elektromagnetischen Strahlung (Schmugge et al. (2002)). Dabei ist der Mikrowellen-Frequenzbereich besonders geeignet, um Unterschiede der Bodenfeuchte zu identifizieren. Der europäische *ERS-2 Satellit*, seit 1995 im Orbit, ist mit einem *synthetic aperture radar (SAR)* ausgestattet und erfasst die reflektierte Strahlung im C-Bandbereich (4-8 GHz). Bei einer Streifenbreite von 100 km beträgt die räumliche Auflösung 30 m. Die ERS-2-Daten wurden in zahlreichen Gebieten zur Bodenfeuchtebestimmung genutzt (z.B. Walker et al. (2004), Scipal et al. (2005), Verhoest et al. (2007), ESA (2009a)). Die emittierten Signale werden jedoch auch stark durch die Vegetation und die Oberflächenrauigkeit beeinflusst. Somit sind die Bodenfeuchtedaten insbesondere für Gebiete mit einer hohen und dichten Vegetationsschicht (z.B. Wälder) sehr unsicher. Verbesserungen diesbezüglich werden durch den zukünftigen Einsatz der beiden Satelliten *SMOS* (ESA (2009b)) und *SMAP* (NASA (2009)) erwartet. Beide Satelliten haben eine Streifenbreite zwischen 3 und 40 km und sind für den L-Band-Bereich (1-2 GHz) konzipiert, womit eine Durchdringung der Vegetation möglich ist. Es wird eine Genauigkeit der Bodenfeuchte von 0.04 Vol% angestrebt (Scipal et al. (2005)). Eindeutiger Vorteil der Satellitenmessungen ist die großflächige Erfassung der Feuchtezustände. Dem steht jedoch die geringe zeitliche Auflösung (ERS-2: 35 Tage) und die Beschränkung auf die oberen 5 cm Boden gegenüber (Schmugge et al. (2002)).

Das *Ground Penetrating Radar*, *dtsch. Bodenradar (GPR)* kann ebenfalls den in-situ-Messungen zugeordnet werden und liefert auf kleinerer räumlicher Skala flächenhafte Bodendaten. Hier wird eine elektromagnetische Welle als sogenannte Grundwelle durch den Boden gesendet. Aus dem Muster der Wellenlaufzeiten mehrerer Messungen kann, ähnlich wie bei der TDR-Methode, die Bodenfeuchte abgeleitet werden. Die erreichbare Eindringtiefe hängt neben der Frequenz stark von der Leitfähigkeit und der elektrischen Permittivität des Bodens ab. Höhere Frequenzen verbessern die Auflösung, andererseits nimmt die Signaldämpfung zu und die Eindringtiefe ab. Eine umfassende Übersicht zu unterschiedlichen GPR-Messverfahren sowie deren Vor- und Nachteilen geben z.B. Huisman et al. (2001).

2.3.3. Bestimmung von Bodenfeuchteprofilen

Die Messung der Bodenfeuchte in unterschiedlichen Tiefen wird häufig durch die Installation von verschiedenen Sonden in jeweils unterschiedlicher Tiefe bewerkstelligt (z.B. Casper (2002), Chiffard (2006)). Diese können entweder nebeneinander oder an Grubenwänden übereinander eingebaut werden. Alternativ werden mit einer einzelnen Sonde (z.B. Neutronensonde oder TDR-Rohrsonde) in einem abgeteufte Rohr sukzessive Messungen in unterschiedlichen Tiefen durchgeführt. Hierbei ist jedoch der Bodenkontakt der Rohre insbesondere bei häufigen Messungen nicht gewährleistet (Raimund Schneider: mündliche Mitteilung).

Ein Schwerpunkt im Bereich der TDR-Forschung ist derzeit die inverse Modellierung

des TDR-Rohsignals, das weit mehr Information als lediglich den über den Bereich der Sondenstablänge gemittelten Wassergehalt beinhaltet. Mehrere Autoren zeigten, dass sich das TDR-Rohsignal unter Verwendung der Telegraphengleichung und durch iterative Anpassung deren Parameter nachbilden lässt, wobei unterschiedliche Optimierungsverfahren genutzt werden, z.B. genetische Algorithmen (Oswald et al. (2003), Leidenberger et al. (2006), Greco (2006), Wollschläger et al. (2009)), die Shuffled Complex Evolution Methode (Heimovaara et al. (2004)) oder das konjugierte Gradienten-Verfahren nach Fletscher-Reeves (Schlaeger (2002)). Sind die elektrophysikalischen Eigenschaften der Sonden bekannt, ist die Form des TDR-Rohsignals primär von der Konduktivität und der Kapazität abhängig. Aus dem Kapazitätsprofil lässt sich schließlich das Permittivitätsprofil und daraus das Bodenfeuchteprofil berechnen. Die verschiedenen tiefendifferenzierten Bodenfeuchterekonstruktionen wurden im Labor umfassend getestet (z.B. Becker (2004), Schlaeger (2005), Bänninger et al. (2008)). Das in dieser Arbeit eingesetzte Spatial-TDR (siehe Kapitel 4.2) wurde zudem im Gelände eingesetzt z.B. zur Sickerwasseridentifikation in Dämmen (Worsching et al. (2006), Scheuermann et al. (2009)), zur Bestimmung der Schneedichte (Stacheder et al. (2005)) sowie zur Erfassung der kleinräumigen Heterogenität der Bodenfeuchte (Schädel (2006), Zehe et al. (2009)).

2.4. Zusammenhang zwischen Bodenfeuchtezustand und Abflussreaktion

Der Boden hat als speicherndes und leitendes Medium eine entscheidende Steuerfunktion bezüglich des Auftretens und der Intensität der Abflussbildungsprozesse. Die Abhängigkeit des Abflussgeschehen von den Bodeneigenschaften lässt sich in drei Teilaspekte unterteilen: (i) den Zusammenhang zwischen nicht veränderlichen physikalischen Bodenkenngrößen und dem dominierenden Abflussprozess, (ii) der Indikatorfunktion der aktuellen Bodenfeuchte für die zu erwartende Abflussreaktion und (iii) die Abhängigkeit der Abflussreaktion von räumlichen Verteilungsmustern der Bodenfeuchte. Da der Schwerpunkt dieser Arbeit im zweiten Themenbereich liegt, wird dieser im Folgenden genauer behandelt.

Zahlreiche Studien weisen auf die große Abhängigkeit der Abflussintensität von der Vorfeuchte hin (z.B. Western und Grayson (1998), Peschke (2001), Casper (2002), Uchida et al. (2005), Weiler et al. (2005), Chiffard (2006)). Grayson et al. (1997) zeigen zudem, dass der Einfluss weiterer die Abflussbildung steuernder Faktoren wie beispielsweise der Topographie und der Landnutzung bei hohen Gebietsfeuchtezuständen deutlich höher sind.

Die Bodenfeuchte ist insofern ein sehr geeigneter Indikator für die Abflussbereitschaft eines Gebietes da sie, im Gegensatz zum Niederschlag, Informationen über den Zustand vor dem Niederschlagsereignis beinhaltet. Ein Nachteil ist jedoch, dass das Informationsspektrum eines Bodenfeuchtemesswertes nach oben hin begrenzt ist, da ab der Sättigung eines Standorts keine Information mehr über die weitere Aufsättigung des Gebietes gewonnen werden können. Durch eine tiefendifferenzierte und räumlich verteilte Bodenfeuchtemessung (z.B. Schädel (2006), Zehe et al. (2009)) sollten jedoch auch sehr spät aufsättigende Standorte bzw. Horizonte und damit auch extrem nasse Zustände erfassbar sein. Alternativ zu Bodenfeuchtemesswerten werden häufig der Vorereignisabfluss oder ein Vorregenindex (Niederschlagssumme für eine bestimmte Anzahl vergangener Tage) als Indikator der Vorfeuchte verwendet z.B. in den gebietspezifischen Koaxialdiagrammen oder dem Curve-Number-Verfahren des Soil Conservation Service (SCS) der USA (Maniak, 2005, S. 302 ff), S. 302 ff. Diese sehr einfach zu bestimmenden integralen Größen haben jedoch den Nachteil, dass sie weder eine räumliche noch eine prozessdynamische Differenzierung ermöglichen (Chiffard (2006), S. 18). Der Vorereignisabfluss kann beispielsweise trotz relativ nasser Böden niedrig sein, wenn die Hänge und Mulden noch nicht hydraulisch angeschlossen sind. Der Vorregenindex hingegen kann aufgrund eines starken sommerlichen Gewitterereignisses sehr hoch sein, während das gesamte Gebiet jedoch noch trocken ist.

Wie in Kapitel 2.2.4 anhand konkreter Bodenfeuchte-Schwellenwerte gezeigt, steigt die Abflussreaktion deutlich an, wenn die Böden nahezu gesättigt sind. Der Abflussanstieg ist dann besonders hoch wenn durchlässigere Mittel- oder Oberhangstandorte aufsättigen (z.B. Casper (2002)). Für diesen starken Anstieg gibt es zwei wesentliche Ursachen: (i) Im trockenen Zustand wird nahezu sämtliches infiltrierendes Niederschlagswasser im Boden gespeichert, und die hydraulische Leitfähigkeit ist sehr niedrig. Nahe der Sätti-

gung ist die Speicherkapazität erschöpft und die hydraulische Leitfähigkeit nimmt stark zu. Der Boden schaltet dann von einer Speicher- auf eine Leiterfunktion um (Peschke (2001)). (ii) Es ist davon auszugehen, dass die in Kapitel 2.2.3 beschriebenen unterirdischen Abflussprozesse bei einer hohen Bodenfeuchte nicht kleinräumig sondern für größere Unterhangbereiche auftreten. Sind die Unterhänge erst einmal hydraulisch an das Gewässernetz angeschlossen, so tragen große Flächen bzw. Räume zum Abfluss bei (Meyles et al. (2003), Tromp-van Meerveld und McDonnell (2006a)).

Während die Abhängigkeit der Abflussreaktion von der Bodenfeuchte für ein Einzugsgebiet als allgemein gültig angesehen wird, sind die Zusammenhänge auf kleinen Flächen weniger eindeutig. Für die Beregnungsversuche von Scherrer (1997) an 18 Grünlandstandorten ist die Abhängigkeit von der Bodenfeuchte für die Mehrzahl der Standorte gering, da einerseits das Auftreten des HOF nicht an die Bodenvorfeuchte gebunden ist, andererseits sehr durchlässige Böden schnell drainieren und damit kein langes Feuchtegedächtnis haben. Zehe und Sivapalan (2009) beobachteten für 53 Beregnungsversuchen hingegen eine Abhängigkeit von der Vorfeuchte und führten diese auf die Schrumpfrisse während trockener Zeiten zurück.

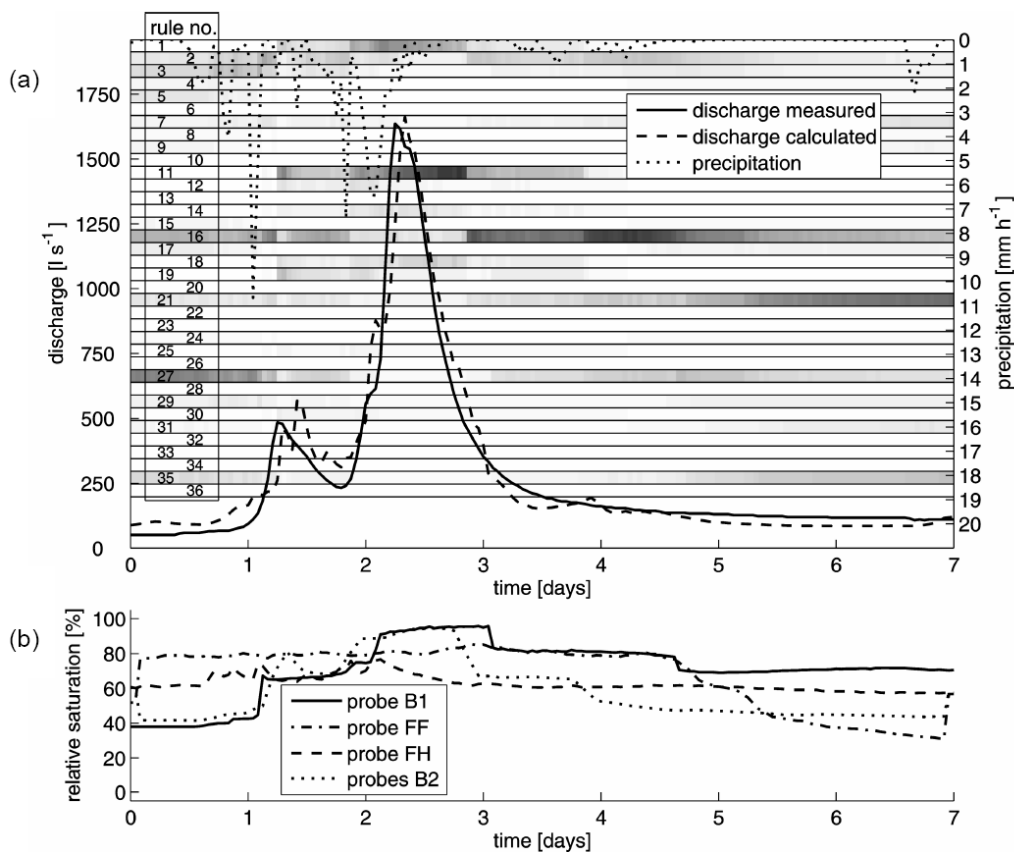


Abbildung 2.3.: a) Simuliertes Hochwasserereignis (Dezember 1997) für das Dürreychgebiet und Aktivierung der Fuzzy-Regeln 1 bis 36 (je dunkler desto desto stärker der Grad des Zutreffens). b) Gemessene Bodenfeuchte an vier Standorten (aus Casper et al. (2007)).

Die Einbindung von Bodenfeuchtemesswerten in die Niederschlag-Abfluss-Modellierung wird z.B. von Casper et al. (2007) demonstriert. Hier wurde der Durchfluss mittels eines

mit Niederschlags- und Bodenfeuchtedaten gespeisten Fuzzy-Logic-Modells vorhergesagt. Mittels Fuzzy-Logic können unscharfe Systemzusammenhänge zwischen Ein- und Ausgangsgrößen linguistisch in Form von Wenn-Dann-Regeln formuliert werden, wobei das Regelsystem stets transparent bleibt. Abbildung 2.3 zeigt beispielsweise, dass die Regel Nr. 11, d.h. eine bestimmte Kombination aus Bodenfeuchtezuständen, zeitgleich mit dem Durchflussmaximum aktiviert wird. Die Regel Nr. 11 enthält die Bedingung, dass der Boden an Sonde B1 zu nahezu 100 % gesättigt ist.

3. Untersuchungsgebiet Frankelbach

3.1. Übersicht

Das 5 km² große Einzugsgebiet des Frankelbachs befindet sich etwa 16 km nordwestlich von Kaiserslautern (Abbildung 3.1). Naturräumlich wird es den Oberen Lauterhöhen des Nord-Pfälzer-Berglands im Saar-Nahe-Berg- und Hügelland zugordnet (Meynen et al. (1962), Pemöller (1969)). Der im Tal gelegene Ort Frankelbach mit rund 550 Einwohnern gehört zur Verbandsgemeinde Otterbach. Kartengrundlage ist das Blatt 6411 Wolfstein (Topographische und Geologische Karten 1:25000).

Das letzte höhere Hochwasser im Mai 2002 verursachte beträchtliche Schäden an Infrastruktur und Gebäuden im Ort Frankelbach. Laut Ohm (2002) wurde während dieses Starkregens ein normalerweise trockener Gully am Südhang oberhalb der Ortschaft stark abflussaktiv, so dass das Wasser über die darunter liegende Wiese schoss und gebündelt auf einem Weg in das Dorf floss. Beträchtliche Erosionsschäden waren auch noch Jahre später an den Hängen der Oberläufe erkennbar (Abbildung 3.4).



Abbildung 3.1.: Geographische Lage des Untersuchungsgebiets (roter Stern) in Rheinland-Pfalz und Blick vom höchsten Punkt „Platte“ über das Haupttal nach Nordwesten.

3.2. Geologie

Das Untersuchungsgebiet liegt im südlichen Saar-Nahe-Becken, einer ehemaligen Senke, die im Oberkarbon während der variskischen Gebirgsbildung im Grenzgebiet Saxothuringikum-Rhenoharzynikum entstand. Ausgehend vom lothringisch-saarländischen Raum weitete sie sich nach NO hin aus, so dass für das Oberrotliegende eine Verbindung über

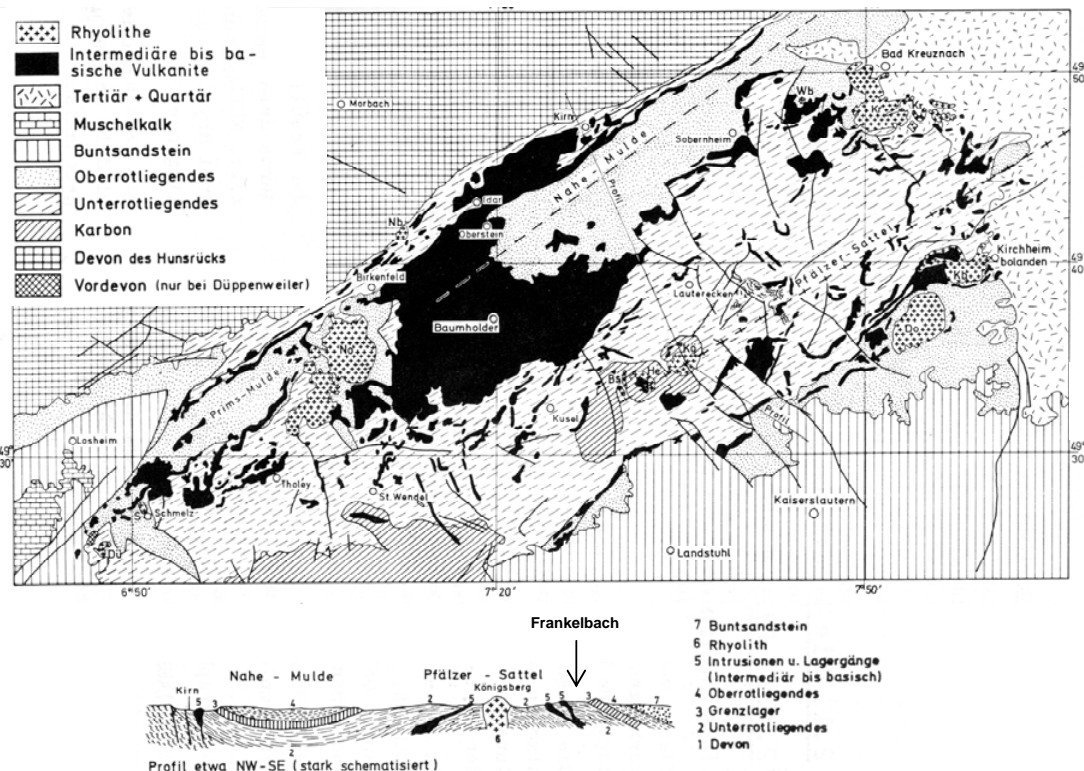


Abbildung 3.2.: Die permischen Gesteine des Saar-Nahe-Beckens (verändert nach Atzbach (1986), S. 11)

Hessen bis in die thüringischen Rotliegendbecken vermutet wird (Atzbach, 1986, S. 10), S. 10. Heute ist nur ein kleines Gebiet, etwa 100 mal 40 Kilometer, dieses ehemals riesigen intermontanen Beckens oberflächlich aufgeschlossen (LGB-RLP, 2005, S. 77 ff).

Im Oberkarbon und im Rotliegend wurde diese Senke mit Abtragungsmaterial der nördlich und südlich gelegenen Gebirge sowie mit beckenintern geförderten Magmatiten gefüllt. Während der Rotliegend-Zeit lag Rheinland-Pfalz zwischen 10° und 20° nördlicher Breite und damit in tropisch-subtropischen Klimazonen. Aufgrund der damaligen Lage des Pangaea-Kontinents und der Palaeotethys ist für das Gebiet ein Monsunklima wahrscheinlich (LGB-RLP, 2005, S. 78). Im Beckenzentrum weisen die primär fluvial abgelagerten Sedimente eine Mächtigkeit bis 8 km auf (LGB-RLP, 2005, S. 82).

An der Wende Unter-Oberrotliegend begann synsedimentär eine tektonisch bedingte Unterteilung des Saar-Nahe-Beckens in die Nahe-Mulde, den Pfälzer Sattel und die Vorhaardt-Mulde (Abbildung 3.2). Mit Absenkbewegungen und Zerrungen war eine intensive vulkanische Aktivität verbunden, die eine Aufwölbung der Sedimente zum Pfälzer Sattel bewirkte. Heute sind die aus saurem Intrusivgestein (Rhyolithe) bestehenden Kuppeln vielfach durch Erosion freigelegt und bilden die höchsten Erhebungen im Saar-Nahe-Berg- und Hügelland. Die Sedimente des Pfälzer Sattels werden zudem auch durch mächtige Lager und Gänge intermediärer Intrusionen durchzogen (Atzbach (1986), S.11, LGB-RLP (2005), S. 84). Das Frankelbachgebiet liegt an der südöstlichen Flanke des Pfälzer Sattels. Hier wurden die Sedimente durch die vulkanische Intrusion des Königsbergs gehoben, so dass die von NW nach SO sich verjüngenden Schichten SW-NO streichen

und nach SO einfallen (GK 1:25000 Wolfstein).

Lithostratigraphisch ist das Gebiet der Disibodenberg- und der Meisenheim-Formation der Glan-Subgruppe des Unteren Rotliegend zuzuordnen (Deutsche Stratigraphische Kommission 2002, zitiert in LGB-RLP (2005), S. 80). In älteren stratigraphischen Gliederungen (Atzbach (1986), Falke (1972)) werden die Disibodenberg- und Meisenheim-Formation als Lebacher Gruppe bezeichnet. In der Meisenheim-Formation, bestehend aus der etwa 550 m mächtigen Jeckenbach-Subformation und der etwa 150 m mächtigen Odernheim-Subformation, überwiegen siltige Ablagerungen. Die primär grauen Gesteine sind meist wellig geschichtet und können als Absätze fluviatiler Überflutungsebenen oder als ufernahe lakustrine Ablagerungen gedeutet werden (LGB-RLP, 2005, S. 97). Es treten zudem mehrere Meter mächtige gelblich-braune Sandsteinbänke auf, die größtenteils ungeschichtet sind und nur in ihrem oberen Bereich Horizontal- oder Kleinrippelschichtungen aufweisen. Während der Zeit der Disibodenberg-Formation bestanden ausschließlich fluvial-limnische Ablagerungsbedingungen. Ausgedehnte Seen existierten nicht mehr. Dementsprechend besteht diese etwa 200 m mächtige Einheit vorwiegend aus einer Wechselfolge grauer Silt- und glimmerhaltige Feinsandsteine. Bedeutsame Leithorizonte können hier nicht ausgewiesen werden (LGB-RLP, 2005, S. 99). Die Disibodenberg-Formation ist auf der Platte, dem höchsten Punkt im Frankelbachgebiet, in einem Steinbruch aufgeschlossen.

Im nordöstlichen Teil des Frankelbachgebiets ist eine NW-SO verlaufende Querstörung zu finden. Hier sind Andesite und Arkosen des Oberrotliegenden zu finden (GK 1:25000 Wolfstein).

3.3. Geomorphologische Eigenschaften

Die Morphologie der Region wird durch die Nord-Süd verlaufenden Täler der Lauter und der Glanzflüsse bestimmt. Die höchsten Erhebungen liegen oberhalb von 500 m, die Talböden auf etwa 200 m ü. NN. Der Frankelbach mündet auf 205 m ü. NN in die Lauter. Sein Einzugsgebiet ist am Pegel „Gebietsauslass“ durch zwei Arkose-Sporne abgeriegelt, wodurch der Talboden hier nur etwa 20 m breit ist. Das Haupttal weitet sich oberhalb dieser beiden Riegel zu einem Kerbsohlental mit einem etwa 100 m breiten Augengürtel. Oberhalb des Ortes „Frankelbach“ geht dieses in ein Kerbtal über und teilt sich in die Seitentäler Tiefental, Sonnhaller Tal und den Oberlauf des Frankelbaches mit drei Quellbächen auf (Abbildung 3.3). Sämtliche Zuflüsse des Frankelbaches fließen in tief eingeschnitten Kerbtälern, die durch rückschreitende Erosion die mäßig geneigten Hochlagen des Gebietes anschneiden. Die Erosion erfolgt einerseits durch Subrosion teilweise stark schüttender Quellen (Abbildung 3.7) andererseits durch Oberflächenabfluss, der sich in den Hangmulden oberhalb der Gewässereinschnitte konzentriert. In Verlängerung dieser Hangmulden sowie unterhalb ehemaliger hangabwärts führender Wege befinden sich Gullies, die in Abbildung 3.3 als Abflusslinien dargestellt sind. Zu den Abflusslinien zählen zudem ehemalige Wege, Rückegassen, Tiefenlinien sowie zum Kartierzeitpunkt frische Erosionsspuren (Abbildung 3.4).

Die mittlere Hangneigung des Frankelbach-Gebietes beträgt $12.8 \pm 5.7^\circ$. Der Übergang

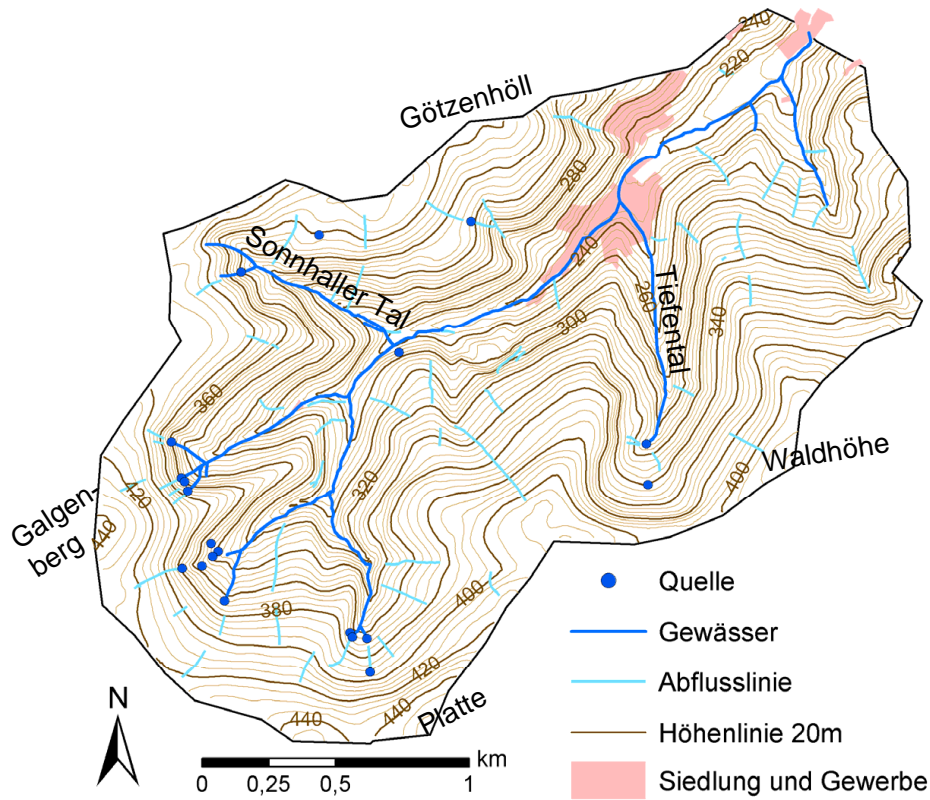


Abbildung 3.3.: Das Frankelbach-Einzugsgebiet (Kartierung der Abflusslinien durch die FAWF-Trippstadt).



Abbildung 3.4.: Erosionsspuren im Frankelbach-Oberlauf unterhalb des Galgenbergs, verursacht durch Starkregen im Mai 2002, (Aufnahmedatum: 15. April 2005).

der Oberhänge zum Kulminationsbereich liegt auf einer Höhe von etwa 400 m ü. NN. An den Oberhängen sind stellenweise Terrassierungen der ehemals deutlich kleinparzeller bewirtschafteten Landschaft zu erkennen. In der nordwestlichen Gebietshälfte sind Hangversteilungen insbesondere auf einer Höhe zwischen 350 und 370 m ü. NN und 280 und 300 m ü. NN zu erkennen. Im Bereich der oberen Hangversteilung befinden sich die kontinuierlich schüttenden Quellen der Oberläufe. Der untere Gefälleknick fällt mit dem Quellbereich des Tiefentals und den Headcuts mehrerer Gullies zusammen.

3.4. Pedologische Eigenschaften

Der Leitbodentyp des Untersuchungsgebietes ist eine Norm-Braunerde aus schuttführenden Sand-, Schluff- oder Schichtlehmen (Schobel et al. (2007), Asta (1996), Abbildung 3.5). In Kulminationslagen stehen Sandsteine an, auf denen Ranker und mittelgründige Braunerden vorkommen. An Oberhängen sind in 30 bis 70 cm Tiefe infolge reliktscher Solifluktuationsprozesse eine sprunghafte Zunahme der Lagerungsdichte und eingeregelter Steine zu beobachten. Hier sind in mäßig geneigten Bereichen Pseudogley-Braunerden ausgebildet. In den Quellmulden und an den Unterhängen des Gebiets dominieren tiefgründige Kolluvisole mit sandig-lehmiger bzw. schluffig-lehmiger Textur.

Laut der Bodenübersichtskarte für Rheinland-Pfalz (LGB-RLP (2008), LGB-RLP (2009)) reicht der durchwurzelbare Bodenraum bis 70 cm Tiefe. Die nutzbare Feldkapazität bis 1 m Tiefe (Maß zur Beurteilung des Wasserrückhaltevermögens einer Fläche) beträgt 134 mm. Im Zuge der Forstlichen Standortkartierung (Asta (1996)) wurden die Böden hinsichtlich der klimatischen und pedologischen Gegebenheiten sowie ihres daraus abgeleiteten Wasserhaushalts klassifiziert. Ein Standort wird beispielsweise als feucht bezeichnet, wenn während der Vegetationszeit (Mai bis Oktober) der Pflanzenwasserverbrauch (ca. 3 mm Tag^{-1}) durch Kapillarwasser oder Sickerwasser im Hauptwurzelraum ($< 60 \text{ cm}$ unter der Geländeoberfläche) gedeckt werden kann. Im Frankelbachgebiet werden die südexponierten Hänge sowie gewässerferne Kuppenlagen als trocken eingeordnet. Die Mittelhänge sind mäßig bis ziemlich frisch, die Unterhänge, Aue und Quellmulden sind frisch bis äußerst frisch. Lediglich sehr kleine Flächen in der Aue und in der Quellmulde des Tiefentals werden als feucht oder vernässend ausgewiesen.

3.5. Landnutzung, Bewirtschaftung und Wegenetz

Die Fläche des Untersuchungsgebietes wird zu je etwa einem Drittel forst-, weide- und ackerwirtschaftlich genutzt (Abbildung 3.6). Die Äcker auf den schwach geneigten Kuppen werden primär von der Nachbargemeinden Rothselberg und Eulenbiss bewirtschaftet. In der Vergangenheit wurden kleine Parzellen zusammengelegt und Ackerterrassen eingeebnet.

An den steilen Hängen und Kerbtälern stehen alte Mischwälder aus Eichen, Buchen und Hainbuchen. Reine Nadelholzwälder sind selten, jüngere Douglasienaufforstungen stammen aus den siebziger Jahren Gallus et al. (2007). Der Waldanteil ist in den letzten Jahrzehnten aufgrund umfangreicher Aufforstungen von ca. 35 % auf über 45 % angestie-

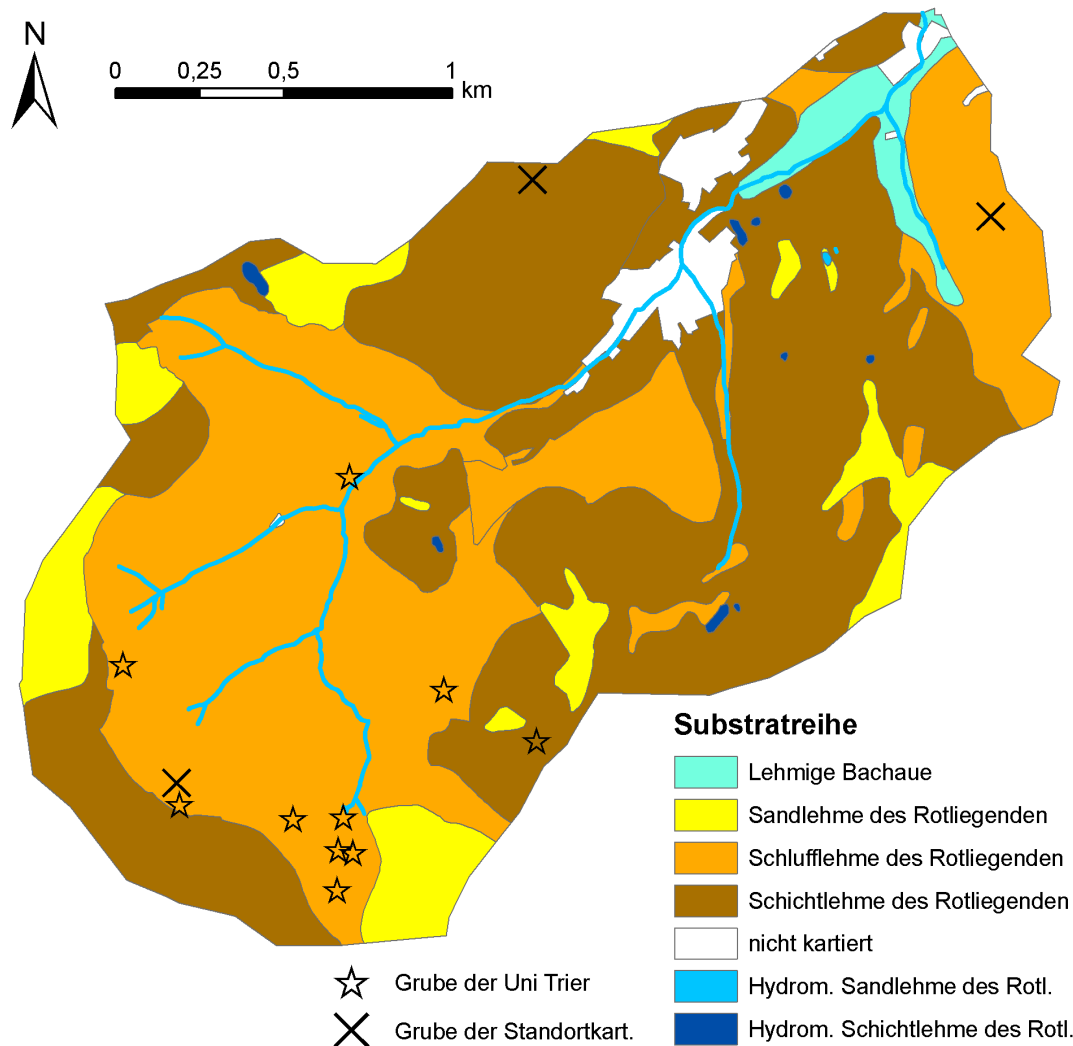


Abbildung 3.5.: Substratreihen nach der Standortkartierung (Asta (1996)) und Lage der näher untersuchten Schürfguben (Stand: Sommer 2009).

gen. In steilen Quellmulden wurden Eichen und Edellaubhölzer aufgeforstet (z.B. oberhalb des Gullies, der nach dem Starkregen im Mai 2002 stark abflussaktiv wurde).

Die Auenbereiche sowie einzelne Hänge werden als Grünland genutzt. Diese Flächen werden durch extensive Schafbeweidung offen gehalten, fallen jedoch verstärkt brach und unterliegen einer unkontrollierten Sukzession (Gallus et al. (2007)). Siedlungs- und Gewerbeflächen nehmen ca. 4 % der Fläche ein. Der Ort Frankelbach liegt an den Unterhängen und in der Aue des Unterlaufes, ein Gewerbe befindet sich unmittelbar neben dem Pegel „Gebietsauslass“ in der Aue.

Das Wegenetz im Frankelbachgebiet ist 39 km lang, wobei nur etwa 5 km geteert sind. Einzelne Wege, insbesondere jene in Gefällrichtung wurden im Zuge des WaReLa-Projekts aufgelassen und statt dessen hangparallele und gewässerferne Wege angelegt. Zudem wird durch ein konvexes Wegquerprofil und den Umbau der wegbegleitenden Gräben eine Ableitung des auf den Wegen gebündelten Abflusses in benachbarte Flächen angestrebt.

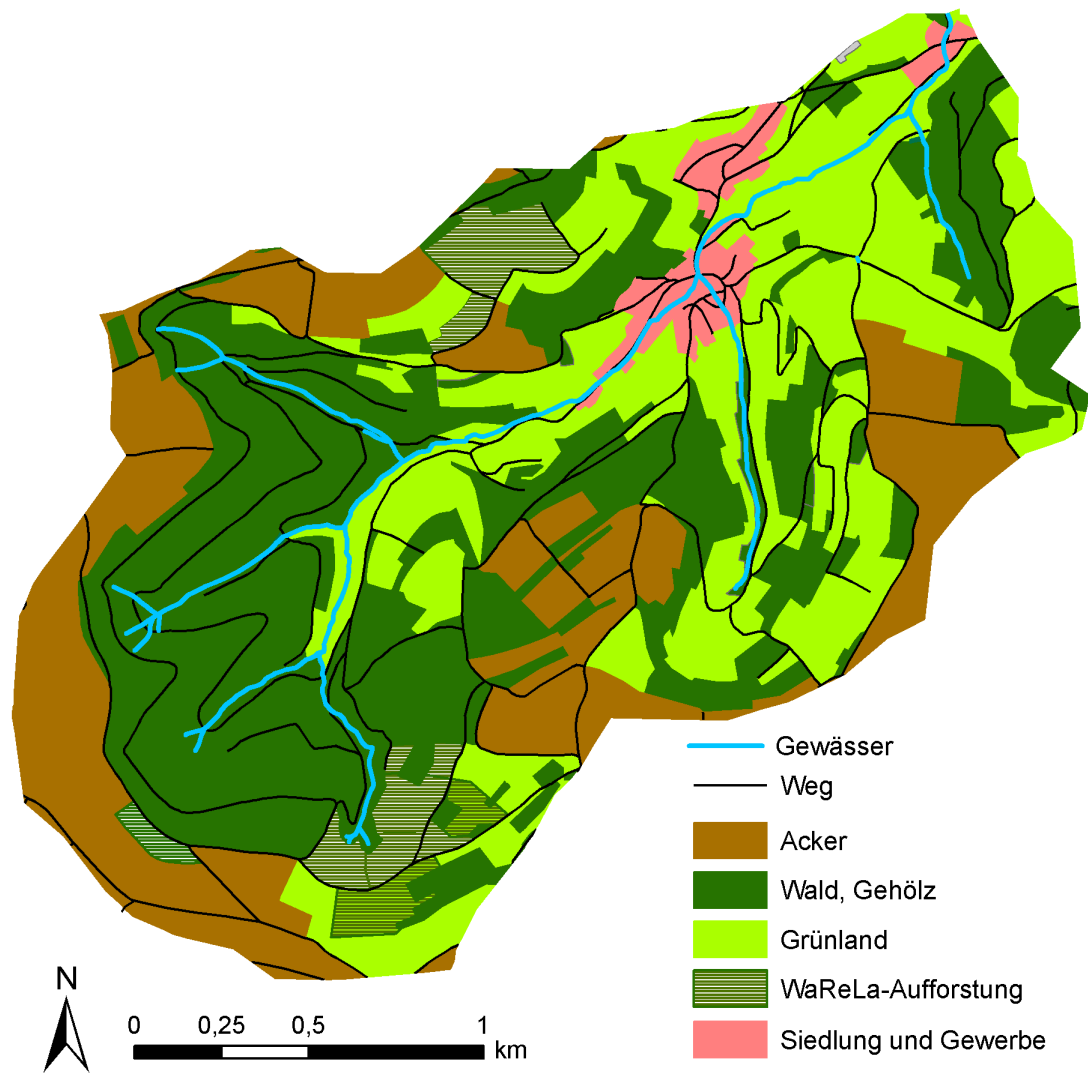


Abbildung 3.6.: Landnutzung und Wegenetz im Frankelbachgebiet (Stand: Sommer 2009).

3.6. Klima und Hydrologie

Das Frankelbach-Gebiet liegt im Übergangsbereich zwischen dem trockenen, warmen Nördlichen Oberrheintiefland und dem nassen, kälteren Hunsrück. Der mittlere unkorrigierte Jahresniederschlag liegt zwischen 700 und 900 mm a⁻¹, die Jahresmitteltemperatur bei 9°C (Meynen et al. (1962), LUWG (2005)). Der Schneeanteil des Niederschlags wird auf 5 bis 10 % geschätzt. Die aktuelle Evapotranspiration liegt zwischen 400 und 500 mm a⁻¹ (LUWG (2005)).

Der Frankelbach, nach Landeswassergesetzes ein Gewässer dritter Ordnung, ist ein Nebenfluss der Lauter und damit Teil des rhenanischen Entwässerungssystems. Von der Quelle QU bis zur Mündung in die Lauter ist er 3.48 km lang. Das Sohlgefälle des Quellflusses bis zum Pegel „Wiese“ beträgt 9°, jenes des Frankelbach-Hauptgewässers ab dem Zufluss des Sonnhaller Tals 1.2°. Der Formfaktor nach Dyck und Peschke (1995), S. 252, beträgt für das Frankelbachgebiet 0.44, das Kreisförmigkeitsverhältnis 0.69.

Für das Nordpfälzer Bergland werden aufgrund der schweren Böden und der geringen



Abbildung 3.7.: Beispiele großer Pipequellen im Frankelbachgebiet (Lage der Pegel ist aus Abbildung 4.1 ersichtlich).

Speicherkapazität der Gesteine relativ niedrige Grundwasserneubildungsraten von etwa 60 mm a^{-1} angegeben (LUWG (2005)). Gemäß der Hydrogeologischen Übersichtskartierung für Rheinland-Pfalz LGB-RLP (2004) wird das Frankelbachgebiet als silikatischer Kluftgrundwasserleiter mit einer geringen bis äußerst geringen Durchlässigkeit ($\leq 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$) ausgewiesen. Die in Abbildung 3.3 dargestellten Quellen sind Pipequellen (z.B. Abbildung 3.7) oder flächenhafte Vernässungen. Für sehr nasse Zustände ist anzunehmen, dass tiefer gelegene Kluftquellen aktiviert werden. Der Anteil dauerhaft gesättigter Flächen ist im Frankelbachgebiet gering, hohe Grundwasserstände sind vermutlich ausschließlich auf die Aue und die Quellmulden beschränkt.

3.7. Teileinzugsgebiet „Wiese“

In dem etwa 31 ha großen Teileinzugsgebiet „Wiese“ oberhalb des Pegels „Wiese“ wurden zahlreiche Detailuntersuchungen durchgeführt (siehe insbesondere Kapitel 4.4 und 4.5). Das Teileinzugsgebiet ist eine weit gespannte, NNO-exponierte Quellmulde unterhalb der höchsten Erhebung im Frankelbachgebiet mit einer mittleren Hangneigung von $11.0 \pm 4.5^\circ$. Ein Großteil der Fläche wurde ehemals als extensive Weide genutzt, im November 2005 jedoch aufgeforstet (Abbildung 3.8). Die Untersuchung mehrerer Schürffgruben lassen auf solifluidale Prozesse während des Periglazials schließen. Die periglazialen Lagen sind von hangabwärts zunehmend mächtiger werdendem kolluvialem Material überlagert (Abbildungen 4.6).

Für die Tiefenlinien im unteren Bereich der Quellmulde sind auch aufgrund der Vegetationsmuster dauerhaft gesättigte Zustände zu vermuten. In diesen als Abflusslinien kartieren Bereichen könnte es zur Bildung von Sättigungsflächenabfluss kommen.

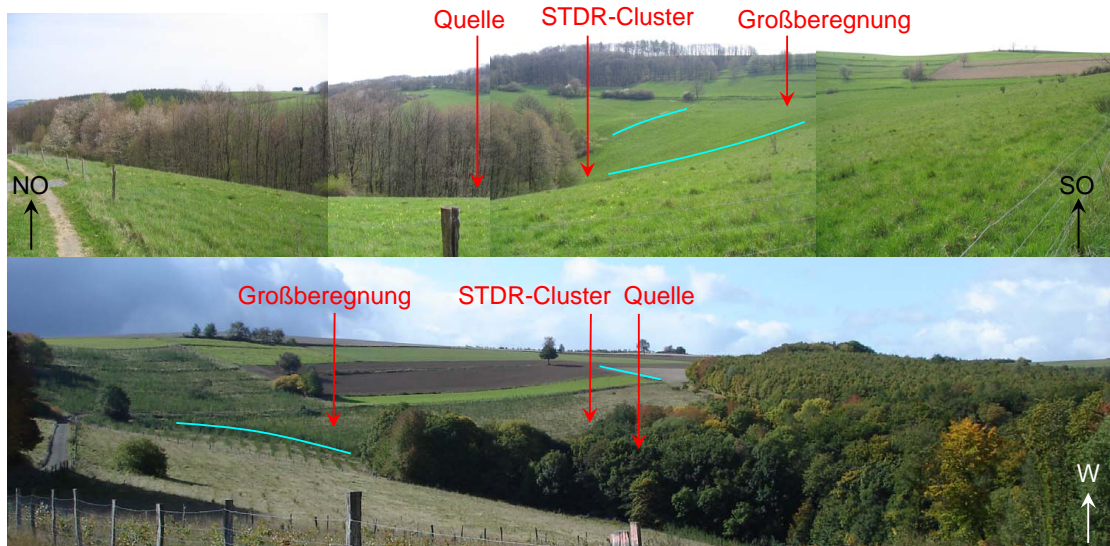


Abbildung 3.8.: Überblick über das Teileinzugsgebiet „Wiese“ mit Standorten der Pipequelle QU, des STDR-Clusters „Wiese“ und der Großberegnung Nr. 1, Abflusslinien türkis, Aufnahmedatum: 15.04.2005 (oben) und 02.10.2008 (unten).

Zwei ebenfalls als Abflusslinien kartierte Seitengullies des Gewässereinschnitts könnten Zeugen von seltenem größerflächigem Oberflächenabfluss sein. Im Teileinzugsgebiet Wiese sind auf etwa 370 m ü. NN mehrere Quellen zu finden (siehe z.B. Abbildungen 3.7). Die Quellbäche haben sich tief in die Sedimente des Rotliegenden eingeschnitten und sind von altem Laubwald umstanden. Der Pegel „Wiese“ liegt etwa 200 m flussabwärts der Quelle QU. Der dazwischen liegende kerbtalförmige Gewässerabschnitt hat eine Flankenneigung von etwa 45° und eine mittlere Sohlenneigung von 9° .

4. Material und Methoden

4.1. Instrumentierung und Standorte kontinuierlich messender Stationen

Seit dem Aufbau der ersten hydro- und meteorologischen Stationen im Frühjahr 2004 wurde das Messnetz im Frankelbachgebiet durch Mitarbeiter der Universität Trier und der Forschungsanstalt für Waldökologie und Forstwirtschaft Trippstadt (FAWF) schrittweise erweitert. Zum aktuellen Stand dieser Arbeit ist das Untersuchungsgebiet mit einer Klimastation und einer zusätzlichen Niederschlagswippe, acht Abflussmesswehren, vier ISCO-Probennehmern, drei Trübungssonden und zwei Bodenfeuchtemessclustern mit insgesamt 13 Spatial-TDR-Sonden ausgestattet. In zwei Intensivmesskampagnen wurden insgesamt 24 Kleinberegnungen und 5 Großberegnungen an 17 unterschiedlichen Standorten durchgeführt (Kapitel 4.4). Abbildung 4.1 zeigt sämtliche kontinuierlich messenden Stationen sowie die Standorte der Klein- und Großberegnungen. Die Messzeiträume, Messintervalle, Messgeräte und weitere Metainformationen zu den Messstationen sind Tabelle B.1 im Anhang zu entnehmen. In den folgenden Unterkapiteln werden lediglich jene Messstationen detaillierter beschrieben, deren Daten in dieser Arbeit verarbeitet wurden. Der Aufbau und Betrieb des Spatial-TDR-Messsystems sowie die Aufbereitung der Spatial-TDR-Daten werden als wesentlicher innovativer Teil dieser Arbeit in einem separaten Kapitel (Kapitel 4.2) beschrieben.

4.1.1. Niederschlagserfassung

An der Klimastation „Waldhöhe“ der FAWF erfolgt die Niederschlagsmessung mit einer Niederschlagswaage in 10 minütiger Auflösung. Einzelne sehr hohe Messwerte (80.9 mm h^{-1} am 22.07.2006 und 50.3 mm h^{-1} am 10.09.2005) ohne starke Abflussreaktion könnten auf einen elektronischen Defekt zurückzuführen sein (Hans-Joachim Mack 2007, mündliche Mitteilung). Zudem wird aufgrund lang andauernder, konstant niedriger Niederschläge und den relativ hohen Jahressummen vermutet, dass in den Messungen an der Station „Waldhöhe“ ein systematischer Messfehler vorliegt.

Seit Oktober 2006 werden die Niederschläge zudem an der Pegelstation „Mitte“ (MI) mit einer ISCO-Niederschlagswippe in 10 minütiger Auflösung erfasst. Die Auffangfläche beträgt 324 cm^2 , ein Wippenumschlag entspricht $1/2$ Zoll (0.127 mm). Messlücken sind durch Stromausfall oder insbesondere im Sommer 2007 durch ein Verstopfen des Auffangtrichters begründet.

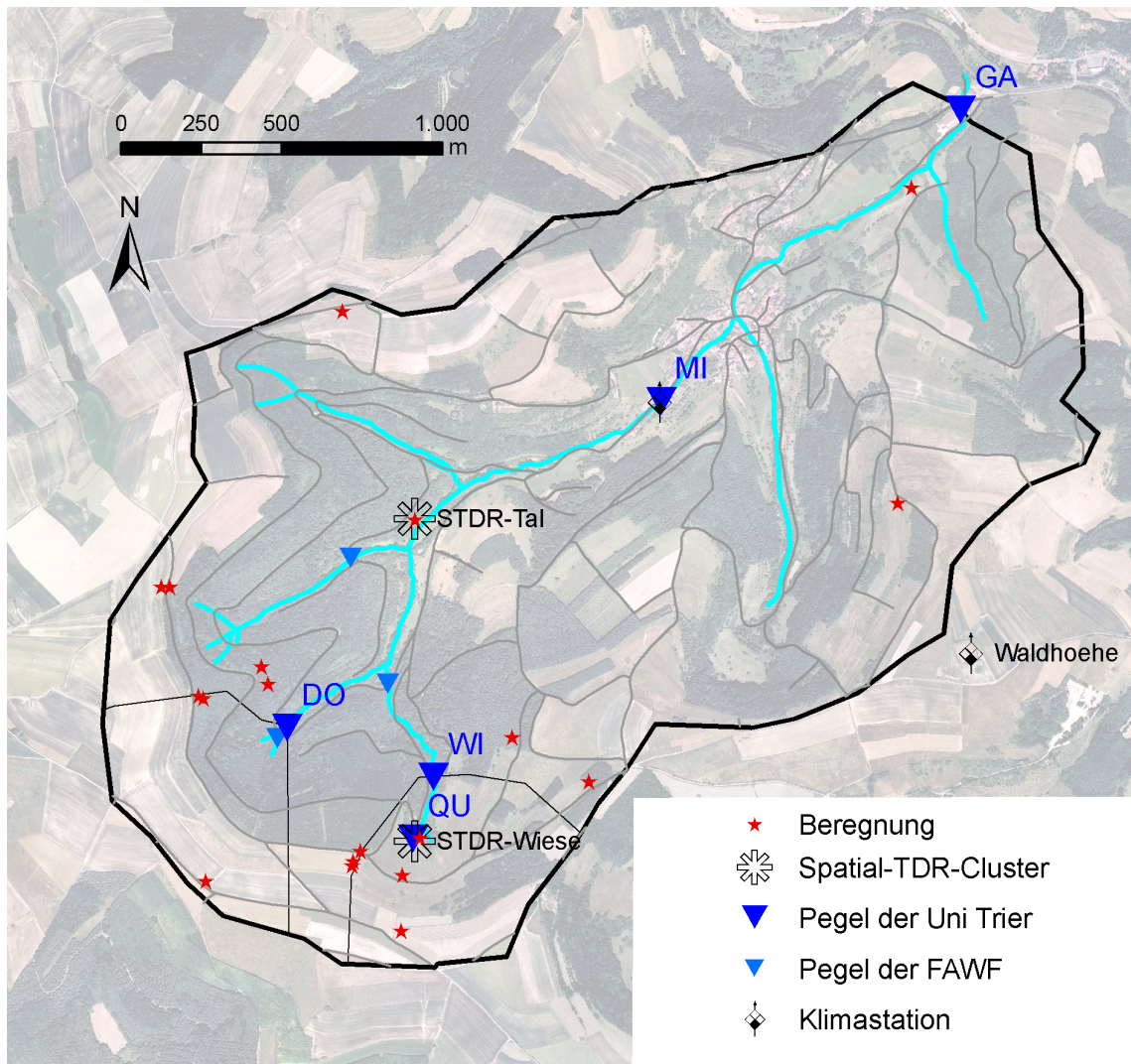


Abbildung 4.1.: Standorte der Messeinrichtungen und Beregnungen im Frankelbach-Einzugsgebiet (Pegel GA: Gebietsauslass, MI: Mitte, DO: Doppelrohr, WI: Wiese, QU: Quelle).

Ein Vergleich der beiden Niederschlagsmessreihen „Waldhöhe“ und „Mitte“ ließ die Messungen an der Station MI auf Grund der oben beschriebenen Hintergründe plausibler erscheinen. Somit wurde für die weitere Auswertung ausschließlich diese Messreihe verwendet. Lediglich während Messlücken wurde auf die Rohdaten der Klimastation Waldhöhe zurückgegriffen. Die Niederschlagsmessungen wurden grundsätzlich nicht korrigiert, da für die Station Mitte keine Windgeschwindigkeitsmesswerte vorlagen und eine Korrektur für Starkniederschläge nicht einheitlich sein kann.

4.1.2. Durchflussbestimmung an den Pegeln der Universität Trier

Im Herbst 2004 wurden die vier Pegelstationen GA, MI, DO und WI in geschachtelten Einzugsgebieten und im November 2007 der Pegel QU an einer Quelle aufgebaut. Die Pegel sind mit Drucksonden bzw. einer Ultraschallsonde ausgestattet, die in 10 min-Zeitschritten den Wasserstand messen. Die Durchflüsse wurden mittels Wehrformeln in Abhängigkeit des Wasserstands und der Wehr- bzw. Rohrgeometrie berechnet.

Am Gebietsauslass (GA) befindet sich ein Trapezwehr (Basisbreite: 2 m, Winkel: 14°). Die Drucksonde ist 6 cm unter der Überfallkante installiert. Die Wehrformel zur Berechnung des Durchflusses Q [l s^{-1}] in Abhängigkeit der Überfallhöhe h [m] lautet (Grant und Dawson (1995), S. 317):

$$Q = 3718 * (h - 0.06)^{1.45} \quad (4.1)$$

Am Standort „Mitte“ (MI) wurde in einem Kanalrohr (Radius $r = 0.6$ m) flussaufwärts eines Wehrs (Basisbreite: 75 cm, Höhe $H = 0.125$ m) eine Ultraschall-Sonde installiert, die die Fließgeschwindigkeit v [m s^{-1}] und den Wasserstand h [m] misst. Unter Einbeziehung der Rohrgeometrie wird der Durchfluss Q [l s^{-1}] mittels Multiplikation der durchflossenen Fläche AQ (Gleichung (4.2)) und v bestimmt. Da die Ultraschallsonde niedrige Fließgeschwindigkeiten ($< 0.1 \text{ m s}^{-1}$) nicht zu erfassen scheint, wurden sehr oft Nullwerte protokolliert obwohl das Wasser zumindest zeitweise floss. Daher wurde in diesem Fall die Fließgeschwindigkeit der mit 0.5 potenzierten Überfallhöhe gleich gesetzt. Falls tatsächlich kein Durchfluss stattfindet beträgt der Wasserstand und damit auch der Durchfluss null.

Berechnung des hydraulischen Querschnitts [m^2]:

$$AQ = 2 * (h + 0.02) * \sqrt{r^2 - (r - H - 0.5 * h)^2} \quad (4.2)$$

Am Standort „Doppelrohr“ (DO) wird der Wasserstand mit einem Trapez-Messwehr (Basisbreite: 0.275 m) erfasst und der Durchfluss Q [l s^{-1}] laut Hydronic (2004) mit Gleichung (4.3) berechnet. Im Herbst 2006 wurde direkt oberhalb des Pegels DO hinter einem Weg ein Kleinrückhalt gebaut. Im Zuge dieser Bauarbeiten wurden unterhalb des Weges, d.h. direkt oberhalb des Wehres, der Hang und das Gewässerbett mit Flussbausteinen befestigt.

$$Q = 1860 * 0.275 * \left(1 + \frac{0.2 * h}{0.275}\right) * h^{1.5} \quad (4.3)$$

Am Standort „Wiese“ (WI) ist ein Trapez-Messwehr (Basisbreite: 0.8 m, Öffnungswinkel: 45°) installiert. Das Wehr war im Frühjahr und Sommer 2006 auf Grund einer Wurzel auf der östlichen Seite undicht. Der durchsickernde Abfluss wurde auf 0.2 l s^{-1} geschätzt. Die Wehrformel lautet (Hydronic (2004)):

$$Q = 1343 * h^{2.48} + 1860 * 0.8 * h^{1.5} \quad (4.4)$$

An der Quelle (QU) oberhalb des Pegels WI wurde ein Dreieckswehr (Öffnungswinkel: 60°) installiert, für das auf der Grundlage von Grant und Dawson (1995), S. 202, und Wannennmessungen folgende Wehrformel aufgestellt wurde:

$$Q = 797 * h^{2.4} \quad (4.5)$$

4.1.3. Messung der elektrischen Leitfähigkeit und Wassertemperatur

An den Pegeln GA, DO und WI ist seit Sommer 2006 jeweils eine YSI-Trübungssonde installiert. Neben Trübungsmessungen im Rahmen der Erosionsforschung werden hier die elektrische Leitfähigkeit und die Wassertemperatur in 15-minütiger Auflösung gemessen. Insbesondere am Pegel DO war die Trübungssonde häufig nahezu vollständig von Schwebstoffen bedeckt. Am Pegel GA ist der Wasserstand in den Sommermonaten hingegen so niedrig, dass sich die Trübungssonde oberhalb des Wasserspiegels befand. Die Wassertemperatur wird zudem an den Pegeln GA und QU durch die Ecotech-Drucksonden erfasst. Die kontinuierlichen Leitfähigkeits- und Wassertemperaturmessungen wurden bei jedem Geländegang (ca. alle zwei Wochen) durch Handmessungen mit dem WTW-Messgerät überprüft.

4.1.4. Zeitangaben, Aggregation von Messwerten und Datenhaltung

Mit Ausnahme des Spatial-TDR-Systems erfolgten alle Messungen in 10 Minuten-Zeitschritten und winters wie sommers in der Mitteleuropäischen Zeit (MEZ). Die Bodenfeuchte wurde stündlich in der Greenwich Mean Time (GMT) erfasst, die gegenüber der MEZ eine Stunde nachgeht. Alle Zeitangaben in dieser Arbeit beziehen sich auf die MEZ.

Bei der Aggregation der Zeitreihen auf 30 Minutenwerte wurde der Mittelwert bzw. die Summe aus dem vorherigen, dem aktuellen und dem nachfolgenden Wert gebildet. Die Aggregation auf Stundenwerte erfolgte durch die Mittelung bzw. Summierung der beiden Werte innerhalb der jeweiligen Stunde. Die Lücken der Bodenfeuchtemessung wurden durch Interpolation geschlossen, insofern sie nicht größer als zwei Stunden waren.

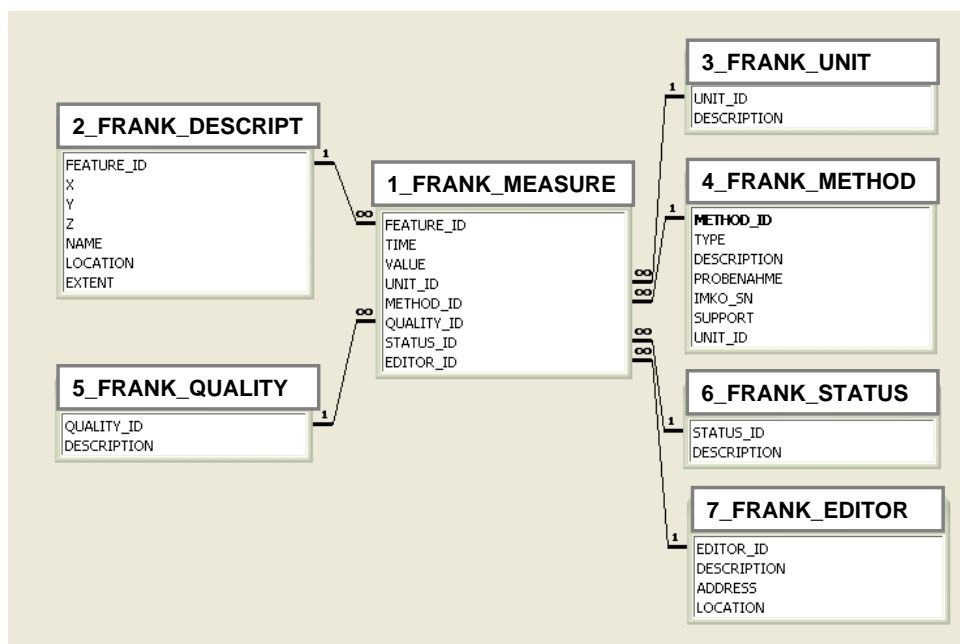


Abbildung 4.2.: Aufbau der Frankelbach-Datenbank im Programm MS-Access.

Tabelle 4.1.: Aufbau der matlab-structure „datat.mat“ (Speicherung der Spatial-TDR-Messungen).

Feld	Erklärung	Einheit
timevector	Datum im Format yyyyymmdd-hh	
qga	Durchfluss am Pegel „Gebietsauslass“	$l s^{-1}$
qwi	Durchfluss am Pegel „Wiese“	$l s^{-1}$
n	Niederschlag an der Station „Mitte“	$mm h^{-1}$
vn21h	21-tägiger Vorregenindex an der Station „Mitte“	
smt2sAx	transformiertes Spatial-TDR-Signal für Sonde Ax	

Bis auf die Bodenfeuchtemessdaten wurden sämtliche im Frankelbach erhobenen Zeitreihen in einer relationalen Datenbank im Datenbankprogramm MS-Access archiviert. Diese Frankelbach-Datenbank entspricht hinsichtlich des Aufbaus jener des Dürreych-Einzugsgebiets (Casper (2002), S. 52), d.h. redundante Informationen werden in gesonderten Tabellen verwaltet und im eigentlichen Datensatz über kurze numerische Schlüssel („Sekundärschlüssel“) referenziert (Abbildung 4.2). Jeder Datensatz („Measure“) enthält neben dem Messzeitpunkt und dem Messwert Sekundärschlüssel zum Messort („Descript“), der Einheit des Messwerts („Unit“), der Messmethode („Methode“), der Datenqualität („Quality“), des Bearbeitungszustands („Status“) und dem Datenbearbeiter („Editor“). Die Tabellen der Sekundärschlüssel sind mit der Haupttabelle über 1:n-Beziehungen verknüpft wodurch Fehleingaben vermieden werden.

Der Bodenfeuchte-Datensatz (transformierte Daten, siehe Kapitel 4.2.4, S. 50) wurde für den gesamten Bodenfeuchtemesszeitraum und für alle Sonden in einer matlab-structure („datat.mat“) zusammengefasst. Hier wurden auch die Abfluss- und Niederschlagsmessungen sowie der berechnete Vorregenindex dieses Zeitraums hinzugenommen. Die Felder dieser „structure“ sind in Tabelle 4.1 definiert.

4.2. Das Spatial-TDR Bodenfeuchtemesssystem

Im Folgenden werden die Grundlagen der herkömmlichen TDR-Messung erklärt, auf die Besonderheiten des Spatial Time Domain Reflektometers (Spatial-TDR) hingewiesen, die einzelnen Komponenten des Spatial-TDR-Messsystems vorgestellt, die Sondenstandorte beschrieben sowie die Aufbereitung der Spatial-TDR-Messdaten erläutert. Ausführliche Beschreibung der mathematischen und elektrophysikalischen Hintergründe sind in Becker (2004) und Schlaeger et al. (2006) zu finden.

4.2.1. TDR-Messprinzip und Innovationen des Spatial-TDRs

Das Messprinzip der Time Domain Reflectometry (TDR, dtsh. Zeitbereichsreflektometrie) basiert auf der Dämpfung einer elektromagnetischen Welle in Abhängigkeit des Bodenwassergehalts. Zwei physikalische Tatbestände sind hierbei von besonderer Bedeutung. Erstens die hohe Permittivität von Wasser im Gegensatz zu Luft bzw. Bodenfestsubstanz und zweitens die Teilreflektion einer elektromagnetischen Welle beim Übergang in ein anderes Medium, vergleichbar mit dem Echo einer Schallwelle. Im Gegensatz zur Frequency Domain Reflectometry wird bei der Time Domain Reflectometry die zeitlich Verzögerung einer elektromagnetischen Welle erfasst und nicht die Änderung ihrer Frequenz.

Bei der TDR-Messung wird zwischen im Boden eingegrabenen Leitern, z.B. zwei Metallstäben ein elektromagnetisches Feld aufgebaut. Je stärker das Material zwischen den beiden Stäben polarisierbar ist d.h. je höher dessen Permittivität ist, desto stärker wird die die Stäbe entlang laufende elektromagnetische Welle gebremst. Ändert sich die Impedanz (Wellenwiderstand) entlang des Leiters so wird ein Teil der Welle reflektiert. Die erste deutliche Impedanzänderung ist an der Verbindung des Kabels mit der Sonde zu finden und führt zur ersten Hauptreflektion (Abbildung 4.3). Eine bedeutend stärkere Reflektion erfolgt an der Sondenspitze. Die Form des reflektierten Signals zwischen diesen beiden Hauptreflektionen, auch als TDR-Wellenform oder Reflektogramm bezeichnet, ist eine Art Fingerabdruck der Permittivität bzw. des Wassergehalts entlang der Sondenstäbe. Da Wasser aufgrund seiner Dipol-Eigenschaft relativ stark polarisierbar ist, verzögert sich die Reflektion der elektromagnetischen Welle mit zunehmender Bodenfeuchte. Mittels Kalibrierung kann eine Beziehung zwischen der Reflektionsgeschwindigkeit und dem Bodenwassergehalt hergestellt werden.

Die elektrophysikalischen Hintergründe der TDR-Messung sind folgende (Frohne (1983), Kories und Schmidt-Walter (2004)): Die Metallstäbe der Bodenfeuchtesonden entsprechen den beiden Elektroden eines Kondensators. Dieser speichert die elektrische Ladung auch nach der Trennung von der Spannungsquelle wobei die Ladungsmenge proportional zur Spannung ist. Diese Proportionalitätskonstante wird als Kapazität bezeichnet. Je höher die Kapazität eines Kondensators desto mehr elektrische Ladung kann dieser speichern. Das Material zwischen den Elektroden besitzt isolierende Eigenschaften und wird als Dielektrikum bezeichnet. Die Kapazität eines Kondensators hängt im Wesentlichen von den Eigenschaften des Dielektrikums und dem Abstand zwischen den Elektroden ab. Die elektr. Flussdichte (\vec{D}) zwischen den Elektroden des Kondensators ist proportional

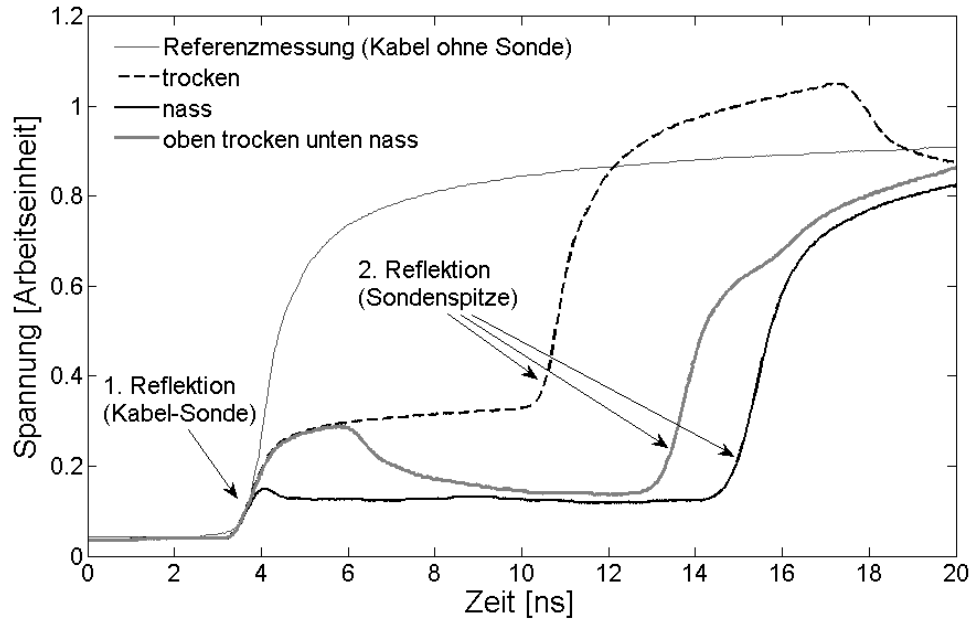


Abbildung 4.3.: Spatial-TDR-Reflektogramme für drei Messungen in schluffigem Sand unterschiedlicher Feuchtigkeit (Referenzsignal ist notwendig zur Identifikation des Sondenbeginns).

zur elektr. Feldstärke (\vec{E}) wobei der Proportionalitätsfaktor als absolute elektr. Permittivität (ϵ) oder auch dielektrische Leitfähigkeit bezeichnet wird (Gleichung (4.6)). Die absolute Permittivität eines Materials hängt von der Polarisierbarkeit der Ladungsträger ab. Die Permittivität von Vakuum (ϵ_0), auch als elektrische Feldkonstante bezeichnet, beträgt $8.854 \cdot 10^{-12} \text{ As Vm}^{-1}$.

Zur Beschreibung der isolierenden Wirkung eines Dielektrikums wird üblicherweise statt der absoluten Permittivität ϵ die relative Permittivität (ϵ_r), auch Permittivitätszahl oder Dielektrizitätskonstante genannt, angeben. Diese Materialkonstante ist ein Proportionalitätsfaktor, um den die absolute Permittivität zunimmt, wenn der Raum zwischen den Kondensatorstäben nicht mit Vakuum gefüllt ist (Gleichung (4.7)).

$$\vec{D} = \epsilon * \vec{E} \quad (4.6)$$

$$\epsilon = \epsilon_0 * \epsilon_r \quad (4.7)$$

Herkömmliche TDR-Messgeräte messen die Bodenfeuchte lediglich gemittelt über die Länge der Sonden. Um ein vertikales Feuchteprofil zu erhalten, müssen entweder mehrere Sonden in verschiedenen Tiefen einer Grube installiert werden oder eine in einem Rohr bewegliche Sonde verwendet werden (siehe Kapitel 2.3). Die wesentlichen Innovationen des Spatial-TDR-Messsystems sind einerseits eine Kombination von stromsparenden und kostengünstigen Hardwarekomponenten, andererseits die Verwendung eines neuartigen Rekonstruktionsalgorithmus von Schlaeger (2002). Letzterer ermöglicht es, das Reflektogramm unter Verwendung elektrophysikalischer Parameter nachzubilden und damit das Bodenfeuchteprofil hoch aufgelöst in cm-Schritten zu rekonstruieren. Zudem können mit

dem Spatial-TDR-System bis zu 48 Sonden durch ein Zentralmodul gesteuert werden womit neben der hohen vertikalen Auflösung eine hohe laterale Auflösung der Bodenfeuchte möglich ist.

4.2.2. Aufbau des Spatial-TDR-Messsystems

Hardware-Komponenten

Das Spatial-TDR-Messsystem wurde von der „Soil Moisture Group“ SMG (Forschungsgruppe der Universität und des Forschungszentrums Karlsruhe) entwickelt (Hübner et al. (2005), Becker (2004), Schlaeger et al. (2006)). Die einzelnen Hardware-Komponenten des im Frankelbach-Einzugsgebiet installierten Spatial-TDR-Messsystems sind in Abbildung 4.4 dargestellt.

Herzstück und teuerstes Gerät des Spatial-TDR-Messsystems ist das Time Domain Reflectometer (TDR100 von Campbell Scientific), das einerseits als Pulsgenerator, andererseits als Samplingoszilloskop fungiert. Der generierte elektromagnetische Impuls (Spannung: 250 mV, Impedanz: 50 Ω , Länge : 14 μ s) wird nach der Reflektion vom TDR100 in einer sehr hohen zeitlichen Auflösung (12.2 ps) erfasst.

An ein einzelnes TDR100 können über mehrere in Reihe geschaltete Multiplexer eine Vielzahl von Bodenfeuchte-Messsonden unterschiedlichster Form angeschlossen werden. Ein Multiplexer ist ein Selektionsschaltmodul, das Signale von einer gemeinsamen Leitung auf einen bestimmten Datenkanal schaltet und umgekehrt die Signale von einzelnen Kanälen wieder zusammenfasst und auf eine gemeinsame Leitungen überträgt. Für das Spatial-TDR-Messsystem wurde von der SMG ein 8-Kanal-Multiplexer vom Typ SNAP-MUX entwickelt mit einer automatischen Erkennung defekter Relais (Schlaeger et al. (2006), S. 95 f).

In dieser Arbeit wurden ausschließlich 60 cm lange Dreistabsonden des Typs SuSu03 verwendet (Schlaeger et al. (2006), S. 79 ff). Die drei Stahlstäbe sind mit einer ca. 1 mm dicken PVC-Schicht ummantelt, wodurch der die Stäbe entlanglaufende elektromagnetische Impuls nicht zu stark gedämpft wird, sich Änderungen der Bodenfeuchte aber dennoch im Signal erkennen lassen. Der Durchmesser der Stäbe beträgt inklusive Ummantelung 7 mm, ihre Entfernung voneinander 22 mm. Die Stäbe sind in einen Sondenkopf geschraubt und dort mit einem Koaxialkabel verbunden. Der Innenleiter des Kabels führt zum mittigen Stab, der Außenleiter ist gleichmäßig auf die beiden äußeren Stäbe aufgeteilt. Die Ausdehnung und Stärke des elektrischen Feldes zwischen den Stäben wurde von Schlaeger et al. (2006), S. 82 ff, detailliert untersucht. Demnach liegt das 95% Quantil der Feldenergiedichte für Bodenfeuchten zwischen 28 Vol% und 45 Vol% innerhalb einer Fläche von 25.1 cm² bzw. 19.9 cm². Für trockenen Boden dehnt sich das 95% Quantil der Feldenergiedichte bis 1 cm (äußere Stäbe) bzw. 1.5 cm (innerer Stab) um die Sondenstäbe aus.

Die Steuerung des Spatial-TDR-Messsystems erfolgte über einen Kleinst-PC (Arcom Viper, Intel 400 MHz PXA225 XScale Prozessor) mit einem Embedded Linux Betriebssystem und zahlreichen Schnittstellen für Peripheriegeräte. Zur Minimierung von Signalstörungen sind die externen Peripheriegeräte über einen seriellen Bus (RS485-Schnittstelle)

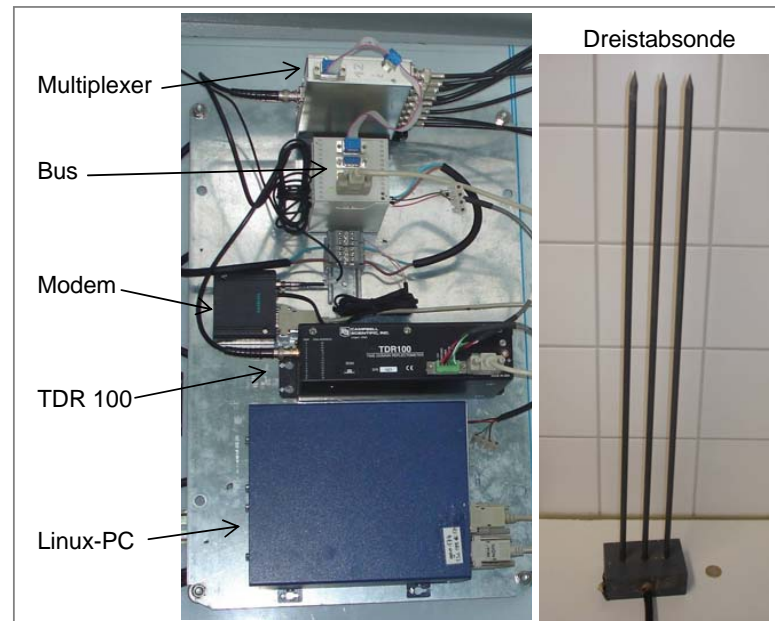


Abbildung 4.4.: Hardwarekomponenten des Spatial-TDR-Messsystems.

mit dem Linux-PC verbunden. Sämtliche Messdaten werden auf einer CompactFlashkarte gespeichert und können mittels eines GPRS-Funkmodems (Siemens MC35i) an einen Datenserver gesendet werden. Über diese Funkverbindung ist zudem eine Fernansprache des Linux-PCs möglich. Die Sendeleistung des Modems wurde durch den Einsatz einer Richtfunkantenne (D-/E-UMTS-Netz, 10dB Verstärkung, 10m RG58 Kabel) verbessert. Die Stromversorgung erfolgte über ein Solarpanel, das eine Batterie (12 V, 105 Ah) speist. Um während strahlungsarmer Zeiten den Stromverbrauch weitestgehend zu reduzieren wurde eine Relaisplatine eingebaut, die das gesamte Messsystem lediglich für die Messung einschaltet.

Software-Komponenten und verwendete Zusatzprogramme

Die Steuer- und Messprogramme auf dem Spatial-TDR-LINUX-PC sind in Shell-Skripten, genauer in „Bourne Again Shells“ (bash) geschrieben. Eine „Shell“ kann als Schale um den Systemkern eines Computers gesehen werden und vermittelt durch die Eingabe von Kommandos zwischen dem Benutzer und dem Betriebssystem (Kleine (2010)). Die Verzeichnisstruktur des Linux-PCs sowie die Mess- und Konfigurationsprogramme sind im Anhang zu finden (Abbildung A.1). Die automatische Ausführung der Messprogramme erfolgte über einen „cronjob“ (Jobsteuerungsprogramm in LINUX). Zur Kommunikation zwischen Geländelaptop und LINUX-PC wurden ein Nullmodemkabel und die Programme „putty“ und „WinSCP“ verwendet.

4.2.3. Sondenstandorte und -installation

Für die beiden Messcluster wurden Standorte ausgewählt, die gewässernah liegen, gut erreichbar sind und an denen die Beschattung des Solarpanels möglichst gering ist (Ab-

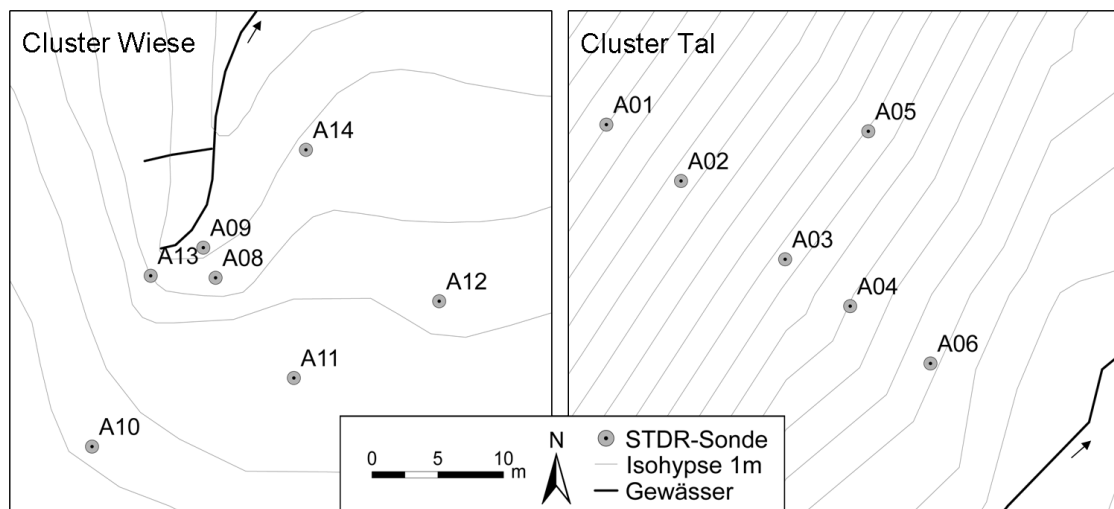
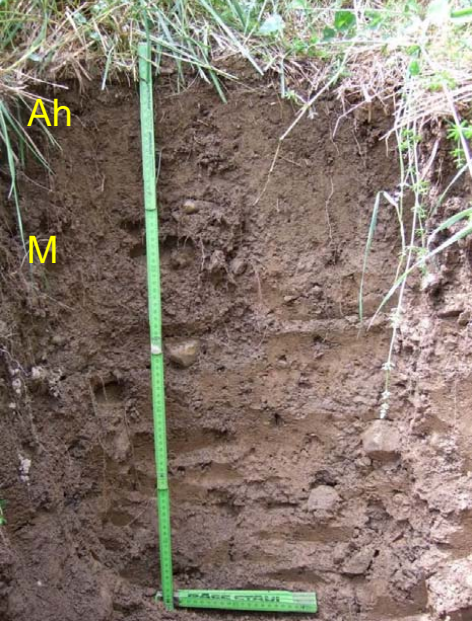


Abbildung 4.5.: Sondenstandorte der Messcluster „Wiese“ und „Tal“. Ausbau der Sonden A10, A12, A13 und A14 am 20.06.2007, Wiedereinbau der Sonden A10 (Standort A12), A13 (Standort A14) und A14 (Standort A10) am 18.09.2008

bildung 4.1). Der Messcluster „Wiese“ mit sieben Sonden wurde im März 2006 unteren Bereich der weiten Quellmulde des Teileinzugsgebiets „Wiese“ nahe der Quelle „Wiese“ aufgebaut (Abbildung 3.8 und 4.5). Für die sieben Sonden (A08 bis A14) wurden Standorte ausgewählt, die bezüglich der Abflussbildung und des Bodenwasserhaushalts eine unterschiedliche Prozessdynamik vermuten ließen. Die Sonden A08, A09, A13 und A14 befinden sich im bewaldeten Gerinneinschnitt während die Sonden A10 bis A12 auf einer aufgeforsteten Weide in mehrere Meter mächtige Kolluvien installiert wurden. Weitere Standortmerkmale lassen sich Abbildung 4.6 entnehmen. Sowohl an der Quelle als auch 200 m unterhalb wird an Pegelstationen der Durchfluss erfasst. Für Messungen im Labor wurden die Sonden A10 und A12 bis A14 im Sommer 2007 ausgebaut und im Frühjahr 2008 an möglichst den gleichen Standorten wieder installiert (ehemaliger Standort der Sonde A13 blieb unbesetzt).

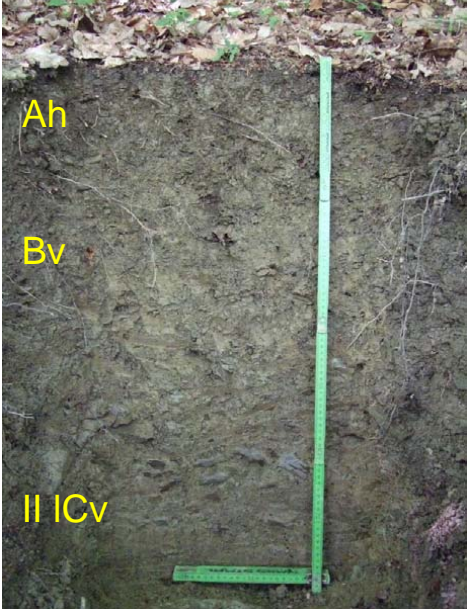
Der Messcluster „Tal“ mit sechs Sonden wurde im April 2008 an einem bewaldeten Unterhang nahe dem Hauptvorfluter Frankelbach aufgebaut. Entsprechend der relativ hohen Hangneigung von etwa 20° und des durchlässigen Oberbodens ist anzunehmen, dass dieser Unterhang nur während Starkniederschlägen aufsättigt. Fünf Sonden sind als Transsekt in Hangneigungsrichtung angeordnet, zwei Sonden (A03 und A05) sind auf gleicher Höhe installiert (Abbildung 4.5). Die unterste Sonde A06 befindet sich etwa 3 m über dem Gewässerlauf. Die bodenphysikalischen Kennwerte dieses Clusterstandorts sind in Abbildung 4.7 aufgelistet.

Um sowohl eine Beschädigung der Sonden als auch ein Verbiegen der Sondenstäbe beim Einbau weitgehend zu vermeiden, wurden die Sondenlöcher mit drei geführten Stahlstäben vorgestochen. Insbesondere bei sehr skelettreichen oder stark durchwurzelter Böden kann jedoch ein Verbiegen der Stäbe nicht ausgeschlossen werden. Am Clusterstandort „Wiese“ konnten einige Sonden nicht vollständig in den Boden eingebracht werden. Folglich bestand zwischen Sondenkopf und Bodenoberfläche zunächst ein bis etwa 5 cm



Bodenart	kf-Wert [m d ⁻¹]	GPV [%]	Rt [g cm ⁻³]
Ls2	24 ± 2	63 ± 2	0.98 ± 0.05
Ls2	4 ± 3	55 ± 2	1.18 ± 0.05
Slu	25 ± 6	52 ± 3	1.27 ± 0.07
Ls2	4 ± 7	47 ± 1	1.41 ± 0.03
Sl4	26 ± 3	51 ± 2	1.28 ± 0.04
	18 ± 16	50 ± 2	1.36 ± 0.04

Abbildung 4.6.: Bodenphysikalische Eigenschaften am Spatial-TDR-Standort „Wiese“, Sonde A10 (Anzahl der Bodenproben pro Tiefe n = 4-6).



Bodenart	kf-Wert [m d ⁻¹]	GPV [%]	Rt [g cm ⁻³]
Lu	7.3 ± 6.4	59 ± 4	1.09 ± 0.12
Ls2	1.0 ± 3.3	42 ± 4	1.53 ± 0.10
Lu	0.2 ± 0.2	36 ± 2	1.69 ± 0.06
Lu	1.1 ± 0.5	37 ± 1	1.67 ± 0.03

Abbildung 4.7.: Bodenphysikalische Eigenschaften am Spatial-TDR-Standort „Tal“ (Anzahl der Bodenproben pro Tiefe n = 4-6).

breiter Luftspalt. Dieser wurde im Sommer 2008 mit Oberbodenmaterial verfüllt. Diese einbaubedingten Unsicherheiten werden in Kapitel 6.5 diskutiert.

4.2.4. Datenaufbereitung

Datenhaltung und Datenformate

Die Spatial-TDR-Messungen aller Sonden eines Clusters werden pro Zeitschritt in einer komprimierten Datei (*.tgz) gespeichert. Diese können mit dem matlab-Befehl „gunzip“ entpackt werden und mit dem Programm „Total Commander“ erneut als *.tgz-Datei komprimiert werden. Die Messungen der einzelnen Sonden werden in einer ASCII-Datei (*.t10) gespeichert (reflektiertes Spatial-TDR-Signal in der dritten Spalte). Die invers rekonstruierte Bodenfeuchte wird als *.dat-Datei ausgegeben (rekonstruierte Bodenfeuchte in der zweiten Spalte). Die transformierten Datensätze aller Sonden werden pro Messzeitpunkt als *.vmt-Datei gespeichert, die als mat-Format in matlab geladen werden kann. Die Ergebnisse jeder Sonde sind hier in einer matlab-structure-Datei („data.mat“) enthalten, wobei das auf den Ort transformierte Spatial-TDR-Signal im structure-field „vrx“ abgelegt ist.

Der in dieser Arbeit verwendete transformierte Spatial-TDR-Datensatz wurde für den gesamten Bodenfeuchtemesszeitraum und für alle Sonden in einer matlab-structure („data.mat“) zusammengefasst. Hier wurden auch die Abfluss- und Niederschlagsmessungen hinzugenommen. Die Felder dieser structure sind in Tabelle 4.1, S. 43, definiert.

Transformation des Spatial-TDR-Signals auf den Sondenort

Aufgrund der großen Unsicherheiten bei der Rekonstruktion der Bodenfeuchteprofile (Johst et al. (2010), siehe Anhang) wurde im Verlauf der Untersuchungen von einer inversen Rekonstruktion der Bodenfeuchte abgesehen. In der vorliegenden Arbeit werden statt dessen ausschließlich die Spatial-TDR-Rohsignale als Information für die Veränderung der Bodenfeuchte verwendet. Um eine Signaländerung einer bestimmten Tiefe zuzuordnen zu können, wurden die Spatial-TDR-Zeitmessungen mit dem matlab-Programm „time2space.m“ auf den Ortsbereich der Sonde transformiert. Dazu wurde das TDR-Signal auf den Bereich zwischen Anfangs- und Endreflektion reduziert und linear auf die Sondenlänge übertragen. Das Programm „time2space.m“ wird aus dem Programm „visualizeSpatial-TDR.m“ (bzw. „visualizeSpatial-TDRg.m“ für Rohdaten mit Großbuchstaben) gestartet, das eine Fehlerbetrachtung der Rohsignale beinhaltet. Die transformierten Datensätze werden im matlab-structure-Datenformat (*.vmt-Datei) gespeichert. Die Unsicherheiten des Signals selbst wie auch der Transformation sind für die Bereiche am Sondenkopf und an der Sondenspitze am größten. Deswegen wurde lediglich der Bereich zwischen 10 und 50 cm Tiefe ausgewertet. Aufgrund der unterschiedlichen Signallaufzeit in trockenem und nassen Boden führt eine lineare Transformation zu geringfügigen Abweichungen zwischen dem tatsächlichen Ort der Reflektion und dem durch die Transformation bestimmten Ort.

Füllen von Datenlücken und Normierung

Der Spatial-TDR-Datensatz weist zahlreiche Datenlücken auf. Hauptursache sind kurzzeitige Stromausfälle in der Nacht, fehlerhafte Messungen oder ein Versagen der automatischen Transformation. In der ersten Maihälfte 2006 betrug das Messintervall drei Stunden, später wurden die Daten stündlich erfasst. Bei der Datenvorverarbeitung wurden somit zweistündige Lücken durch den Mittelwert aus vorherigem und nachfolgendem Messwert gefüllt. Eine Auffüllung längerer Lücken wurde nicht vorgenommen, da die Unsicherheit insbesondere während Niederschlag zu groß ist. Das Programm „NaN2h.m“ zur automatischen Füllung der Datenlücken in dem t2s-Datensatz wurde in matlab programmiert.

Abschließend wurden die Messreihen jeder Sonde und jeder Tiefe zur besseren Vergleichbarkeit normiert. Dies war notwendig um die Bodenfeuchtedynamik in den verschiedenen Tiefen besser vergleichen zu können. Die Normierung eines Messwertes x erfolgte unter Verwendung des kleinsten und größten Messwertes $\min(x)$ und $\max(x)$ nach Gleichung (4.8).

$$x_{norm} = \frac{x - \min(x)}{\max(x) - \min(x)} \quad (4.8)$$

Auswahl und Bewertung der Messreihen

Die Auswahl der in dieser Arbeit gezeigten Spatial-TDR-Messreihen erfolgte primär nach einer visuellen Begutachtung. Statistische Analysen wurden ergänzend hinzugezogen. Die Messreihen der Sonden A03, A04, A11n und A13 wurden aufgrund zahlreicher Lücken (Signal nicht transformierbar) bzw. wegen nicht durch Niederschlag begründeter großer Sprünge von vorneherein als unzuverlässig und unplausibel bewertet. Für den Vergleich der verbleibenden Standorte wurden folgende Kriterien in Betracht gezogen:

- Sind Signaländerung infolge von Niederschlag eindeutig identifizierbar und nicht durch generelle Signalschwankungen verschleiert?
- Ist die Signalreaktion auf Niederschlag direkt oder träge, schwach oder stark ("Reaktion")?
- Erfolgt die Austrocknung des Bodens schnell oder langsam ("Gedächtnis")?
- Ist eine Feuchtezunahme auch noch während nasser Vorbedingungen erkennbar oder ist der Standort dann bereits gesättigt?
- Besteht für den Ober- und Unterboden eine deutlich unterschiedliche Bodenfeuchteänderung über die Zeit?

4.3. Hydrometrische Analysen auf der Hang- und Teileinzugsgebietskala

4.3.1. Auswahl und Abgrenzung von Ereignissen

Sämtliche Ereignisabgrenzungen und -auswertungen wurden für den relativ kurzen Datensatz Dezember 2004 bis Mai 2009 manuell durchgeführt. Durch eine automatisierte Ganglinienanalyse (z.B. Schwarz (1985) oder Merz et al. (2006)) wäre eine höhere Objektivität und Vergleichbarkeit gegeben, jedoch sind diese Verfahren für kurze Zeitreihen und insbesondere für ungewöhnliche und sich überlagernde Abflussereignisse nicht immer geeignet. Zudem beinhaltet eine manuelle Ereignisauswertung den Vorteil einer zusätzlichen Plausibilitätsprüfung und vertieften Kenntnis der Zeitreihen.

Die Ereignisse werden anhand der Abflussganglinie abgegrenzt, d.h. der Niederschlag, der unmittelbar vor oder während der Hochwasserwelle fiel, wird diesem zugeordnet. Sich überlagernde aber gut abgrenzbare Hochwasserwellen wurden unterteilt, indem die abfallenden Äste durch pegel- und jahreszeitenspezifische Trockenwetterauslaufkurven manuell verlängert wurden (Abbildung 4.8). Abflussereignisse, deren Abgrenzung sehr unsicher war, wurden nicht näher untersucht. Da der Fokus dieser Untersuchung auf höheren Abflussereignissen liegt, wurde ein Ereignis nur dann ausgewählt wenn mindestens eines der folgenden Kriterien erfüllt war:

- Scheiteldurchfluss im Sommer (Mai-Okt) $>$ mittlerer Durchfluss (MQ), im Winter (Nov-Apr) $>$ $5 \cdot \text{MQ}$
- Abflusskoeffizient am Pegel GA $>$ 2 %
- Maximale Niederschlagsintensität $>$ $5 \text{ mm } 30\text{min}^{-1}$
- Niederschlagssumme $>$ 10 mm

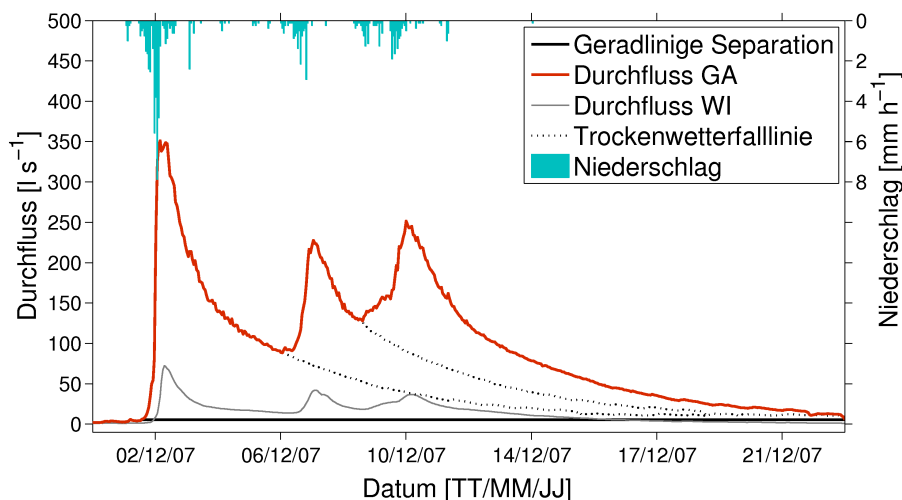


Abbildung 4.8.: Vorgehensweise bei der Abtrennung des Direktabflusses bei mehrgipfligen Ereignissen. Trockenwetterfalllinien wurden von den Hochwassern am 05.06.2006, 12.12.2007 und 06.02.2008 übernommen.

4.3.2. Definition von Ereigniskennwerten

Zum Vergleich der verschiedenen Abflussereignisse (Kapitel 5.1.3, Tabelle B.2 im Anhang) wurden für die ausgewählten Ereignisse die Niederschlagssumme, die maximale 30-minütige Niederschlagsintensität, die Niederschlagsdauer, der Scheiteldurchfluss, der Abflusskoeffizient, die Verzögerungszeit, der Vorereignisabfluss und der 21-tägige Vorregenindex berechnet.

Der Abflusskoeffizient (AK) ist der Anteil des Niederschlags, der während eines Abflussereignisses direkt abfließt. Er spiegelt die Speichereigenschaften eines Gebietes wider und steigt während Abflussereignissen mit zunehmendem Niederschlag an. Wird ein Abflusskoeffizient nahe 1 erreicht, erfolgt keine Wasserspeicherung im Einzugsgebiet mehr, sondern es fließt genauso viel Wasser ab wie Niederschlag fällt. Für Hochwasserereignisse entspricht der Abflusskoeffizient dem Quotient aus Direktabfluss und Niederschlag. Zur Abtrennung des Direkt- vom Basisabfluss wird häufig von einem ansteigenden Basisabfluss ausgegangen (z.B. Hewlett und Hibbert (1967), Merz et al. (2006), Tromp-van Meerveld und McDonnell (2006b)). In der hier vorliegenden Arbeit wurde jedoch eine geradlinige Abtrennung ohne Anstieg des Basisabflusses durchgeführt (Gleichung (4.9), Direktabfluss: Differenz zwischen Durchfluss Q zum Zeitpunkt i und dem Vorereignisabfluss QB), da eine Trennung verschiedener Abflusskomponenten aufgrund der vorliegenden Daten als willkürlich angesehen wurde und unter der gegebenen Fragestellung nicht sinnvoll wäre. Auch ein verzögerter Basisabflussanstieg kann zur Erhöhung des Abflussscheitels beitragen.

$$AK = \frac{\sum_{i=1}^n (Q_i - QB)}{\sum_{i=1}^n N_i} \quad (4.9)$$

Der Vorereignisabfluss (QB) ist ein Indiz für die Vorfeuchte eines Gebietes und entspricht dem Durchflusswert vor Niederschlagsbeginn. Ein weiteres Maß für den Vorfeuchte-Zustand ist der Vorregenindex (VRI). Dieser wird gemäß Bretschneider et al. (1982), S. 284, aus den Niederschlägen berechnet, die in i Tagen vor dem Ereignis gefallen sind (Gleichung (4.10)), wobei angenommen wird, dass die Vorfeuchte mit der Zeit exponentiell abnimmt.

$$VRI_{21} = \sum_{i=1}^{21} N_i * 0.9^i \quad (4.10)$$

Als Verzögerungszeit (TL) wurde die Zeitdifferenz zwischen dem Schwerpunkt des Niederschlags und dem Scheiteldurchfluss berechnet. Sie spiegelt einerseits den zeitlichen Niederschlagsverlauf, andererseits die Abflusskonzentration im Einzugsgebiet wider.

4.3.3. Rekonstruktion historischer Hochwasser

Die Höhe der maximalen Wasserstände während Hochwasser lassen sich im Nachhinein häufig an sogenannten Hochwassermarken (z.B. Nässeränder an Bauten, niedergedrückte Ufervegetation, Sedimentation im Uferbereich) erkennen. Für das Hochwasser im Januar 1995 liegt ein Foto vor, das unmittelbar nach der Hochwasserwelle wenige Meter oberhalb

des Pegels „Gebietsauslass“ aufgenommen wurde (Abbildung 4.9). Der Fließquerschnitt dieses relativen geraden Flussabschnitts ist durch eine Mauer und einen steilen Hang begrenzt. Die maximalen Wasserstände sind durch den Nässerand an der Mauer und die Sedimentation auf der Straße und dem Vorland markiert. Es ist anzunehmen, dass der Frankelbach oberhalb der Mauer über das Ufer trat und das Wasser die Straße entlang floss, das Vorland jedoch nicht vollständig überflutete. Für dieses Ereignis ist nicht auszuschließen, dass eine geringe Abflussmenge auf der anderen Seite der durch die Mauer begrenzten Gewerbefläche abgeflossen ist.



Abbildung 4.9.: Hochwassermarken nahe des Pegels GA kurz nach dem Hochwasser im Januar 1995 (Blickrichtung flussaufwärts). Foto: Rainer Klaus, Ortsbürgermeister in Frankelbach.

Mithilfe der Manning-Strickler-Gleichung (Bretschneider et al. (1982), S. 200 ff) wurde der Scheiteldurchfluss Q für dieses Ereignis hydraulisch rekonstruiert (Gleichung (4.11) und Gleichung (4.12)). Die dabei verwendeten Werte des Manning-Rauhigkeitswert k_{St} , des durchflossenen Querschnitts AQ , des hydraulischen Radius R und des Energieliniengefälles I sind Tabelle 4.2 zu entnehmen. Für die Straße wurde ein maximaler Wasserstand von 10 cm, für den Gerinneschlauch ein bordvoller Abfluss angenommen. Die Spannweite des rekonstruierten Abflusses (siehe Kapitel 5.1.2) ist im Wesentlichen durch die große Unsicherheit des Energieliniengefälles begründet.

$$v = k_{St} * R^{2/3} * I^{1/2} \quad (4.11)$$

$$Q = v * AQ \quad (4.12)$$

Tabelle 4.2.: Verwendete Werte zur Berechnung des Scheiteldurchflusses (Pegel GA) mit der Gauckler-Manning-Strickler-Gleichung.

Abschnitt	$AQ [m^2]$	$R [m]$	$k_{St} [m^{1/3}s^{-1}]$	$I [m/m]$
Hauptgerinne	3.8 ± 0.5	0.7 ± 0.07	26 ± 2	0.01 ± 0.004
Straße	0.2 ± 0.05	0.09	85 ± 2	0.01 ± 0.004

4.3.4. Hydrochemische Auswertungen

Die Änderung der Ionenkonzentration während Hochwasserwellen und die daraus folgende Änderung der elektrischen Leitfähigkeit können Aufschluss geben über Herkunftsräume und Fließwege des Wassers. In den letzten Jahrzehnten wurden verschiedene Methoden der Ganglinienseparation angewendet (z.B. Bishop (1991), Pearce et al. (1986)), um den Abflussbeitrag unterschiedlicher Abflusskomponenten (z.B. Vorereignis- und Ereigniswasser oder Boden- und Grundwasser) zu quantifizieren. In dieser Arbeit wird eine Zwei-Komponenten-Separation durchgeführt, wobei die elektrische Leitfähigkeit als integrales Maß der Ionenkonzentration verwendet wird. Stark vereinfacht wird angenommen, dass Vorereigniswasser welches unterirdisch z.B. durch Druckimpuls dem Vorfluter zuströmt eine deutlich höhere Leitfähigkeit aufweist, als Ereigniswasser, das beispielsweise durch Oberflächenabfluss oder durch mit der Oberfläche verbundene präferentielle Fließwege in den Vorfluter gelangt. Auf Grund der Massenerhaltung und der linearen Mischung der Abflusskomponenten kann folgende Mischungsgleichung verwendet werden:

$$LFK_{ges} * Q_{ges} = LFK_E * Q_E + LFK_{Vore} * Q_{Vore} \quad (4.13)$$

Sind der Gesamtabfluss Q_{ges} sowie die Leitfähigkeiten des Gesamtabflusses LFK_{ges} , des Ereignisabflusses LFK_E und des Vorereignisabflusses LFK_{Vore} bekannt, so kann der Beitrag der beiden Abflusskomponenten Q_E und Q_{Vore} folgendermaßen bestimmt werden:

$$Q_E = Q_{ges} * \frac{LFK_{ges} - LFK_{Vore}}{LFK_E - LFK_{Vore}} \quad (4.14)$$

bzw.

$$Q_{Vore} = Q_{ges} * \frac{LFK_{ges} - LFK_E}{LFK_{Vore} - LFK_E} \quad (4.15)$$

In der vorliegenden Arbeit wurde für das Ereigniswasser eine Leitfähigkeit von $30 \mu S cm^{-1}$, für das Vorereigniswasser der Leitfähigkeitsmesswert des Vorereignisabflusses angenommen.

4.4. Untersuchungen auf der Plotskala

In zwei einwöchigen Messkampagnen im Oktober 2006 und Mai 2008 wurden als sogenannte Forschungspraktika mit Hauptstudiums-Studierenden zahlreiche Beregnungs- und Infiltrationsversuche durchgeführt. Die Niederschlagssimulationen wurden mit zwei, hinsichtlich der Beregnungsfläche und -dauer unterschiedlichen Anlagen durchgeführt, die in den Fächern Physische Geographie und Bodenkunde der Universität Trier seit Jahren eingesetzt werden. Die Infiltrationsversuche wurden mit zwei verschiedenen Ringinfiltrometern durchgeführt. An den Gruben der Großberegnungsversuche und der Spatial-TDR-Messung wurden die Böden bodenphysikalisch analysiert.

4.4.1. Bodenphysikalische Analysen

An den etwa 1.5 m tiefen Schürfgruben wurden pro Horizont sechs Stechringproben (100 cm³) sowie gestörte Proben entnommen. Für tiefer liegenden Bodenhorizonte war eine repräsentative Probenahme aufgrund des hohen Steingehalts häufig nicht möglich. Für die Stechringproben wurden im bodenkundlichen Labor der Universität Trier der aktuelle Wassergehalt (Θ), die Trockenrohddichte (Rt) mittels Gravimetrie (Trocknung bei 105 °C) und das Gesamtporenvolumen (GPV) aus dem Verhältnis von Trockenrohddichte zur Dichte der festen Bodensubstanz (2.65 g cm⁻³) bestimmt. Durch schrittweise Entwässerung gesättigter Stechzylinderproben in 60 mbar-, 300 mbar- bzw. 15 bar-Drucktöpfen wurde das Volumen der weiten und engen Grobporen sowie der Feinporen ermittelt. Die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit (k_f – Wert) wurde durch instationären Wasserüberstau bestimmt. Für die gestörten Proben des Standorts Nr. 1 (Großberegnung) und die beiden Spatial-TDR-Standorte wurde durch Siebung der Skelettgehalt und mittels der Pipettier-Methode nach Köhn die Korngrößenverteilung bestimmt.

Die Umrechnung des Wassergehalts von Gew% in Vol% erfolgt durch die Multiplikation mit der Rt des jeweiligen Horizonts. Die Feldkapazität (FK) entspricht dem GPV ohne die weiten Grobporen und wird entweder in Vol% oder durch Multiplikation mit der Horizontmächtigkeit in mm angegeben. Als relative Sättigung wird der aktuelle Wassergehalt in Prozent der FK angegeben.

4.4.2. Kleinberegnungsversuche

Mit der Kleinberegnungsanlage wurden insgesamt 23 Beregnungen an 16 Standorten durchgeführt. Die Anlage wird seit 1995 im Fach Physische Geographie für Bodenerosionsstudien eingesetzt (Ries et al. (2000)). Beregnet wird eine kreisförmige Fläche von 0.28 m² mit einem Durchmesser von 60 cm (Abbildung 4.10). Die Beregnungsfläche ist durch einen Stahlring begrenzt, der 3 cm in den Boden geschlagen wird. Über einen schnabelförmigen Ablauf am tiefsten Punkt der Fläche wird der Oberflächenabfluss erfasst. Der Niederschlag wird mit einer Halbkegeldüse simuliert (Druck: 2 bar), die 2 m über der Erdoberfläche an einem Stahlgestell angebracht ist. Zum Windschutz ist das Stahlgestell von einer Plane umhüllt. Weitere Details zur Kleinberegnungsanlage sind in Ries et al. (2009) zu finden.



Abbildung 4.10.: Justierung der Kleinberegnungsanlage am Standort Nr.12 (Beregnungsfläche ist zur Überprüfung der Niederschlagsintensität von Kalibrierplatte bedeckt).

In dieser Arbeit lag die Beregnungszeit zwischen 30 und 60 Minuten, die Niederschlagsintensität bei 40 mm h^{-1} bzw. $3.33 \text{ mm 5min}^{-1}$. Die eingesetzte Beregnungsintensität von $3.33 \text{ mm 5min}^{-1}$ entspricht 10^{-5} m s^{-1} . Liegt die Endinfiltrationsrate einer Oberfläche unter diesem Wert, so kommt es zu einem Wasserüberstau und es entsteht Horton'scher Oberflächenabfluss. Vor und nach der Beregnung wurde die Niederschlagsintensität überprüft. Die elektrische Leitfähigkeit des Beregnungswassers lag zwischen 100 und $200 \mu\text{S cm}^{-1}$.

Für jeden Standort wurden die Vegetationsbedeckung (prozentuale Überdeckung durch Bewuchs im Beregnungsring) geschätzt und die Hangneigung und Oberflächenrauigkeit gemessen. Zur Bestimmung letzterer wurde eine Fahrradkette quer durch den Mittelpunkt auf die kreisförmige Beregnungsfläche gelegt und die durch die Oberflächenrauigkeit verursachte Streckenverlängerung gemessen. Das Verhältnis zwischen verlängerter Strecke und Kreisdurchmesser wird als Rauigkeitsindex angegeben. Zudem wurde die Bodenart mittels der Fingerprobe (BKA (2005), S. 143), die Hydrophobizität (Messung der Benetzungszeit für einen Wassertropfen) und die geschätzte Anzahl der vertikalen Makroporen notiert.

4.4.3. Infiltrationsversuche

In der ersten Messkampagne wurde ein Einringinfiltrimeter (Durchmesser 15 cm, Überstauhöhe 7 cm) eingesetzt, das ca. 5 cm in den Boden eingerammt wurde. Die Wasser-

zufuhr erfolgte über einen Schlauch, der mit einer wassergefüllten Plexiglassäule (Durchmesser: 9.3 cm) verbunden war, an der über ein Zentimetermaß alle 30 Minuten die Wasserstandsdifferenz abgelesen wurde. Durch das möglicherweise laterale Abströmen des infiltrierten Wassers in die trockenen Randbereiche sind die mit Einringinfiltrometern gemessenen Infiltrationsraten generell eher zu hoch. Zur Korrektur kann beispielsweise die Formel nach Tricker (1978) verwendet werden, die auf Laborversuchen mit einem Ring gleichen Durchmessers fundiert. In dieser Arbeit wurden die gemessenen Infiltrationsraten aus den in Kapitel 5.3.2 genannten Gründen jedoch nicht korrigiert.

In der zweiten Messkampagne wurde ein Doppelringinfiltrometer (Innenringdurchmesser: 20 cm Außenringdurchmesser: 40 cm, Überstauhöhe: ca. 10 cm) verwendet und ca. 5 cm in den Boden gerammt. Die Wasserzugabe erfolgte mit Gießkannen. Als Erosions- und Verschlammungsschutz wurde die Bodenoberfläche vor Wasserzugabe mit Grobsand bedeckt. Gemessen wurde die Zeitdifferenz, in der der Wasserstand im Innenring um 5 mm abgesunken war. In der zweiten Messkampagne wurden pro Standort zwei bis vier Wiederholungen durchgeführt.

Infiltrationsraten nehmen grundsätzlich asymptotisch ab und nähern sich mit zunehmender Sättigung des Bodens der sogenannten Endinfiltrationsrate an, die quasi der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit entspricht. In dieser Arbeit wurde die Endinfiltrationsrate aus den Messwerten zwischen 10 und 15 Minuten nach Versuchsbeginn gemittelt. Wurden die Messungen nach weniger als 15 Minuten abgebrochen, so wurde der Mittelwert aus den Werten der letzten zwei Minuten berechnet.

4.4.4. Großberegnungsversuch

In der aufgeförmten Quellmulde des Teileinzugsgebiets „Wiese“ wurde etwa 150 m oberhalb des Spatial-TDR-Standorts eine Großberegnung durchgeführt (Abbildung 3.8, S. 37). Die Konzeption der Großberegnungsanlage geht auf Karl und Toldrian sowie Bunza et al. (1985) zurück (Schobel (2008), S. 31 ff). Die Anlage aus einer U-förmigen Rohrkonstruktion mit sechs Niederdruckdüsen (Beregnungsradius 90 bzw. 180 °, Höhe: 70 cm) beregnet eine rechteckige Fläche von 5 * 10 m, die von einem 2 m hohen Windschutz umgeben ist. Unterhalb dieser Fläche wird mittig eine drei Meter breite Grube angelegt, wodurch der Randeffect des seitliche Abfließens minimiert wird. An der Grubenwand werden Bleche zur Erfassung der Abflussmengen in bis zu drei Tiefen angebracht (Abbildung 4.11). Abgesehen von dem oberflächennah installierten Blech zur Erfassung des Oberflächenwassers ist die Lage der unteren beiden Bleche nicht standardmäßig festgelegt sondern richtet sich nach der Tiefe stauender Horizonte bzw. Schichten. Über das mittlere Blech werden schnelle unterirdische Abflüsse (z.B. auf der Pflugsohle) erfasst, das untere Blech bündelt langsamere unterirdische Abflüsse (z.B. auf periglazialen Lagen).

Beregnet wurde an drei aufeinanderfolgenden Tagen mit jeweils vier 15-minütigen Beregnungsimpulsen im stündlichen Abstand. Insgesamt wurden 120 mm 3d⁻¹ beregnet. Die Beregnungsintensität betrug ebenso wie bei der Kleinberegnungsanlage 3.33 mm 5min⁻¹. Bezogen auf die abflussrelevante Fläche von 30 m² beträgt die gesamte Beregnungsmenge 3600 l. Die Niederschlagsverteilung und -menge wurde mit fünf Totali-



Abbildung 4.11.: Erfassung des Abflusses in drei Tiefen am Großberegnungsstandort Nr. 1.

satoren überprüft. Vor Beregnungsbeginn und nach jedem Beregnungsimpuls wurden mit dem Pürckhauer-Bohrstock zwei Proben entnommen und für jeweils drei Mischproben (30cm-Tiefenabschnitte) gravimetrisch der Wasserhalt bestimmt.

4.5. Modellierung des Zuflusses in einen Gewässerabschnitt

Für das genauer untersuchte Teileinzugsgebiet „Wiese“ wurde ein relativ einfaches, ereignisbasiertes Modell konzipiert, mit dem die Abflussbeiträge der einzelnen Abflusskomponenten abgeschätzt wurden. Die Abflussprozesse wurden nicht flächendetailliert simuliert, sondern es wurde die jeweilige Zuflussmenge in den 200 m langen Gewässerabschnitt zwischen der Quelle WI und dem Pegel WI geschätzt (Abbildung 4.12). Aspekte der Abflussbildung und -translation auf der Fläche wurden somit außer Acht gelassen. Fragestellung war, wieviel Wasser während eines bestimmten Ereignisses einem bestimmten Gewässerabschnitt über verschiedene Fließwege maximal zufließen kann. Neben der Beschränkung der Prozesskomplexität und des Raumes war es zudem wichtig, dass die Modellparameter (Tabelle 4.3) zumindest theoretisch messbar sind.

Gemäß des Modellkonzepts setzt sich der Abfluss A am Pegel WI aus sechs Abflusskomponenten zusammen (Gleichung (4.16)). Alle Berechnungen wurden in Zeitschritten Δt von 10 Minuten durchgeführt, wobei die einzelnen Abflusskomponenten als mittlerer Abfluss in $l\ s^{-1}$ angegeben sind. Die Programmierung des Modells erfolgte in matlab.

$$A(t) = D(t) + Qu(t) + W(t) + O(t) + M(t) + P(t) \quad (4.16)$$

mit

D : direkt auf das Gewässernetz fallender Niederschlag

Qu : Quellzufluss

W : Zufluss von den Wegen

O : Sättigungsflächenabfluss

M : Matrixfluss

P : Pipeflow und präferentielles Fließen

4.5.1. Berechnung einzelner Abflusskomponenten

Die Komponente D wird in Abhängigkeit des Niederschlags N , der Gewässerslänge Gl und der Gewässersbreite Gb berechnet (Gleichung (4.17)). Gb umfasst nicht nur die Breite des Gewässerbettes sondern auch die gesättigten Flankenbereiche des Gewässereinschnittes und liegt somit zwischen 1 und 5 m. Der Faktor uf dient der Umrechnung von Δt in Sekunden und hat für $\Delta t=10\ min$ den Wert 0.0017.

$$D(t) = uf * N(t) * Gb * Gl \quad (4.17)$$

Zur Abschätzung des Zuflusses aller Quellen Qu wird die am Pegel QU gemessene Quellschüttung mit einem Quellfaktor Qf multipliziert (Gleichung (4.18)).

$$Q(t) = q(t) * Qf \quad (4.18)$$

Hinsichtlich des Zuflusses über Wege W wird angenommen, dass ein bestimmter Anteil des auf die Wege fallenden Niederschlags als HOF dem Gewässer zufließt. Dieser Wegeab-

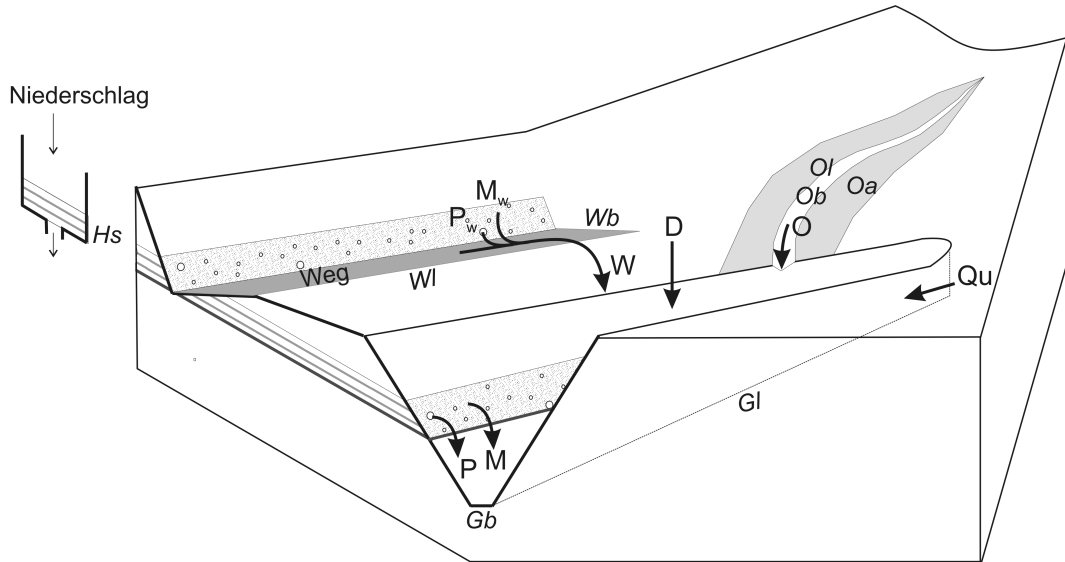


Abbildung 4.12.: Schemaskizze für die Simulation der Zuflüsse in einen Gewässerabschnitt.

fluss W_w wird folglich mittels eines Wegeabflusskoeffizienten Wak (Backes (2005)) sowie der Länge Wl und mittleren Breite Wb der gewässernah gelegenen Wege berechnet (Gleichung (4.20)). Da diese Wege teilweise den Hang durchschneiden wird zudem ein über die Wegeböschung zufließender Matrixfluss M_w (Gleichung (4.24)) und Pipeflow P_w (Gleichung (4.26)) abgeschätzt. Der Gesamtabfluss von den Wegen ergibt sich somit aus der Summe des Infiltrationsüberschusses auf den Wegen und dem aus der Wegeböschung zufließenden Hangwasser (Gleichung (4.19))

$$W(t) = W_w(t) + M_w(t) + P_w(t) \quad (4.19)$$

$$W_w(t) = uf * N(t) * Wak * Wl * Wb \quad (4.20)$$

Oberflächenabfluss fließt grundsätzlich nur in kleinen Mengen flächenhaft ab. Großflächiger Oberflächenabfluss konzentriert sich in Abflusslinien und wirkt dann, insbesondere mit zunehmender Fließstrecke, erodierend. Demzufolge sind Erosionsspuren wie Rillen und Rinnen eindeutige Indizien für Oberflächenabfluss (Burt (1989)). Wie aus Abbildung 3.8, S. 37, ersichtlich sind im Teileinzugsgebiet „Wiese“ zwei Tiefenlinien zu finden. Im Modell fließt sämtlicher Niederschlag, der auf diese Abflusslinien (mittlere Breite Ob , Gesamtlänge Ol) fällt, direkt dem Gewässereinschnitt zu (Gleichung (4.21)). Zudem ist anzunehmen, dass während Niederschlägen ein bestimmter Bereich entlang dieser Abflusslinien aufsättigt und SOF bildet. Für diese sogenannte Drainagefläche Oa wird in Abhängigkeit eines Abflusskoeffizient Oak ein Niederschlagsanteil direkt über die Abflusslinien abgeführt.

$$O(t) = uf * N(t) * Ol * (Ob + Oa * Oak) \quad (4.21)$$

Im Modell ist weder für W noch für O eine zeitliche Verzögerung konzipiert, d.h. das Wasser beider Abflusskomponenten erreicht den Pegel WI innerhalb eines Zeitschrittes

$\Delta t = 10 \text{ min.}$

Der Matrixfluss M wie auch der Pipeflow P hängen von der Porosität des Untergrunds als auch vom aktuellen Gravitationspotential ab. Unterirdisches Fließen, sei es ausgelöst durch eine hydraulische Druckübertragung oder durch präferentielles Fließen über einer stauenden Schicht, nimmt mit zunehmender Sättigung des Bodens stark zu (Burt (1989), Sidle et al. (2000), Uchida et al. (2004)). Im Modell steht der Parameter Hs [mm] für die Höhe des Stau- oder Grundwassers entlang des Gewässereinschnitts. Dieser Parameter repräsentiert einerseits die oben geschilderte Abhängigkeit der unterirdischen Abflussreaktion vom Feuchtezustand, andererseits wird durch ihn der Zeitversatz des unterirdischen Zuflusses abgebildet. Der Anstieg von Hs ist gegenüber dem Niederschlagsinput zeitlich verzögert. Im Modell wird dies durch das Einzellinearspeicherkonzept abgebildet (Abbildung 4.12), wobei der Speicherabfluss SQ nicht dem Gewässer zufließt, sondern lediglich dazu dient, den Stauwasserspiegel zu senken. Hs wird gemäß Gleichung (4.22) berechnet. Nach einer ereignisspezifischen Verzögerungszeit Vt steigt der Stauwasserspiegel durch den Niederschlagsinput und sinkt in Abhängigkeit eines Speicherkoeffizienten k . Letzterer wurde aus den abfallenden Ästen mehrerer Hochwasserereignisse berechnet. Um die Abflusskonzentration im Untergrund zu berücksichtigen wird Hs abschließend noch mit einem sogenannten Konvergenzfaktor Kvf multipliziert, der die einzige Kalibriergröße im Modell ist.

$$Hs(t'+\Delta t)=Hs(t')+[N(t)-Hs(t')*k]*Kvf(4.22)$$

$$\begin{aligned} &\text{mit } t'=t+Vt, \\ &\text{und } Hs(t)=0 \text{ für } t<Vt \end{aligned}$$

Der Matrixfluss M wird unter Verwendung von Hs , der doppelten Gewässerlänge Gl und der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit kf [dm s^{-1}] berechnet (Gleichung (4.23)). Für den Matrixfluss aus den Wegeböschungen M_w wird statt der Gewässerabschnittslänge die Weglänge Wl eingesetzt (Gleichung (4.24)).

$$M(t) = kf * Hs(t') * 2 * Gl \quad (4.23)$$

$$M_w(t) = kf * Hs(t') * Wl \quad (4.24)$$

Zur Berechnung des Pipeflows P wird die mittlere Anzahl der Pipes Pnr pro Quadratmeter entlang des Gewässereinschnitts sowie die mittlere Fließrate Pq [l s^{-1}] in einer einzelnen Pipe abgeschätzt (Gleichung (4.25)). Bei einem angenommenen mittleren Pipe-durchmesser zwischen 0.2 und 5 cm (Beven und Germann (1982) und Sidle et al. (2000)) liegt Pq für eine einzelne Pipe zwischen $5*10^{-5}$ und 0.02 l s^{-1} .

$$P(t) = Pnr * Pq * Hs(t') * 2 * Gl \quad (4.25)$$

$$P_w(t) = Pnr * Pq * Hs(t') * Wl \quad (4.26)$$

4.5.2. Parametrisierung

Für die ereignisbasierte Modellierung wurden verschiedene Parametersätze verwendet. Der erste Modelllauf wurde mit den gemessenen bzw. geschätzten Parameterwerten durchgeführt (Tabelle 4.3, Spalte 2). Zur Abbildung der Unsicherheitsspannweite der Modellergebnisse wurden zudem die niedrigsten und die höchsten Parameterschätzwerte verwendet (Tabelle 4.3, Spalte 3). Abschließend wurde ausschließlich der Konvergenzfaktor Kvf kalibriert, wobei für die restlichen Parameter die Werte des ersten Modelllaufs verwendet wurden. Durch die Kalibrierung von Kvf konnte lediglich die Höhe des Scheiteldurchflusses jedoch nicht die Form des Abflussereignisses angepasst werden.

Tabelle 4.3.: Parameter für die Modellierung des Zuflusses während eines Hochwasserereignisses (Weglänge für Berechnung von M_w und P_w : 100 m).

Parameter [Einheit]	Wert	Spannweite	Bestimmung
Gewässerlänge Gl [m]	300	280 - 350	Messung
Gewässerbreite Gb [m]	1.5	1 - 5	
Quellenfaktor Qf [-]	3	2 - 4	Geländeaufnahme
Weglänge Wl [m]	300	200 - 400	Messung
Wegbreite Wb [m]	2.5	2 - 3	
Abflusskoeffizient für Wege Wak [-]	0.7	0.5 - 0.9	
Abflusslinienlänge Ol [m]	180	100 - 200	Abschätzung auf der Basis von kartierten Abflusslinien
Abflusslinienbreite Ob [m]	0.5	0.3 - 1	
Drainagefläche d. Abflusslinien Oa [m ² m ⁻¹]	3	2 - 4	
Abflusskoef. für Drainagefläche Oak [-]	0.7	0.5 - 0.9	
Hydraulische Leitfähigkeit kf [cm d ⁻¹]	400	10 - 1000	Stechzylinder und Infiltrationsversuche
Anzahl der Pipes Pnr [m ⁻²]	20	10 - 40	Literatur
Mittlerer Pipedurchfluss Pq [ml s ⁻¹]	7	0.005 - 20	
Berechnung d. Höhe d. Sättigungszone Hs :			
Speicherkonstante k [10min ⁻¹]	0.008	—	aus Rezessionskurve,
Verzögerungszeit Vt [10min]	3 - 48	—	ereignisspezifisch,
Konvergenzfaktor Kvf [-]	1 - 15	—	Kalibrierung

4.6. Berechnung des modifizierten Topographischen Index

Für das Frankelbachgebiet wurde eine Reliefanalyse durchgeführt, um topographisch bedingt nassere Bereiche flächenhaft auszuweisen (Haupt (2009)). Hierbei wurde, ähnlich wie in Waldenmeyer (2003) und Casper et al. (2006), ein modifizierter Topographischer Index mTI berechnet. Der Topographische Index TI ist ein sekundärer Reliefparameter (Beven und Kirkby (1979)) und wird aus der lokalen Einzugsgebietsfläche A und der Hangneigung β einer Rasterzelle berechnet (Gleichung (4.27)). Je größer A und je kleiner β desto eher ist die Rasterzelle gesättigt und desto größer ist deren TI .

Lokale Unterschiede der Bodeneigenschaften können bei der Berechnung des TIs durch die Multiplikation von β mit der Transmissivität berücksichtigt werden. Transmissivitätsdaten liegen jedoch nur selten vor. Statt dessen entwickelten Waldenmeyer (2003) und Casper et al. (2006) ein Verfahren zur Modifikation des TI , bei dem die flächenhaft vorliegenden Informationen aus der Forstlichen Standortkarte (FSK) bei der Berechnung von A berücksichtigt werden. Hiermit war die Abbildung abflusswirksamer Flächen deutlich besser als durch ein allein aus dem Relief abgeleiteten TI .

$$TI = \ln \frac{A}{\tan \beta} \quad (4.27)$$

Für das Frankelbachgebiet wurden sowohl die Forstliche Standortkarte (FSK, Asta (1996)) als auch die Bodenhydrologische Potentialkarte (BHP, Behrens und Scholten (2004)) bei der Berechnung des $mTIs$ verwendet. Während die FSK die standortbedingten Wuchsbedingungen abbildet, stellt die BHP die potentiellen Abflussprozesse (HOF, SOF, SSF, DP) unter Berücksichtigung topologischer Beziehungen dar. Bei der Berechnung des $mTIs$ wird eine Gewichtung der lokalen Einzugsgebietsfläche einer Rasterzelle vorgenommen, wobei das Gewicht der jeweiligen Rasterzelle aus den Zusatzinformationen der FSK bzw. BHP abgeleitet wird. Sowohl für die FSK als auch für die BHP werden die Gewichte über eine sigmoide Gewichtungsfunktion bestimmt deren Formparameter w_p den Wendepunkt der Funktion darstellt (Gleichung (4.28), Abbildungen 4.13). Haupt (2009) vergleicht Ergebnisse unterschiedlicher Gewichtungsfunktionen für das Frankelbachgebiet.

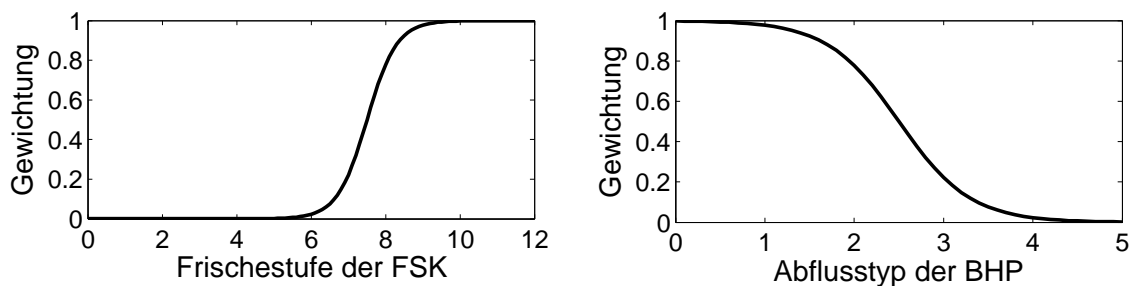


Abbildung 4.13.: Funktionen zur Gewichtung der Frischestufenwerte der Forstlichen Standortkarte (FSK, 1: trocken, 12: nass) und der Abflusstypenwerte der Bodenhydrologischen Potentialkarte (BHP, 1: schnelle Abflussreaktion, 5: langsame Abflussreaktion).

$$f(x) = \frac{1}{1 + \exp(-2.5(x - wp))} \quad (4.28)$$

Aus der FSK werden die sogenannten Frischestufen der Ökologischen Feuchte als Zusatzinformation für die Abflussbereitschaft verwendet. Die Frischestufen weisen Werte zwischen 1 (äußerst trocken) und 12 (nass) auf. Als Wendepunkt wp wurde ein Wert von 7.5 festgelegt (Abbildungen 4.13), das heißt für Rasterzellen mit einer Frischestufe von mindestens 8 (sehr frisch) wird das lokale Einzugsgebiet deutlich stärker gewichtet als für jene Zellen mit Frischestufen kleiner 8. Auf der BHP wird die Abflussreaktion einer Fläche durch Werte zwischen 1 (schnelle Abflussreaktion, z.B. HOF) und 5 (langsame Abflussreaktion, z.B. DP) angegeben. Hier wird für wp der Wert 2.5 festgelegt. Für die Berechnungen wurde ein Digitales Geländemodell (DGM) mit einer Rasterweite von 20 m verwendet.

5. Messergebnisse und Datenanalysen

5.1. Hydrometrische Auswertung

5.1.1. Wasserbilanz und Gewässerkundliche Hauptzahlen

Zur Plausibilisierung und Bewertung der Niederschlags- und Abflussmessungen wurden die Gewässerkundlichen Hauptzahlen und Wasserhaushaltskomponenten für die verschiedenen Frankelbach-Teileinzugsgebiete (Abbildung 4.1, S. 40) berechnet und mit den Werten des nahe gelegenen Lauterpegels „Untersulzbach“ sowie Angaben aus dem Hydrologischen Atlas Rheinland-Pfalz (LUWG (2005)) verglichen (Tabelle 5.1). Die mittleren Abflussspenden (M_q) der Frankelbach-Teileinzugsgebiete nehmen abgesehen vom Pegel MI (Messungen fehleranfällig) mit abnehmender Flächengröße zu. Dies ist darauf zurückzuführen, dass die Gewässer in den Sommermonaten ausschließlich durch die Quellen gespeist werden. Der M_q der Oberen Lauter (Pegel „Untersulzbach“) ist im Vergleich zum Frankelbach relativ hoch. Die Dauerlinie des Pegels „Untersulzbach“ ist jedoch im Vergleich zu anderen Rheinland-Pfälzischen Einzugsgebieten unplausibel (Rita Ley, mündliche Mitteilung), der Schwankungsbereich der Abflüsse scheint dort zu klein. Zudem liegt das Einzugsgebiet der Oberen Lauter größtenteils im Buntsandstein und weist durch die Stadt Kaiserlautern einen deutlich höheren Versiegelungsanteil als das Frankelbach-Einzugsgebiet auf. Die beiden etwa gleich großen Frankelbach-Kopfeinzugsgebiete WI und DO sind hinsichtlich des M_q s nahezu identisch. Das Teileinzugsgebiet DO reagiert jedoch deutlich gedämpfter auf höhere Niederschläge, die höchste Abflussspende (HHq) beträgt hier nur etwa ein Drittel jener des Teilgebiets WI. Der HHq trat an allen Pegeln am 12.03.2008 infolge zyklonaler Niederschläge kurz nach dem Sturmtief „Emma“ auf.

Der über drei Jahre gemittelte Jahresniederschlag beträgt für das Frankelbachgebiet 740 mm a^{-1} . Die umliegenden Stationen Kusel, Einöllen und Enkenbach erfassten für den gleichen Zeitraum eine vergleichbar hohe Menge an Niederschlag (707 bis 765 mm a^{-1}). Die aus den Jahresmittelwerten des Niederschlags und des Abflusses berechnete Verdunstung liegt für das gesamte Frankelbachgebiet bei 498 mm a^{-1} und ist damit im Vergleich zu den langjährigen Werten plausibel. Es ist anzunehmen, dass der die Pegel unterströmende Abfluss niedriger als die Grundwasserneubildungsrate von 60 mm a^{-1} ist.

Die Sommer 2005 und 2008 waren relativ trocken, so dass der Frankelbach abgesehen von den Quellflüssen vollständig austrocknete. Ende Februar bis Anfang März 2005 lag im Frankelbachgebiet mehrere Wochen lang eine geschlossene Schneedecke. Schneeschmelzereignisse traten zudem im März 2006 und März 2007 auf. Im Januar 2006 und Januar 2009 waren die Gewässerläufe stark zugefroren.

Tabelle 5.1.: Gewässerkundliche Hauptzahlen der Frankelbach-Pegel GA, MI, WI, DO und QU sowie des Lauterpegels „Untersulzbach“ im Vergleich zu Angaben aus dem Hydrologischen Atlas (LUWG (2005)). Berechnung der Wasserhaushaltskomponenten Niederschlag N , Abfluss A und Verdunstung V erfolgte für drei hydrologische Jahre (Okt 2005 bis Sept 2008). Die Einzugsgebietsfläche des Quellpegels QU wurde aus der Niedrigwasserabflusspende geschätzt.

Pegel Zeitraum EZG-Fläche [km ²]	Untersulzb. 1959-2005	GA 2005-08	MI 2005-08	WI 2005-08	DO 2005-08	QU 2006-07	Hydrol. Atlas 1961-1990 1979-1998
MQ [l s ⁻¹]	2440	39	21	3.3	3.2	1.2	10 - 100
Mq [l s ⁻¹ km ⁻²]	11.3	7.7	7.2	10.6	10.6	14.4	
HHQ [m ³ s ⁻¹]	42.6	721	530	118	34.5	7.9	
HHq [l s ⁻¹ km ⁻²]	200	142	184	375	115	96	Hq100: 300
N [mm a ⁻¹]	773	740	740	740	740	740	700 - 850
A [mm a ⁻¹]	358	242	282	333	335	456	
V [mm a ⁻¹]	415	498	458	407	405	284	400 - 500

5.1.2. Analyse vergangener Hochwasser

In ganz Deutschland traten im Dezember 1993 und Januar 1995 Überflutungen infolge von lang anhaltenden Niederschlägen auf. Auch im Lauter- und Glantal traten die Flüsse über die Ufer. Die Wiederkehrzeit der Dauerregenmengen im Nordpfälzer Bergland (Tabelle 5.2) lag im Vergleich zur KOSTRA-Auswertung für diese beiden Ereignisse unter 50 Jahren. Während des Hochwasserereignisses im Mai 2002 stieg der Abfluss im Frankelbachgebiet nach mehreren Wolkenbrüchen stark an. Die Niederschläge der ca. 7 km entfernten Niederschlagsstation „Wolfstein“ lagen in der Größenordnung eines einjährigen Ereignisses (Tabelle 5.2), waren aber vermutlich deutlich niedriger als im Frankelbachgebiet.

Tabelle 5.2.: Niederschlagssituation vergangener Hochwasser im Bereich der Oberen Lauter (OB: Station Otterbach, WS: Station Wolfstein, VRI21: 21tägiger Vorregenindex).

Datum	REGNIE für Untersulzb.		Stationen der WWV-RLP	
	VRI21	N-Summe	N-Summe	max. Intensität
19.-20.12.1993	47	79mm 2d ⁻¹	OB: 16.5mm 4h ⁻¹	OB: 5.7mm h ⁻¹
21.-22.01.1995	19	45mm 2d ⁻¹	OB: 48mm 34h ⁻¹	OB: 6.2mm h ⁻¹
11.05.2002	33	20mm d ⁻¹	WS: 33mm 4h ⁻¹	WS: 16.7mm h ⁻¹

Für das 1995er-Ereignis wurden für den Lauterpegel „Untersulzbach“ Wiederkehrzeiten von etwa 30 Jahren berechnet (Rita Ley, mündliche Mitteilung). Der hydraulisch rekonstruierte Scheiteldurchfluss für den Frankelbach (Kapitel 4.3.3) von $8.5 \pm 3.5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ liegt über dem gemessenen Scheiteldurchfluss des ca. 12 km entfernten Sulzbach-Einzugsgebiets (Pegel „Sulzhof“), das größer ist aber eine langgestreckte Form hat (Tabelle 5.3).

Für das 2002er-Ereignis wird der Scheiteldurchfluss des Frankelbachs ähnlich hoch wie für das 1995er Ereignis geschätzt. Videoaufnahmen (Ohm (2002)) zeigen, dass aus einem normalerweise trockenen Gully oberhalb des Dorfes das Wasser über eine Wiese

schoß und zu Schäden an den darunterliegenden Gebäuden und Straßen führte. Zudem kam es auf den zu dieser Zeit vermutlich nur gering vegetationsbedeckten Äckern zu Oberflächenabfluss, der an den Oberhängen tiefe Erosionsspuren hinterließ (Abbildung 3.4, S. 32).

Tabelle 5.3.: Scheiteldurchflüsse Q_{max} [$m^3 s^{-1}$] und Scheitelabflussspenden q_{max} [$l s^{-1} km^{-2}$] für die benachbarten Einzugsgebiete der Oberen Lauter (Pegel Untersulzbach) und des Sulzbaches (Pegel Sulzhof) während der höchsten Hochwasser. Hydraulische Rekonstruktion des 1995er-Ereignisses für den Frankelbach. R_f : Formfaktor.

Datum	Untersulzbach 215 km ²		Sulzhof 7.8 km ² , $R_f = 0.18$			Frankelbach 5 km ² , $R_f = 0.41$	
	Q _{max}	q _{max}	Datum	Q _{max}	q _{max}	Q _{max}	q _{max}
21.12.1993	32	148	20.12.1993	4.2	540		
23.01.1995	24	111	23.01.1995	5.5	706	8.5±3.5	1700±700
26.01.1995	32	148	26.01.1995	4.1	530		
11.05.2002	21	99	11.05.2002	2.3	290		

5.1.3. Hochwasser-Ereignisdatensatz für das Gesamteinzugsgebiet und ein Kopfeinzugsgebiet

Wie in Kapitel 4.3.2 beschrieben wurden aus dem viereinhalbjährigen Messdatensatz 87 Hochwasserereignisse selektiert und Ereigniskennwerte hinsichtlich des Niederschlags, der Abflussreaktion und der Vorfeuchte bestimmt (Tabellen B.2 ff im Anhang). Entsprechend eines pluvio-nivalen Abflussregime deutscher Mittelgebirge liegt der Basisabfluss in den Winterhalbjahren (November bis April) deutlich höher als im Sommerhalbjahr (Mai bis Oktober). Folglich sind die Abflussscheitel im Winter höher und die Rezessionen flacher und länger als im Sommer. Die 18 höchsten Scheiteldurchflüsse der 87 Hochwasserereignisse traten in den Wintermonaten und hier häufig im März auf. Die drei höchsten Scheiteldurchflüsse am Pegel GA von $721 l s^{-1}$, $660 l s^{-1}$ und $561 l s^{-1}$ traten infolge zyklonaler Niederschläge im März 2008, 2007 und 2006 auf, wobei lediglich bei dem 2006er-Ereignis Schmelzwasser beteiligt war.

Für 16 Ereignisse lagen die Abflusskoeffizienten über 50 % (Tabellen B.2 ff im Anhang). Fünf dieser 16 Ereignisse waren durch Schneeschmelze beeinflusst und sechs waren die zweite Welle eines zweigipfligen Ereignisses. Aufgrund von Schneeschmelze lagen die Abflusskoeffizienten teilweise über 100 %. Hohe Abflusskoeffizienten können, insbesondere bei kleinen Ereignissen, zudem durch Unsicherheiten der Niederschlagsmessung begründet sein.

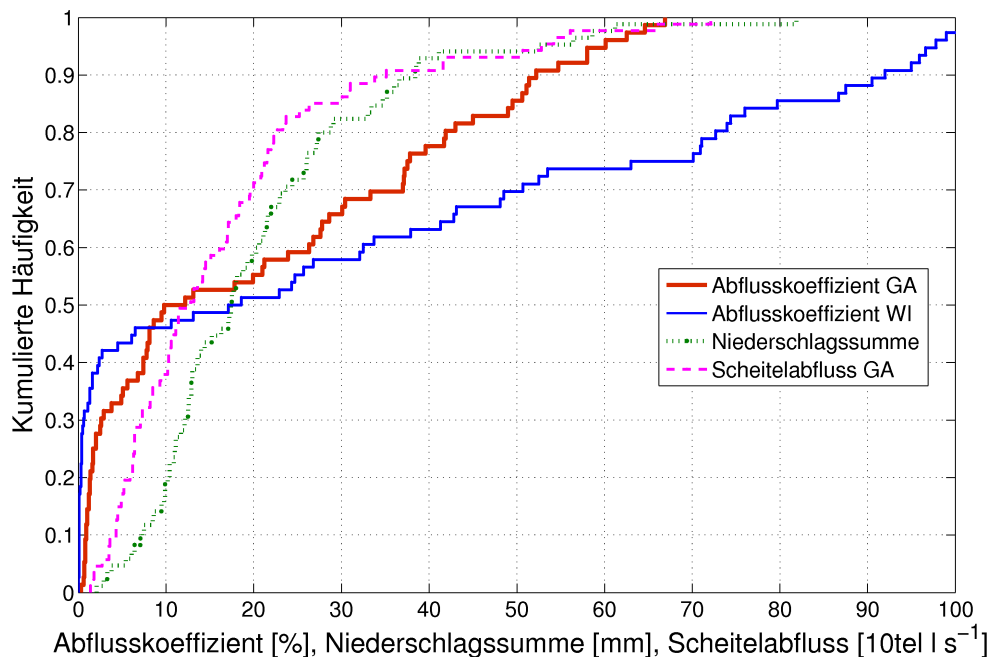


Abbildung 5.1.: Verteilungsfunktionen für vier Ereigniskennwerte (In Verteilung der Abflusskoeffizienten sind Schneeschmelzereignisse nicht enthalten).

Die Abflusskoeffizienten sind am Pegel GA infolge der gerinnenah liegenden Siedlung und der Aue im Sommer höher als am Pegel WI. Im Winter sind die Abflusskoeffizienten jedoch für das Kopfeinzugsgebiet WI höher. Zudem zeigt sich für beide Einzugsgebiete das im Jahresverlauf quasi bipolare Verhalten des Einzugsgebiet (Abbildung 5.1). Für 50 % der Ereignisse liegen die Abflusskoeffizienten unter 10 %. Für die oberen 50 % der Werte sind die Abflusskoeffizienten beider Pegel in etwa gleichverteilt.

Von den fünf Niederschlagsereignissen, deren Gesamtsumme über 50 mm lag, traten drei im Sommerhalbjahr auf. Für diese drei Sommerereignisse lagen die Abflusskoeffizienten unter 18 %. Das Niederschlagsereignis mit der höchsten Summe ($82 \text{ mm } 9\text{h}^{-1}$) und der höchsten Intensität ($25 \text{ mm } 30\text{min}^{-1}$) trat am 17. September 2006 auf, hatte aufgrund der sehr niedrigen Vorfeuchte jedoch nur eine sehr schwache Abflussreaktion mit Abflusskoeffizienten kleiner als 0.5 % zur Folge.

Die Zusammenhänge zwischen dem Scheiteldurchfluss bzw. dem Abflusskoeffizient am Pegel GA und verschiedenen Ereigniskennwerten sind in den Abbildungen 5.2 und 5.3 dargestellt. Die Unterschiede bezüglich der Sommer- und Winterabflussreaktion sind auch hier klar erkennbar. Der insgesamt höchste Abflusskoeffizient von 99 % resultierte aus der Schneeschmelze am 09. März 2006, der zweithöchste von 88 % aus dem Sturmtief „Emma“ am 01. März 2008. Ein Sommerereignis mit einem Abflusskoeffizient von 30 % sticht aus den Sommerereignissen hervor. Bei diesem Ereignis am 10. August des eher nassen Sommers 2007 fielen $26 \text{ mm } 2\text{d}^{-1}$ Niederschlag. Da die Niederschlagswippe am Standort Mitte zu diesem Zeitpunkt verstopft war, wurden statt dessen die Messungen der Klimastation Waldhöhe verwendet, die jedoch im visuellen Vergleich mit der Abflusszeitreihe eine große Unsicherheit vermuten lassen. Folglich ist das hervorstechende

Sommerereignis durch sehr unsichere Niederschlagsdaten begründet.

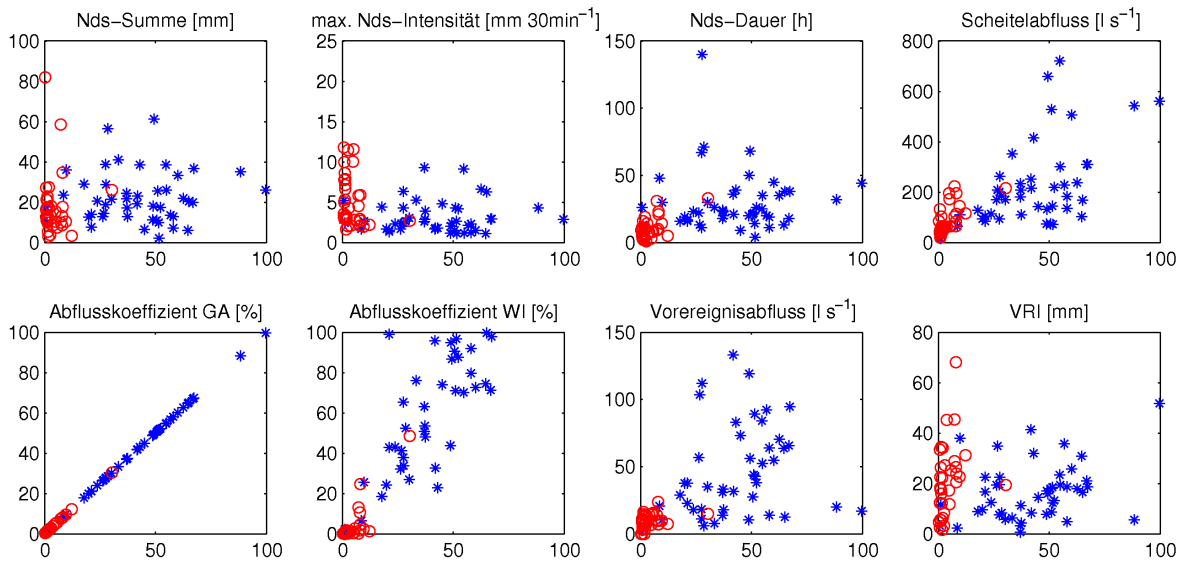


Abbildung 5.2.: Zusammenhang zwischen dem *Abflusskoeffizient* am Pegel GA (x-Achse) und den Ereigniskennwerten (y-Achse). Rote Kreise: Sommerereignisse, blaue Sterne: Winterereignisse.

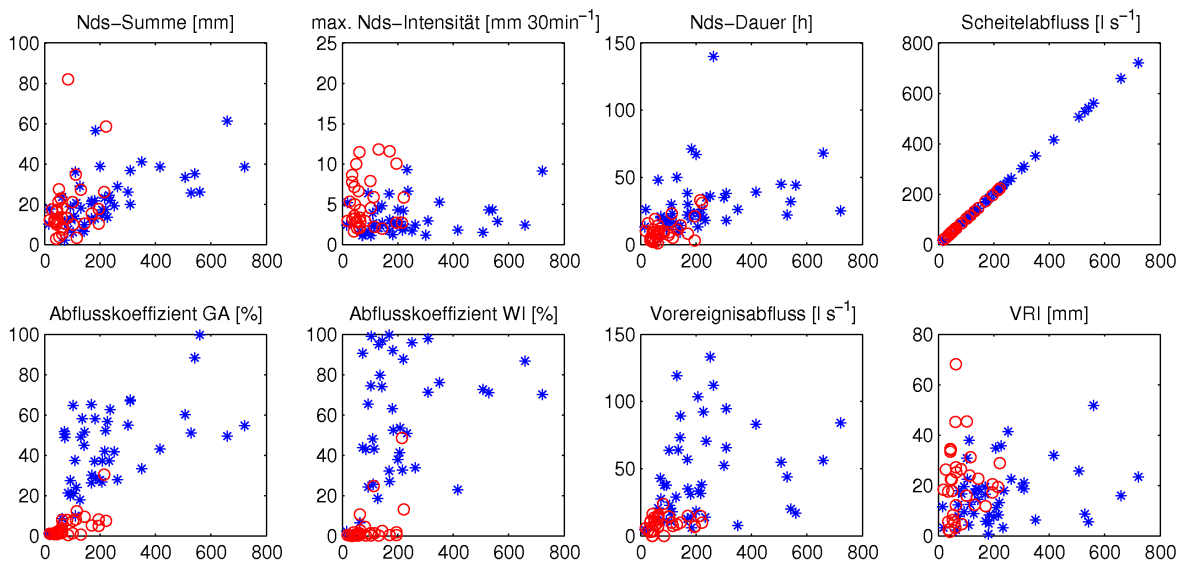


Abbildung 5.3.: Zusammenhang zwischen dem *Scheiteldurchfluss* am Pegel GA (x-Achse) und den Ereigniskennwerten (y-Achse). Rote Kreise: Sommerereignisse, blaue Sterne: Winterereignisse.

Hohe Niederschlagsintensitäten im Sommer bewirken keine starke Abflussreaktion. Von den untersuchten Niederschlagscharakteristika ist lediglich die Niederschlagssumme signifikant mit dem Scheiteldurchfluss korreliert, wobei der statistische Zusammenhang im Winter größer ist als im Sommer (Tabelle 5.4). Hinsichtlich des Zusammenhangs zwischen der Niederschlagsdauer und der Abflussreaktion ist jedoch darauf hinzuweisen, dass die Ereignisse bezüglich der Durchgangszeit einer Hochwasserwelle abgegrenzt wurden. In

dieser Zeitspanne kam es häufig zu mehreren einzelnen Niederschlagsereignissen, die jedoch als ein Ereignis zusammengefasst wurden. Die Niederschlagsdauer entspricht dann der Zeitspanne zwischen dem ersten und dem letzten Niederschlag und kann somit auch Niederschlagspausen enthalten.

Die Vorregenindizes QB und VRI21 sind mit dem Scheiteldurchfluss bzw. dem Abflusskoeffizient nicht oder nur sehr schwach korreliert. Lediglich für die Gesamtheit der Ereignisse liegt der Korrelationskoeffizient signifikant über 0.5 (Tabelle 5.4).

Tabelle 5.4.: Korrelationen zwischen dem Scheiteldurchfluss (Q_{max}) bzw. dem Abflusskoeffizient am Pegel GA (AK GA) und den Ereigniskennwerten.

	Alle Ereignisse (n=80)				Winterereignisse (n=46)			
	Korrelationskoeffizient		Signifikanz		Korrelationskoeffizient		Signifikanz	
	Qmax	AK GA	Qmax	AK GA	Qmax	AK GA	Qmax	AK GA
Nds-Summe	0.50	0.14	0.000	0.202	0.64	0.05	0.000	0.757
max. Intens.	-0.05	-0.29	0.678	0.009	0.27	0.05	0.067	0.744
Dauer	0.47	0.39	0.000	0.000	0.29	-0.01	0.049	0.951
Qmax	1.00	0.68	1.000	0.000	1.00	0.56	1.000	0.000
AK GA	0.68	1.00	0.000	1.000	0.56	1.00	0.000	1.000
AK WI	0.43	0.79	0.000	0.000	0.18	0.61	0.220	0.000
QB	0.44	0.57	0.000	0.000	0.24	0.26	0.107	0.085
VRI21	0.08	0.03	0.486	0.803	0.27	0.32	0.070	0.033

5.1.4. Abflussreaktion vier geschachtelter Einzugsgebiete

Im Folgenden wird an ausgewählten Ereignissen die Abflussreaktion auf bestimmte Niederschlagstypen analysiert und die Relevanz der Abflussreaktion der Teileinzugsgebiete für den Scheiteldurchfluss am Pegel GA diskutiert. Genauer untersucht wurden (i) das höchste gemessene Abflussereignis während eines Sturmtiefs im März 2008, (ii) ein Dauerregenereignis im Dezember 2008 und (iii) zwei für den Monat Mai typische kleinere Wolkenbrüche. In den drei Abbildungen 5.4 bis 5.6 sind in der jeweils oberen Grafik die flächenbezogenen Abflüsse des Pegels GA, der beiden etwa gleich großen Kopfeinzugsgebiete WI und DO sowie des Quellpegels QU dargestellt.

Die relativ kurzen und mäßig intensiven Wolkenbrüche am 30. und 31. Mai 2008 mit einer maximalen 30minütigen Niederschlagsintensität von 11.4 mm bewirken einen direkten, steilen und kurzen Abflussanstieg an den drei Gewässerpegeln GA, WI und DO, jedoch keine Abflussänderung am Quellpegel QU (Abbildung 5.4). Die Abflusskoeffizienten sind für beide Ereignisse und alle Gebiete kleiner als 5 %, für den Pegel WI sogar kleiner als 0.4 %. Der Scheiteldurchfluss tritt an allen drei Gewässerpegeln in etwa zur gleichen Zeit auf. Für derartige Ereignisse ist somit anzunehmen, dass der Abfluss ausschließlich von den gerinnenahen Siedlungsflächen und Auebereichen stammt. Bei einer höheren Vorfeuchte ($VRI21 > 30$ mm) reagiert das Gebiet WI auf ähnliche Ereignisse mit einer um 10 Stunden verzögerten deutlich höheren Welle (z.B. Abbildung 5.11).

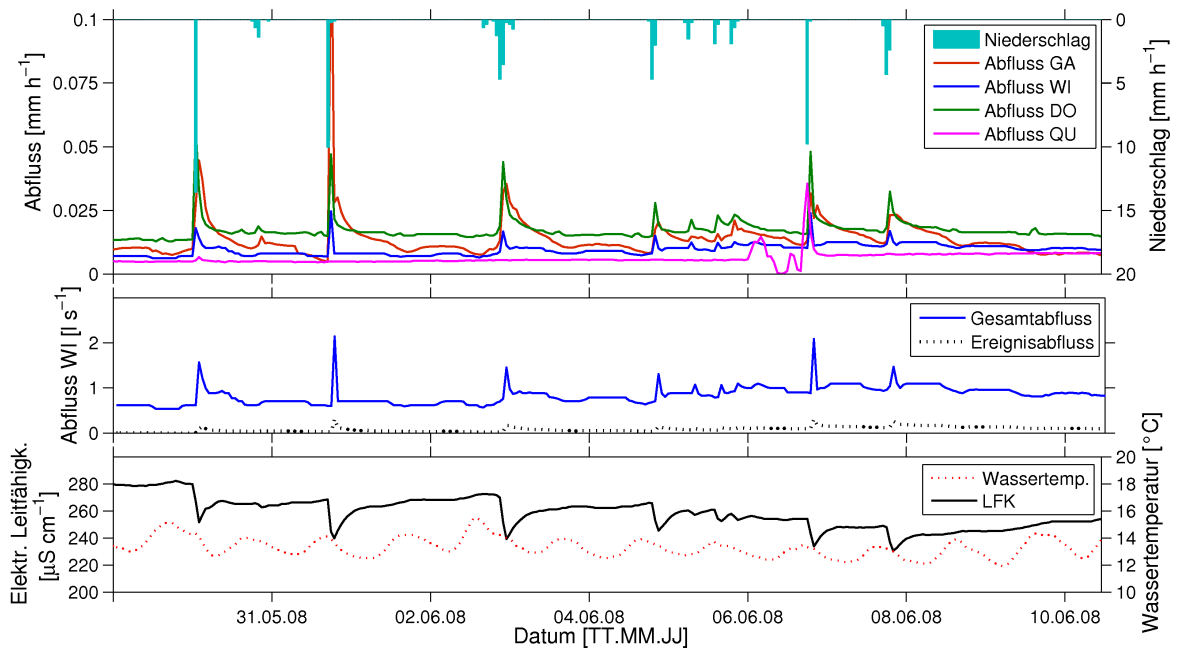


Abbildung 5.4.: Wolkenbruchereignisse: Abflussreaktion an vier Pegeln (obere Grafik) und Abschätzung des Anteils an Ereigniswasser für den Pegel WI auf Grundlage von Leitfähigkeitsmessungen (untere Grafiken). Für das Ereigniswasser wurde eine elektrische Leitfähigkeit von $30 \mu S cm^{-1}$ angenommen, für das Vorereigniswasser $290 \mu S cm^{-1}$.

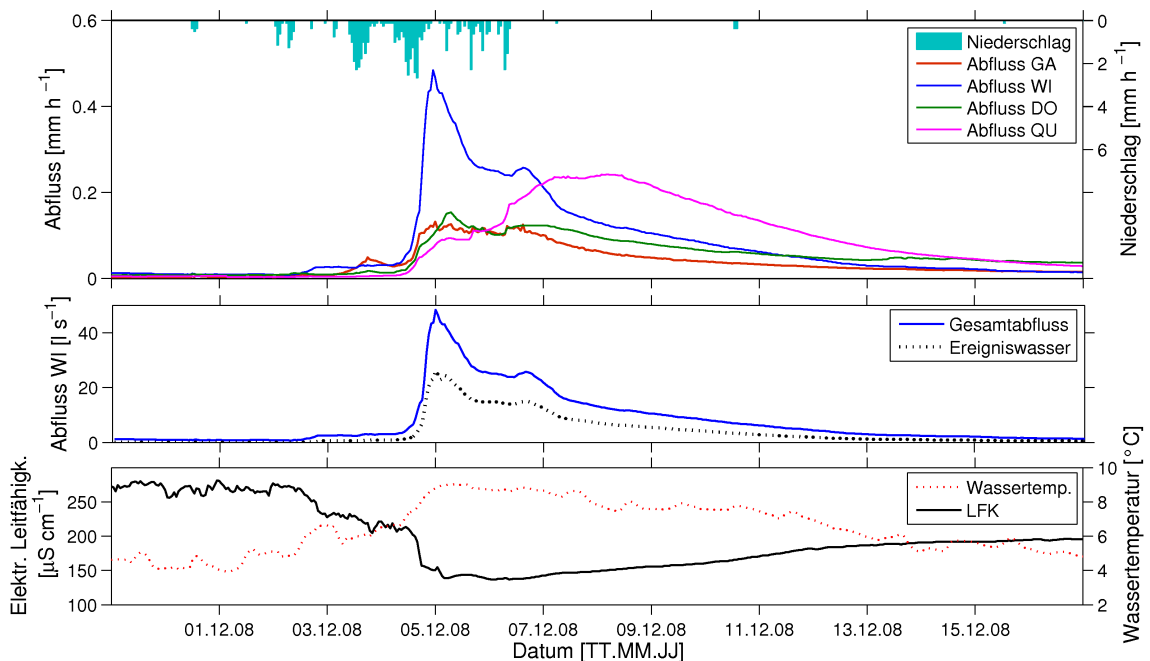


Abbildung 5.5.: Dauerregenereignis: Abflussreaktion an vier Pegeln (obere Grafik) und Abschätzung des Anteils an Ereigniswasser für den Pegel WI auf Grundlage von Leitfähigkeitsmessungen (untere Grafiken). Für das Ereigniswasser wurde eine elektrische Leitfähigkeit von $30 \mu S cm^{-1}$ angenommen, für das Vorereigniswasser $280 \mu S cm^{-1}$.

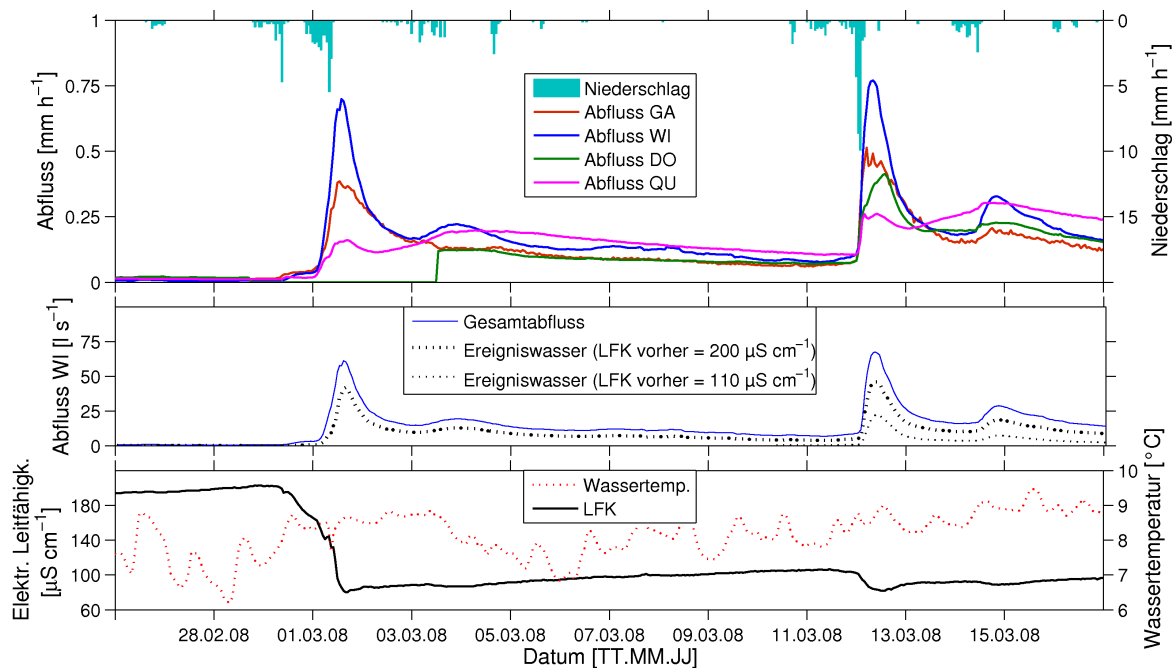


Abbildung 5.6.: Absolut höchste Ereignisse: Abflussreaktion an vier Pegeln (obere Grafik) und Abschätzung des Anteils an Ereigniswasser für den Pegel WI auf Grundlage von Leitfähigkeitsmessungen (untere Grafiken). Für das Ereigniswasser wurde eine elektrische Leitfähigkeit von $30 \mu\text{S cm}^{-1}$ angenommen (Voreigniswasser siehe Legende).

Das Dauerregenereignis (Abbildung 5.5) ähnelt hinsichtlich des Niederschlagsverlaufs, der Vorfeuchte, der Niederschlagssumme und des Niederschlagsverlaufs jenem vom 03. Oktober 2006 (z.B. Abbildung 5.13, S. 86) und liegt in der Rangfolge hinsichtlich des Scheiteldurchflusses an 31. Stelle. In vier Tagen fallen 56 mm Niederschlag. Ab einer Niederschlagsmenge von etwa 35 mm steigt der Durchfluss an allen Pegeln etwa zeitgleich stark an. Der flächenbezogene Scheiteldurchfluss ist am Pegel WI um etwa das dreifache höher als jener an den Pegeln DO und GA. Die Abflusskoeffizienten an den Pegeln GA und WI betragen 29 % und 53 %. Der Scheiteldurchfluss wird am Pegel WI 13 Stunden, am Pegel GA 12 Stunden nach dem Niederschlagsschwerpunkt erreicht, wobei der Abfluss am Pegel GA bei anhaltend niedrigerem Niederschlag noch etwa 48 Stunden auf gleichem Niveau verharret. In der Quellschüttung ist deutlich das Phänomen einer nachlaufenden Welle zu erkennen. Sie erreicht erst 89 Stunden nach dem Niederschlagsschwerpunkt ein Maximum. 31 und besonders 46 Stunden nach dem Niederschlagsschwerpunkt sind in den Quellmessungen zeitgleich mit höheren Niederschlägen sprunghafte Abflussanstiege zu erkennen, die sich auch in den Ganglinien der anderen Pegel wiederfinden.

Die beiden durch zyklonale Niederschläge bedingten Hochwassereignisse im März 2008 (Abbildung 5.6) weisen, wie für diese Jahreszeit typisch, die höchsten Scheiteldurchflüsse und hohe Abflusskoeffizienten von über 50 % auf. Aufgrund des noch relativ hohen Voreignisabflusses steigen die Durchflüsse am 12. März 2008 nach intensiven Niederschlägen an allen Pegeln zeitgleich stark an. Die Scheiteldurchflüsse treten am Pegel GA

4 Stunden, am Pegel WI 7 Stunden und am Pegel DO erst 11 Stunden nach dem Niederschlagsschwerpunkt auf. Für die Quellschüttung ist wiederum eine nachlaufende Welle zu beobachten, wobei der Anstieg nach dem Niederschlag für das Ereignis am 12. März direkter und stärker ist, als bei den vorherigen Ereignissen.

Aus Abbildung 5.7 ist ersichtlich, dass die Verzögerungszeiten sowohl für die Sommer- als auch für die Winterereignisse sehr unterschiedlich sind. Die mittlere Verzögerungszeit der sommerlichen Abflussscheitel gegenüber dem Niederschlagsschwerpunkt beträgt für den Pegel GA 2.8 Stunden, für den Pegel WI 4 Stunden. Diese schnellere Reaktion des Pegels GA ist auf die pegelnahen Siedlungs- und Aueflächen zurückzuführen, die insbesondere bei kleineren Ereignissen ausschließlich zu einer Abflusserhöhung beitragen. Für die Winterereignisse sind die mittleren Verzögerungszeiten deutlich länger (15.5 Stunden am Pegel GA, 14.3 Stunden am Pegel WI). Wie in den Abbildungen 5.5 und 5.6 zu sehen verbleiben die Durchflüsse am Pegel GA nach dem Scheiteldurchfluss noch einige Stunden auf hohem Niveau. Dies ist vermutlich durch den Zufluss aus den Kopfeinzugsgebieten begründet. Bei einer Fließgeschwindigkeit zwischen 0.8 und 2.5 m s^{-1} betrage die Fließzeit für eine Fließstrecke von 3.5 km (Entfernung zwischen Pegel WI und Pegel GA) 20 bis 70 Minuten. Es ist folglich anzunehmen, dass die Hochwasserscheitelfülle aus den Kopfeinzugsgebieten etwa nach einer Stunde den Pegel GA erreicht.

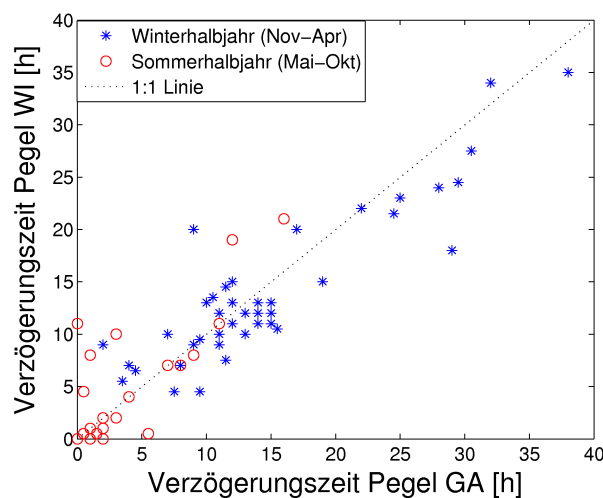


Abbildung 5.7.: Vergleich der Verzögerungszeiten zwischen dem Niederschlagsschwerpunkt und dem Scheiteldurchfluss an den Pegeln GA (gesamtes Gebiet) und WI (Kopfeinzugsgebiet).

5.1.5. Abschätzung des Ereigniswasseranteils

Am Pegel WI wurde die elektrische Leitfähigkeit des Abflusses als Summenparameter aller gelöster Ionen kontinuierlich gemessen. Die Leitfähigkeitsmessungen am Pegel WI zeigen einen deutlichen Jahresgang mit Werten zwischen $390 \mu\text{S cm}^{-1}$ im Spätsommer und $40 \mu\text{S cm}^{-1}$ im März. Der Mittelwert für die dreijährige Messreihe beträgt $220 \mu\text{S cm}^{-1}$.

Die Abnahme der Leitfähigkeit während eines Abflussereignisses resultiert aus der Verdünnung des Wassers durch Niederschlagswasser. Mittels einer Mischungsgleichung lässt sich der Anteil des Ereigniswassers berechnen (Kapitel 4.3.4). In den Abbildungen 5.4 bis 5.6 ist in der jeweils unteren Grafik die Zeitreihe der elektrischen Leitfähigkeit und in der mittleren Grafik der berechnete Ereigniswasserabfluss dargestellt. Infolge der Wolkenbruchereignisse im Mai 2008 sinkt die Leitfähigkeit abrupt um etwa $20 \mu S cm^{-1}$ ab und steigt danach innerhalb weniger Stunden wieder an. Der Ereigniswasseranteil ist während der Durchflussscheitel mit 10 % sehr gering. Die Scheitelabflüsse sind jedoch relativ niedrig. Zudem ist davon auszugehen, dass sich die Leitfähigkeit des Niederschlagswasser durch das Abwaschen der Depositionen auf den trockenen Oberflächen auf Werte über $30 \mu S cm^{-1}$ erhöht. Dies ist vermutlich auch der Grund warum das Leitfähigkeitsminimum 10 bis 40 Minuten später als der Scheitelabfluss auftritt.

Während des Dauerregenereignisses im Dezember 2008 (Abbildung 5.5) sinkt die Leitfähigkeit mit Niederschlagsbeginn zunächst wenig, nach den länger andauernden und intensivsten Niederschlägen jedoch abrupt um etwa $60 \mu S cm^{-1}$ ab. Der plötzliche und starke Leitfähigkeitsabfall erfolgt zeitgleich mit dem steilen Abflussanstieg an den Pegeln, der absolut niedrigste Leitfähigkeitswert wird jedoch erst fünf Stunden nach dem Abflussscheitel am Pegel WI erreicht. Der Ereigniswasseranteil beträgt während des Abflussscheitels 50 %, im abfallenden Ast etwa 60 %. Die Leitfähigkeit steigt trotz eines stark steigenden Quellzuflusses nach Niederschlagsende nur sehr leicht an.

Während der zwei relativ hohen Abflussereignisse im März 2008 (Abbildung 5.6) tritt der niedrigste Leitfähigkeitswert schon zwei Stunden (01. März) bzw. vier Stunden (12. März) nach dem Scheiteldurchfluss auf. Der Ereigniswasseranteil ist für diese beiden Ereignisse mit etwa 70 % sehr hoch. Die Leitfähigkeit bleibt nach Niederschlagsende noch lange auf niedrigem Niveau, woraus sich einen andauernden Zustrom von Ereigniswasser schließen lässt.

5.2. Zusammenhang zwischen Spatial-TDR-Signaländerung und Abflussreaktion

5.2.1. Vergleich und Bewertung der Spatial-TDR-Messreihen

Nach der Auswahl und Plausibilisierung der Spatial-TDR-Messreihen (Kapitel 4.2.4) wurde eine Verhaltensbeschreibung der jeweiligen Messstandorte vorgenommen (Tabelle 5.5). Zudem wurde für jede Sonde der Korrelationskoeffizient r für die Messreihen in 12 cm Tiefe (Oberboden OB) und 45 cm Tiefe (Unterboden UB) berechnet sowie der nasseste Zustand im gesamten Messzeitraum identifiziert. Die Reaktion auf Niederschlag wird als *direkt* bezeichnet, wenn es kurz nach Niederschlagsbeginn und auch schon bei geringer Vorfeuchte zu einer Signaländerung kommt. Eine *träge* Reaktion zeichnet sich durch eine verzögerte Feuchtezunahme über die Tiefe und eine Abhängigkeit von der Vorfeuchte aus. Ist das Gedächtnis eines Standortes *hoch*, so trocknet dieser sehr langsam aus, d.h. das Signal liegt nach einem Niederschlagsereignis mehrere Wochen unter dem Vorereigniswert. Bei einem *geringen* Gedächtnis erreicht das Signal hingegen sehr wenige Stunden nach Niederschlagsende wieder den Vorereigniswert.

Tabelle 5.5.: Verhalten und Kennwerte der Sondenstandorte (r : Korrelationskoeffizient, Oberbodentiefe OB: 12 cm, Unterbodentiefe UB: 45 cm). Für den nassesten Zustand sind jeweils das Datum und der *Spatial-TDR-Wert* angegeben. Genauer ausgewertete Sonden sind fett markiert.

Sonde	Reaktion	Gedächtnis	r (OB-UB)	Nassest. Zust. OB	Nassest. Zust. UB
A01	direkt	gering	0.57	14.05.2009: <i>0.039</i>	22.05.2008: <i>0.017</i>
A02	direkt	—	0.04	26.04.2008: <i>0.089</i>	10.04.2009: <i>-0.015</i>
A05	direkt	mittel-hoch	0.95	14.05.2009: <i>0.045</i>	08.06.2008: <i>-0.006</i>
A06	direkt	mittel-hoch	0.85	22.04.2008: <i>0.03</i>	08.06.2008: <i>-0.026</i>
A08	träge	sehr hoch	0.70	18.04.2009: <i>0.022</i>	20.01.2007: <i>0.000</i>
A09	träge	hoch	0.83	20.01.2007: <i>-0.003</i>	20.01.2007: <i>0.011</i>
A10	direkt	gering	0.21	20.01.2007: <i>0.003</i>	09.12.2008: <i>0.017</i>
A11	direkt	mittel	0.73	20.01.2007: <i>0.040</i>	20.01.2007: <i>0.011</i>
A12	—	hoch	0.66	20.01.2007: <i>-0.001</i>	20.01.2007: <i>0.012</i>
A14	direkt	sehr gering	0.29	06.12.2008: <i>0.025</i>	17.12.2008: <i>0.030</i>

Alle Sonden außer A08, A09 und A12 reagieren direkt auf Niederschlag, wobei die Austrocknung bei den Sonden A02, A05, A06 und A11 langsamer erfolgt. Die Sonden A08 und A09 wurden aufgrund der sehr verzögerten Bodenfeuchtedynamik des Unterbodens als träge mit hohem Gedächtnis charakterisiert.

Die Korrelationskoeffizienten für die Messreihen in 12 cm und 45 cm Tiefe sind für die Sonde A02 am kleinsten (Tabelle 5.5). Für diese Sonde ist zeitweise eine gegenläufige

Entwicklung der Bodenfeuchte zu beobachten. Trocknet der Oberboden nach einem Niederschlagsereignis bereits aus, so wird der Unterboden noch feuchter. Umgekehrt wurde der Oberboden im Herbst feuchter, der Unterboden trocknete aber weiterhin aus. Der Zusammenhang zwischen Ober- und Unterboden ist auch für die Sonden A10 und A14 gering, da an diesen Standorten der Unterboden deutlich schwächer bzw. später auf Niederschlag reagiert.

Die nassesten Zustände wurden im Winter 2007 während eines großen Niederschlagsereignisses, im April 2008 nach einem sehr nassen März 2008, im Mai 2008 während eines Gewitters, im Dezember 2008 während eines Dauerregens, im März 2009 während eines Dauerregens und im Mai 2009 während eines Gewitters gemessen.

Neben der Korrelation der Messreihen in unterschiedlichen Tiefen wurde die Korrelation der Sonden untereinander untersucht. Für vier Sondenpaare wurde visuell und statistisch eine sehr ähnliche Dynamik über die Zeit und die Tiefe beobachtet. Die Messreihen der Sondenpaare A05/A06, A08/A09, A11/A12 und A10/A14 weisen in gleichen Tiefen Korrelationskoeffizienten über 0.70 auf. Aufgrund dieser Redundanz wird im Folgenden jeweils nur eine Sonde dieser Paare dargestellt. Folglich reduziert sich die Anzahl der genauer ausgewerteten Sonden von insgesamt 13 auf sechs (A01, A02, A06, A08, A11 und A14).

Für nahezu alle Spatial-TDR-Sonden, insbesondere für die Sonden A01 und A02 treten während Austrocknungsphasen Tagesschwankungen der Bodenfeuchte auf. Diese könnten durch die Transpiration der Vegetation, die Entstehung von Trockenrissen oder den Temperatureinfluss auf die TDR-Messung begründet sein, wurden in der vorliegenden Arbeit jedoch nicht genauer analysiert.

Ein Vergleich der Messreihen kann über den gesamten dreijährigen Messzeitraum nur unter Vorbehalt erfolgen. Wie in Abbildung 5.8 zu sehen und in Kapitel 4.2.3 beschrieben überlappen sich die Messzeitspannen der Clusterstandorte „Wiese“ und „Tal“ nur für etwa ein Dreivierteljahr (September 2008 bis Mai 2009). Zudem sind die Messreihen einzelner Sonden am Standort „Wiese“ wegen des vorübergehenden Sondenausbaus im Sommer 2007 nicht homogen.

5.2.2. Überblick über gesamten Bodenfeuchte-Messzeitraum

Insgesamt haben während vier Abflussereignissen die Spatial-TDR-Messsysteme sowohl am Standort „Tal“ als auch am Standort „Wiese“ lückenlos funktioniert. Am Standort „Wiese“ konnte die Bodenwasserdynamik während zwölf Abflussereignissen erfasst werden (Tabelle B.2 im Anhang), wovon vier Ereignisse in den Monaten November bis März wegen Strommangel zahlreiche Messlücken aufweisen. Für den Standort „Tal“ liegen Spatial-TDR-Messungen während zehn Abflussereignissen vor, drei davon mit beträchtlichen Messlücken.

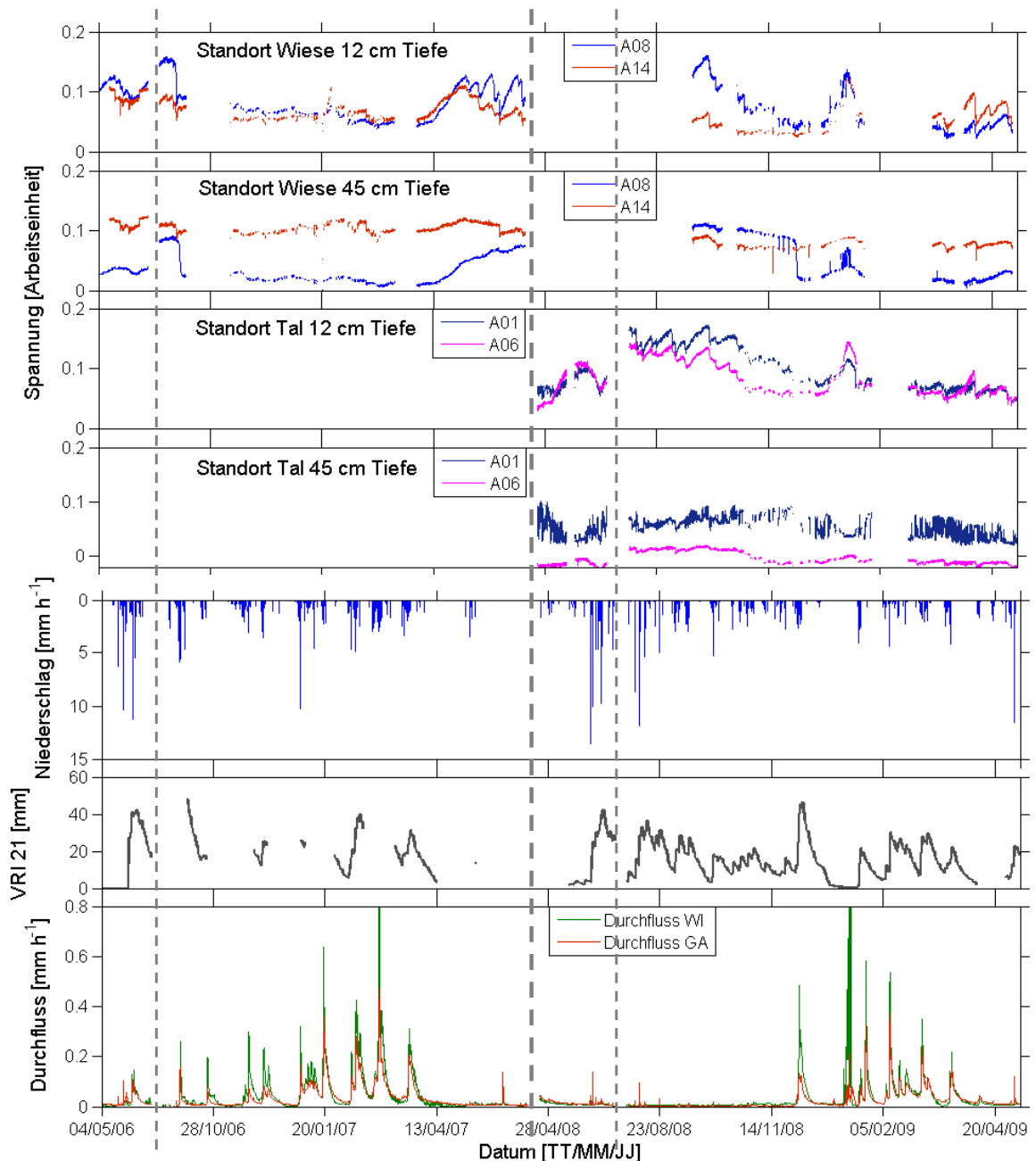


Abbildung 5.8.: Bodenfeuchtedynamik an den Clusterstandorten „Wiese“ und „Tal“ für jeweils zwei Sonden und jeweils zwei Tiefen (12 und 45 cm) im Vergleich zum Niederschlag, dem Vorregenindex VRI_{21} und dem Durchfluss an zwei Pegeln. Gestrichelte Linien: größere Datenlücken.

Abbildung 5.8 zeigt die Bodenfeuchtedynamik über den gesamten Messzeitraum (Mai 2006 bis Mai 2009) exemplarisch für die vier Sonden A01, A06, A08 und A14. Die teilweise intensiven Sommerniederschläge sind in den Bodenfeuchtemessreihen des Oberbodens an den sprunghaften und insbesondere für die Sonde A01 starken Spannungsabfällen deutlich erkennbar. Für Sonde A14 und sehr schwach für Sonde A06 ist eine direkte Reaktion auf Starkniederschläge auch im Unterboden zu sehen. Sonde A01 zeigt starke Signalschwankungen im Unterboden, die in dieser grafischen Auflösung den Einfluss

durch Niederschläge überdecken. Sonde A08 zeigt für den Unterboden ein quasi bivalentes Verhalten. Im Oktober 2006 und im Dezember 2008 sinkt das Signal aufgrund langer Dauerregenereignisse sprunghaft ab. Dies ist vermutlich, wie auch in Abbildung 5.13, S. 86, gezeigt und in Kapitel 6.2.2 diskutiert, auf den Beginn eines tieferen unterirdischen Abfluss zurückzuführen. Das Signal sinkt über den Winter 2006/07 weiter ab und erreicht während des insgesamt zweithöchsten Durchflusspeaks Anfang März 2007 ein Minimum. Im Dezember 2008 ist ein ähnliches Verhalten zu beobachten. Hier werden die Standorte der Sonden A01, A06 und A14 bereits durch die Novemberrniederschläge nasser, der Unterboden bei Sonde A08 zeigt eine starke Feuchtezunahme jedoch erst nach mehrere Tage anhaltenden Niederschlägen Anfang Dezember 2008. Erst dann ist auch eine deutlich stärkere Reaktion in den Abflussganglinien zu erkennen.

Im Anhang in den Abbildungen A.5 ff ist ein Messzeitraum dargestellt, in dem für alle Sonden Messreihen vorliegen und in dem zwei Abflussereignisse stattfanden, ein Ereignis mit länger andauerndem Niederschlag (18.04.2009) und ein Wolkenbruchereignis (14.05.2009).

5.2.3. Wolkenbruchereignisse im Mai 2006, 2008 und 2009 (Standorte „Tal“ und „Wiese“)

Bei der Betrachtung und Interpretation der nachfolgenden Abbildungen (Abbildungen 5.9 bis 5.18) müssen vier Tatsachen unbedingt berücksichtigt werden: (i) in der obersten Grafik sind die Rohdaten der Spatial-TDR-Messung, d.h. die Spannung dargestellt. Eine Spannungsabnahme entspricht einer Bodenfeuchtezunahme. (ii) Die normierten Spatial-TDR-Werte (zweitoberste Grafik) wurden über die Zeit und nicht über die Tiefe normiert (Kapitel 4.8), womit die Werte jeder Tiefen-Zeitreihe zwischen 0 (relativ nass) und 1 (relativ trocken) liegen. Die Unterschiede zwischen den verschiedenen Bodentiefen können dadurch jedoch verzerrt werden. Theoretisch könnte für einen über die gesamte Tiefe gleich nassen Boden in der Grafik Unterschiede zwischen Ober- und Unterboden dargestellt sein. (iii) Beim Vergleich der Abbildungen untereinander ist zu beachten, dass der während dieses Darstellungsausschnitts niedrigste normierte Bodenfeuchtwert dunkel und der höchste hell ist. Diese darstellungsbedingte erneute Normierung über den gesamten Wertebereich eines Zeitausschnitts wurde als sinnvoll erachtet, um die Bodenfeuchtedynamik für ein bestimmtes Ereignis besser erkennbar zu machen. Ein direkter Vergleich unterschiedlicher Ereignisse ist dadurch jedoch schwierig. (iv) Die Wahl der Farbskala beeinflusst die Interpretation einer Grafik. Darstellungen mit mehreren Farben können eine visuelle Gruppierung der Werte durch Farbübergänge zur Folge haben. Von einer Darstellung mit einer linearen Farbskala (z.B. Grauwerte) wurde jedoch abgesehen, da damit die Unterscheidungsmöglichkeit im Detail weniger gegeben ist. Aufgrund der hier geschilderten Tatsachen sollte die Interpretation der normierten Bodenfeuchtedarstellungen immer unter Berücksichtigung der in der obersten Grafik abgebildeten Absolutwerte erfolgen.

Während einiger Wolkenbruchereignisse mit maximalen Niederschlagsintensitäten über $5 \text{ mm } 30 \text{ min}^{-1}$ wurden kontinuierlich Spatial-TDR-Messungen durchgeführt (Abbildungen 5.9 bis 5.12). Für diese Ereignisse treten die maximalen Durchflüsse am Pegel GA innerhalb einer Stunde nach dem Niederschlagsschwerpunkt auf. Der Durchfluss am Pegel WI steigt hingegen lediglich bei einer hohen Vorfeuchte an (28. Mai 2006, $VRI21 = 31 \text{ mm}$) und erreicht das Maximum 14 Stunden verzögert (z.B. Abbildung 5.11. Bei nassen Ausgangsbedingungen (Mai 2006) beträgt der Ereignisabflusskoeffizient 13 % (Pegel GA) bzw. 17 % (Pegel WI). Die Abflusskoeffizienten für die Ereignisse im Mai 2008 und Mai 2009 liegen für den Pegel GA unter 5 % und für den Pegel WI unter 0.5 %.

Für das Ereignis am 14. Mai 2009 liegen für beide Spatial-TDR-Cluster Messwerte vor. Da die Unterschiede für die verschiedenen Sonden nicht groß sind, wird die Bodenfeuchtedynamik im Folgenden lediglich für Sonde A02, A06, A08 und A14 diskutiert.

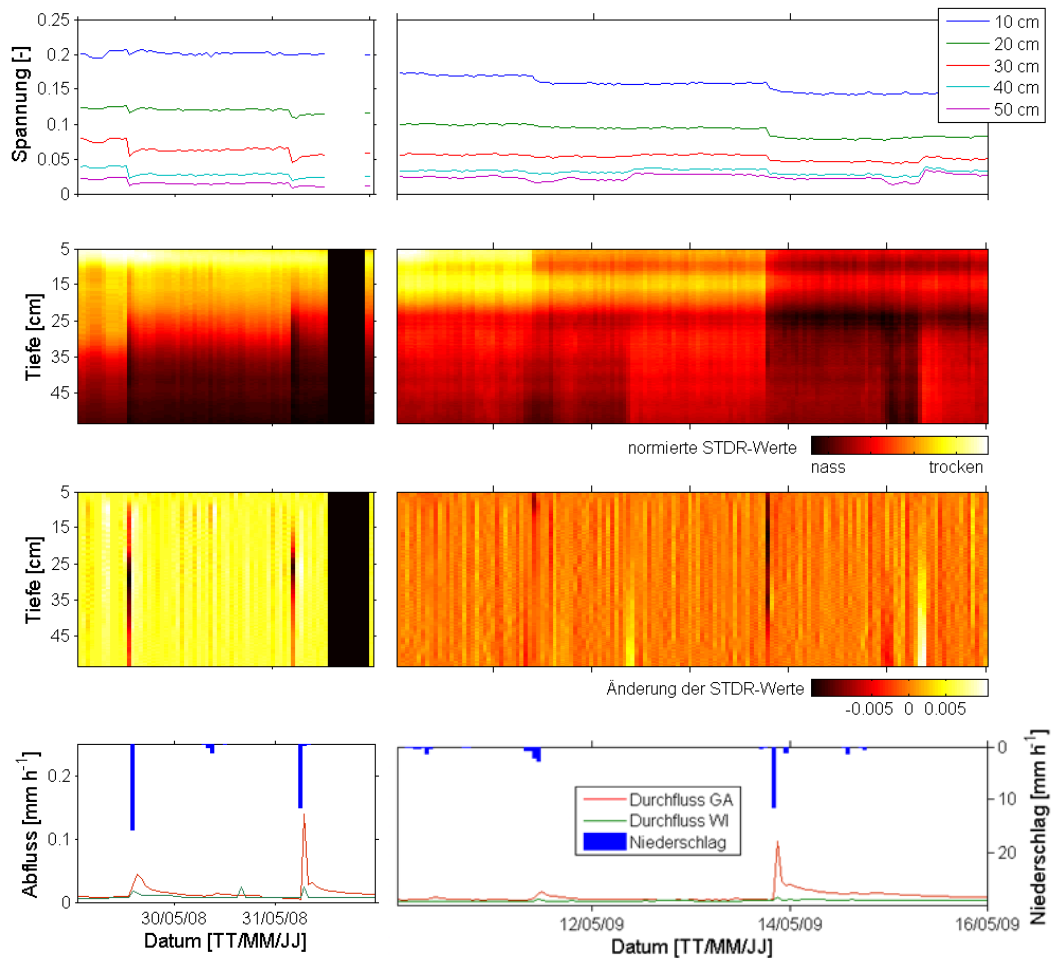


Abbildung 5.9.: Bodenfeuchtedynamik während Wolkenbruchereignissen im Mai 2008 und Mai 2009 für die Sonde A02 (Standort „Tal“).

Für die Sonde A02 (Abbildung 5.9) bewirken die Wolkenbrüche eine direkte Zunahme der Bodenfeuchte insbesondere zwischen 20 und 40 cm Tiefe. Für die Ereignisse im Mai 2008 ist in den obersten 10 cm eine sehr geringe, in den unteren 50 cm eine deutlich erkennbare Feuchtezunahme zu beobachten. Im Mai 2009 ist es genau umgekehrt. Hier ist für den Untergrund am 12. Mai und am 15. Mai jeweils am Nachmittag eine deutliche Feuchteabnahme vermutlich infolge der Transpiration der Bäume zu erkennen. Für beide Ereignisse hält die Feuchtezunahme in den meisten Tiefen längere Zeit an.

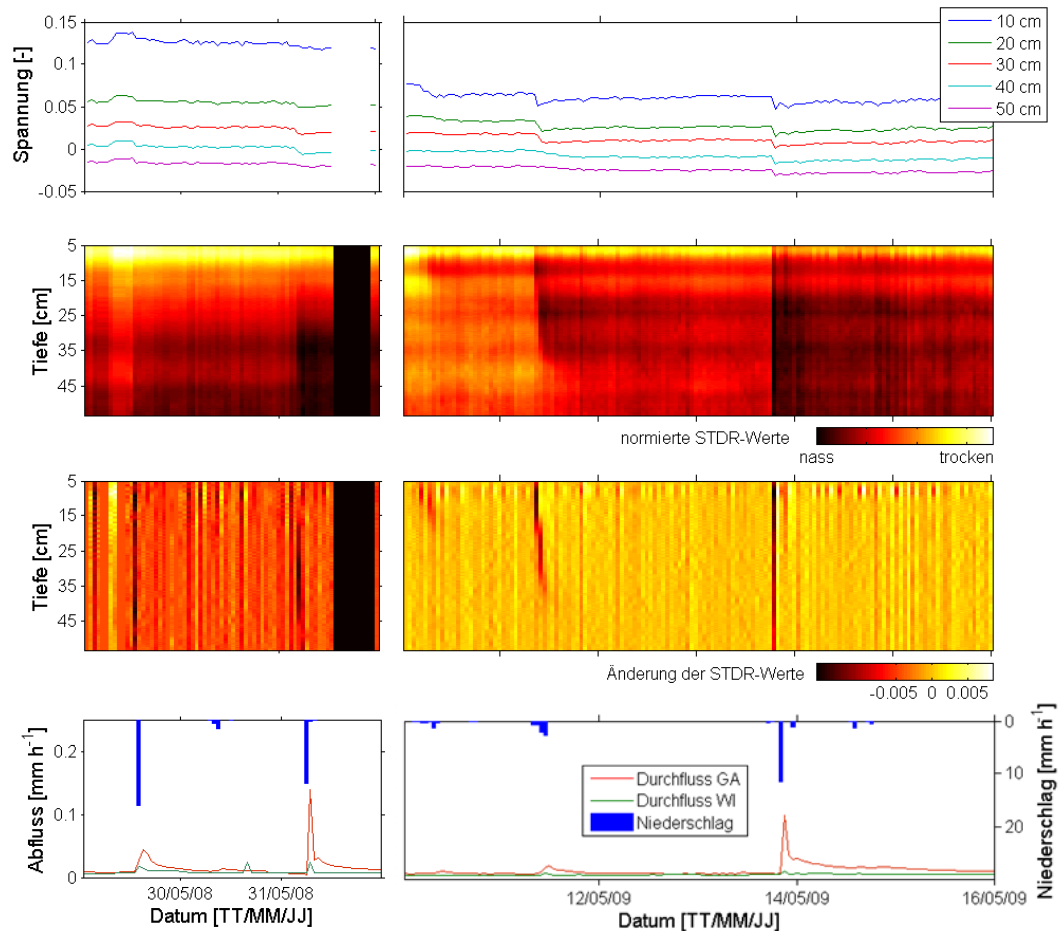


Abbildung 5.10.: Bodenfeuchtedynamik während Wolkenbruchereignissen im Mai 2008 und Mai 2009 für die Sonde A06 (Standort „Tal“).

Der Boden um Sonde A06 (Abbildung 5.10) wird unmittelbar nach den Wolkenbrüchen über die gesamte Tiefe nasser. Diese Aufwechtung hält besonders im Unterboden längere Zeit an. Das kleinere aber länger dauernde Niederschlagsereignis am 11. Mai 2009 bewirkt eine nach unten hin verzögerte und schwächer werdende Bodenfeuchtezunahme.

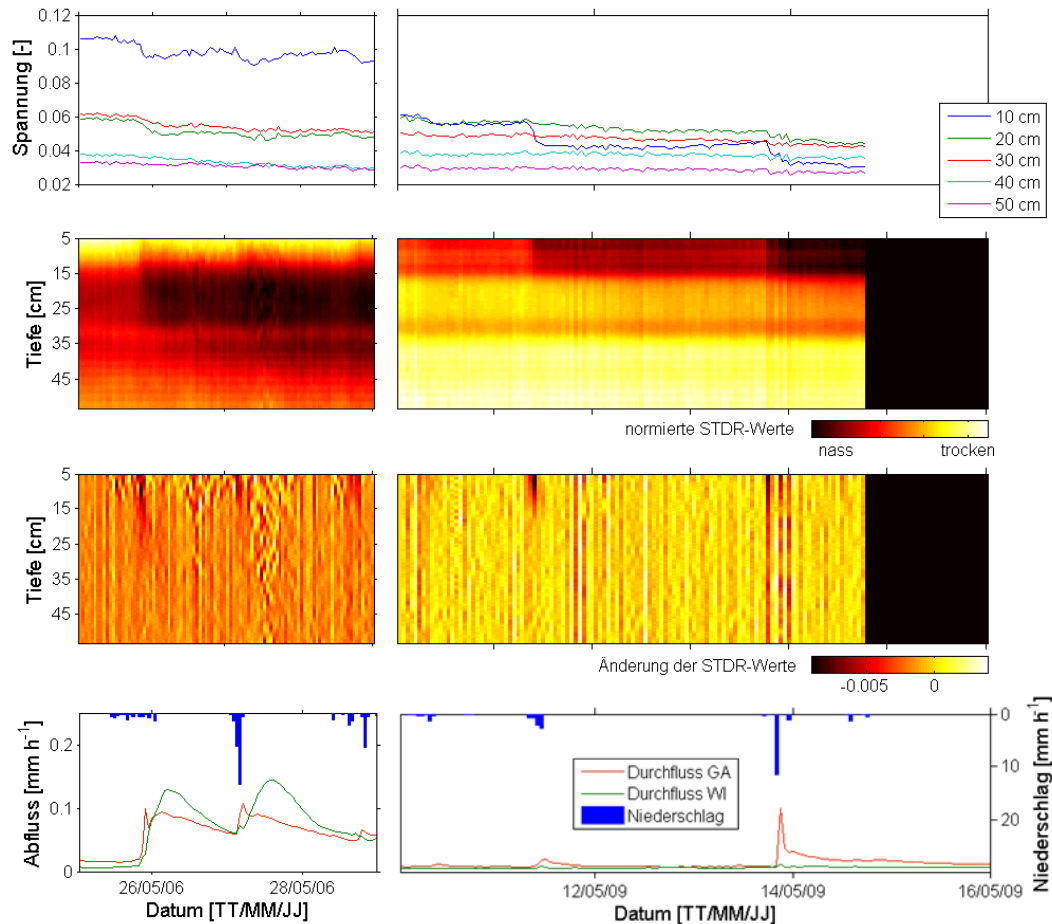


Abbildung 5.11.: Bodenfeuchtedynamik während Wolkenbruchereignissen im Mai 2006 und Mai 2009 für die Sonde A08 (Standort „Wiese“).

Am Waldstandort der Sonde A08 (Abbildung 5.10) werden während der Wolkenbrüche lediglich die obersten 20 cm deutlich nasser. Die Bodenfeuchte ist in den Tiefen 30 und 50 cm für den Mai 2006 und Mai 2009 ähnlich, der Oberboden ist im Mai 2006 deutlich trockener, eventuell verursacht durch mangelnden Bodenkontakt der Sondenstäbe. Für beide Zeitspannen ist der trockenere Bereich in etwa 35 cm Tiefe zu erkennen. Unterhalb dieses Bereichs wird der Boden langsam aber kontinuierlich nasser, besonders gut erkennbar im Mai 2006.

Die Sonde A14 (Abbildung 5.12) reagiert sehr direkt auf Niederschlag. Die abrupte Bodenfeuchtezunahme reicht zumindest bei höheren Niederschlagsintensitäten bis in eine Tiefe von mindestens 50 cm. Die Austrocknung erfolgt im Mai 2009 verzögerter als im Mai 2006.

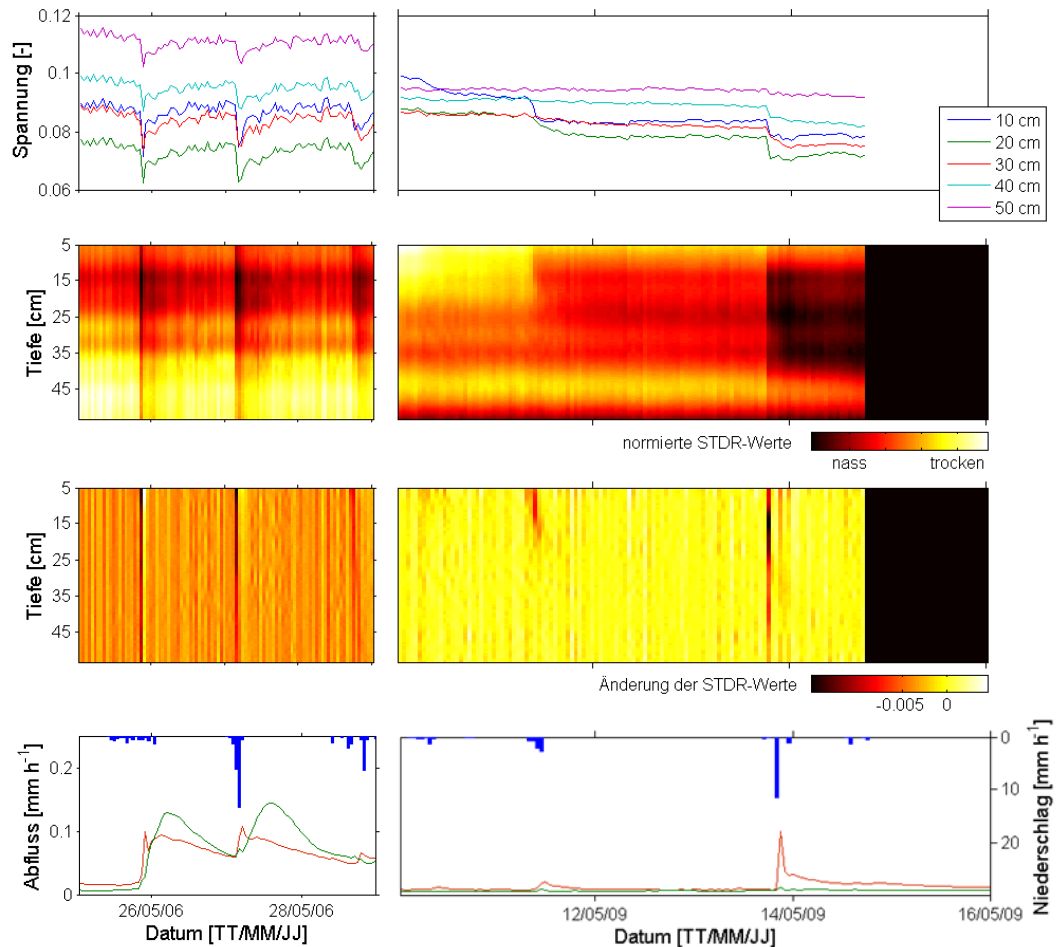


Abbildung 5.12.: Bodenfeuchtedynamik während Wolkenbruchereignissen im Mai 2006 und Mai 2009 für die Sonde A14 (Standort „Wiese“).

5.2.4. Dauerregenereignis im Oktober 2006 (Standort „Wiese“)

Am 02. und 03. Oktober 2006 fielen in 31 Stunden 59 mm Niederschlag (Abbildung 5.13) mit einer maximalen Intensität von $5.8 \text{ mm } 30 \text{ min}^{-1}$. Die maximalen Durchflüsse traten am Pegel GA 12 Stunden, am Pegel WI 19 Stunden nach dem Niederschlagsschwerpunkt auf. Die Abflusskoeffizienten am Pegel GA und WI betragen 7.5 % bzw. 13 %. Der Vorregenindex VRI21 ist wegen eines Starkregens im September hoch (29 mm). Aufgrund der Jahreszeit und des niedrigen Vorereignisabflusses ist die Gebietsvorfeuchte jedoch als mittel bis niedrig einzustufen. Weitere Ereigniskennwerte sind in Tabelle B.2 im Anhang enthalten (Ereignis Nr. 28). Das Ereignis liegt innerhalb des erfassten Datensatzes hinsichtlich des Scheiteldurchflusses am Pegel GA an 18. Stelle, hinsichtlich der Niederschlagsmenge an dritter Stelle. Es kann als repräsentativ für Dauerregenereignisse mit niedriger bis mittlerer Vorfeuchte gesehen werden.

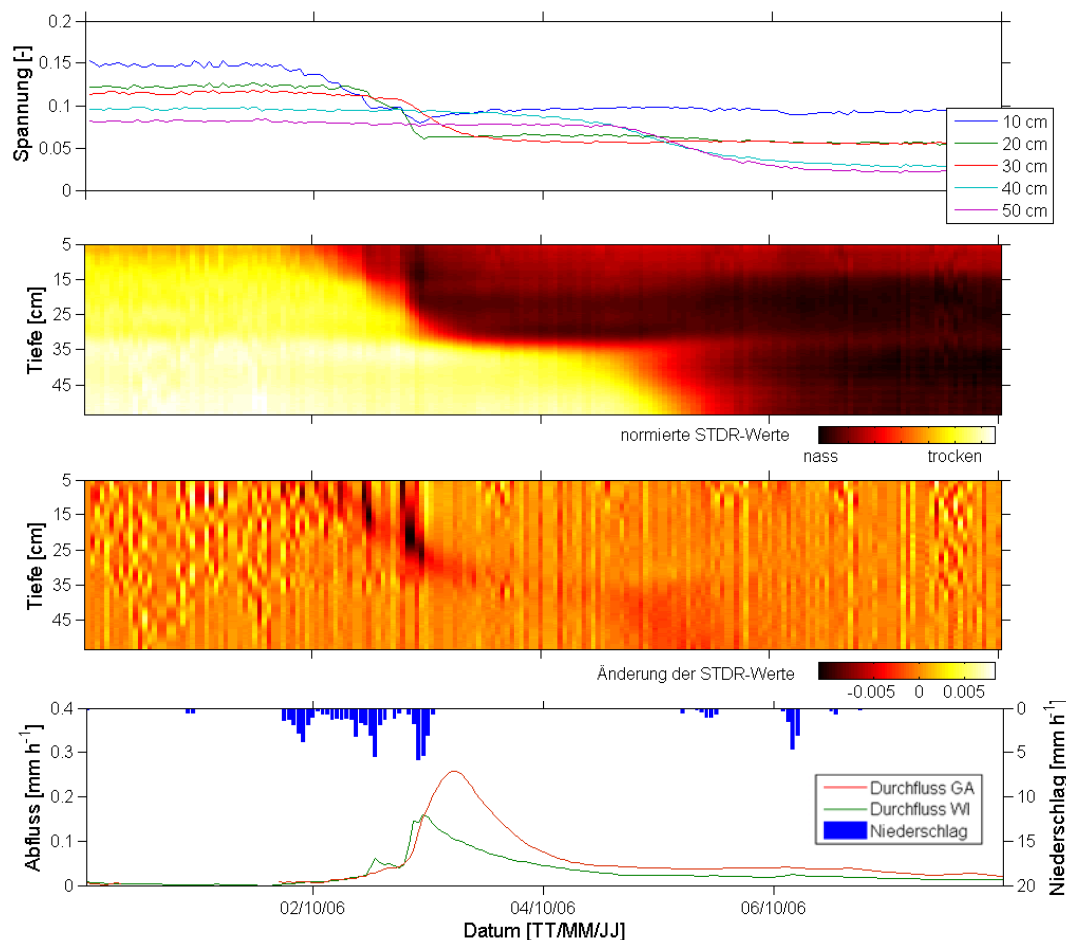


Abbildung 5.13.: Bodenfeuchtedynamik während des Dauerregenereignisses im Oktober 2006 für die Sonde A08 (Standort „Wiese“).

Der Standort A08 reagiert relativ träge aber stark und lang anhaltend auf Niederschlag (Abbildung 5.13). Während der Oberboden (0 bis 35 cm) während des gesamten Niederschlagsereignisses kontinuierlich nasser wird, nimmt die Bodenfeuchte im Unterboden (35 bis 55 cm) erst 38 Stunden nach Niederschlagsende und 33 Stunden nach dem Durchflusspeak am Pegel WI zu. Insbesondere diese Verzögerung im Unterboden, aber auch die konstant hohe Bodenfeuchte im gesamten Bodenprofil deuten darauf hin, dass an diesem Standort unterirdische Fließprozesse beobachtet wurden. Die verzögerte Bodenfeuchtezunahme im Untergrund bewirkt keine erkennbare Durchflusszunahme an den Pegeln. Die größten Änderungen der Bodenfeuchte treten im Oberboden kurz vor dem Durchflusspeak am Pegel GA auf. Der Bereich der größten Änderung wandert während der höchsten Niederschläge tiefer. Dies deutet auf Infiltrationsprozesse hin. Dieser Standort scheint ein gutes Gedächtnis hinsichtlich hoher Niederschläge zu haben. Der Feuchtezustand im Untergrund kann als Indiz für den Füllungsgrad der tieferen Speicher gesehen werden.

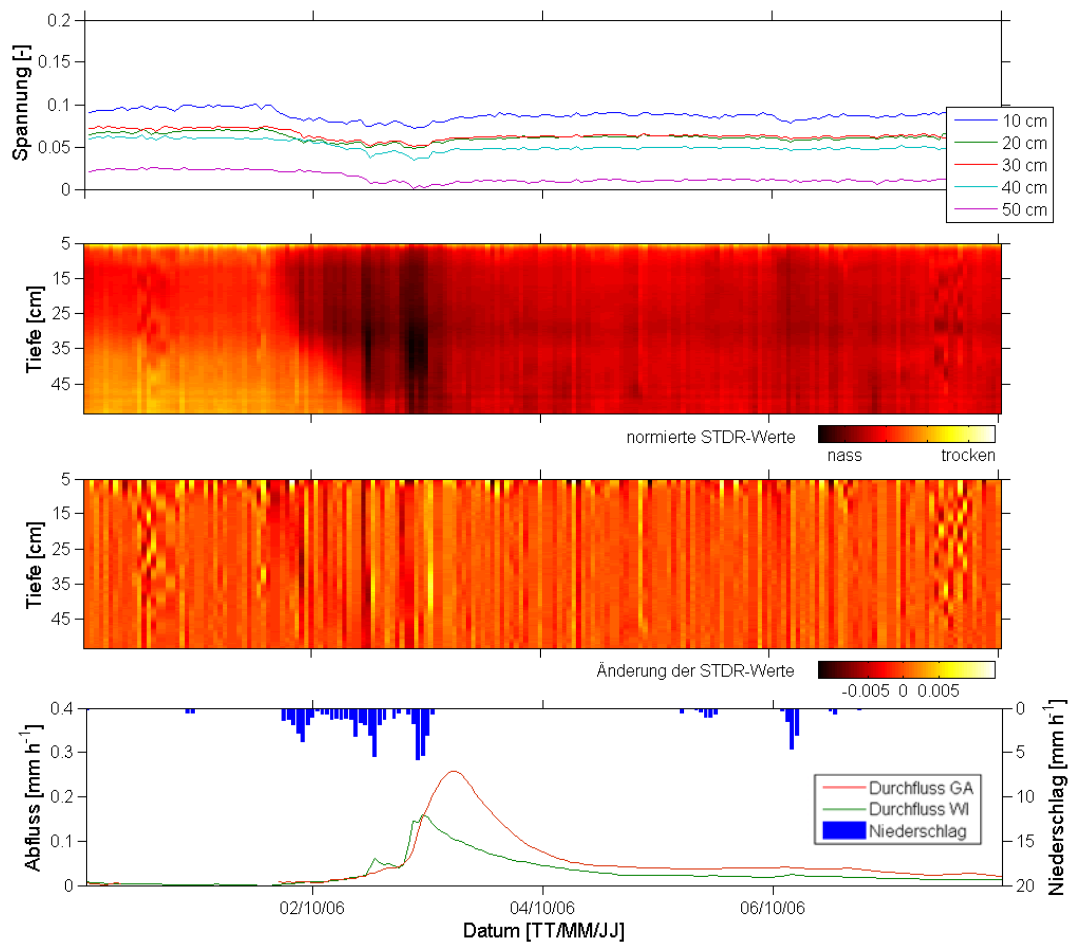


Abbildung 5.14.: Bodenfeuchtedynamik während des Dauerregenereignisses im Oktober 2006 für die Sonde A11 (Standort „Wiese“).

Der Standort A11 reagiert träge und schwach auf Niederschläge (Abbildung 5.14). Die Bodenfeuchte ist während des gesamten Niederschlagsereignisses höher und nimmt nach Niederschlagsende wieder ab. Die Reaktion ist im Unterboden (30 bis 55 cm) verzögert, die Differenz zwischen den Zuständen vor und nach dem Ereignis sind hier jedoch größer als im Oberboden. Die Bodenfeuchteänderungen sind für dieses Ereignis sehr klein und kaum vom Signalrauschen zu unterscheiden.

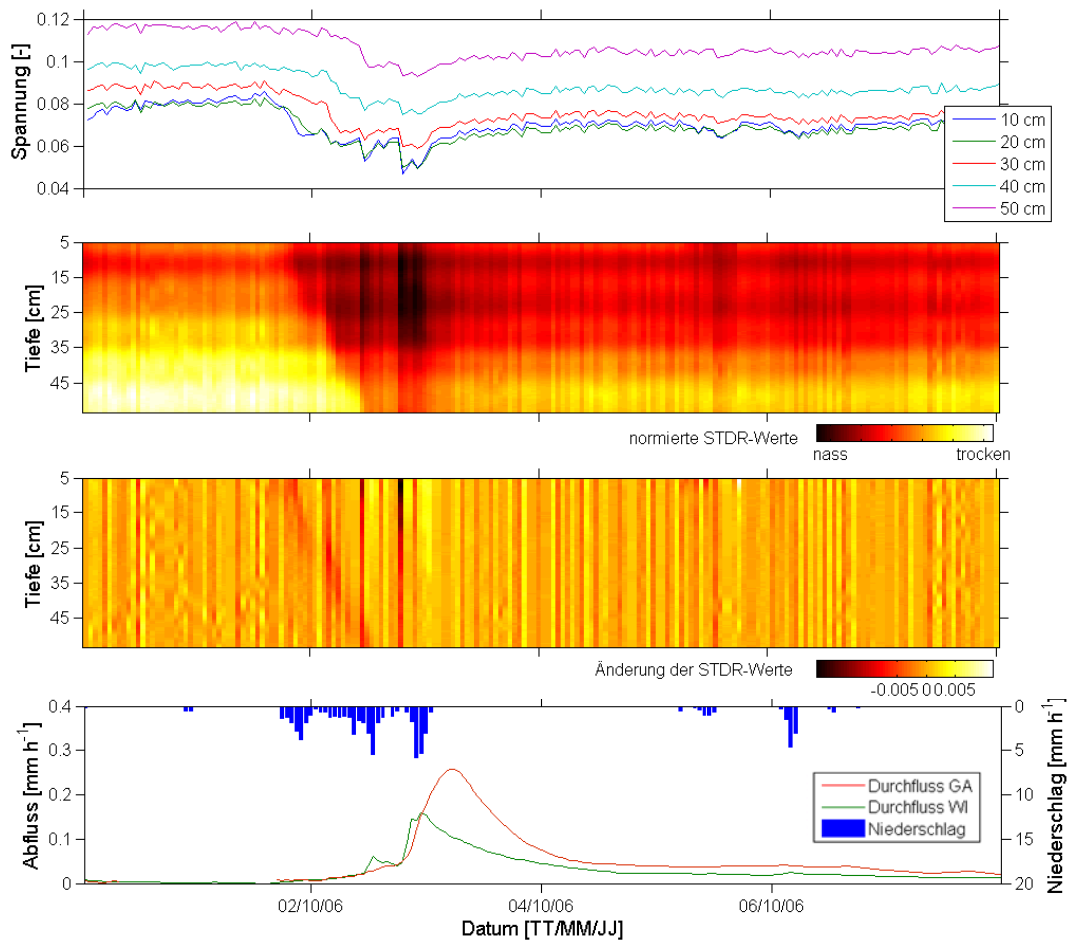


Abbildung 5.15.: Bodenfeuchtedynamik während des Dauerregenereignisses im Oktober 2006 für die Sonde A14 (Standort „Wiese“).

Der Standort A14 reagiert sehr direkt auf Niederschlag, wobei der Bereich der sprunghaften Bodenfeuchtezunahme mit zunehmendem Niederschlag tiefer reicht (Abbildung 5.15). Die Bodenfeuchtedynamik spiegelt die Niederschlagsdynamik wider. Sie ist während der höchsten Niederschläge am höchsten und nimmt direkt danach wieder ab. Der Bereich der größten Feuchteänderung verlagert sich nach Niederschlagsbeginn stetig tiefer (zweitunterste Grafik in Abbildung 5.15). Bei einer höheren Feuchte und hohen Niederschlagsintensitäten erfolgt kurz vor dem maximalen Durchfluss am Pegel GA eine starke Bodenfeuchteänderung über das gesamte Profil. In diesem Zustand könnte der Makroporenfluss aktiviert worden sein. Dieser Standort könnte den Übergang zwischen Matrix- zu Makroporenfluss darstellen. Zudem scheint er durch die hohe hydraulische Leitfähigkeit geeignet auch noch während sehr nasser Zustände eine Bodenfeuchtzunahme anzuzeigen und damit auf eine Hochwassergefahr hinzuweisen.

5.2.5. Dauerregenereignis bei sehr hoher Vorfeuchte im Feb/März 2007 (Standort „Wiese“)

Zwischen dem 24. Februar und 01. März 2007 fielen 61 mm Niederschlag mit einer maximalen Intensität von $2.4 \text{ mm } 30 \text{ min}^{-1}$ (Abbildung 5.16). Die maximalen Durchflüsse an den Pegeln GA und WI traten 28 bzw. 24 Stunden nach dem Niederschlagsschwerpunkt auf. Die Abflusskoeffizienten betragen 50 % bzw. 87 %. Aufgrund der Jahreszeit ist die Gebietsvorfeuchte als hoch einzustufen, der Vorregenindex VRI21 von 16 mm ist jedoch relativ niedrig. Weitere Ereigniskennwerte sind in Tabelle B.3 zu entnehmen (Ereignis Nr. 37). Das Ereignis liegt hinsichtlich des Scheiteldurchflusses am Pegel GA an zweiter Stelle, hinsichtlich der Niederschlagsmenge an siebter Stelle. Es kann als repräsentativ für Dauerregenereignisse bei hoher Vorfeuchte gesehen werden.

Die Bodenfeuchtemessungen weisen zahlreiche Messlücken auf, die durch die mangelnde Stromversorgung in strahlungsarmen Stunden begründet sind. Kurz nach dem Durchflusspeak am Pegel GA konnte immerhin eine Messung durchgeführt und damit ein sehr nasser Zustand erfasst werden. Die Messlücken werden zahlreicher je höher die Sondennummer ist, da der Multiplexer, an dem die Sonden in aufsteigender Reihenfolge geschaltet werden, bei zu geringer Spannung nicht mehr bis zur letzten Sonde umschaltet.

Die während dieses Ereignisses erfassten maximalen Bodenfeuchtwerte liegen sehr nahe an den Maximalwerten im gesamten Bodenfeuchtedatensatz 2006/2007. Letztere traten für alle Sonden während des sechsthöchsten Abflussereignisses am 20. Januar 2007 auf. In dieser Zeit waren die Messlücken jedoch sehr groß.

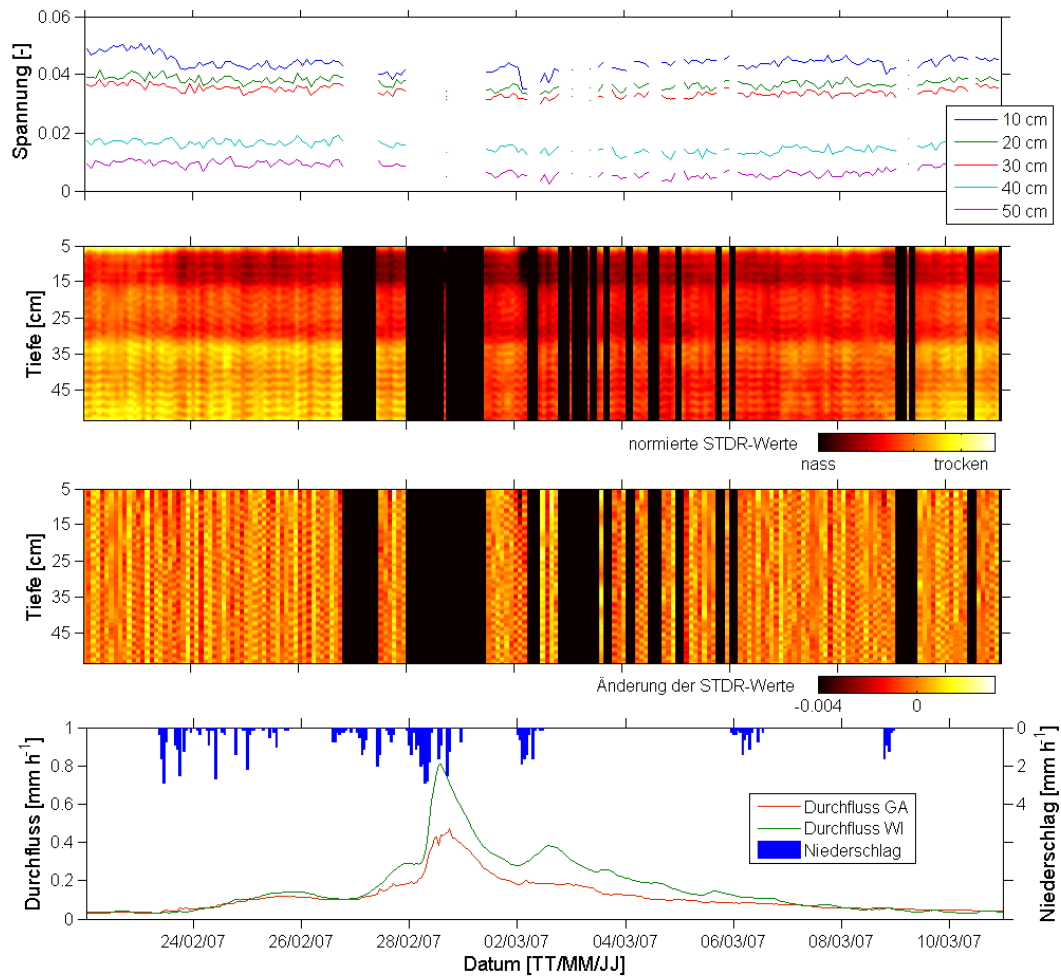


Abbildung 5.16.: Bodenfeuchtedynamik während eines Ereignisses mit sehr hoher Vorfeuchte für die Sonde A08 (Standort „Wiese“).

Der Standort A08 ist während dieses Ereignisses dauerhaft sehr nass (Abbildung 5.16). Im Oberboden (8 bis 15 cm) wird während des Durchflusspeaks der absolut nasseste Zustand der gesamten Messreihe 2006/07 erreicht. Zwischen 15 und 35 cm Tiefe sind die Änderungen der Bodenfeuchte nur sehr gering. Die höchsten Bodenfeuchtwerte werden wie erst beim erneuten Einsetzen des Niederschlags am 02. März gemessen. Im Unterboden (35 bis 55 cm) nimmt die Bodenfeuchte erst zum Zeitpunkt des Durchflusspeaks zu. Der nasseste Bodenfeuchtezustand wird auch hier erst am 02. März erreicht. Da die Bodenfeuchteänderungen während dieses Ereignisses insgesamt sehr gering sind ist anzunehmen, dass sich der Boden nahe des gesättigten Zustands befindet.

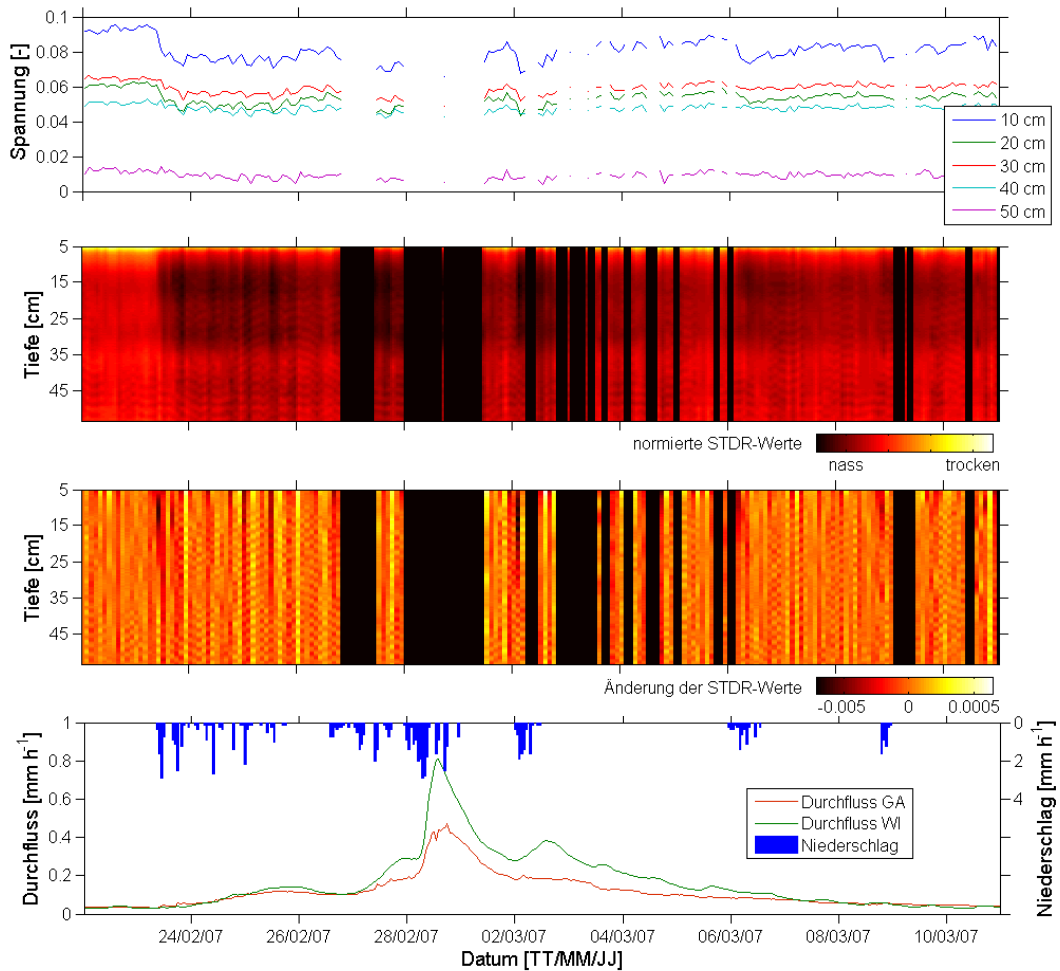


Abbildung 5.17.: Bodenfeuchtedynamik während eines Ereignisses mit sehr hoher Vorfeuchte für die Sonde A11 (Standort „Wiese“).

Am Standort A11 nimmt die Bodenfeuchte direkt mit Einsatz des Niederschlags am 24. Februar im Oberboden (bis etwa 35 cm Tiefe) deutlich, im Unterboden nur schwach zu (Abbildung 5.17). Nachfolgend sind die Änderungen der Bodenfeuchte lediglich im Oberboden deutlich zu erkennen. Der Unterboden scheint nahe der Sättigung zu sein. Während des sehr nassen Zustands kurz nach dem Durchflusspeak am 01. März erreicht die Bodenfeuchte im Oberboden ein deutliches Maximum. Im Unterboden ist keine Veränderung mehr erkennbar.

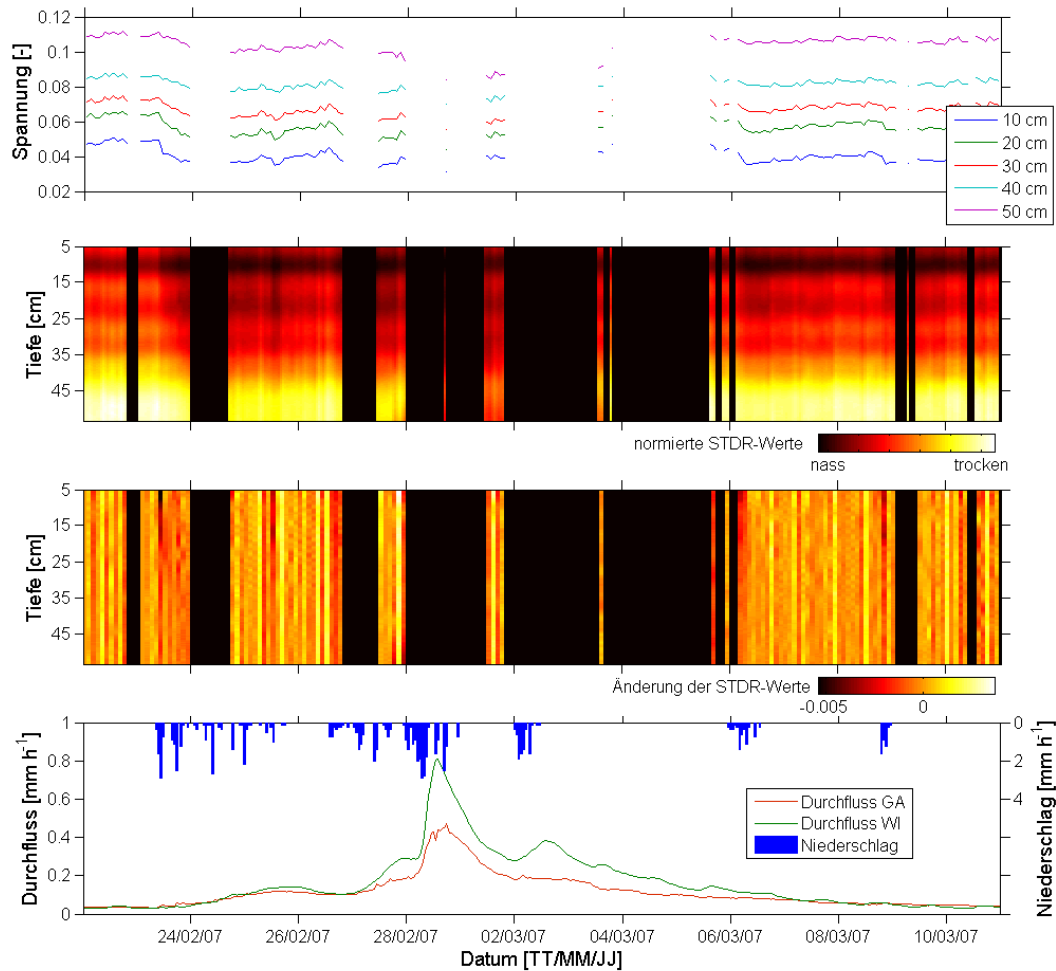


Abbildung 5.18.: Bodenfeuchtedynamik während eines Ereignisses mit sehr hoher Vorfeuchte für die Sonde A14 (Standort „Wiese“).

Für den Standort A14 ist eine Bodenfeuchteänderung über das gesamte Profil auch noch während sehr nasser Bedingungen zu beobachten (Abbildung 5.18). Die höchsten Bodenfeuchtwerte werden im Ober- und Unterboden während des Durchflusspeaks am 01. März erreicht. Die Bodenfeuchteänderungen sind über das gesamte Bodenprofil sehr ähnlich. Für diesen Standort (Oberkante eines Gerinneeinschnitts) kann davon ausgegangen werden, dass das Wasser sehr schnell infiltriert und lateral oder vertikal zügig abgeleitet wird.

5.2.6. Zusammenhang zwischen Spatial-TDR-Signal und Durchfluss

Für den gesamten Messzeitraum wurden die Spatial-TDR-Messungen den Durchflüssen am Pegel WI gegenübergestellt (Abbildung 5.19 und 5.20). Die Messungen am Pegel WI sind im Gegensatz zu jenen am Pegel GA nicht durch den Ort Frankelbach beeinflusst und somit besser geeignet um hanghydrologische Zusammenhänge zu erkennen.

Für die Sonde A11 und den Oberboden der Sonden A01, A02 und A06 ist ein Schwellenwertverhalten deutlich erkennbar. Hier treten höhere Durchflüsse erst ab einer bestimmten Bodenfeuchte auf. Die gut identifizierbaren Schwellenwerte des Spatial-TDR-Rohsignals liegen im Oberboden bei 0.075, im Unterboden (Sonde A11) bei 0.03. Eine Betrachtung der Bodenfeuchtezeitreihen zeigt jedoch, dass der Übergang von trockenen zu nassen Zuständen nicht während einzelner Abflussereignisse erfolgt sondern den Wechsel vom trockenen Sommer- in das nassere Winterhalbjahr markiert (Abbildung 5.8). Die hohen Spannungswerte des Spatial-TDR treten alle im Sommer, die niedrigen Werte im Winterhalbjahr auf. Während beider Zustände variiert das Spatial-TDR-Signal infolge von Niederschlag relativ wenig.

Für die Sonde A14 und den Unterboden des Standorts „Tal“ sind die höchsten Durchflüsse nicht an die niedrigsten Spannungswerte gekoppelt (Abbildung 5.19). Hier scheint der Bodenfeuchtezustand nicht von der Jahreszeit abhängig zu sein. Der Unterschied zwischen Ober- und Unterboden am Standort „Tal“ ist durch die stärkere sommerliche Austrocknung des Oberbodens begründet.

Für die Sonde A08 sind die Schwellenwerte für den Unterboden gut zu erkennen, für den Oberboden hingegen nicht eindeutig. In Unterboden konnte der allmähliche Übergang vom relativ trockenen in den nassen Zustand während der zwei Dauerregenereignisse im Okt 2006 und Dez 2008 beobachtet werden.

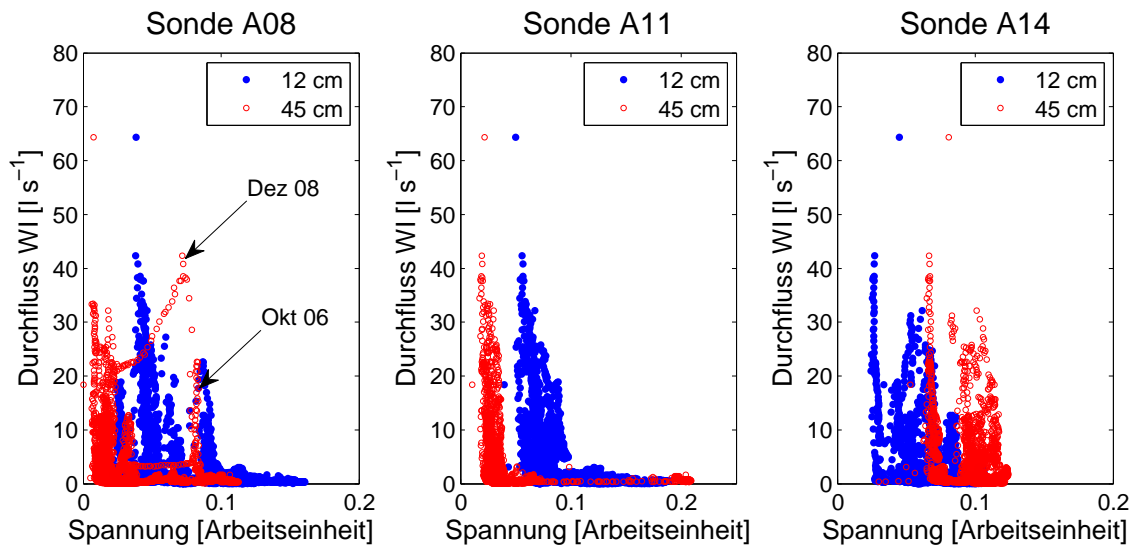


Abbildung 5.19.: Standort „Wiese“: Zusammenhang zwischen der Spatial-TDR-Signaländerung in 12 bzw. 45 cm Tiefe und dem Durchfluss am Pegel WI (Messzeitraum Sonden A08 und A11: Mai 2006 bis Mai 2009, Sonde A14: Mai 2006 bis Juli 2007).

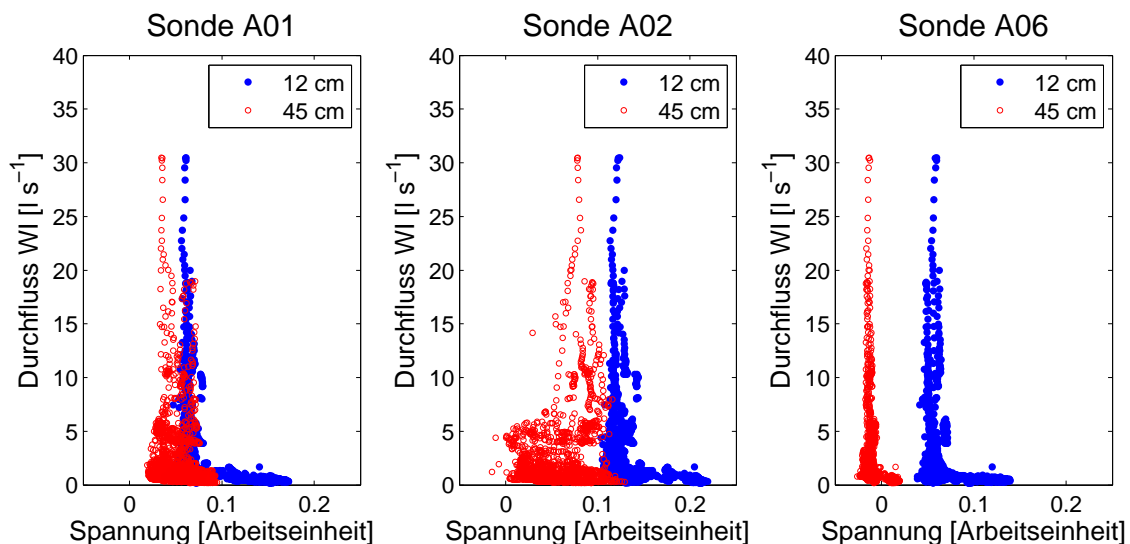


Abbildung 5.20.: Standort „Tal“: Zusammenhang zwischen der Spatial-TDR-Signaländerung in 12 bzw. 45 cm Tiefe und dem Durchfluss am Pegel WI (Messzeitraum: April 2008 bis Mai 2009).

5.3. Beregnungs- und Infiltrationsversuche

5.3.1. Kleinberegnungsversuche

In zwei Intensivmesskampagnen wurden im Frankelbachgebiet insgesamt 23 Kleinberegnungen durchgeführt (Kapitel 4.4.2). Die Eigenschaften der einzelnen Beregnungsstandorte sind Tabelle 5.6 zu entnehmen. An sieben Standorten wurden jeweils zwei Beregnungen nebeneinander durchgeführt, gekennzeichnet durch die Standortnummerierung -1 bzw. -2. Der Vorregenindex VRI21 betrug vor der ersten Messkampagne (Oktober 2006) 42 mm, vor der zweiten Messkampagne (Mai 2008) 2.3 mm. Während der beiden 5-tägigen Messkampagnen fiel kein nennenswerter Niederschlag. Am Standort Nr. 1 wurde während der zweiten Messkampagne zusätzlich ein Großberegnungsversuch durchgeführt.

Tabelle 5.6.: Standortnummer (*kursiv: 1. Messkampagne*), Nutzung, Hangneigung, Rauigkeit, Vegetationsbedeckung, Bodenart, mittlere Niederschlagsintensität, Oberflächenabflusskoeffizient AK (30 min Beregnung) und Endinfiltrationsrate der Beregnungsstandorte (LWj und LWa: junger und alter Laubwald, NW: Nadelwald, A: Acker, G: Grünland).

Nr.	Nutzung	Neig. [°]	Rgkt. [-]	Bedeck. [%]	Boden	Nds. [mm 5min ⁻¹]	AK [%]	Inf. [mm 5min ⁻¹]
1-1	G	11	1.17	100	Sl2	3.5	8	37±16
1-2						2.7	7	
2-1	LWj	6	1.05	0		3.2	4	32±15
2-2						3.5	16	
3	LWa	8	1.05	5		2.9	0	185±30
4-1	A	5	1.20	3		3.4	1	6±8
4-2						3.4	9	
5-1	NW	10	1.00	5	Su3	3.7	86	27±22
5-2						3.0	44	
6	NW	10	1.07	80		3.1	3	—
7-1	G	12	1.17	100		3.4	12	115±10
7-2						3.6	10	
10	G	20	1.08	100	Uls	3.4	3	47±29
11-1	G	20	1.03	100	Lu	3.1	5	55
11-2						3.1	29	
12-1	A	9	1.03	80		3.4	2	—
12-2						3.2	16	
13	LWa	21	1.17	10	Lu	3.5	1	215
14	LWa	24	1.08	5	Ut2	3.4	2	535
15	A	15	1.08	10	Ls2	3.2	0	105
16	A	10	1.03	5	Ls2	3.4	23	—
17	A	6	1.04	10	Su3	3.7	56	—
18	G	25	1.15	100	Ut2	3.4	8	17

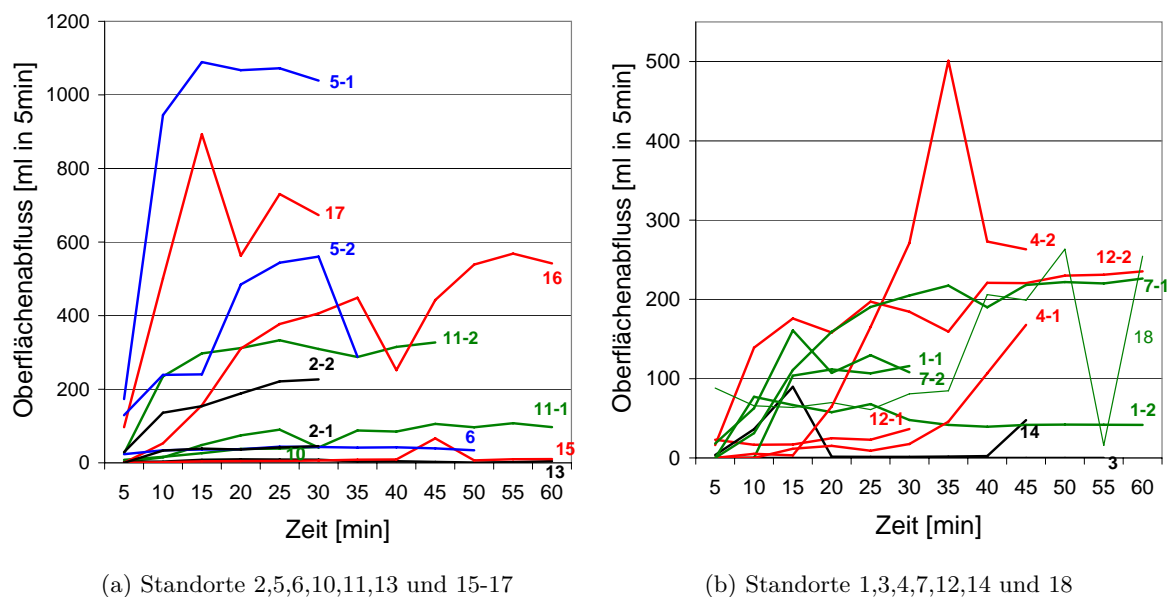


Abbildung 5.21.: Oberflächenabflüsse für die Kleinberegnungsversuche beider Messkampagnen (blau: Nadelwald, schwarz: Laubwald, rot: Acker, grün: Grünland), Achtung: unterschiedliche Skalierung der y-Achse.



(a) Ackerstandort Nr. 17



(b) Douglasienstandort Nr. 5-1

Abbildung 5.22.: Standorte mit den höchsten Oberflächenabflusskoeffizienten.

Abbildung 5.21 zeigt die Oberflächenabflüsse der 16 berechneten Standorte, farblich unterschieden nach der Landnutzung. Die höchste und direkteste Oberflächenabflussreaktion wurde unter einem Douglasienwald (Standort Nr. 5) und auf einem Acker mit etwa 5 % Vegetationsbedeckung (Standort Nr. 17) beobachtet (Abbildung 5.22). An beiden Standorten stieg der Abfluss in den ersten 20 Minuten auf über $500 \text{ ml } 5\text{min}^{-1}$, was einem Oberflächenabflusskoeffizient von über 50 % entspricht. Keine bzw. vernachlässigbar kleine Abflüsse wurden an zwei Laubwaldstandorten (Nr. 3 und Nr. 13) und einem Ackerstandort (Nr. 15) erfasst.

An jenen Standorten, an denen Oberflächenabfluss auftrat, war die Abflusszunahme in den ersten 15 Minuten am größten. Lediglich an Ackerstandort Nr. 4 stieg der Abfluss erst nach 15 bzw. 35 Minuten deutlich an. Für einen Großteil der Beregnungen wurde nach etwa 30 Minuten ein Abflussplateau und damit mehr oder weniger stationäre Fließbedingungen erreicht. Für 16 der 23 Beregnungen schwankte der Abfluss nach 30 Minuten um weniger als $20 \text{ ml } 5\text{min}^{-1}$ (Differenz der Abflüsse im fünften und sechsten 5min-Zeitschritt).

Die Wiederholungen der Beregnungen an gleichen Standorten zeigten die hohe Unsicherheit der absoluten Abflussmengen. Die Abflüsse weichen nach 30 Minuten zwischen 50 und $480 \text{ ml } 5\text{min}^{-1}$ voneinander ab. Die Abflussdynamik und die Gesamtabflusskoeffizienten können jedoch als relativ ähnlich beurteilt werden (Abbildung 5.21). Beispielsweise ist die Abflussreaktion beider Versuche am Ackerstandort Nr. 4 deutlich verzögert und ähnlich steil.

5.3.2. Infiltrationsversuche

In Abbildung 5.23 sind die Messreihen sämtlicher Infiltrationsversuche dargestellt, getrennt für die Messungen mit dem Einring- und dem Doppelringinfiltrrometer. Konstant hohe Infiltrationsraten traten an drei Laubwaldstandorten (Nr. 3, Nr. 13 und Nr. 14) auf. Auf einer Weide (Standort Nr. 7) wurden ebenfalls hohe Infiltrationsraten gemessen (graue Linien in Abbildung 5.23b). Hier konnten zwei der vier Versuche nicht standardmäßig durchgeführt werden, da das Wasser so schnell infiltrierte, dass weder das systematische Ablesen des absinkenden Wasserspiegels noch ein ausreichender Wassernachschub möglich war. Diese Versuche sind in Abbildung 5.23 nicht dargestellt.

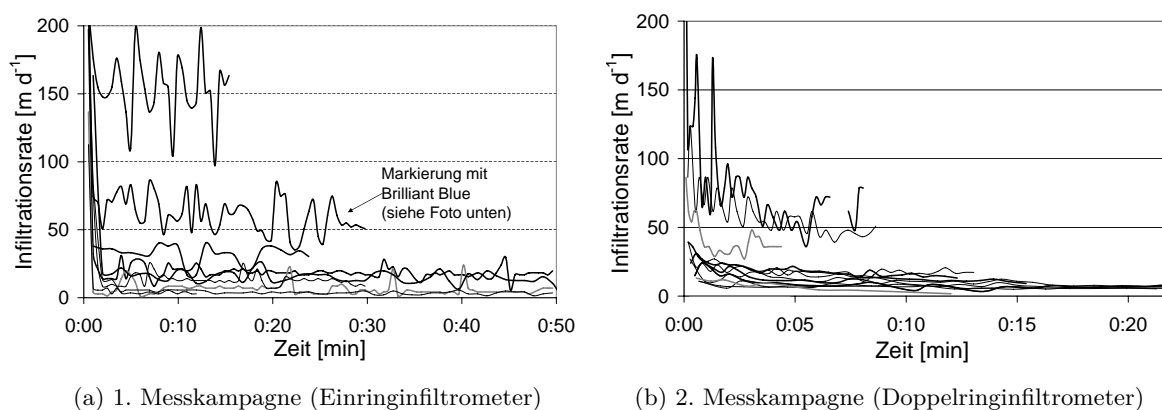


Abbildung 5.23.: Infiltrationsraten aller Standorten (unterschiedliche Linienstärken und Grauwerte lediglich zur besseren Unterscheidbarkeit der Linien).

Für sämtliche Versuche nehmen die Infiltrationsraten innerhalb der ersten ein bis drei Minuten stark ab. Nach etwa zehn Minuten kann von nahezu konstanten Infiltrationsra-

ten ausgegangen werden. Diese Endinfiltrationsraten sind für die bereits oben genannten Laubwaldstandorte (Nr. 3, 13 und 14) mit Werten über 50 m d^{-1} am höchsten, für einen Acker (Nr. 4), den Douglasienstandort (Nr. 5) und eine Weide (Nr. 18) mit Werten unter 8 m d^{-1} am niedrigsten. Die Mittelwerte bzw. Einzelwerte der Endinfiltrationsraten sind für die verschiedenen Standorte aus Tabelle 5.6 ersichtlich.

Beim Vergleich der beiden Infiltrationsmessverfahren ist zu berücksichtigen, dass diese zu unterschiedlichen Zeitpunkten eingesetzt wurden. Folglich könnten Unterschiede auch durch die unterschiedliche Vorfeuchte, eine mehr oder weniger ausgeprägte Verschlämung der Äcker und den unterschiedlichen Wuchszustand des Grünlandes begründet sein. Grundsätzlich liegen die unterschiedlich gemessenen Infiltrationsraten in der gleichen Größenordnung. Die Unterschiede bestehen hauptsächlich hinsichtlich der Anfangsinfiltrationsraten, die für das Einringinfiltrometer deutlich höher sind.



Abbildung 5.24.: Mit Brilliant Blue markiertes Sickerwasser im Unterbodenhorizont des Laubwaldstandorts Nr. 13 (Hangaufwärts gerichtete Aufnahme nach Ende des Infiltrationsversuchs, Ringdurchmesser: 15 cm).

Am Laubwaldstandort Nr. 13 wurde Brilliant Blue zur Markierung des Sickerwassers eingesetzt (Abbildung 5.24). Für diesen Standort wurde der Infiltrationsversuch ausnahmsweise für den Unterboden durchgeführt indem der Oberboden vorher abgehoben wurde. Es ist klar erkennbar, dass das Wasser primär vertikal nach unten versickert. Ein hangparalleles seitliches Abfließen ist nicht zu erkennen, ist jedoch in den Feinporen nicht auszuschließen. Etwa mittig unter dem Ring ist die Tiefensickerung am schnellsten. Dieser Markierversuch bestätigte, dass eine standardmäßige Anwendung der Tricker-Formel für dieses Gebiet nicht sinnvoll ist. Von einer kugelförmigen Ausbreitung der Infiltrationsfront, wie von (Tricker (1978)) im Labor dokumentiert, kann bei inhomogenen, strukturierten und makroporösen Böden nicht ausgegangen werden.

In Abbildung 5.25 sind die Endinfiltrationsraten der verschiedenen Standorte den zugehörigen Oberflächenabflusskoeffizienten der Kleinberegnungen gegenübergestellt. Auffällig sind die Ergebnisse für die Standorte Nr. 14 (steiler, alter Laubwald) und Nr. 5 (Douglasienstandort mit hydrophober Nadelstreu). Eine hohe Endinfiltrationsrate bedingt einen niedrigeren Oberflächenabflusskoeffizient und umgekehrt. Dieser Zusammenhang ist für die anderen Standorte nicht eindeutig, beispielsweise wurde für den schwach vegetationsbedeckten Ackerstandort Nr. 4 die niedrigste Endinfiltrationrate gemessen, dennoch liegt der mittlere Oberflächenabflusskoeffizienten nur bei 5 %.

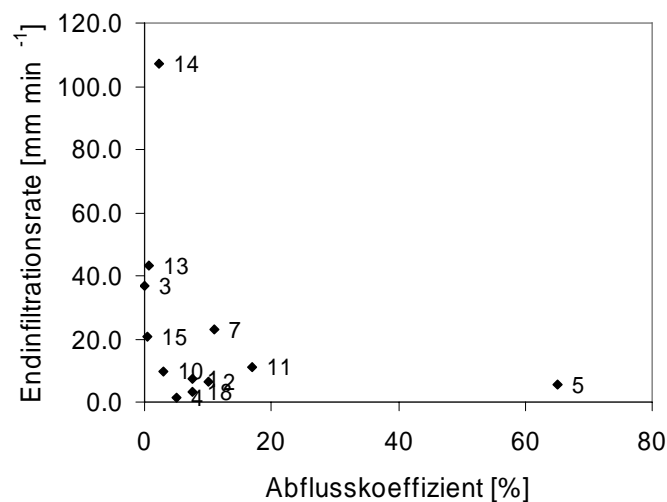


Abbildung 5.25.: Endinfiltrationsrate und Abflusskoeffizient für die verschiedenen Standorte.

5.3.3. Zusammenhänge mit Standorteigenschaften

Unter Vorbehalt der geringen Anzahl an Versuchen werden die Ergebnisse der Kleinberegnungs- und Infiltrationsversuche in Beziehung zur Landnutzung gesetzt. Abbildung 5.26 zeigt die Wertebereiche der Abflusskoeffizienten und Infiltrationsraten für die verschiedenen Landnutzungsklassen. An den alten Laubwaldstandorten sind sowohl die Abflusskoeffizienten sehr niedrig, als auch die Infiltrationsraten sehr hoch. Die mittleren Abflusskoeffizienten sind für den jungen Laubwaldstandort, die Acker- und die Grünlandstandorte sehr ähnlich, wobei die Spannweite der Ergebnisse für die Ackerstandorte am größten ist. Für die insgesamt nur drei Nadelwaldstandorte ist die Spannweite des Abflusskoeffizienten sehr groß und die mittlere Infiltrationsrate niedrig. Die mittleren Infiltrationsraten sind auf den Ackerstandorten am niedrigsten, jedoch liegen auch hier nur drei Versuche vor.

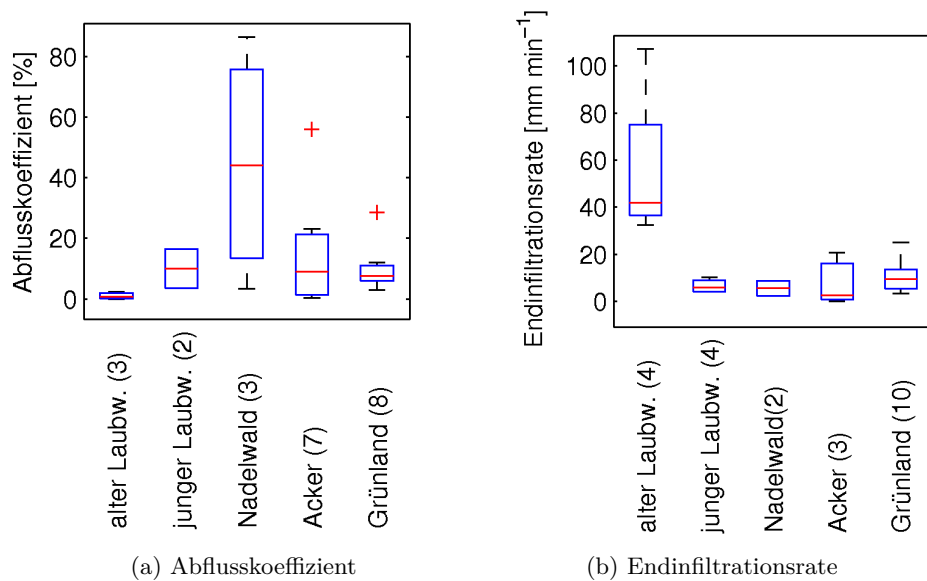


Abbildung 5.26.: Boxplot-Darstellung (rote Linie: Median, blaue Kästen: 25- bis 75-Perzentil, schwarze Linie: Minimal- und Maximalwerte, rotes Kreuz: Ausreißer) zum Zusammenhang zwischen Messergebnissen und Landnutzung (Anzahl der Versuche in Klammern).

Eine Abhängigkeit des Oberflächenabflusskoeffizients von der Hangneigung, der Oberflächenrauigkeit, der Vegetationsbedeckung oder vom Tongehalt des Bodens konnte nicht gefunden werden. An den Ackerstandorten trat der höchste Oberflächenabfluss sogar auf dem am wenigsten geneigten Acker (5 °) und der niedrigste Abfluss auf dem am stärksten geneigten Acker (15 °) auf.

Für einzelne Standorte wurden Besonderheiten hinsichtlich der Makroporosität, Hydrophobizität und Verschlämmung notiert. Die hohe Anzahl an Regenwurm-Makroporen am gemulchten Ackerstandort Nr. 15 scheint der Grund weswegen dort kein Oberflächenabfluss zu beobachten war, wohingegen am direkt benachbarten Acker Nr. 16 mit aufgehender Saat 23 % des Beregnungswassers abfloss. Am Douglasienstandort Nr. 5 betrug die Benetzungszeit 60 Sekunden, womit dieser laut (Scherrer, 2006, S. 33) als mittel hydrophob eingeordnet werden kann. Verbunden mit einer dachziegelartigen Lagerung der Douglasiennadeln könnte dies die Ursache für den höchsten Oberflächenabflusskoeffizient (86 %) sein. Abbildung 5.22 zeigt jedoch, dass die Beregnungsfläche nicht vollständig von Nadeln bedeckt ist. Die Humusauflage ist hier nur sehr gering mächtig. Eventuell könnte eine Verschlämmung des sehr schluffigen Oberbodens eine weitere Ursache des sehr hohen Oberflächenabflusskoeffizients sein. Der Oberflächenabfluss auf wenig bewachsenen Äckern ist vermutlich durch eine Verschlämmung der Oberfläche begründet. An den Ackerstandorten Nr. 4, 16 und 17 wurde eine deutliche Rundung der Aggregate beobachtet, Verschlämmungskrusten waren hingegen nicht zu erkennen.

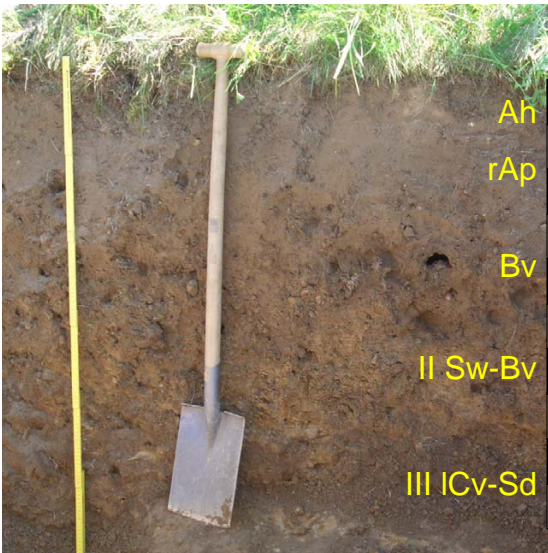
Abschließend ist festzustellen, dass die Wechselwirkung der verschiedenen Eigenschaf-

ten den Wirksamkeitsnachweis einzelner Standorteigenschaften erschwert. Beispielsweise müssten zur Beurteilung des Einflusses der Bodenart nur Äcker mit der gleichen Bewirtschaftung und der gleichen Hangneigung untersucht werden. Die hier präsentierten Versuche können lediglich als Einzelfälle diskutiert werden. Um verlässliche, generalisierbare Aussagen treffen zu können, müssten deutlich mehr Versuche durchgeführt werden.

5.3.4. Großberegnungsversuche

Im Mai 2008 wurde auf der aufgeforsteten Weide (Standort Nr. 1) im Teileinzugsgebiet „Wiese“ etwa 20 m oberhalb des Tiefenlinienbereichs an einem um 11° geneigten Hang (Abbildung 3.8, S. 37) eine Großberegnung durchgeführt. Die Bodenart war über das gesamte Profil der Grube relativ einheitlich (Abbildung 5.27). In einer Tiefe von etwa 75 cm wurde eine deutlich höhere Lagerungsdichte, eine geringe Durchwurzelung, teilweise eingeregelte Steine sowie eindeutige Hydromorphiemerkmale festgestellt. Es ist davon auszugehen, dass es sich hierbei um eine solifluidale Schicht handelt. Aufgrund der Lage am Hang ist zu vermuten, dass auch das darüber liegende Material umgelagert worden ist. Dieser Standort wurde pseudovergleyte Braunerde klassifiziert.

Zur Erfassung des Abflusses von weniger durchlässigen Schichten wurden für die Großberegnung das mittlere Blech in 30 cm (unter dem schwach ausgeprägten rAp-Horizont) und das untere Blech in 65 cm Tiefe (am vermuteten Übergang vom II Sw-Bv-Horizont zum III ICv-Sd-Horizont) eingeschlagen (siehe auch Abbildung 4.11, S. 59).



Bodenart	kf-Wert [m d ⁻¹]	GPV [%]	Rt [g cm ⁻³]
Ls2	5.9 ± 6.0	60 ± 3	1.06 ± 0.08
Ls2	1.8 ± 3.6	53 ± 1	1.23 ± 0.04
SI3	0.6 ± 6.0	44 ± 3	1.48 ± 0.07
Ls3	1.6 ± 4.8	40 ± 2	1.59 ± 0.05
SI2	keine Stechzylinder-Probenahme mehr möglich		

Abbildung 5.27.: Bodenphysikalische Eigenschaften am Grossberegnungsstandort (Anzahl der Bodenproben pro Tiefe n = 4 - 6).

Während der gesamten Beregnung trat kein nennenswerter Oberflächenabfluss und kaum Abfluss aus dem Oberboden (mittleres Blech) auf (Abbildung 5.28). Auf dem un-

tersten Blech, d.h. in etwa 65 cm Tiefe begann der Abfluss am zweiten Berechnungstag unmittelbar nach dem zweiten 15-minütigen Berechnungsintervall. Im dritten Berechnungsintervall floss mehr Wasser deutlich länger anhaltend ab. Bereits kurz vor dem Abflussbeginn auf dem untersten Blech wurde ein Wasserfluss aus dem darunter liegenden III ICv-Sd-Horizont beobachtet, der aus der Grube geschöpft und damit mengenmäßig geschätzt werden konnte. Das Wasser sickerte hier lokal an einzelnen Makroporen, primär aber über die gesamte Fläche als Matrixfluss aus der Profilwand. Die Menge war etwa doppelt so hoch wie der Abfluss auf dem untersten Blech. Am dritten Berechnungstag war die Abflussreaktion über das untersten Blech insgesamt höher und länger anhaltend als am zweiten Tag.

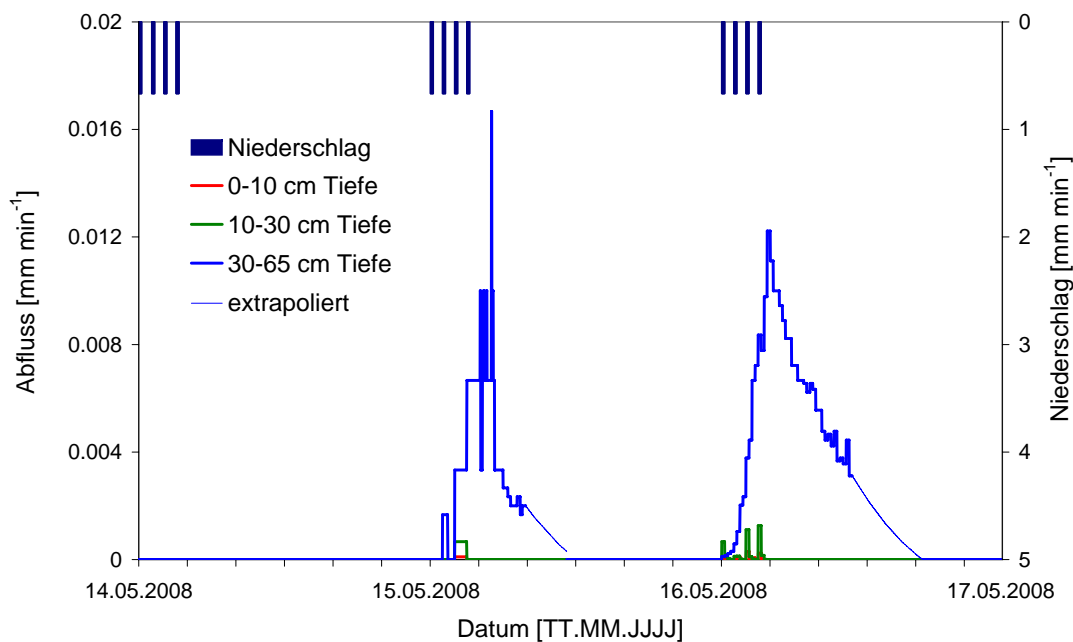


Abbildung 5.28.: Abflüsse während des Großberegnungsversuchs am Standort Nr. 1 (Aufgeforstete Weide).

Am dritten Berechnungstag wurde kurz vor Beregnungsbeginn grubenparallel in der Mitte der Beregnungsfläche, d.h. 5 m oberhalb der Grube, ein Streifen gelösten Brilliant Blues ausgebracht. 34 Minuten nach Beregnungsbeginn war die erste Blaufärbung an der Profilwand im II Sw-Bv-Horizont zu erkennen. Das Wasser floss hier zunächst aus einzelnen Regenwurm- und Wurzelröhren, später aus der gesamten darunterliegenden Profilwand. Bei einer geschätzten Fließstrecke des Farbstoffes von etwa 3,4 m liegt die maximale Fließgeschwindigkeit bei $0,1 \text{ m min}^{-1}$ bzw. $0,2 \text{ cm s}^{-1}$.

Der Abflusskoeffizient für die dreitägige Beregnung beträgt für den Abfluss über das unterste Blech 4,3 %, für den gesamten unterirdischen Abfluss (inklusive des in die Grube gelaufenen Wassers) 23 %. Für den ersten Berechnungstag liegt der Abflusskoeffizient bei 0 %, für den zweiten Tag bei 4 % (unteres Blech) bzw. 23 % (inkl. Grube) und für den dritten Tag bei 9 % bzw. 33 %. Die Verzögerungszeit zwischen Niederschlagsschwerpunkt und Abflussmaximum beträgt für den zweiten Tag 3,5 h, für den dritten Tag 2,5 h.

In Abbildung 5.29 ist für drei Tiefen die Bodenfeuchteänderung während der Großberegnung dargestellt. Die relative Sättigung des Unterbodens war vor Beregnungsbeginn deutlich höher als im Oberboden. Am ersten Beregnungstag steigt die Bodenfeuchte im Oberboden (0-30 cm) während der vier Beregnungsimpulse deutlich an, im Unterboden ist der Anstieg schwächer. Die Anfangswassergehalte vor Beregnungsbeginn sind im Oberboden am zweiten und dritten Tag jeweils höher als am vorherigen Tag. Die Bodenfeuchtezunahme während der Beregnung ist hier wegen einzelner Ausreißer in den Messwerten weniger eindeutig zu erkennen als am ersten Beregnungstag. Im Unterboden nimmt die Bodenfeuchte während des zweiten und dritten Beregnungstages ebenfalls zu, wenngleich die Unterschiede in 60 bis 90 cm Tiefe nicht groß sind und vermutlich im Unsicherheitsbereich der Messung liegen. Der Unterschied zwischen Anfangswassergehalt am ersten Tag und dem Wassergehalt nach dem letzten Beregnungsimpuls am dritten Tag beträgt zwischen 0 und 30 cm Tiefe 9.2 Vol % bzw. 27 mm, zwischen 30 und 60 cm Tiefe 7.7 Vol % bzw. 23 mm und zwischen 60 und 90 cm Tiefe bei einem angenommenen Anfangswassergehalt von 13 Gew % 6.5 Vol % bzw. 20 mm.

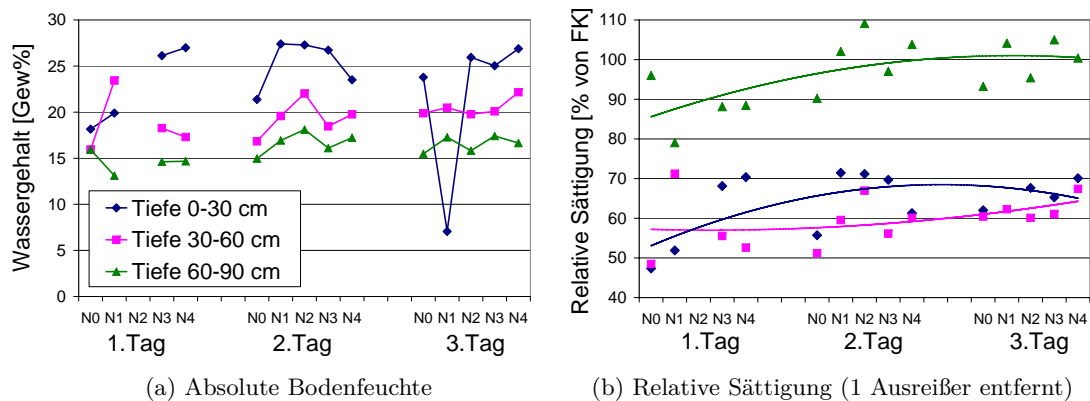


Abbildung 5.29.: Gravimetrisch bestimmte Bodenfeuchte in drei Tiefen vor der Beregnung (N0) und nach jedem Beregnungsimpuls (N1 bis N4).

Es ist davon auszugehen, dass durch die Beregnung keine großräumige Sättigung des Beregnungsraums erreicht wurde. Dies ist durch die Unterbrechung der Beregnung nach jeweils 15 Minuten und durch die auf drei Tage bezogene hinsichtlich Starkniederschlägen eher niedrige Beregnungsmenge von 120 mm begründet. Das im Labor bestimmte Gesamtporenvolumen dieses Standorts liegt für den Oberboden bei 55 % für den Unterboden bei knapp 40 %. Angenommen der Boden ist vor der Beregnung zu 50 % gesättigt, so könnte er bis in eine Tiefe von 1 m noch etwa 250 mm Niederschlag aufnehmen. Das heißt zur Sättigung dieses Standorts müsste diese Beregnungsmenge innerhalb relativ kurzer Zeit aufgebracht werden.

Die Wasserhaushaltsbilanz wird für diesen Großberegnungsversuch folgendermaßen abgeschätzt (Tabelle 5.7): Der Interzeptionsverlust beträgt für die jeweils ersten Beregnungsimpulse maximal 1 mm und wird für drei Tage folglich auf 3 mm geschätzt. Die Evapotranspiration beträgt bei angenommenen Tageswerten zwischen 2 und 4 mm ins-

gesamt 6 bis 12 mm. Bis in eine Tiefe von etwa 90 cm wurden 28 mm lateraler Abfluss erfasst. Gemäß der gravimetrischen Messungen beträgt die Bodenfeuchtezunahme bis in eine Tiefe von 90 cm maximal 70 mm. Da die letzte Bodenprobe 12 Stunden vor Abflusende entnommen wurde ist der Wert von 70 mm mit Sicherheit zu hoch und wird um die noch abfließende Wassermenge auf 56 mm reduziert. Diesen Annahmen zufolge sind von den 120 mm Niederschlag 21 bis 27 mm in die Tiefe versickert.

Tabelle 5.7.: Wasserhaushaltsbilanzierung für den Beregnungsstandort Nr. 1.

	Gesamte Beregnung		Dritter Beregnungstag	
	Wassermenge	Anteil des Niederschlags	Wassermenge	Anteil des Niederschlags
	[mm]	[%]	[mm]	[%]
Niederschlag	120	100	40	100
Interzeptionsverlust	3	3	1	3
Evapotranspiration	6-12	5-10	2-4	5-10
Abfluss	28	23	13	32
Speicherung im Boden	56	44	10	25
Tiefensickerung	21-27	17-22	12-14	30-35

Vergleich mit Großberegnungsversuchen an anderen Standorten im Frankelbachgebiet

Im Rahmen des Projektes ForeStClim wurden vom Fach Bodenkunde der Universität Trier vier weitere Großberegnungen im Frankelbachgebiet durchgeführt (Marco Hümann 2010, Dissertation in Vorbereitung). An diesen vier Waldstandorten wurde im Vergleich zum oben geschilderten Großberegnungsversuch eine unterschiedliche Abflussreaktion beobachtet (Abbildung 5.30). Die Abflussreaktionen sind deutlich direkter, so dass sich die Niederschlagsimpulse auf die Abflussganglinien durchpausen.

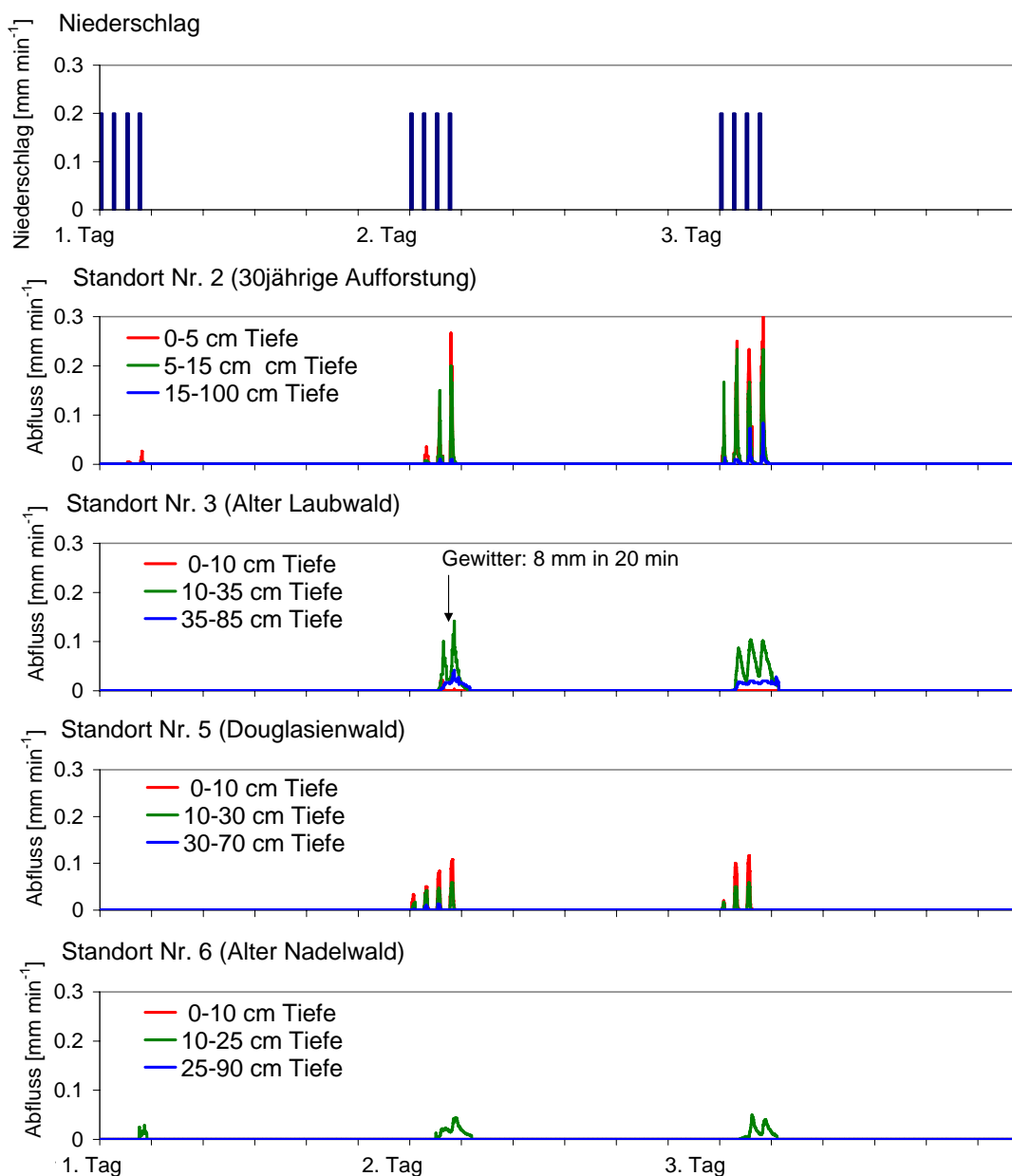


Abbildung 5.30.: Abflussreaktion an vier verschiedenen Großberegnungsstandorten.

Tabelle 5.8.: Abflusskoeffizienten für die verschiedenen Klein- und Großberegnungen an den jeweils gleichen Standorten (Werte in Klammern gelten für Abfluss ohne Grubenabfluss).

	Nr. 1	Nr. 2	Nr. 3	Nr. 5	Nr. 6
Oberflächen-AK (1.Tag, 15min)	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Oberflächen-AK-Kleinberegnung (15min)	2.1	3.6	0.0	23	1.0
Oberflächen-AK (1.-3.Tag)	0.0	9.2	0.2	4.7	0.0
Oberflächen-AK-Kleinberegnung (60min)	7.2	10	0.0	65	4.3
Gesamt-AK (1.Tag)	0.0	0.3	0.0	0.0	0.4
Gesamt-AK (2.Tag)	23 (4.0)	4.7	6.3	4.4	2.6
Gesamt-AK (3.Tag)	33 (9.0)	13	12	3.3	2.5
Gesamt-AK (1-3.Tag)	23 (4.3)	18	18	7.7	5.5

In Tabelle 5.8 sind die Abflusskoeffizienten der Großberegnungsversuche jenen der Kleinberegnungsversuche am jeweils gleichen Standort gegenübergestellt. Aufgrund der unterschiedlichen Fläche und Beregnungsdauer ist ein direkter Vergleich der Klein- und Großberegnungsergebnisse nur unter Vorbehalt möglich. In der 30 jährigen Aufforstung (Nr. 2) wurden hohe Abflüsse beobachtet, wobei der Großteil des Wassers aus den obersten 15 cm auf einem gekappten, relikthischen Pflughorizont abfloss. An diesem ehemaligen Ackerstandort war die Lagerungsdichte des Bodens schon ab einer Tiefe von etwa 10 cm sehr hoch. Der unterirdische Abfluss floss aus einem II ICv-Sd-Horizont in etwa 1 m Tiefe ab (Müller 2009, mündliche Mitteilung). Die Oberflächenabflusskoeffizienten der Klein- und Großberegnung sind an diesem Standort nahezu gleich. Am Standort Nr. 3. einem alten Laubwald wurden hohe Abflussmengen aus dem Untergrund beobachtet, während es sowohl bei der Klein- als auch bei der Großberegnung zu keinem nennenswerten Oberflächenabfluss kam. Der Abfluss in etwa 30 cm Tiefe floss laut Müller (2009, mündliche Mitteilungen) auch hier auf einem relikthischen Pflughorizont ab. An den Standorten Nr. 1, 5 und 6 liegen die Oberflächenabflusskoeffizienten der Kleinberegnung deutlich über jenen der Großberegnung. Dies könnte einerseits durch die unterschiedliche Dauer der Beregnung (Kleinberegnung: durchgehend 60 min, Großberegnung: vier 15-minütige Impulse), andererseits durch die unterschiedlich große Fläche begründet sein. Oberflächenabfluss, der beispielsweise auf der hydrophoben Nadelstreu oder den Blattspreiten bzw. dem Wurzelfilz des Graslandes entsteht, versickert während des lateralen Fließens über die Oberfläche in Bereichen höherer Oberflächendurchlässigkeit.

5.4. Hydrologische Modellierung

Die Ergebnisse der ereignisbasierten Niederschlag-Abflussmodellierung (Kapitel 4.5) werden im Folgenden beispielhaft für vier Hochwasserereignisse (Tabelle 5.9) dargestellt. Dies sind (i) das im gesamten Messzeitraum höchste Hochwasserereignis mit relativ hohen Niederschlagsintensitäten (März 2008), (ii) ein Frühjahrsereignis bei sehr hoher Vorfeuchte (Februar 2008), (iii) ein winterliches Dauerregenereignis (Dezember 2008) und (iv) ein kurzzeitiges Sommergewitter mit hoher Niederschlagsintensität (Mai 2008). Die Abflusskoeffizienten der beiden Frühjahrsereignisse im Februar und März 2008 sind mit Werten über 70 % sehr hoch. Das Dauerregenereignis im Dezember 2008 liegt im gesamten Ereignisdatensatz (Tabelle B.2 ff) hinsichtlich der Niederschlagsmenge an vierter Stelle. Das Wolkenbruchereignis im Mai 2008 weist trotz der insgesamt vierthöchsten Niederschlagsintensität einen sehr niedrigen Abflusskoeffizienten von nur 0.4 % auf.

Tabelle 5.9.: Ereignischarakteristika der modellierten Hochwasserereignisse am Pegel WI. Die Scheitel-Abflussspenden beziehen sich auf den Pegel GA, alle anderen Werte auf den Pegel WI.

Ereignistyp	Datum (Jahr 2008)	Nds- Höhe [mm]	max. Intensität [mm 10min ⁻¹]	Scheitel- Abflussspende [l s ⁻¹ km ⁻²]	Abfluss- koeffizient [%]	Verzöge- rungszeit [h]
HHQ	12.Mrz	37.2	5.0	216	70	5
Zweigipflig	06.Feb	19.4	2.3	109	71	6
Dauerregen	05.Dez	56.4	0.9	136	53	10
Wolkenbruch	30.Mai	13.5	5.6	19.3	0.4	0.3

Für die drei Ereignisse im Februar, März und Dezember 2008 (Abbildungen 5.31, 5.33 und 5.34) sind die simulierten Scheiteldurchflüsse ohne Berücksichtigung des Konvergenzprozesses (Konvergenzfaktor $K_{vf} = 1$) deutlich zu niedrig. Selbst bei einer Maximierung der Parameterwerte der einzelnen Zuflusskomponenten (vergl. Tabelle 4.3) betragen die simulierten Scheiteldurchflüsse nur etwa 50% des gemessenen Durchflusses (obere Grenze des dunkelgrauen Bereichs). Erst durch eine Erhöhung des Konvergenzfaktors K_{vf} bis auf 15 können die Scheitelhöhen besser abgebildet werden (obere Grenze des hellgrauen Bereichs). Bei einem K_{vf} -Wert von 15 steigt die Sättigungszone H_s während der drei Ereignisse modellintern auf Werte zwischen 20 und 40 cm an. Aus Abbildung 5.4 ist ersichtlich, dass der Pipeflow P mit 58 % den höchsten Anteil am Scheiteldurchfluss hat, gefolgt vom Quellzufluss Q_u (22 %) und dem Matrixfluss M (20 %). Der über die Wegeböschung verzögert zufließende Pipeflow P_w und Matrixfluss M_w (in Abbildung 5.4 in den Komponenten P und W enthalten) trägt mit 11 % zum Scheiteldurchfluss bei. Der sehr schnelle Oberflächenabfluss (O und W) ist zum Zeitpunkt des Scheiteldurchflusses bereits abgeflossen und hat somit keinen Anteil an diesem.

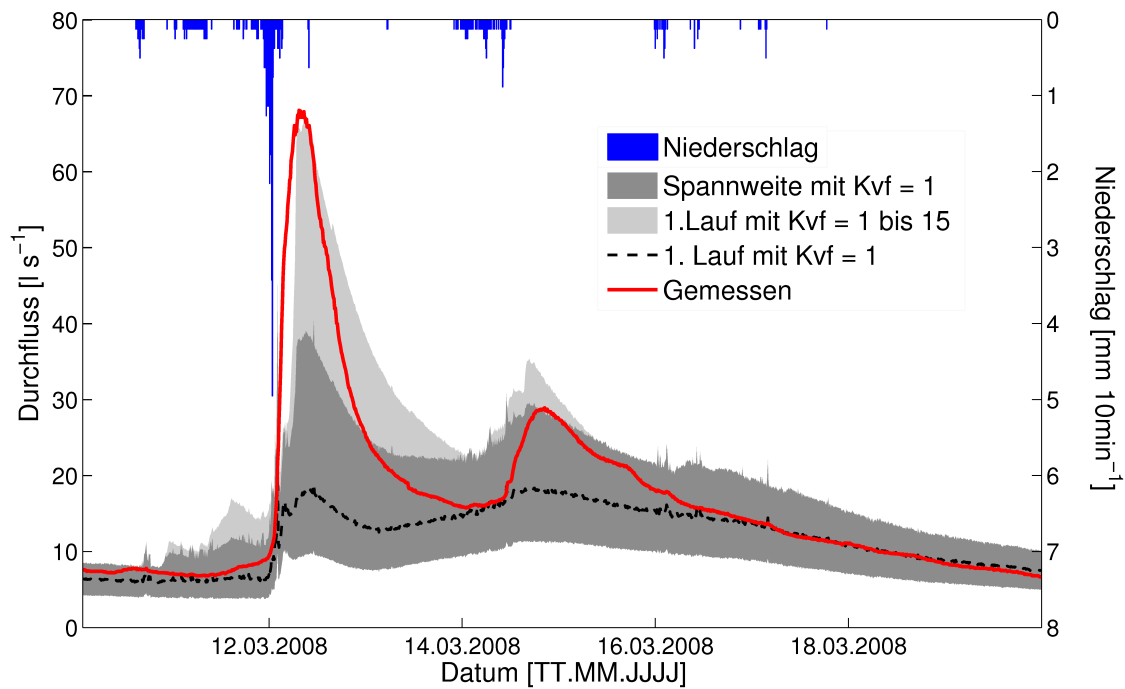


Abbildung 5.31.: Simulationsergebnisse für das insgesamt höchste Ereignis (HHQ) für die gesamte Parameterspannweite (dunkelgrauer Bereich) und mit Kalibrierung des Konvergenzfaktors K_{vf} (hellgrauer Bereich).

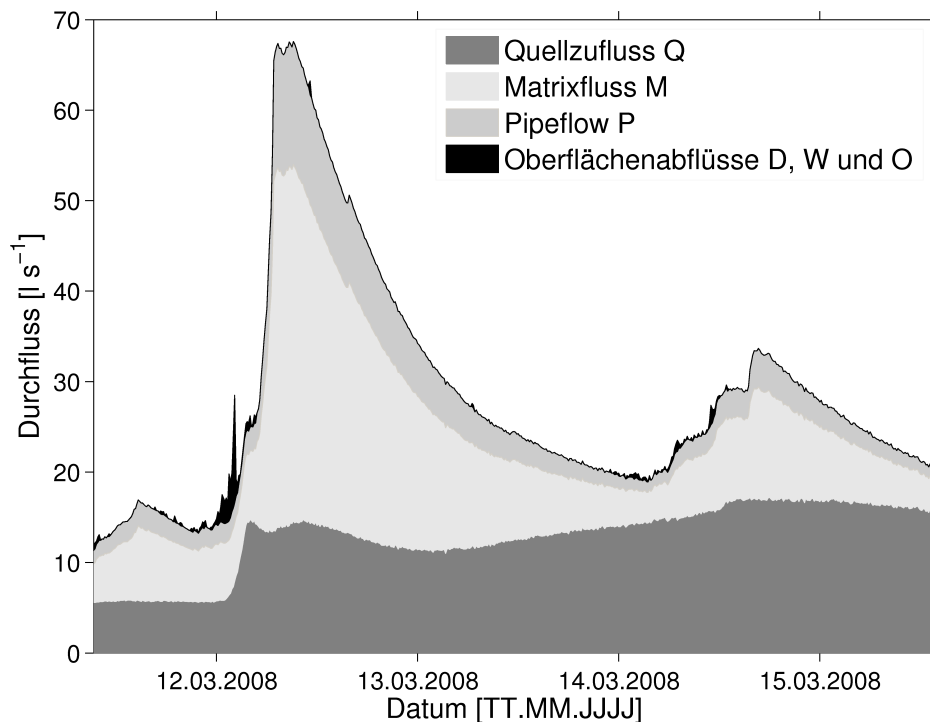


Abbildung 5.32.: Abflussganglinien (kumuliert) einzelner Abflusskomponenten während des absolut höchsten Ereignisses (HHQ). Die Komponenten P_w und M_w sind in P und M enthalten.

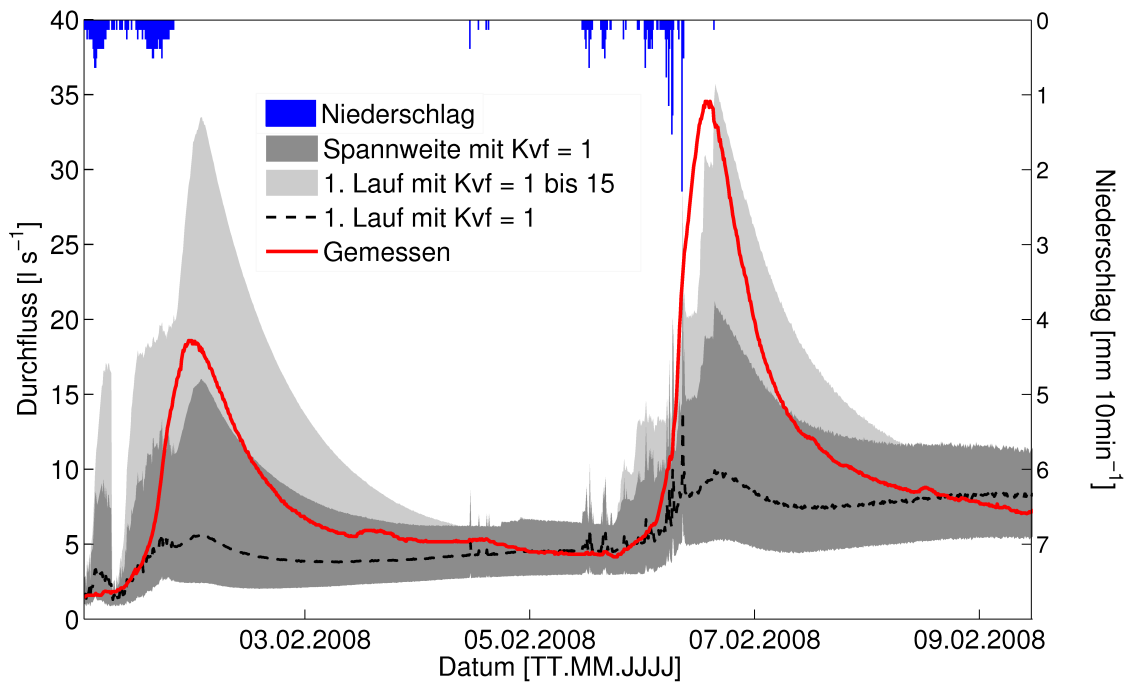


Abbildung 5.33.: Simulationsergebnisse für das zweigipflige Frühjahrsereignis für die gesamte Parameterspannweite (dunkelgrauer Bereich) und mit Kalibrierung des Konvergenzfaktors K_{vf} (hellgrauer Bereich).

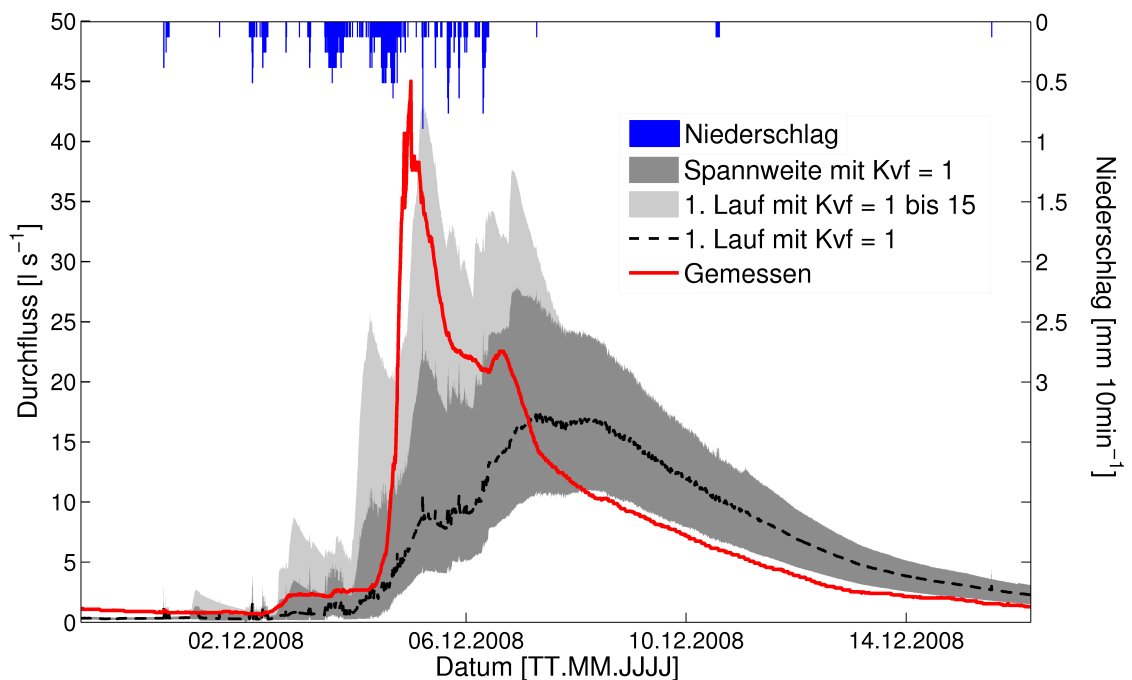


Abbildung 5.34.: Simulationsergebnisse für das Dauerregenerereignis für die gesamte Parameterspannweite (dunkelgrauer Bereich) und mit Kalibrierung des Konvergenzfaktors K_{vf} (hellgrauer Bereich).

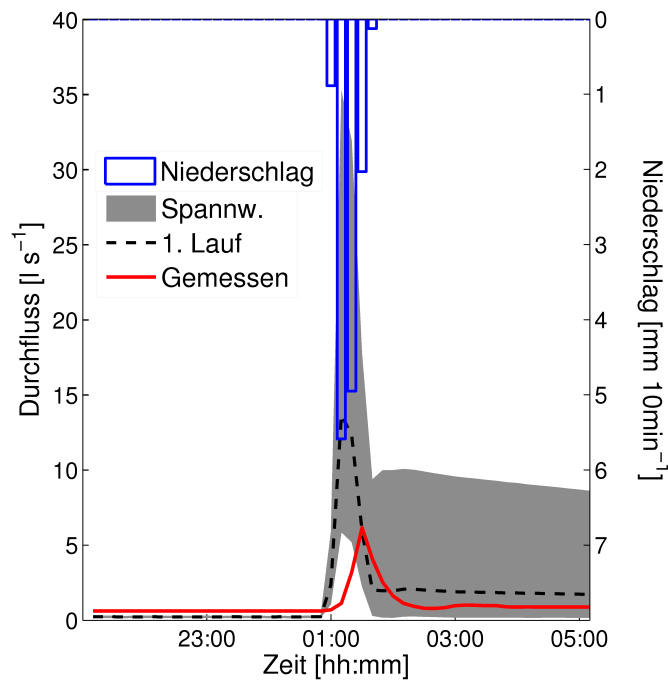


Abbildung 5.35.: Simulationsergebnisse für das Wolkenbruch-Ereignis am 30. Mai 2008 für $Kvf = 1$ und die gesamte Spannweite der Parameter (grauer Bereich).

Da die Verzögerungszeiten zwischen Niederschlag und Abfluss ereignisspezifisch aus den Messungen berechnet wurden ist der Zeitversatz zwischen simulierten und gemessenen Scheiteldurchflüssen gering. Die Form der Hochwasserwelle wird für die beiden Frühjahrsereignisse (Abbildungen 5.31 und 5.33) bei einer Modellierung mit $Kvf = 15$ relativ gut abgebildet. Lediglich der abfallende Ast ist in beiden Fällen nicht steil genug. Für das Dauerregenereignis (Abbildung 5.34) wird die Abflussreaktion vor und nach dem höchsten Scheiteldurchfluss bei einer Modellierung mit $Kvf = 15$ jedoch stark überschätzt.

Im Gegensatz zu den oben beschriebenen Ereignissen kann das Sommergewitter im Mai 2008 nur durch eine Minimierung aller Parameterwerte ($Kvf = 1.0$) zufriedenstellend simuliert werden (Abbildung 5.35). Hier sind die Zuflüsse P , Qu und M extrem niedrig. Der Scheiteldurchfluss wird nahezu ausschließlich durch den direkt auf das Gewässer fallenden Niederschlag D sowie den Oberflächenabfluss O und den Wegeabfluss W gebildet.

Eine Diskussion des Modellkonzeptes sowie der Modelleregebnisse erfolgt in Kapitel 6.3.3. An dieser Stelle sei bereits auf die hohe Unsicherheit der Abschätzung von M und P sowie die Fehlerquelle der statischen, zeitlich nicht variablen Parametrisierung verwiesen.

5.5. Modifizierter Topographischer Index

Die Reliefanalyse mittels des Topographischen Index (TI) ermöglicht eine räumlich differenzierte Visualisierung der Sättigungsneigung eines Gebietes. Je höher TI desto häufiger bzw. früher ist die zugehörige Fläche gesättigt. In stärker geneigten Mittelgebirgs-Gebieten in denen der Grundwasserspiegel nur in unmittelbarer Gewässernähe bis an die Bodenoberfläche reicht stehen hohe TI Werte für Bereiche in denen das Wasser unter- oder oberirdisch konvergiert. Flacher geneigte Konvergenzbereiche sind hier selten.

Wie in Kapitel 4.6 beschrieben wurde in dieser Arbeit die Berechnung des Topographischen Index modifiziert, indem der allein aus dem Relief abgeleitete TI gewichtet wurde. Zur Gewichtung wurde einerseits die Bodenhydrologische Potentialkarte (BHP), andererseits die Forstliche Standortkarte (FSK) verwendet. Die Ergebnisse weichen stark voneinander ab (Abbildung 5.36 und 5.37). Durch die Gewichtung mit der BHP (Abbildung 5.36) erhalten die gewässernahen Bereiche höhere TIs , die gewässerfernen Flächen sehr kleine TIs . Bei der Gewichtung mit der FSK (Abbildung 5.37) erhalten die Quellmulden sowie tendenziell vernässte Bereiche höhere TIs wohingegen die gewässernahen steilen Flächen eher niedrigere TIs zugewiesen bekommen. Dieser Unterschied beruht auf der unterschiedlichen Datengrundlage. Die BHP bildet die räumliche Verteilung der Abflusstypen SOF, HOF, SSF und DP ab wobei vor dem Hintergrund der Hochwasserentstehung die Nähe zum Gewässer berücksichtigt wird. Da die allgemein verfügbaren Bodendaten keine Differenzierung der Hänge zulassen, scheint die Gewässernähe ein wesentlicher Faktor bei der Ausweisung der Abflusstypen zu sein. Im Gegensatz zu dem topologischen Ansatz der BHP bildet die FSK die Feuchteverhältnisse am Standort ab. Die Gewässernähe wird hier nicht berücksichtigt.

Die Farbwahl der TI -Klassen in den Abbildung 5.36 und 5.37 kann unterschiedlichen Feuchtezuständen bzw. Abflusskoeffizienten gleichgesetzt werden. Rot steht für kurze Niederschlagsereignisse geringer Intensität, die zu Hochwasserereignissen mit kleinen Abflusskoeffizienten ($< 5\%$) führen. Die grünen Bereiche können intensiveren oder länger andauernden Niederschlägen zugeordnet werden. Hier dehnen sich die zum Abfluss beitragenden Flächen in Gewässernähe aus und die Quellmulden werden hydrologisch angeschlossen. Die blauen Flächen stellen jene Bereiche dar, die während sehr lang andauernder Niederschläge oder bei sehr hoher Vorfeuchte zum Abfluss beitragen. Die zugehörigen Hochwasserereignisse würden Abflusskoeffizienten über 50% aufweisen. Die Lage und Flächengröße der roten Bereiche ist auf beiden Karten etwa gleich. Von grün zu blau werden die Unterschiede hinsichtlich der Lage der zum Abfluss beitragenden Flächen aus den oben beschriebenen Gründen zunehmend größer. Gemäß Abbildung 5.36 würden die größeren Hochwässer durch Hangwasserzustrom entstehen, gemäß Abbildung 5.37 stammt das Wasser während größerer Hochwässer von den Unterhängen und den primär NNO-exponierten Quellmulden.

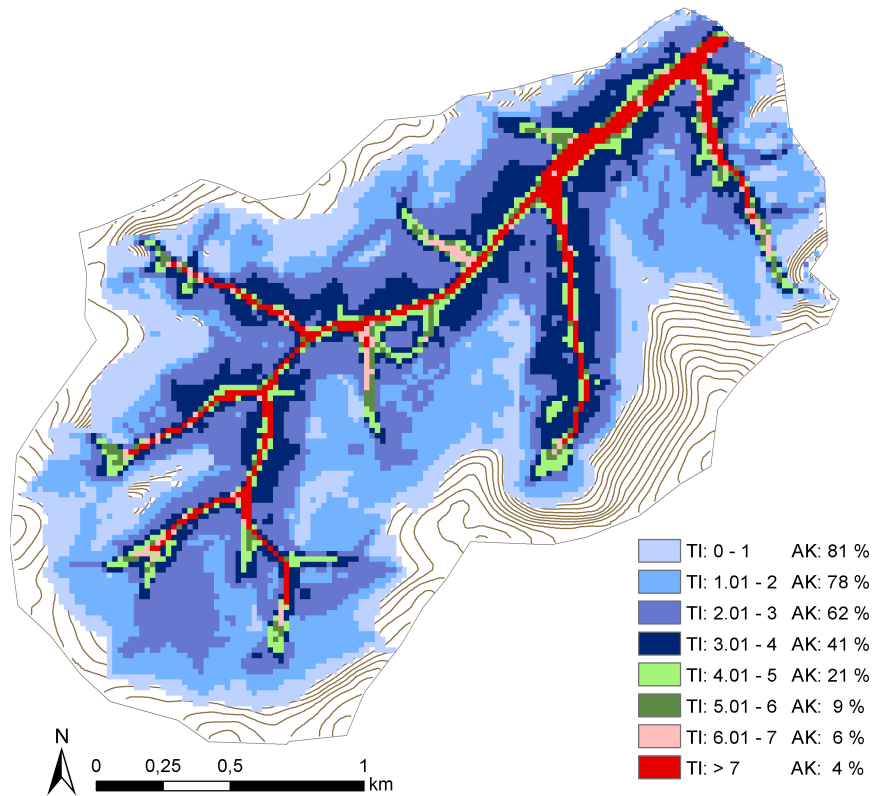


Abbildung 5.36.: Klassen des mit der BHP modifizierten Topographischen Index (TI) und kummulierte Flächenanteile der Klassen (AK).

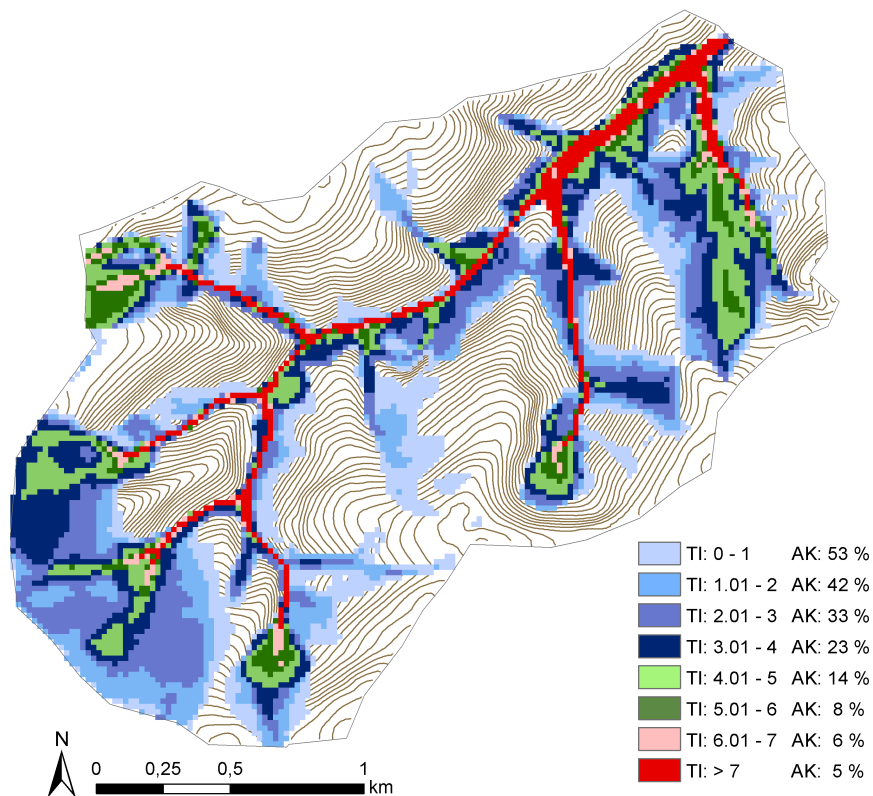


Abbildung 5.37.: Klassen des mit der FSK modifizierten Topographischen Index (TI) und kummulierte Flächenanteile der Klassen (AK).

6. Diskussion

6.1. Beregnungs- und Infiltrationsversuche

6.1.1. Jährlichkeit der simulierten Niederschläge

Die Beregnungssumme der Kleinberegnungen entspricht bei einer Beregnung von einer Stunde etwa einem 50-jährlichen Niederschlagsereignis (DWD (2005a)). Aufgrund der hohen Durchlässigkeiten des Substrats ist zu vermuten, dass es bei keinem der Beregnungsversuche zu einer vollständigen Aufsättigung des Bodens kam. Vielmehr ist der starke Abflussanstieg am Ackerstandort Nr. 4 nach 20 bzw. 30 Minuten auf eine Kombination aus Teilsättigung und Verschlämmung zurückzuführen.

Die Beregnungssumme der Großberegnungen ist mit einem 100-jährlichen 72-stündigen Dauerregenereignis vergleichbar. Wegen der relativ kurzen Beregnungsintervalle von nur 15 Minuten konnten jedoch keine stationären Abflüsse beobachtet werden. Eine großräumige vollständige Sättigung ist folglich auch hier für alle Standorte auszuschließen.

Die Beregnungsintensitäten beider Beregnungsanlagen von $10 \text{ mm } 15\text{min}^{-1}$ entsprechen etwa einem einjährigen 15-minütigen Niederschlagsereignis (DWD (2005a)). Wie aus Tabelle 2.1, S. 6, ersichtlich würde ein 100-jährlicher 15-minütiger Starkregen Niederschlagsintensitäten von $31 \text{ mm } 15\text{min}^{-1}$ aufweisen. Folglich können aus den Beregnungsexperimenten nur sehr vage Schlüsse auf die Abflussreaktion während intensiver Wolkenbruchereignisse gezogen werden.

6.1.2. Infiltrationsraten

Die beobachteten Infiltrationsraten zwischen 170 und $15\,400 \text{ cm d}^{-1}$ bzw. 18 und $1600 \text{ mm } 15\text{min}^{-1}$ sind gemäß Wohlrab et al. (1992) als mittel bis sehr hoch einzuordnen. Der niedrigste Wert wurde am offen liegenden Ackerstandort Nr. 4 gemessen. Laut der BKA (2005) beträgt die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit eines schwach sandigen Lehms mit niedriger Trockenroh- und Lagerungsdichte etwa 55 cm d^{-1} . Folglich sind die sehr hohen gemessenen Infiltrationsraten auf Infiltration über Makroporen und Pipes zurückzuführen.

Schobel (2008) führte in verschiedenen Untersuchungsgebieten, u.a. auch dem Frankelbachgebiet, eine Vielzahl von Infiltrationsmessungen durch. Hier zeigte sich, dass die

Endinfiltrationsrate an Grünlandstandorten aufgrund der abdichtenden Wirkung abgestorbener Horstgräser und eines Geflechts aus Feinwurzeln besonders niedrig war. Die Minima lagen bei 30 cm d^{-1} , für das Frankelbachgebiet bei 50 cm d^{-1} . Für Flächen ohne Feinwurzelfilze lagen die mittleren Endinfiltrationsraten im Frankelbachgebiet bei 690 cm d^{-1} (Schobel (2008), S. 81).

Unter Vorbehalt dessen, dass die Infiltrationsraten wegen der Randeffekte und des Wasserüberstaus tendenziell eher zu hoch gemessen sind, ist davon auszugehen, dass im Frankelbachgebiet an Wald- und Grünlandstandorten selbst bei intensiven Starkniederschlägen (z.B. $31 \text{ mm } 15\text{min}^{-1}$) nur kleinräumig HOF entsteht. Auf offen liegenden Ackerflächen ist jedoch mit einer möglicherweise drastischen Erniedrigung der Infiltrationsraten infolge einer Verschlämmung zu rechnen. Die Oberflächenabflüsse während der Kleinberegnungsversuche sind auf kleinräumig hydrophobe (z.B. durch Nadelstreu), abgedichtete (z.B. durch Blattscheiden), verschlammte oder kleinräumig gesättigte Bereiche zurückzuführen.

6.1.3. Klein- und Großberegnungsversuche

Beim Vergleich der beiden Beregnungsanlagen zeigt sich, dass die Oberflächenabflusskoeffizienten für die größere Fläche der Großberegnungsanlage kleiner sind (Tabelle 5.8, S. 106). Dies deckt sich mit Schlussfolgerungen von Cerdan et al. (2004), die ausgehend von einem Datensatz mit über 100 Abflussereignissen in drei geschachtelten, ackerwirtschaftlich genutzten Gebieten eine Abnahme des Abflusskoeffizienten mit zunehmender Flächengröße beobachteten. Hintergrund für diesen Zusammenhang ist, dass die Wahrscheinlichkeit des Versickerns von Oberflächenabfluss mit zunehmender Fließlänge steigt. Zudem sind auf größeren und damit heterogeneren Flächen auch eher Bereiche zu finden, die als Abflusssenken wirken. Laut Beven und Germann (1982) wird die Makroporosität eines Bodens erst ab einer Fläche von etwa 10 m^2 repräsentativ erfasst. Folglich ist die Beregnungsfläche der Kleinberegnungsanlage hinsichtlich einer repräsentativen Abbildung größerer Flächen oder ganzer Hänge zu klein.

Zur Aussagekraft und Übertragbarkeit von Abflusskoeffizienten ist zudem festzustellen, dass der Abflusskoeffizient für Beregnungsversuche grundsätzlich einen anderen prozessualen Hintergrund hat als für ein gesamtes Einzugsgebiet. Durch Beregnungsversuche können lediglich oberflächennahe Abflussprozesse erfasst werden. Die ober- und unterirdische Abflusskonzentration, die auf der Einzugsgebietsskala eine wichtige Rolle spielt, sowie unterirdische Wasserflüsse werden hingegen nicht erfasst.

In anderen Studien wurde an Grünlandstandorten im Gegensatz zu den Ergebnissen dieser Arbeit (mittlerer Abflusskoeffizient der Kleinberegnungen: 10 %, Großberegnung: kein Oberflächenabfluss) deutlich mehr Oberflächenabfluss beobachtet (siehe Kapitel 2.2.2). Die Großberegnungsversuche von Schobel (2008), S. 90 ff, sind direkt mit den Versuchen dieser Arbeit vergleichbar, da Messaufbau und Vorgehen in beiden Untersu-

chungen identisch sind. Die von Schobel berechneten Böden waren jedoch entweder sandiger (Untersuchungsgebiet Greverath) oder toniger (Untersuchungsgebiet Idenheim). Die Abflusskoeffizienten für den dritten Berechnungstag waren in diesen Gebieten im Mittel höher als im Frankelbachgebiet. An vier von sechs Grünlandstandorten trat bedeutender Oberflächenabfluss auf (Oberflächenabflusskoeffizient 40 bis 60 %). Dies führt Schobel (2008), S. 91, auf die infiltrationshemmende Wirkung des Feinwurzelfilzes zurück. Derartig hohe Oberflächenabflusskoeffizienten wurden im Frankelbachgebiet auf Grünland weder für die Klein- noch die Großberechnungsstandorte beobachtet. Möglicherweise war an dem im Jahresverlauf späteren Versuchszeitpunkt der abdichtende Wurzelfilz durch nachwachsende Gräser bereits wieder durchbrochen.

Schobel (2008) beobachtete für die Waldstandorte für den dritten Berechnungstag entweder überhaupt keinen Abfluss (schluffig-sandige Böden in Greverath) oder Zwischenabflüsse mit Abflusskoeffizienten zwischen 25 und 70 % (tonigere Böden in Idenheim). Er führt die hohen Zwischenabflussreaktionen auf das Vorhandensein von präferentiellen Fließwegen über einem gering durchlässigen Unterböden zurück. Die Zwischenabflussreaktionen im Frankelbach-Gebiet sind ähnlich direkt jedoch mengenmäßig niedriger als in den Untersuchungen von Schobel. In den lehmig-sandigen Böden im Frankelbach scheinen die präferentiellen Fließwege weniger ausgebildet und der Unterboden weniger dicht als in dem tonigen Substrat Idenheims. Ein Zusammenhang zwischen Substrat und der Ausbildung von präferentiellen Fließwegen wurde auch von Kienzler und Naef (2008) gefunden. Kienzler identifizierte ein über weite Strecken ausgebildetes Pipesystem in relativ tonigen Böden und beobachtete hier eine deutlich schnellere laterales Fließen als an sandigeren Vergleichsstandorten. Die Ergebnisse für die Ackerstandorte werden in Kapitel 6.4.3 diskutiert.

Die Ergebnisse dieser Arbeit sind insofern nicht direkt mit den Untersuchungen von Bunza et al. (1996), Scherrer (1997) und Markart et al. (2004) vergleichbar, da sich der Verlauf und die Menge der Niederschlagsbelastung unterscheiden (siehe Tabelle 2.2). Die genannten Autoren führten die Berechnungen solange durch, bis sich eine stationäre Abflussreaktion einstellte. In den Großberechnungsversuchen der vorliegenden Arbeit stellten sich aufgrund der lediglich 15-minütigen Berechnungsdauern keine stationären Abflüsse ein.

6.2. Bodenfeuchtemessungen

6.2.1. Vergleich von manueller und automatisierter Messreihenauswahl

In dieser Arbeit wurden sechs der insgesamt 13 Bodenfeuchtesonden (A01, A02, A06, A08, A11 und A14) genauer analysiert. Die Auswahl erfolgte, wie in Kapitel 4.2.4 beschrieben, auf Grundlage einer einfachen Korrelationsanalyse und eines visuellen Vergleichs der Messreihen. Um die Identifikation von redundanten Informationen in den Zeitreihen ob-

jektiver und umfassender durchzuführen, wurde vom Institut für Angewandte Informatik der Fachhochschule Trier (FH Trier) der in dieser Arbeit erhobene Bodenfeuchtedatensatz einer automatisierten Analyse unterzogen. Hierbei wurde ein Clusterverfahren, das Verfahren der Self Organizing Maps (SOM) angewendet. Dieses ordnet mehrdimensionale Vektoren entsprechend ihrer Ähnlichkeit im mehrdimensionalen Raum. Ein einzelner Vektor setzt sich aus verschiedenen Merkmalen, hier den Messwerten der einzelnen Messreihen (Bodenfeuchte der verschiedenen Sonden, Durchfluss und Niederschlag) in einem Zeitschritt zusammen. Die im SOM gruppierten Vektoren können für eine Messreihe als zweidimensionale Merkmalskarte (component plane) dargestellt werden. Messreihen sind sich dann ähnlich, wenn die Farbmuster der entsprechenden Merkmalskarten ähnlich sind. Im Rahmen der automatisierten Analyse durch die FH Trier wurde für diese Merkmalskarten abschließend eine Korrelationsanalyse durchgeführt und unter Verwendung des Greedy-Algorithmus eine minimale Menge von unabhängigen Messreihen bestimmt. Die Ergebnisse sind in den Abbildungen 6.1 und 6.2 dargestellt. Sind hier zwei Messreihen (Knoten) mit einer Linie (Kante) verbunden, so ist der Korrelationskoeffizient für die Merkmalskarten dieser beiden Knoten höher als $|0.9|$. Die gelb markierten Knoten sind den über rote Kanten verbundenen Knoten sehr ähnlich, untereinander jedoch unähnlich. Das Vorgehen bei der Erstellung der SOMs und der Korrelationsgrafiken ist in Faust et al. (2010) für den Datensatz des Dürregebiets ausführlicher beschrieben.

Bei einem Korrelationskoeffizient-Schwellenwert von 0.9 sind die Messreihen der Bodenfeuchtesonden A08 und A09 nicht sehr ähnlich (Abbildung 6.1). Die Sonde A08 wurde in Kapitel 5.2 ausführlich beschrieben. Erstaunlich ist die hohe Ähnlichkeit der unterschiedlichen Tiefen der Sonde A08. Wie aus Abbildung 6.3 ersichtlich ist die Bodenfeuchtedynamik während eines Ereignisses in den unterschiedlichen Tiefen sehr unterschiedlich. Einzelereignisse scheinen jedoch bei der automatisierten Korrelationsanalyse nicht so stark ins Gewicht zu fallen. Für die Sonden A10 und A11 sind die Messreihen im Ober- und Unterboden sehr unähnlich. Die Sonde A11 wurde in dieser Arbeit analysiert, die Sonde A10 jedoch nicht. Da drei der gelben Knoten auf die Sonde A10 entfallen wäre eine Verwendung dieser Sonde sinnvoll gewesen, wobei die Korrelationen zwischen A10 und der in dieser Arbeit diskutierten Sonde A14 sehr hoch sind. Insgesamt ist festzustellen, dass die automatisierte Auswahl der Messzeitreihen ähnliche Ergebnisse liefert wie die visuelle und grobe statistische Analyse.

Wie aus Abbildung 6.2 ersichtlich bestätigt sich durch die automatisierte Datenanalyse, dass die Bodenfeuchtemessreihen am Standort Tal sehr stark korreliert sind. Eine Einzelstellung haben die Sonden A02 und A04. Dies wurde auch durch die visuelle und grobe statistische Analyse erkannt (Kapitel 5.2.1). Die Einzelstellung der Sonde A04 ist durch große, vermutlich fehlerhafte Sprünge in der Messzeitreihe begründet (Abbildung A.8). Die in dieser Arbeit genauer analysierten Sonden (A01, A02 und A06) sind genau jene, die in Abbildung 6.2 als gelbe Knoten dargestellt sind.

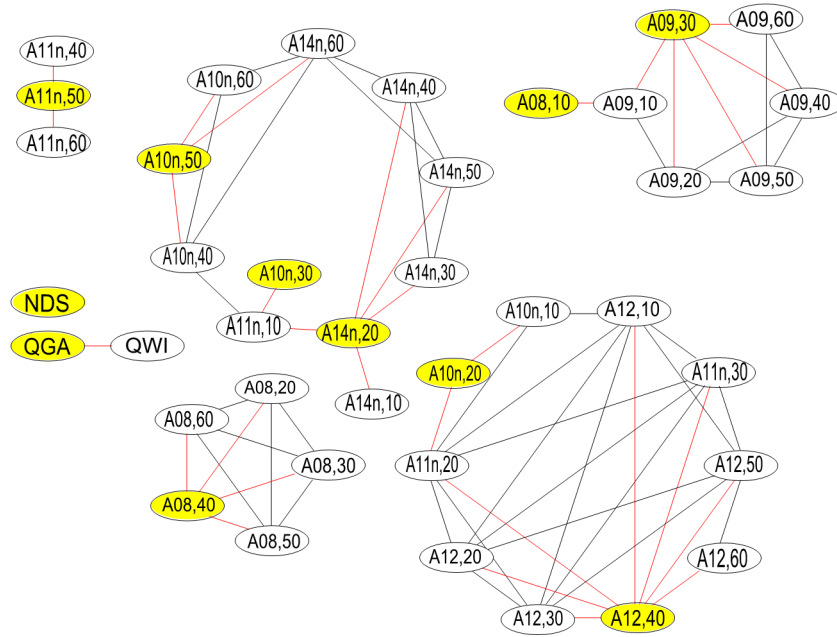


Abbildung 6.1.: Standort „Wiese“: Korrelation der Merkmalskarten einzelner Messreihen (Bodenfeuchtesonden Ax, Niederschlag NDS, Durchfluss Q an den Pegeln WI und GA). Knoten verbunden wenn Korrelation $> |0.9|$. Gelbe Knoten: minimale unabhängige Menge von Messreihen.

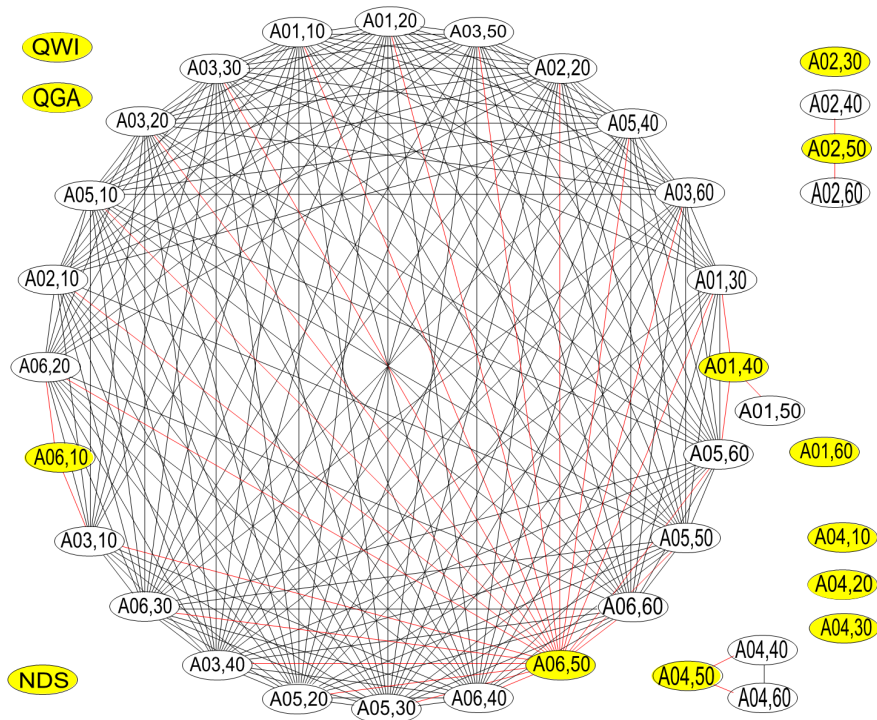


Abbildung 6.2.: Standort „Tal“: Korrelation der Merkmalskarten einzelner Messreihen (Bodenfeuchtesonden Ax, Niederschlag NDS, Durchfluss Q an den Pegeln WI und GA). Knoten verbunden wenn Korrelation $> |0.9|$. Gelbe Knoten: minimale unabhängige Menge von Messreihen.

6.2.2. Bodenfeuchtedynamik über die Tiefe und über die Zeit

Sickerstandorte

Für die Sonden A01, A02, A06, A11 und A14 wird über nahezu das gesamte Bodenprofil eine sehr direkte Reaktion auf Niederschläge beobachtet (Tabelle 5.5). An diesen Sonden nimmt die Spannung innerhalb eines einstündigen Messintervalls bis in eine Tiefe von mindestens 40 cm abrupt ab (z.B. Abbildung 5.10 und 5.12. Hier ist davon auszugehen, dass das Wasser im Oberboden über Makroporen und kleine Pipes schnell in die Tiefe sickert, teilweise an den Sondenstäben vorbeigeleitet wird und in der Tiefe entweder lateral (Standort Tal: II ICv-Horizont in ca. 60 cm Tiefe) und/oder vertikal (Standort Wiese: bis zu 3 m mächtiges Kolluvium) zügig abgeleitet wird. Die hohen Hangneigungen am Standort Tal begünstigen grundsätzlich den lateralen Wasserfluss. Sogenannte Sättigungsplateaus, die eine Aufsättigung der Bodenprofile von unten her anzeigen, wurde an keinem dieser sogenannten Sickerstandorte beobachtet. Für die nassesten Monaten Februar bis April liegen jedoch so gut wie keine Messungen vor.

Eine weitere Erklärung für den direkten, über die gesamte Sondenlänge zu beobachtenden Spannungsabfall könnten frei gespülte Sondenstäbe sein, d.h. das Wasser flösse dann direkt an den Sondenstäben in die Tiefe. Diese und weitere Unsicherheiten der Spatial-TDR-Messung werden in Kapitel 6.5 diskutiert.

Für eine differenziertere Untersuchung der direkten Reaktion auf Niederschläge müsste ein kleineres Messintervall gewählt werden. Janßen (2009) führt an den Sondenstandorten A09 und A12 einfache Gießkannen-Beregnungen mit extrem hoher Intensität (36-47 mm 15min^{-1}) durch. Die Spatial-TDR-Messungen (Messintervall: 3 min) zeigen bereits innerhalb der ersten 3 min nach Beregnungsbeginn einen starken Spannungsabfall bis in eine Tiefe von etwa 30 cm. Anschließend bewegt sich die Infiltrationsfront kontinuierlich abwärts und erreicht nach etwa 30 min die Sondenspitze in 60 cm Tiefe. Diese Ergebnisse weichen deutlich von den Laborversuchsergebnissen von Becker (2004) ab. Hier wurden die gleichen Dreistabsonden in homogenem schluffigen Sand installiert und beregnet. Becker (2004), S. 118 ff, dokumentiert die stetige Ausbreitung einer Infiltrationsfront, wobei 30 min nach Beregnungsbeginn lediglich die obersten 10 cm nasser waren.

Abflusskonzentrationsstandort

Für die gewässernah installierte Sonde A08 wird für zwei Dauerregenereignisse eine zeitlich verzögerte, starke Zunahme der Bodenfeuchte in 40-60 cm Tiefe beobachtet (Abbildungen 5.13, 5.16 und 5.19, S. 86 ff). Diese erfolgt synchron mit der Abflusszunahme der Quelle QU und erreicht ihr Maximum etwa zwei Tage nach Niederschlagsende. Folglich ist die Bodenfeuchtezunahme in der Tiefe weniger durch die Tiefenausbreitung einer Infiltrationsfront sondern vielmehr durch laterale Zuflüsse begründet.

Die Bodenfeuchtedynamik im Unterboden scheint von jener im Oberboden entkoppelt zu sein (Abbildungen 6.3 und 6.4). Das durchgehend trockenere Band in etwa 35 cm Tiefe könnte ein Bereich geringerer Durchlässigkeit sein, der die Sickerung in tiefere Bereiche reduziert. Im Oberboden tritt das Bodenfeuchtemaximum etwas zeitgleich mit dem Abflussmaximum auf, und die Austrocknung erfolgt relativ langsam. Aus der Bodenfeuchtzunahme im Oberboden könnte folglich die Form der Hochwasserwelle abgeleitet werden.

Der verzögert abfließende Interflow in 40-60 cm Tiefe resultiert aus unterirdisch konvergierendem Wasser, das auf einer stauenden Schicht abfließt. Diese Stauschicht könnte entweder aus einer tonigeren Lage im Rotliegenden oder durch periglaziale Solifluktiionsprozesse entstanden sein. Für beide Möglichkeiten lassen sich im Gelände Hinweise finden. Der Wechsel aus gebankten Sandsteinen und tonigen Bändern ist im etwa 1 km entfernten Steinbruch nahe des höchsten Punktes „Platte“ zu sehen. Ein weiteres Indiz für eine geologisch dichtere Schicht ist die Lage der Quellen der Frankelbach-Oberläufe. Diese befinden sich alle etwa auf Höhe der Sonde A08. Für die aufgeforsteten Weide oberhalb der Sonde A08 wird hingegen vermutet, dass sich in etwa 60-80 cm eine periglaziale Basislage befindet (Abbildung 5.27, S. 101). Deren stauende Wirkung wurde durch den Großberegnungsversuch bestätigt. Auch an anderen Schürftgruben im Frankelbachgebiet lassen eingeregeltere Steine auf rezente Solifluktiionsprozesse schließen. Die Basislage ist im unteren Bereich der Mulde nahe des Spatial-TDR-Clusters durch mächtiges kolluviales Material überdeckt und könnte folglich die besagte Stauschicht sein. Über die Ausprägung und Lage der periglazialen Schichten an den Unterhänge liegen jedoch keine detaillierteren Informationen vor.

6.2.3. Ableitung von Gebietsfeuchtezuständen und Bodenfeuchteschwellenwerten

Die Motivation für die Bodenfeuchtemessungen im Frankelbach-Einzugsgebiet war es, an für bestimmte Abflussbildungsprozesse repräsentativen Standorten Informationen über den Feuchtezustand und damit die Abflussbereitschaft des Einzugsgebiets zu erhalten. Die deterministische Verknüpfung der Punktinformation der Bodenfeuchtesonde mit der Abflussreaktion an einem Pegel könnte beispielsweise durch den Einsatz datengetriebener Modelle erfolgen. Casper et al. (2007) demonstrierten exemplarisch für das Dürreychgebiet, dass sich die Hochwasser aus dem Niederschlagsinput und dem aktuellen Feuchtezustand eines Gebietes vorhersagen lassen. Hierbei setzten die Autoren ein durch Bodenfeuchtedaten getriebenes Fuzzy-Logik-Modell ein, in dem eine Einheitsganglinie in Abhängigkeit gemessener Feuchtezustände skaliert wurde. Aus den in Kapitel 6.5 beschriebenen Gründen wurden in der vorliegenden Arbeit keine Absolutwerte der Bodenfeuchtwerte rekonstruiert sondern lediglich das auf den Ort transformiert Spatial-TDR-Rohsignal ausgewertet (Kapitel 4.2.4). Jedoch können auch aus diesen relativen Änderung des Rohsignals Informationen bezüglich des aktuellen Feuchtezustands abgeleitet werden.

Nach der Analyse der Spatial-TDR- und Abflussdaten können drei unterschiedliche Feuchtezustände abgegrenzt werden, die jeweils eine bestimmte Abflussreaktion implizieren (Tabelle 6.1). Die Sonde A06 steht hier stellvertretend für die Sickerstandorte mit Schwellenwertverhalten.

Tabelle 6.1.: Zuweisung von Abflussreaktionen während bestimmter Feuchtezustände bei einem Niederschlagsereignis von 10 - 40 mm h⁻¹. AK: Abflusskoeffizient, OB: Oberboden, UB: Unterboden, HOF: Horton'scher Oberflächenabfluss, SSF1: lokaler Subsurface flow, SSF2: Subsurface flow infolge von unterirdischer Abflusskonzentration.

Messreihe und -wert	Feuchtezustand	Prozess	AK
A06 OB > 0.07	trocken	kleinräumiger HOF und SOF	< 10%
A06 OB < 0.07	feucht	kleinräumiger SSF1	10 - 70%
A08 UB < 0.05	nass	Überlagerung von SSF1 und SSF2	> 70%

Der trockene Zustand

Zustände, in denen die Messungen an den Sickerstandorten über dem jeweiligen Spannungsschwellenwert liegen werden als trocken bezeichnet (Tabelle 6.1). Das in Kapitel 5.2.6 beschriebene bivalente Schwellenwertverhalten (trocken - feucht) einiger Sickerstandorte (z. B. Sonde A06) ist primär auf unterschiedliche Feuchtezustände im Sommer und Winter zurückzuführen. Dieses bivalente Verhalten zeigt sich auch in der Verteilung der Abflusskoeffizienten (Abbildung 5.1, S. 70). Diese sind in den Sommermonaten selbst für größere Niederschlagsereignisse sehr niedrig. Für etwa 50 % der Abflussereignisse liegen die Abflusskoeffizienten am Pegel GA unter 10 %. Während dieser trockenen Zustände fungieren die Böden als Speicher. Wasser, das in die Tiefe sickert erreicht den Vorfluter nicht, da der Wassergehalt und damit die hydraulische Leitfähigkeit der Böden gering ist (keine hydraulische Ankopplung der Hänge). Folglich stammt das Wasser der Hochwasserwellen dann nahezu ausschließlich von versiegelten Flächen (HOF) und dem gewässernahen Auebereich (SOF).

Der feuchte Zustand

Liegen die Spatial-TDR-Messwerte im Oberboden der Sickerstandorte unter dem entsprechenden Schwellenwert, so wird dieser Zustand als feucht bezeichnet (Tabelle 6.1). Der feuchte Zustand tritt primär im Winterhalbjahr auf. Die nahezu gleichbleibenden Spatial-TDR-Spannungen während der winterlichen Abflussscheitel (z.B. Abbildung 5.16, S. 90) lassen einen Zustand nahe der Sättigung vermuten. Chiffard (2006), S.81 dokumentiert für mehrere Hangstandorte sehr ähnliche Zusammenhänge zwischen Saugspannung und Abfluss. Als Ursache höherer Abflüsse führt er die Sättigung und schnelles laterales Fließen in der Mittellage (ca. 90 cm Tiefe) an und spricht dann von einer Aktivierung des hanghydrologischen Systems. Für das Frankelbachgebiet ist anzunehmen, dass es

während winterlicher Niederschläge zu einer kleinräumigen und kurzzeitigen Sättigung kommt. Die räumliche Ausbreitung und Dauer dieser unterirdischen Sättigung und damit die hydraulische Anbindung an das Gewässernetz dürfte primär von den Niederschlagscharakteristika abhängen. Dementsprechend reicht der Bereich der zu erwartenden Abflusskoeffizienten von 10 bis 70 %. Eine weitere Differenzierung dieses feuchten Zustands war aufgrund der vorliegenden Spatial-TDR-Messreihen bisher nicht möglich.

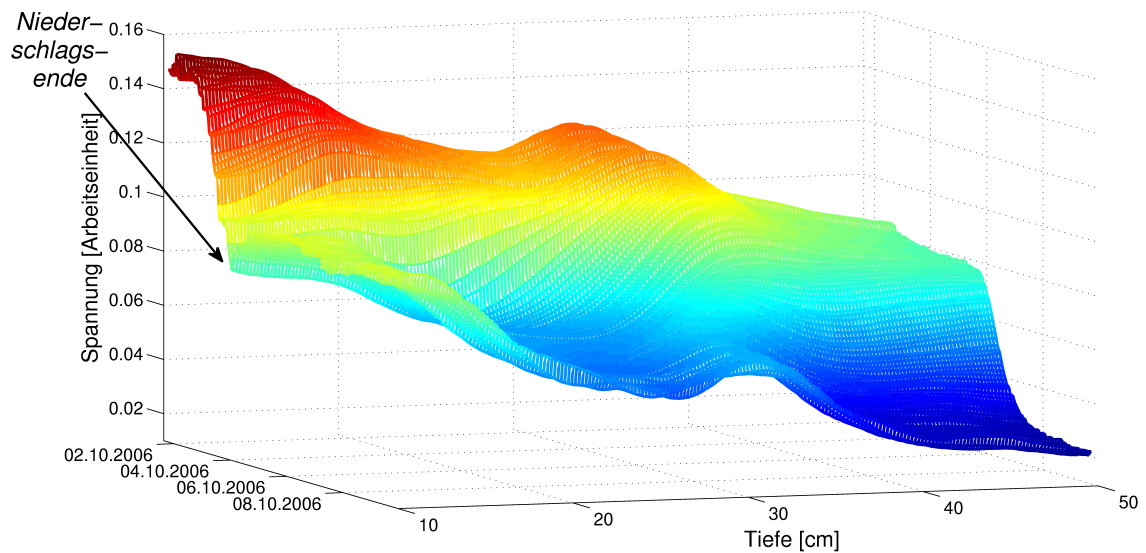


Abbildung 6.3.: Dauerregenereignis Oktober 2006: Spatial-TDR-Signaländerung in 10 bis 50 cm Tiefe (rot: trocken, blau: nass) am Abflusskonzentrationsstandort A08.

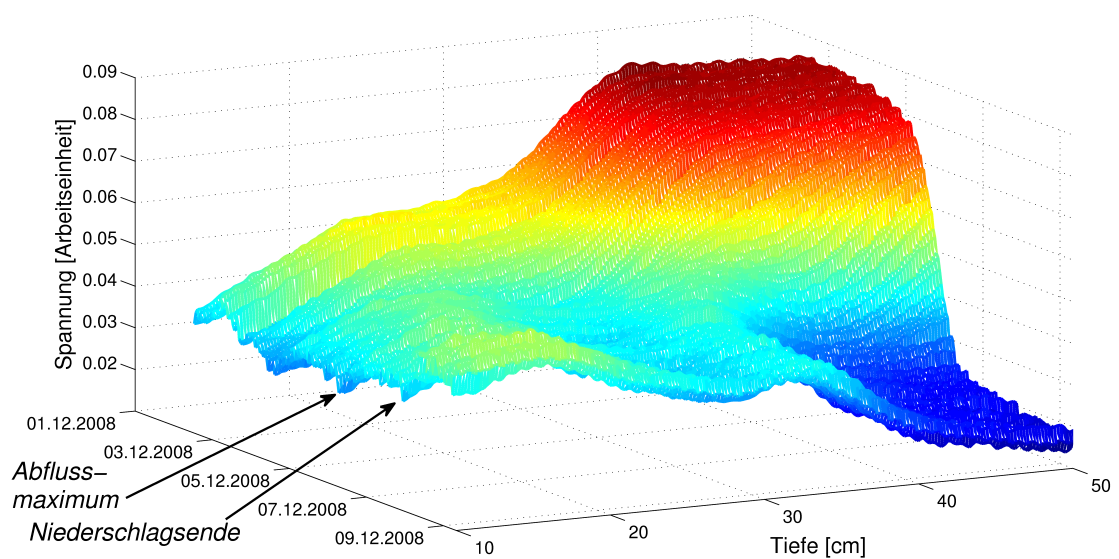


Abbildung 6.4.: Dauerregenereignis Dezember 2008: Spatial-TDR-Signaländerung in 10 bis 50 cm Tiefe (rot: trocken, blau: nass) am Abflusskonzentrationsstandort A08.

Der nasse Zustand

Wird im Unterboden des Sondenstandorts A08 ein sehr niedriger Spannungswert gemessen, so wird dieser Zustand als nass bezeichnet (Tabelle 6.1). Die Sonde A08 ist besonders geeignet, um den Übergang von feuchten zu nassen Zuständen zu erkennen. Der Unterboden wird hier nur bei Dauerregen infolge einer unterirdischen Abflusskonzentration deutlich nasser. Die dadurch verursachte „nachlaufende Welle“ trat in den beobachteten Hochwassern erst nach dem Hochwasserscheitel auf. Würden jedoch während der nachlaufenden Welle höhere Niederschläge fallen, so käme es zu deutlich höheren Abflusskoeffizienten (möglicherweise größer als 100 %). Nachlaufende Wellen infolge einer unterirdischen Abflusskonzentration wurden auch von Kirnbauer et al. (2009) in den Kitzbüheler Alpen und Liebscher (1975) im Harz beobachtet.

6.3. Hydrometrische Beobachtungen und ereignisbasierte Modellierung

6.3.1. Hohe Ereignisabflusskoeffizienten in den Wintermonaten

Die Auswertung der Hochwasserereignisse für die Pegel Gebietsauslass (GA) und Wiese (WI) zeigen, dass die Abflussreaktion des Frankelbachs stark von der Jahreszeit bzw. dem Feuchtezustand abhängig ist. Dieses quasi bivalente Abflussverhalten (sehr geringe Reaktion auf Starkniederschläge im Sommer, relativ starke Reaktion im Winter) ist für den Pegel WI besonders deutlich ausgeprägt (siehe Verteilungsfunktion der Abflusskoeffizienten in Abbildung 5.1, S. 70). Die Abhängigkeit von der Vorfeuchte konnte durch die statistische Korrelationsanalyse jedoch nicht eindeutig bestätigt werden. Der Scheiteldurchfluss und der Abflusskoeffizient sind lediglich mit dem Vorereignisabfluss signifikant positiv korreliert ($r = 0.57$, Tabelle 5.4) jedoch nicht mit dem 21tägigen Vorregenindex.

Auffällig ist, dass in den Wintermonaten auch für schneefreie Ereignisse relativ hohe Abflusskoeffizienten beobachtet wurden. Dies ist insofern überraschend, da sich das Untersuchungsgebiet in einer klimatisch eher trockenen Mittelgebirgsregion befindet und folglich anzunehmen wäre, dass die Gebietsspeicher nur sehr selten während sehr starker Niederschläge gefüllt werden. Merz et al. (2006) zeigte anhand eines Datensatzes mit 50000 Hochwasserereignissen in 337 österreichischen Einzugsgebieten, dass in klimatisch trockenen Gebieten (Niederschlag $< 700 \text{ mm a}^{-1}$) Ereignisse mit Abflusskoeffizienten über etwa 40 % nur sehr selten auftreten. Die Einzugsgebietsflächen der untersuchten Gebiete waren hier jedoch deutlich größer (80 bis 10 000 km^2). Auch im Vergleich zu den Untersuchungen von Casper (2002) im Dürreych-Einzugsgebiet (7 km^2 , Buntsandstein, Niederschlag 1560 mm a^{-1}) sind die Abflusskoeffizienten im Frankelbachgebiet sehr hoch. Casper (2002) beobachtete in der etwa 3-jährigen Messreihe nur für vier Ereignisse Abflusskoeffizienten über 10 %. Selbst für das etwa 150jährige Hochwasserereignis mit

einer Scheiteldurchflussspende von 2000 bis $2700 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ betrug der Abflusskoeffizient nur etwa 40 %. Trotz der relativ hohen Abflusskoeffizienten sind die Scheitelabflüsse des Frankelbachs eher niedrig. Der höchste gemessene Scheiteldurchfluss von $142 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ liegt deutlich unter dem geschätzten Scheiteldurchfluss des 1995er Hochwassers ($1700 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$). Umgekehrt ist demzufolge davon auszugehen, dass der Ereignisabflusskoeffizient für die Hochwasser 1993, 1995 und 2002 nahe 100 % lag.

Erklärungen für diese sehr hohen Abflusskoeffizienten im Frankelbachgebiet sind:

- Aufgrund der nach SO einfallenden geologischen Schichten sind die unterirdischen Einzugsgebiete der Quellgewässer vermutlich größer als deren oberirdisches Einzugsgebiet. Dass das nahe der Wasserscheide infiltrierende Wasser während eines Ereignisses bedeutend zur Hochwasserwelle beiträgt, ist jedoch zu bezweifeln.
- Im feuchten Zustand werden während höherer Niederschläge „Abflussräume“ (z.B. Mulden und Hänge) an das Gewässernetz angekoppelt, wobei die Betrachtung des dreidimensionalen Raums von besonderer Bedeutung ist. Aus diesen unterirdischen Abflussräumen werden möglicherweise größere Wassermengen mobilisiert, die bereits vor dem Niederschlagsereignis gespeichert waren. Findet beispielsweise auf 40 % der Einzugsgebietsfläche (vergleiche dunkelblaue Flächen in Abbildung 5.36, S. 112) laterales Fließen in einem mehrere cm mächtigen schwebenden Grundwasserleiter statt, so ist ein deutlich höherer Abflusskoeffizient als 40 % zu erwarten.
- Systematisch zu niedrig gemessene Niederschläge bzw. zu hohe Durchflüsse könnten eine Grund für die relativ hohen Abflusskoeffizienten sein. Die in dieser Arbeit verwendeten Niederschläge wurden nicht korrigiert, da keine Windgeschwindigkeitsmesswerte vorlagen. Folglich sind diese im Mittel etwa 10 % zu niedrig (mittlerer Niederschlagsfehler nach Sevruk (1982) infolge der Windfeldefformation) und die berechneten Abflusskoeffizienten dementsprechend tendenziell zu hoch. Die Durchflussmessungen am Pegel GA wurden zwischen 2005 und 2008 mit manuellen Abflussmessungen nach der Salzverdünnungsmethode verglichen (maximaler Durchfluss: 50 l s^{-1}) und als zuverlässig bewertet. Eine Ausuferung während der erfassten Hochwasserereignisse wird ausgeschlossen.
- Im Gegensatz zu anderen Untersuchungen wurde der Basisabfluss für einzelne Hochwasser geradlinig abgetrennt (Kapitel 4.3.1). Insbesondere für Dauerregenereignisse könnte dies zu einer Erhöhung des Abflusskoeffizienten um geschätzt 10 % führen.

6.3.2. Unterirdischer Zustrom

Bezüglich der Herkunftsräume des Wassers während eines Hochwasserereignisses sind die Abflussmessungen an der Quelle QU, die Bodenfeuchtemessungen an den Sonden A08 und A09 wie auch die Leitfähigkeitsmessungen besonders interessant. Abbildung 6.5 zeigt, dass ab Beginn des unterirdischen Abflusses (abrupte Zunahme der Bodenfeuchte in 45 cm Tiefe im Dezember 2008) die Abflussreaktion auch auf kleinere Niederschlagsereignisse sehr viel stärker ist. Für die größeren Ereignisse tritt der Abflussscheitel an der

Quelle erst 1 bis 2 Tage nach dem Niederschlagsschwerpunkt und deutlich später als an den Gerinnepegeln auf (Abbildungen 5.5 und 5.6). Dieser späte Anstieg des Quellabflusses ist vermutlich Folge einer unterirdischen Konvergenz von gerinnefern infiltrierendem Wasser. Zudem zeigen die Abbildungen 5.5 und 5.6, S. 73, dass der Quellabfluss etwa zeitgleich mit den Hochwasserwellen in den Gerinnen abrupt ansteigt. Dies ist besonders deutlich für das insgesamt höchste Ereignis am 12. März 2008 (Abbildung 5.6) zu erkennen. Hier bewirkt der Niederschlag einen quasi sprunghaften Anstieg des Quellabflusses auf etwa das Doppelte. Diese abrupten Abflussanstiege weisen darauf hin, dass die quellnahen Flächen das Niederschlagswasser sehr schnell in das Pipesystem der Quelle weiterleiten. Auch die Leitfähigkeitsmessungen deuten darauf hin, dass die Fließwege sehr direkt bzw. die Verweilzeiten des Wassers sehr kurz sind. Für die größeren Ereignisse wird der Anteil des Ereigniswassers auf 50 bis 70% geschätzt. Folglich ist der Zustrom von tiefem Grundwasser zumindest für die Kopfeinzugsgebiete gering. Aufgrund der ereignisbasierten Modellierung der Zuflüsse (Kapitel 5.4) wird davon ausgegangen, dass dieses Wasser auch kein Oberflächenwasser ist. Es muss sich also um unterirdisch fließendes Wasser handeln, das aber nur sehr kurz mit der Bodenmatrix in Kontakt steht.

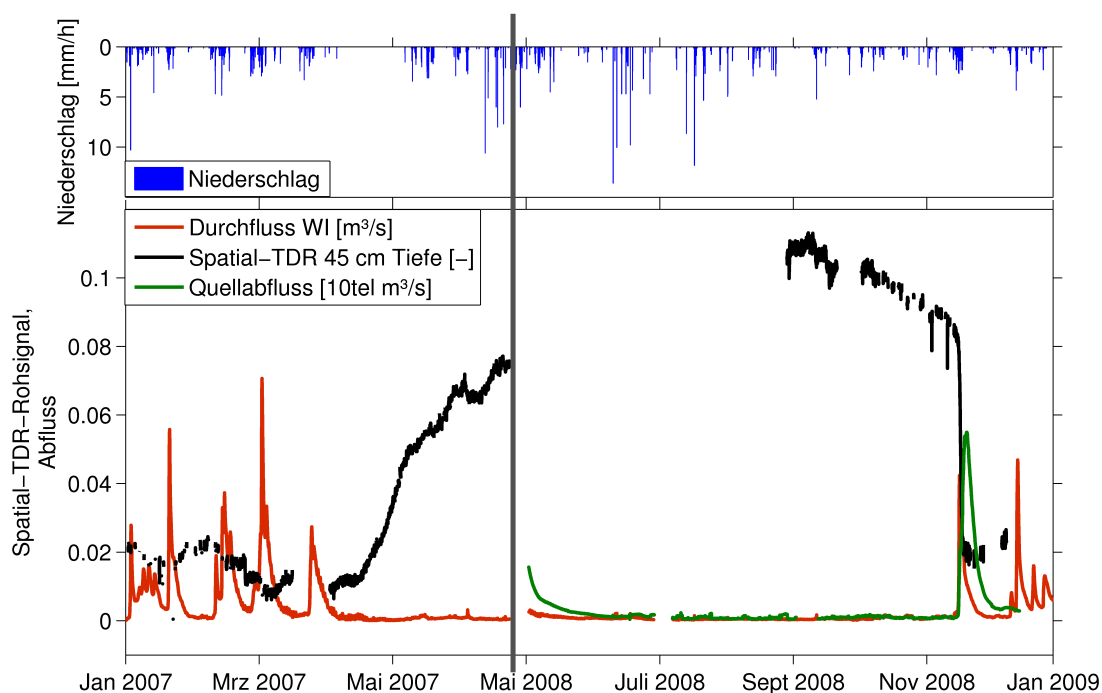


Abbildung 6.5.: Aktivierung unterirdischer Fließprozesse und stärkere Abflussreaktion infolge eines Dauerregens im Dezember 2008. (grauer Balken: Zeitsprung von einem Jahr)

6.3.3. Beitrag einzelner Abflusskomponenten zum Scheiteldurchfluss

Laut der ereignisbasierten Modellierung der Zuflüsse (Kapitel 5.4) bestehen die Durchflussscheitel der gemessenen größeren Hochwasser nahezu ausschließlich aus unterirdisch zufließendem Wasser. Der Oberflächenabfluss ist zum Zeitpunkt des Scheiteldurchflusses bereits abgeflossen. Bei einer stärkeren zeitlichen Verzögerung des Oberflächenabflusses wäre dessen Beitrag zum Abflussscheitel weiterhin gering.

Die Berechnungen der unterirdischen Abflusskomponente P ist jedoch sehr unsicher, da sich einerseits mittlere Fließraten und die Anzahl der Pipes nur schwer messen und generalisieren lassen. Andererseits kann die Höhe der gesättigten Zone H_s nicht gemessen sondern nur kalibriert werden. Hierzu wurde im Modell als einziger Kalibrierparameter der Konvergenzfaktor K_{uf} eingeführt, der die unterirdische Abflusskonzentration und den damit verbundenen Anstieg der gesättigten Zone und des hydraulischen Potentials steuert.

Der Anteil des Pipeflows am Scheitelabfluss beträgt laut Modellberechnungen etwa 58 %. Aufgrund der Leitfähigkeitsmessungen (geschätzter Ereigniswasseranteil: 50 bis 70 %) ist davon auszugehen, dass dieser Pipeflow vorwiegend aus Wasser besteht, dass nur sehr kurz im Untergrund gespeichert wird. Schnelle unterirdische Pipeflowreaktionen wurden in zahlreichen Untersuchungen beobachtet (Kapitel 2.2.3). Kienzler und Naef (2008) dokumentiert beispielsweise für eine relativ bindige Braunerde schnelles unterirdisches Fließen (bypass flow) über eine Strecke von 115 m in 1.5 bis 2.5 m Tiefe (mittlere Fließgeschwindigkeit: 0.6 cm s^{-1}). Mithilfe unterschiedlicher Tracer wurde dieses Wasser eindeutig als Ereigniswasser ausgewiesen. Bei den Beregnungsversuchen von Scherrer (1997) floss an einem Waldstandort ein Großteil des Beregnungswassers durch vertikale und laterale Pipes unter der Grube vorbei und exfiltrierte nach kurzer Zeit in einen hangabwärts liegenden Gewässereinschnitt. Genauere Untersuchungen von Pipesystemen zeigten jedoch, dass Pipes in Wäldern selten länger als einige Meter durchgängig ausgebildet sind (Weiler und McDonnell (2007)).

Unter der Annahme dass der Zeitraum zwischen Niederschlagsbeginn und Durchflussscheitel im Mittel einen Tag beträgt, wird die laterale Ausdehnung des zum Hochwasserscheitel beitragenden gerinnenahen Bereichs auf 10 bis maximal 50 m geschätzt. Für größere Pipes und Quellbereiche dürfte der unterirdisch beitragende Abflussraum deutlich größer sein. Zum Matrixflusses tragen bei einer geschätzten mittleren hydraulischen Leitfähigkeit von 400 cm d^{-1} lediglich bis 4 m vom Gerinne entfernte Bereiche zum Scheitelabfluss bei. Sidle et al. (2000) geht aufgrund von Fließgeschwindigkeitsmessungen in einem dem Frankelbachgebiet ähnlichem japanischen Einzugsgebiet davon aus, dass nur die unteren 1.8 bis 8 m eines Hangs zur Hochwasserwelle beitragen. Die Überschätzung der simulierten auslaufenden Hochwasserwellen in den Simulationen dieser Arbeit (z.B. Abbildung 5.4, S. 108) ist ein Indiz dafür, dass die starke unterirdische Abflussreaktion im gerinnenahen Bereich nur sehr kurzzeitig aktiviert wird und das System quasi direkt nach Ablauf der Hochwasserwelle wieder in einen „passiven Zustand“ zurückfällt. Das

Wasser des abfallenden Astes scheint dann nahezu ausschließlich aus dem Quellzufluss der Quelle QU zu bestehen.

Im Gegensatz zu anderen Niederschlag-Abfluss-Modellen auf der Hangskala (z.B. HILLFLOW (Bronstert (1994)), CATFLOW (Maurer (1997)) oder HillVi (Weiler und McDonnell (2004)) werden die Wasserflüsse in dem in dieser Arbeit eingesetzten Modellansatz weder über längere Zeitspannen noch über den Raum kontinuierlich berechnet. Flächen-detaillierte Informationen sind nicht enthalten. Zielsetzung war lediglich eine Bilanzierung potentieller Zuflüsse in einen Gerinneeinschnitt während des Scheiteldurchflusses gemessener Hochwasser. Das sehr einfache Modellkonzept mit nur einem Kalibrierparameter ist folglich sehr transparent und ohne eine umfangreiche Erhebung weiterer Daten (z.B. von Bodenkennwerten) sehr einfach anwendbar. Bei der Modellierung werden weder die Interzeption noch die Verdunstung berücksichtigt, da beide Wasserhaushaltsglieder während kurzzeitiger höherer Niederschläge vernachlässigbar klein sind. Der Fehler dürfte hier im Bereich der Genauigkeit der Niederschlagsmessung liegen.

Abschließend sei betont, dass die Erkenntnisse aus der Modellanwendung nicht unverändert auf Starkniederschläge oder andere Gebiete übertragen werden können. Während sehr intensiver Niederschläge kann es durchaus zu deutlich höheren Oberflächenabflüssen kommen (Kapitel 6.4.3).

6.4. Zusammenschau und Hypothesen zur Hochwasserentstehung

6.4.1. Einordnung der Untersuchungen im Frankelbachgebiet

In Abbildung 6.6 sind die verschiedenen Untersuchungsansätze entsprechend der räumlichen Skala und der Wiederkehrzeit der untersuchten Abflussereignisse angeordnet. Infiltrations- und Beregnungsversuche liefern sehr genaue Informationen über das Abflussverhalten einer bestimmten (Ober-)fläche während Starkniederschlag, sind jedoch auf eine kleine Fläche beschränkt. Hanghydrologische Beobachtungen (Spatial-TDR-Messungen, Quellabflussmessungen) repräsentieren einen größeren Raumausschnitt, können jedoch nur für kurze Messzeitspannen durchgeführt werden, womit die Eintrittswahrscheinlichkeit eines natürlichen Starkniederschlags gering ist. Die Rekonstruktion historischer Hochwasser gibt Einblick in den Extrembereich, lässt jedoch keinerlei flächen- und prozessdifferenzierte Rückschlüsse zu.

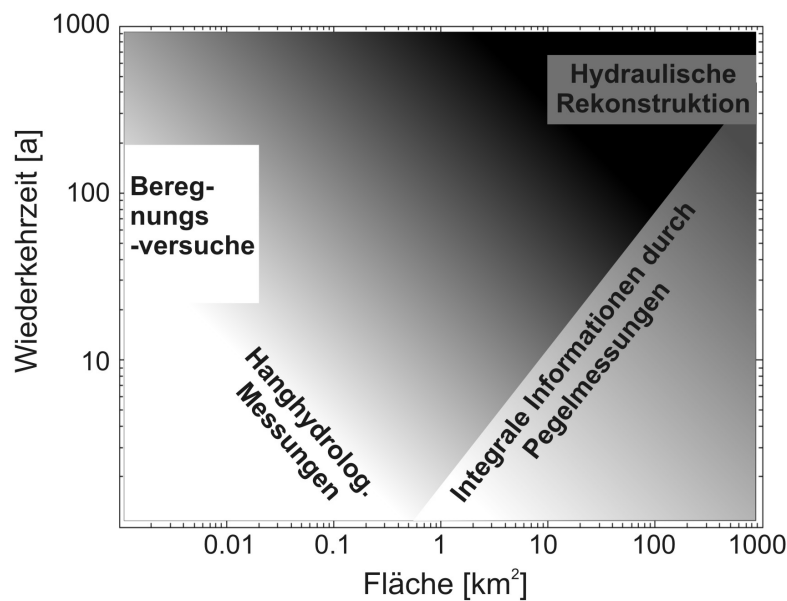


Abbildung 6.6.: Prozessforschung auf unterschiedlichen Skalen und mit unterschiedlicher Transparenz (je heller desto detaillierter die Prozesskenntnisse).

Gemäß Tabelle 2.3, S. 12, ist dem eher trockenen und mittel durchlässigen Frankelbach-Einzugsgebiet der Geocode 22 242 3n zuzuordnen. Keines der Gebiete in Tabelle 2.5, S. 13, weist den gleichen Geocode auf. Ähnlich sind die stärker bewaldeten Ziegenhagen-Einzugsgebiete (Cyffka (1991)), der im Muschelkalk gelegene Kartelbornsbach (Symader et al. (1999)), der etwas nassere Frankenwald (Kleber (2004)) und das etwas flachere Weiherbachgebiet (Plate und Zehe (2008)).

Der Ereigniscode (Tabelle 2.4, S. 12) für den vierjährigen Untersuchungszeitraum lautet 42 243. Bemerkenswert ist, dass die erfassten Scheitelabflussspenden relativ niedrig waren,

die Abflusskoeffizienten mehrerer Ereignisse ohne Schmelzwasser jedoch über 50 % liegen (siehe Tabelle B.2 im Anhang).

6.4.2. Der Zwischenabfluss als dominierende Abflusskomponente

Dem Zwischenabfluss kommt im Frankelbachgebiet eine besondere Bedeutung zu. Die folgenden Beobachtungen weisen in ihrer Gesamtheit darauf hin, dass der relativ schnell infiltrierende Niederschlag auf stauenden Schichten unterirdisch konvergiert und insbesondere während Dauerregen bedeutend zur Hochwasserwelle beiträgt:

- An Schürfgaben wurden in 70-100 cm Tiefe hydromorphe Merkmale gefunden. Die Staunässe resultiert aus einer deutlichen Abnahme der Lagerungsdichte in Verbindung mit eingeregelt plattigen Steinen. Hierbei könnte es sich um die Basislage nach dem Konzept der periglazialen Deckschichten von Semmel (1968) handeln.
- Das Austrocknen der Gewässer und die sehr schwache Abflussreaktion im Sommer deuten darauf hin, dass die Gewässer primär aus einem oberflächennahen Zwischenabflussspeicher und nicht aus einem tiefer liegenden, langsam dränenden Grundwasserspeicher gespeist werden. Die Entleerung der Zwischenabflussspeicher in Trockenzeiten zeigt, dass diese insgesamt als durchlässig einzuordnen sind.
- Die relativ hohen Ereignisabflusskoeffizienten im Winterhalbjahr lassen sich nur durch unterirdisch zufließendes Wasser (z.B. aus einem mehrere Dezimeter mächtigen schwebenden Grundwasserleiter) begründen.
- Die Großereignisversuche zeigen eine sehr direkte Reaktion des Zwischenabflusses. An drei Standorten trat ausschließlich Zwischenabfluss und kein Oberflächenabfluss auf. An den verbleibenden zwei Standorten war der Zwischenabfluss etwa gleich hoch und gleich schnell wie der Oberflächenabfluss. Die relativ niedrigen Zwischenabflusskoeffizienten (2,5-33 %, dritter Ereignistag) dürften bei stationären Abflussverhältnissen höher liegen.
- Für einen Großteil der Bodenfeuchtemessstandorte wurde eine sehr schnelle Weiterleitung des Niederschlags in die Tiefe beobachtet. Für die in einer Tiefenlinie installierte Sonde A08 konnten laterale Fließprozesse infolge von Dauerregen eindeutig nachgewiesen werden.
- Zahlreiche Quellen im Frankelbachgebiet sind Pipequellen mit Durchmessern im Dezimeterbereich. Für die Quelle QU wurde während größerer Hochwasser eine direkte Reaktion auf den Niederschlag beobachtet.
- Der aus den Leitfähigkeitsmessungen geschätzte Ereigniswasseranteil im Teileinzugsgebiet „Wiese“ beträgt während der höchsten Abflussereignisse 50-70 %. Dieses Ereigniswasser ist vermutlich weniger über die Oberfläche sondern größtenteils unterirdisch dem Gewässer zugeflossen. Die deutliche Erniedrigung der Leitfähigkeit weist auf die sehr kurzen Aufenthaltszeiten bzw. die hohe Durchlässigkeit des Untergrundes hin.
- Die Modellierung der Zuflüsse in den Gewässereinschnitt oberhalb des Pegels WI

stützt die These, dass der unterirdische Abfluss aus dem gewässernahen Bereich einen beträchtlichen Anteil am Hochwasserscheitel hat. Während des höchsten Abflussereignisses im März 2008 setzte sich der um etwa fünf Stunden verzögerte Abflussscheitel zu nahezu 100 % aus unterirdisch zufließendem Wasser zusammen.

6.4.3. Die Entstehung und Bedeutung des Oberflächenabflusses

Für das Frankelbachgebiet wird die Bedeutung des Horton'schen Oberflächenabflusses (HOF) kontrovers diskutiert. Auf einer sogenannten Abflusssensitivitätskarte (ASK) für das Frankelbachgebiet (Schobel et al. (2007), Schüler (2006)) wird für sämtliche Ackerflächen der Prozess HOF angegeben. Im Gegensatz dazu werden diese Flächen auf der für das gesamte Nahe-Einzugsgebiet erstellten Bodenhydrologischen Potentialkarte (BHP, Behrens und Scholten (2004)) als Flächen mit dominierender Tiefensickerung ausgewiesen. Ein Unterschied zwischen den beiden Karten besteht in der unterschiedlichen Berücksichtigung räumlicher Beziehungen. Während die ASK die lokal auftretenden Prozesse beschreibt, bildet die BHP auch topologische Beziehungen, z.B. die Gewässernähe, ab. Da in die BHP nur allgemein verfügbare Daten eingehen und die Bodendaten für das Frankelbachgebiet sehr einheitlich sind, werden die Prozesse auf der BHP nahezu ausschließlich durch die Gewässernähe und die Landnutzung definiert.

Während der Geländeuntersuchungen wurden auf den *Ackerflächen* nur kleinräumig Verschlammungskrusten beobachtet. An nur einem von fünf offen liegenden Ackerstandorten kam es während der Kleinberegnungsversuche zu bedeutendem HOF (Abflusskoeffizient: 56 %). In den Untersuchungen von Schobel (2008) beträgt der maximale Oberflächenabflusskoeffizient für die Ackerstandorte bei gleicher Beregnungsintensität sogar nur 30 %. Für seltene Konvektivniederschläge mit Intensitäten eines 100-jährlichen Ereignisses (z.B. $31 \text{ mm } 15\text{min}^{-1}$) ist jedoch davon auszugehen, dass auf offen liegenden, nicht gemulchten Ackerstandorten deutlich mehr HOF entsteht als dies durch die Beregnungsversuche gezeigt wurde. Die Erosionsspuren nach dem Ereignis im Mai 2002 (Abbildung 3.4, 32) sowie Beobachtungen des Revierförsters Herrn Winicker bestätigen, dass zumindest auf einem Teil der Äcker Oberflächenabfluss entstand, der sich in den Tiefenlinien der Hochflächen sammelte und an einzelnen Stellen zu Tale schoss. Zudem erbrachten die jüngsten Großberegnungsversuche im April 2010 nahe des Ackerstandorts Nr. 12 einen Oberflächenabflusskoeffizient von etwa 60 % (Marco Hümann, mündliche Mitteilungen).

Durch eine fiktive Hochrechnung der maximal auf den Ackerflächen im Frankelbachgebiet entstehenden Menge an HOF kann der Beitrag des HOF zum Scheiteldurchfluss am Pegel GA abgeschätzt werden (Tabelle 6.2). Hier entsprechen die Szenarien 1a bis 1c einem 100-jährlichen 15minütigen Starkregenereignis mit unterschiedlichem Anteil offener bzw. hydraulisch angeschlossener Äcker. Im Szenario 2 werden die Berechnungen für das 2002er Wolkenbruch-Ereignis (Tabelle 5.2) durchgeführt. Die Niederschläge des Szenarios 3 entsprechen dem Input des zwischen 2004 und 2009 höchsten Hochwassers am 12. März 2008. Die sehr unsicheren Abschätzungen zeigen, dass der HOF im

Extremereignisfall und bei ungünstigen Bedingungen (viele offen liegende, hydraulisch angeschlossene Äcker) einen großen Beitrag zum Hochwasser liefern kann. Der Scheiteldurchfluss des großen 1995er Hochwassers lag laut den hydraulischen Rekonstruktionen vergleichsweise bei geschätzten 8500 l s^{-1} (Tabelle 5.3).

Tabelle 6.2.: Grobe Abschätzung der Scheitelabflussmenge von den Ackerflächen (Ackerfläche im Frankelbachgebiet = 1.515 km^2) für unterschiedliche Niederschlags- und Bewirtschaftungsszenarien.

Szenario	1a	1b	1c	2	3
Niederschlag [$\text{mm } 15\text{min}^{-1}$]	31	31	31	33 mm 4h^{-1}	8
Anteil offen liegender Äcker	0.5	0.3	0.3	0.3	0.3
Anteil hydraulisch angeschl. Äcker	0.5	0.5	0.3	0.5	0.5
Oberflächenabflusskoeffizient	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7
Dämpfungsfaktor (Translation)	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
Scheitelabflussmenge [l s^{-1}]	4566	2740	1644	182	707

Der höchste beobachtete Oberflächenabflusskoeffizient auf *Grünland* beträgt lediglich 29 %. Der Vergleich der Groß- und Kleinberechnungsergebnisse lässt insbesondere für die Grünlandstandorte vermuten, dass die Oberflächenabflussmenge auf größerer Fläche abnimmt. Hintergrund von Oberflächenabfluss auf Grünland ist häufig eine Aufsättigung des Bodens (z.B. Scherrer (1997), Bunza et al. (1996)). Aufgrund der eher hohen Bodendurchlässigkeit, der in Gewässernähe großen Mächtigkeit der Böden, und der relativ starken Hangneigung dürfte die Entstehung von SOF im Frankelbachgebiet sehr selten und dessen Anteil an großen Hochwasserwellen vernachlässigbar klein sein. Der Großteil der Grünlandflächen im Frankelbachgebiet wird durch extensive Schafbeweidung offen gehalten, was zeit- und stellenweise zu HOF infolge von Viehtritt führen kann.

Der im *Wald* an zwei Standorten aufgetretene HOF ist auf die dachziegelartige Lagerung der Nadelstreu des dichten Douglasienstandorts bzw. auf den gekappten Pflughorizont der 30-jährigen Aufforstung zurückzuführen. Der Anteil dichter Monokultur-Nadelwälder ist im gesamten Gebiet jedoch gering. Ein Großteil des Waldes im Frankelbachgebiet ist Eichen-Buchen-Mischwald und befindet sich in den tief eingeschnittenen Seitentälern. An diesen alten Waldstandorten auf generell gut durchlässigen Oberböden ist davon auszugehen, dass selbst bei sehr extremen konvektiven Niederschlägen kein Oberflächenabfluss entsteht. Die Endinfiltrationsraten dieser Standorte lagen bei $400 \text{ mm } 15\text{min}^{-1}$.

Zusammenfassend ist festzustellen, dass die Entstehung von größeren Mengen HOF durch die Geländeexperimente nicht gezeigt werden konnte, für sehr intensive Niederschläge während bestimmter Bedingungen (offen liegende Äcker, infiltrationshemmender Gras- und Wurzelfilz vor Beginn der Vegetationsperiode, Verdichtung des Oberbodens durch Beweidung) jedoch nicht ausgeschlossen werden kann. Der HOF hat dann einen ver-

mutlich kleinen (möglicherweise aber entscheidenden) Anteil am Abflussscheitel. An den gewässernahen Waldstandorten ist auch im Extremereignisfall kein bedeutender Oberflächenabfluss zu erwarten. Dies sind hingegen die Umsatzräume des die Hochwasserwelle primär steuernden Zwischenabflusses.

6.5. Bewertung des Spatial-TDR-Bodenfeuchtemessgeräts

Während des kontinuierlichen Einsatzes des neuentwickelten Spatial-TDR-Messsystem an verschiedenen Standorten wurden die Stärken und Schwächen des Messsystems und des Rekonstruktionsalgorithmus von der Anwenderseite her deutlich. Die Spatial-TDR-Hardwarekomponenten, die Sonden- und Leitungsparameter sowie die elektrophysikalischen Zusammenhänge wurden von Becker (2004) anhand von Labormessungen ausgiebig untersucht und diskutiert. Ergänzend werden in den folgenden zwei Kapiteln weitere Unsicherheitsaspekte näher beleuchtet. Im abschließenden Kapitel wird das Potenzial und die Einsetzbarkeit des Spatial-TDR-Messsystems in einer Gesamtzusammenschau aufgezeigt.

6.5.1. Probleme und Unsicherheiten bezüglich des Sondeneinbaus und des Umgebungsmaterials

Wirkung des Vorstechens der Löcher für die Sondenstäbe

Durch das Vorstechen von Löchern für die Sondenstäbe wird der Boden in unmittelbarer Sondenstabnähe verdichtet und verschmiert. Folge ist eine niedrigere Porosität sowie eine Verstopfung von Poren und damit ein geringfügig höherer Wassergehalt in unmittelbarer Sondennähe. Laut Schädel (2006), S. 83, wird mit der Spatial-TDR-Messung ein Bereich von 1-2 cm um die Sondenstäbe erfasst, wobei die Ausbreitung des elektrischen Feldes geringer wird, je nasser der Boden ist. Ein geringer Einfluss dieser Verdichtung auf die Messergebnisse, d.h. eine etwas zu hohe Bodenfeuchte ist folglich nicht auszuschließen. Ein Vorbohren der Löcher wie das beispielsweise von Zehe et al. (2009) durchgeführt wurde ist vermutlich eine bessere Lösung als das Vorstechen.

Kontakt zwischen Sonde und Boden

Wie bei vielen in-situ-Bodenfeuchtemessungen ist der Kontakt zwischen Sonde und Boden eine entscheidende Voraussetzung für zuverlässige Messergebnisse. Durchschneidet ein Sondenstab Hohlräume im Boden (z.B. Maus- oder Subrosionsgänge), werden die Sondenstäbe frei gespült oder sind die vorgebohrten Löcher im Oberbodenbereich durch den Vorbohr- oder Einbauprozess zu breit, so besteht kein Kontakt mehr zwischen Sondenstab und Boden. Konsequenz ist eine bivalente Bodenfeuchtesituation. Der Bereich um den Sondenstab ist entweder sehr trocken (luftgefüllt) oder sehr nass (wassergefüllt). Nach Untersuchungen von Knight et al. (1997) haben Hohlräume kleiner als 9 mm, die nur etwa 30° des Sondenstabumfangs betreffen keine nachweisbaren Einfluss auf das Messsignal.

Für einige der im Frankelbachgebiet installierten Sonden kann eine Erosion der Son-

denstäbe durch Oberflächenwasser nicht vollständig ausgeschlossen werden. Die Sonden A01, A10 und A14 reagieren bis in größere Tiefen sehr direkt auf Niederschlag und haben ein geringes Gedächtnis (Tabelle 5.5, S. 77). Hier könnten die Sondenstäbe freigespült worden sein. Da eine ähnliche Reaktion jedoch auch nach dem kleinräumigen Standortwechsel zu beobachten ist, ist dieses Reaktionsmuster eher durch den an diesen Standorten vorherrschenden sehr durchlässigen Kolluvisol begründet und nicht durch mangelnden Bodenkontakt.

Diskrete starke Feuchteänderungen werden im Spatial-TDR-Signal nicht abgebildet (Johst et al. (2010) im Anhang). Ist die Sonde nicht vollständig eingebaut bzw. wird der Boden unter dem Sondenkopf erodiert, so besteht insbesondere bei nassen Bedingungen ein scharfer Übergang von Luft zu feuchtem Boden, der nicht nur nicht gemessen werden kann sondern auch im Rekonstruktionsalgorithmus zu einem Oszillieren der rekonstruierten Bodenfeuchte führen kann. Folglich ist beim Sondereinbau unbedingt darauf zu achten, dass die Sondenkopfunterseite direkt an der Bodenoberfläche anliegt.

Veränderte Sondegeometrie

Ausgrabungen einiger Sonden im Gelände haben gezeigt, dass die Sondenstäbe selbst in skelettarmen und wenig durchwurzelten Böden gespreizt oder verengt waren. Der Einfluss dieser veränderten Sondenometrie wurde im Labor untersucht (Johst et al. (2010) im Anhang). Die konstante Zunahme des Stababstandes vom Sondenkopf bis zur Stabspitze führte zu einer konstanten Abnahme der Bodenfeuchte im gesättigten Material. Diese Ergebnisse sind konsistent mit den Laboruntersuchungen von Bänninger et al. (2008). Für die Geländemessungen ist jedoch eine nichtlineare Änderung der Sondenometrie anzunehmen, wodurch eine systematische Berücksichtigung dieses Effekts nicht möglich ist. Zudem ist es bei unbekannter Feuchteverteilung schwierig zu unterscheiden ob die scheinbare Feuchteänderung aufgrund der gestörten Sondenometrie erzeugt wird oder eine tatsächliche Bodenfeuchteänderung über die Tiefe vorliegt.

Änderungen der Bodeneigenschaften

Aus Änderungen der Bodeneigenschaften mit der Tiefe wie beispielsweise der Zunahme der Lagerungsdichte, der Abnahme der organischen Substanz oder einer Veränderung der Bodenart resultiert einerseits ein unterschiedlicher Bodenwasserhaushalt der einzelnen Horizonte, andererseits ändern sich damit auch die elektrophysikalischen Zusammenhänge. In einem ton- und humusreicheren Oberbodenhorizont ist beispielsweise der elektrische Leitwert G höher als in einem sandigen, humusarmen Unterbodenhorizont (z.B. Robinson et al. (2003)). Bisher erfolgt die Bodenfeuchterekonstruktion mit einem einheitlichem G -Wert bzw. einer einheitlichen C - G -Beziehung für das gesamte Bodenfeuchteprofil.

Für unterschiedliche Bodenarten und Porositäten verändert sich zudem der Zusammenhang zwischen elektrischer Permittivität ϵ und Wassergehalt Θ . Für ein Bodenprofil müssten somit horizontspezifische Umrechnungsfunktionen verwendet werden. Im Spatial-TDR-Rekonstruktionsalgorithmus ist standardmäßig die häufig verwendete empirische Beziehung nach Topp et al. (1980) enthalten, die für sandige Böden besonders geeignet ist (Zegelin et al. (1992)). Alternativ zu empirischen Beziehungen könnte ein Mischungsansatz z.B. nach Roth et al. (1990) genutzt werden, in dem die elektrische Permittivität der Bodenkomponenten Luft, Wasser und Boden spezifisch definiert werden kann. Laut Schlaeger (2009, mündliche Mitteilung) und Ihringer et al. (2004), S.21, liegt der Fehler der Bodenfeuchterekonstruktion infolge der unsicheren Beziehung zwischen ϵ und Θ für unterschiedliche Böden bei 1-5 Vol%.

6.5.2. Unsicherheiten bezüglich der Inversen Rekonstruktion

Hinsichtlich der inversen Rekonstruktion von Bodenfeuchteprofilen zeigten sich Schwächen des Rekonstruktionsalgorithmus, die in Johst et al. (2010) (siehe Anhang) auf der Grundlage von Labormessungen konkretisiert sind. Im Folgenden werden die Schwierigkeiten und Unsicherheiten der inversen Rekonstruktion zusammengefasst und die in dieser Arbeit verwendeten Transformation der Daten diskutiert.

C-G-Beziehung

Im Rekonstruktionsalgorithmus werden entlang der Sondenstäbe eine Kapazitätsverteilung $C(x)$ und eine Verteilung des elektrischen Leitwerts $G(x)$ angenommen um das gemessene Spatial-TDR-Signal invers zu simulieren. Bei den in dieser Arbeit verwendeten Dreistabsonden müssen diese zwei unbekanntes Verteilungen $C(x)$ und $G(x)$ aus nur einer Reflexionsmessung $Vr(t)$ bestimmt werden. Die Zahl der Unbekannten kann reduziert werden, indem eine vom Wassergehalt abhängige Beziehung zwischen C und G angenommen wird. Während $C(x)$ primär aus dem Wassergehalt resultiert, hängt $G(x)$ von der elektrischen Leitfähigkeit der Porenlösung und damit stark von den Bodeneigenschaften (z.B. dem Gehalt an Ton und organischer Substanz) ab. Es müsste folglich für jeden Bodentyp eine C-G-Beziehung definiert werden, um die Eindeutigkeit der Lösung der Rekonstruktion gewährleisten zu können. Im Rekonstruktionsalgorithmus wird bisher eine Exponentialfunktion nach Hakansson (1997) zur Beschreibung der C-G-Beziehung genutzt (Becker (2004), S. 47 ff). Hier müssen die Werte von C und G für trockene und gesättigte Bedingungen bodenspezifisch festgelegt werden.

Da für die in Johst et al. (2010) geschilderten Laborversuchen verlustarme Böden verwendet wurden, d.h. Böden mit geringer elektrischer Leitfähigkeit, wurde G hier konstant auf null gesetzt. Hierbei ist zu bemerken, dass die Dämpfung des Spatial-TDR-Signals durch den Leitwert G für beschichtete Sonden grundsätzlich geringer ist.

Bodenfeuchteoszillation durch Sprünge der Impedanz

Ein größeres Problem bei der Rekonstruktion der Bodenfeuchte war ein systematisch fehlerhaftes Oszillieren der rekonstruierten Bodenfeuchte. Die Ursache liegt darin, dass bei einer Kabellänge von 15 m und der damit verbundenen Dispersion der elektromagnetischen Welle Änderungen im Feuchteprofil nur gedämpft aufgezeichnet werden. Ein schneller Wechsel der Impedanz hat ein ähnliches Erscheinungsbild im gemessenen Spatial-TDR-Signal wie ein langsamerer Wechsel. Treten kurz hintereinander starke Änderungen der Impedanz entlang des Wellenleiters auf, kann sich die Anpassung von $C(x)$ in eine Oszillation aufschaukeln. Starke diskrete Änderungen treten beispielsweise am Übergang vom Sondenkopf zu den Sondenstäben auf, insbesondere wenn diese von nassem Material umgeben sind. Deutliche Impedanzsprünge sind zudem auch am Übergang von sehr trockene in sehr nasse Bereiche zu finden, beispielsweise an einer scharfen Sättigungsfront oder wenn die Sondenstäbe einen größeren Luft gefüllten Hohlraum durchschneiden. Für diese Fälle wurde ein Oszillieren der rekonstruierten Bodenfeuchte im Gelände und Labor beobachtet (Abbildung 6.7).

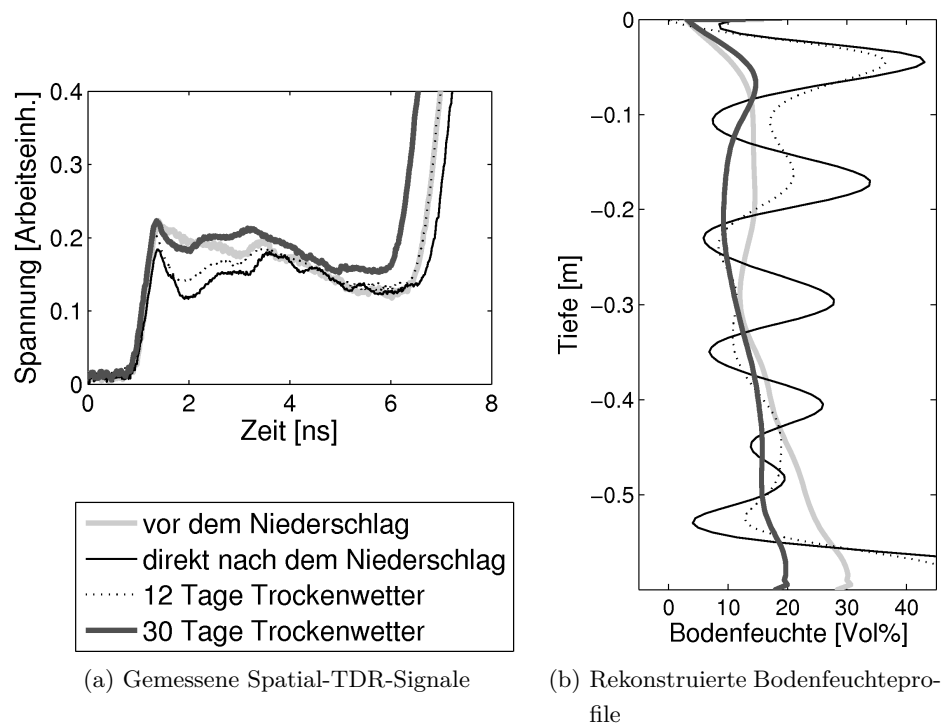


Abbildung 6.7.: Ergebnisse für die Sonde A13 zur Demonstration des Oszillationsproblems. Niederschlagsereignis im Mai 2006 (55 mm in 12 Tagen).

In dem bisherigen Rekonstruktionsalgorithmus wird die Schätzung von $C(x)$ und $G(x)$ iterativ verändert bis die quadrierten Differenzen zwischen dem rekonstruierten und gemessenen TDR-Signal minimal sind. Es kann jedoch passieren dass eine sehr gut angepasste Reflexion berechnet wird, obwohl das Kapazitätsprofil und folglich auch das Bodenfeuchteprofil unrealistisch stark oszillieren. Die Optimierung gerät in diesem Fall

in ein lokales Minimum. Eine gute Anpassung der simulierten Reflexion an die gemessene garantiert folglich keine zuverlässige Rekonstruktion der Bodenfeuchte. Eine entsprechende Verbesserung des Optimierungsansatzes wäre mit einer längeren Auswertzeit verbunden (Schläger 2009, mündliche Mitteilung). Möglicherweise sind hier andere Methoden der Optimierung (z.B. genetische Algorithmen) zielführend.

Aufgrund der in den vorherigen Kapiteln geschilderten Unsicherheiten wurde in dieser Arbeit von einer Rekonstruktion der absoluter Bodenfeuchtwerte abgesehen. Die gemessenen Spatial-TDR-Signale enthaltenen jedoch dennoch Informationen zur Bodenfeuchtedynamik selbst wenn die Sondengeometrie verändert ist, sich die Bodeneigenschaften über die Tiefe verändern oder der Kontakt mit der Bodenmatrix nicht durchgängig gegeben ist. Somit wurde in dieser Arbeit, wie in Kapitel 4.2.4 beschrieben, das Spatial-TDR-Rohsignal linear auf die Sondenlänge übertragen und damit die relative Änderung der Bodenfeuchte in unterschiedlichen Tiefen abgebildet. Wegen der unterschiedlichen Signallaufzeit in trockenem und nassen Boden kann es bei der linearen Transformation zu geringen Fehlern hinsichtlich der Tiefenzuweisung kommen.

6.5.3. Potenzial des Spatial-TDR-Systems

Das Potenzial des Spatial-TDR-Messgeräts ist trotz zahlreicher Unsicherheiten grundsätzlich als sehr hoch einzuordnen. Die 60 cm langen Sonden können im Vergleich zu anderen Messsystemen (z.B. Profilsonden) mit relativ geringem Aufwand weitgehend störungsfrei im Boden eingebaut werden. Unter Vorbehalt der oben geschilderten Unsicherheiten hinsichtlich der Messung und Rekonstruktion scharfer Feuchteänderungen ist die Tiefenauflösung des Spatial-TDR-Systems sehr hoch. Die hohe zeitliche Auflösung des TDR100, die schnelle Ansteuerung der verschiedenen Sonden, die feine Diskretisierung des Signals im Rekonstruktionsalgorithmus und die geringe Rechenzeit desselben erlauben Messungen und Bodenfeuchterekonstruktionen in Minutenzeitschritten und cm-Tiefenschritten. Die hohe zeitliche Auflösung ist ein deutlicher Vorteil gegenüber den berührungslosen Messverfahren wie beispielsweise dem Ground Penetrating Radar.

Das in dieser Arbeit vorgestellte Spatial-TDR-Messverfahren ist besonders gut geeignet oberflächennahe Fließprozesse oder die Ausdehnung von Sättigungsflächen in hoher zeitlicher Auflösung zu beobachten. Für diese Zielsetzung reichen relative Bodenfeuchtwerte (z.B. eine relative Sättigung) und eine Diskretisierung der Sondenstäbe in 5 bis 10 cm Schritten aus. Die Messungen sollten jedoch unbedingt in Kombination mit Messungen der Grundwasser- bzw. Stauwasserspiegelstände einhergehen. Dies ermöglicht eine bessere Beurteilung der Spatial-TDR-Messsignale während nasser Zeiten.

Becker (2004) demonstrierte ein Monitoring von Infiltrationsfronten in einem homogenen, lehmigen Sand. Im Gelände sind die Böden jedoch sehr heterogen, und das Niederschlagswasser infiltriert primär über Makroporen, Risse und entlang von Wurzeln. Da der Messbereich des Spatial-TDRs lediglich 20 bis 25 cm² umfasst (Schädel (2006)), sind

Infiltrationsprozesse nicht unbedingt im Spatial-TDR-Signal erkennbar.

Für Untersuchung kleinräumiger Bodenfeuchteänderungen bzw. für die Erfassung genauer absoluter Bodenfeuchtwerte (z.B. für Evaporationsstudien) ist das Spatial-TDR-System noch nicht zuverlässig einsetzbar. Die Einschränkungen und Unsicherheiten hinsichtlich der Absolutwerte dürften jedoch bei herkömmlichen Verfahren wie der Tensiometrie oder der Profilsonde ähnlich oder sogar größer sein.

Der Einsatz der 60 cm langen Sonden ist in geringmächtigen, skelettreichen Böden und in dichten Wäldern nicht empfehlenswert. Hier könnten jedoch kürzere Sonden verwendet werden.

Für ein langfristiges Monitoring, beispielsweise für einen operationellen Einsatz in der Hochwasserwarnung, sollte eine robustere Hardware verwendet werden. Die Multiplexer und die Schraubadapter an den Multiplexern erwiesen sich in dieser Arbeit als besonders schadensanfällig. Zudem ist unbedingt auf eine ausreichende Stromversorgung zu achten. Trotz einer vorherigen Abschätzung des Strombedarfs kam es im Winter, insbesondere während längerer Bewölkung, zu langen Ausfällen. Genau zu dieser Zeit ist die hydrologische Situation jedoch besonders interessant. Für strahlungsarme Standorte und während der kalten Jahreszeit wird der Einsatz einer Brennstoffzelle dringend empfohlen.

Für die Rekonstruktion der absoluten Bodenfeuchtemesswerte sollte der Optimierungsalgorithmus verbessert werden, um ein Oszillieren der simulierten Kapazitätsverteilung zu vermeiden. Hier stehen verschiedene Verfahren aus der Informatik (z.B. genetische Algorithmen) zur Verfügung. Ein weiterer wesentlicher Punkt hinsichtlich der zuverlässigen Ableitung von Absolutwerten ist der Zusammenhang zwischen der Kapazität C und der elektrischen Leitfähigkeit G . Insbesondere für ton- oder humusreichen Böden muss eine C-G-Beziehung gefunden werden, mit der es möglich ist, aus nur einer Spatial-TDR-Messung die Bodenfeuchte zu rekonstruieren.

7. Schlussfolgerungen und Ausblick

Durch die skalenübergreifenden, experimentellen Prozessstudien war es möglich, die Relevanz punktueller Prozessbeobachtungen für den Hochwasserabfluss eines Kleineinzugsgebiets abzuschätzen. In Kombination mit einfachen hydrologischen Modellen (z.B. Zwei-Komponenten-Mischungsmodell, Gewässereinschnittsmodell) waren die Beiträge verschiedener Abflusskomponenten zum Scheiteldurchfluss quantifizierbar. Hinsichtlich der Hochwasserentstehung, speziell im Frankelbachgebiet, und bezüglich der Abflussbildung während Starkniederschlägen generell, können folgende Schlussfolgerungen gezogen werden:

- Die Abflussreaktion des Frankelbachgebiets ist stark von der *Jahreszeit* sowie der Niederschlagsmenge und -intensität abhängig. Während der nassen Frühjahrsmonate lagen die Abflusskoeffizienten für 11 schneeschnelzfreie Hochwasserereignisse über 50 %. Folglich wurden in dem für Mittelgebirge klimatisch eher trockenen Untersuchungsgebiet zeitweise auch Prozesse während *nasser Gebietszustände* beobachtet. In den trockenen Sommermonaten wurden hingegen selbst hohe Niederschläge vollständig im Gebiet gespeichert. Der Abfluss stammt dann ausschließlich von den Siedlungs- und Auenbereichen.
- Die *großen Hochwasserereignisse* der Jahre 1993, 1995 und 2002 werden als etwa 50-jährliche Hochwasser eingeordnet. Obwohl der in der vorliegenden Arbeit dokumentierte höchste Scheiteldurchfluss am 12. März 2008 um etwa das 10-fache niedriger lag, ist wegen des hohen Abflusskoeffizienten von 55 % davon auszugehen, dass hier ein nasser Zustand erfasst wurde. Folglich ist eine *Extrapolation der Beobachtungen* für Starkniederschläge möglich.
- Die große Bedeutung des *Zwischenabflusses* konnte durch unterschiedliche Beobachtungen belegt werden. Die *Scheiteldurchflüsse* der höchsten beobachteten Hochwasser bestanden nahezu ausschließlich aus unterirdisch zufließendem Wasser (SSF). Sowohl die Mischungsmodellergebnisse (Leitfähigkeitsmessungen) als auch die Prozessbeobachtungen (Quellabflussmessungen, Großberegnungsversuche) lassen eine sehr schnelle Bodenpassage dieses SSF über gerinnenahe, kurzzeitig vernetzte präferentielle Fließwege vermuten.
- Treten während nasser Zustände hohe Niederschlagsintensitäten auf ($> 10 \text{ mm } 15\text{min}^{-1}$), so kann der auf offen liegenden Ackerflächen generierte HOF eine geringfügige aber möglicherweise schadbringende Erhöhung des Scheiteldurchflusses bewirken. Während solcher Ereignisse ist davon auszugehen, dass zumindest einige der Gullies abflussaktiv werden.
- Für den Zwischenabfluss wurden mittels der Spatial-TDR- und Quellabflussmes-

sung *zwei unterirdische Abflusskomponenten* identifiziert. Dies ist (i) eine um wenige Stunden verzögerte, oberflächen- und gerinnenah Komponente, die in den beobachteten Hochwasserereignissen den Scheiteldurchfluss generierte und (ii) eine ein bis zwei Tage verzögerte, durch unterirdische Abflusskonzentration gespeiste Komponente, die nur bei lang andauernden Niederschlägen auftrat. Letztere enthält vermutlich jenes Wasser, das auf den stauenden Schichten abfließt.

- *Sehr hohe Abflusskoeffizienten* nahe 100 % sind im Frankelbachgebiet dann zu erwarten, wenn ein Niederschlag länger als zwei Tage anhält. Ein bis zwei Tage nach Niederschlagsbeginn kommt es zu einer ungünstigen Überlagerung von oberflächennah abfließendem und sich unterirdisch konzentrierendem Wasser. Die sehr hohen Abflusskoeffizienten sind dann weniger auf eine horizontale Ausdehnung schnell reagierender Flächen sondern vielmehr auf eine *vertikale Ausdehnung eines schwebenden Grundwasserleiters* zurückzuführen. Die Modellierungen für das Teilzugsgebiet „Wiese“ zeigten, dass eine Mächtigkeitzunahme dieses schwebenden Grundwasserleiters von wenigen Zentimetern einen großen Einfluss auf die Scheiteldurchflusshöhe hat. In der Diskussion der Hochwasserentstehungsräume ist diese dreidimensionale Betrachtungsweise folglich von entscheidender Bedeutung.
- Aus den *Spatial-TDR-Bodenfeuchtemessungen* waren *Gebietsfeuchtezustände* ableitbar. Die gerinnenah installierte Sonde A08 erwies sich als besonders geeignet zur Identifikation nasser Zustände. Hier wurde in 35 bis 60 cm Tiefe während Dauerregen eine verzögerte aber starke Bodenfeuchtezunahme infolge der oben beschriebenen unterirdischen Abflusskonzentration beobachtet. Dieser Übergang von trockenen zu nassen Zuständen am Sondenstandort A08 kann als Umschalten des Gesamtgebiets gesehen werden.
- Aufgrund der *hohen Unsicherheiten der Rekonstruktion der absoluten Bodenfeuchtwerte* wurde lediglich die relative Änderung des Spatial-TDR-Rohsignals betrachtet. Diese Relativwerte sind jedoch hinreichend zur Erfassung der Bodenwasserdynamik in unterschiedlichen Tiefen. Grundsätzlich ist festzuhalten, dass der weitgehend störungsfreie Einbau sowie die hohe zeitliche und räumliche Auflösung des Spatial-TDRs ein entscheidender Vorteil gegenüber anderen Bodenfeuchtemessverfahren und hinsichtlich der Erfassung unterirdischer Fließprozesse ist.

Die Untersuchungsergebnisse der vorliegenden Arbeit werfen zahlreiche weiterführende Fragen auf. Beispielsweise liegen zur Genese und Beschaffenheit der stauenden Schichten im Untergrund, abgesehen von punktuellen Kenntnissen, keine genaueren Informationen vor. Hier könnte eine Kombination aus geoelektrischen Methoden und Bohrungen aufschlussreich sein. Von großer Bedeutung hinsichtlich der unterirdischen Abflussbildungsprozesse ist die Messung der Grund- bzw. Stauwasserspiegelhöhe. Mittels Piezometermessungen und des Einsatzes unterschiedlicher Tracer könnte die räumliche Ausdehnung und die hydraulische Anbindung eines Sättigungskeils bzw. eines präferentiellen Fließsystems näher untersucht werden. Diese Messungen sollten unbedingt in den Monaten Februar bis April durchgeführt werden, da nur in diesen Monaten stärkere unterirdische Fließprozesse zu erwarten sind.

Im Rahmen dieser Arbeit wurden die Unsicherheiten der Bodenfeuchte-Rekonstruktion konkretisiert und die Verwendbarkeit der Spatial-TDR-Rohsignale demonstriert. Sowohl zur Plausibilitätsprüfung der Rohsignale als auch zur Ableitung von Informationen aus den Rohsignalen sollten Methoden aus dem Bereich der Signalverarbeitung eingesetzt werden. Durch eine Optimierung der Datenaufbereitung und -auswertung wäre eine Verwendung der Spatial-TDR-Rohsignale im Rahmen der operationellen Hochwasserfrühwarnung denkbar. Das Umschalten eines Gebiets von trockenen in feuchte Zustände könnte eine wichtige Information hinsichtlich einer erhöhten Abflussbereitschaft sein.

Vor der Verwendung der Spatial-TDR-Messungen in einem datengetriebenen Modell muss die Zuverlässigkeit, Homogenität und Kontinuität der Messungen insbesondere in den strahlungsarmen und kalten Wintermonaten gewährleistet sein. Zur Stromversorgung in den Wintermonaten wird der Einsatz einer Brennstoffzelle dringend empfohlen. Zudem sollten zusätzlich Piezometermessungen durchgeführt werden, um eine Sättigung des Bodens eindeutig zu erkennen und einen Grundwasserspiegelanstieg unterhalb von 60 cm Tiefe zu erfassen.

Die Abbildung der beobachteten Prozesse in Niederschlag-Abflussmodellen wäre ein wichtiger Schritt in Richtung Validierung und Generalisierung der Prozessbeobachtungen sowie zur Übertragung auf andere Gebiete. Bei der Anwendung bestehender Modelle sollte untersucht werden, ob die Aktivierung der unterirdischen Fließprozesse in etwa zeitgleich und ähnlich dynamisch erfolgt wie es im Frankelbachgebiet beobachtet wurde. Diese Überprüfung kann sowohl für großskalige operationelle Hochwasservorhersagemodelle, z.B. LARSIM, (Bremicker (2000)) als auch für komplexere Modelle auf kleinerer Skala, z.B. CATFLOW (Maurer (1997)), QSOIL (Faeh (1997)) erfolgen. Entscheidend ist lediglich, dass der Prozess des Umschaltens von trockene in nasse Gebietszustände adäquat abgebildet wird.

In LARSIM ist dieses Umschalten einerseits durch hyper- oder parabolische Bodenfeuchtesättigungsfächenfunktionen andererseits durch eine zweite vom Bodenfeuchtezustand abhängige Direktabflusskomponente konzipiert (LARSIM Online-Hilfe 10-48). Der schwellenwertartige Zusammenhang zwischen Bodenfeuchte und Abflussreaktion könnte möglicherweise durch eine S-förmige Funktion besser abgebildet werden. In CATFLOW nimmt die hydraulische Leitfähigkeit ab einem bestimmten Grenzwassergehalt quasi sprunghaft zu, wodurch der schnelle unterirdische Abfluss abgebildet werden soll. Sauer (2007) zeigte jedoch anhand der Simulation von Beregnungsversuchen, dass selbst bei sehr hoher Bodenfeuchte, der Makroporenfluss nicht so dynamisch abgebildet wird, wie er beobachtet wurde. In QSOIL werden Matrix- und Makroporenfluss durch den sogenannten Doppelporositätsansatz und der Pipeflow durch den kinematischen Wellenansatz modelliert. Für die Anwendung von QSOIL wie auch von CATFLOW sind jedoch zahlreiche Bodenkenndaten notwendig, deren Erhebung sehr aufwendig ist. Zudem bilden die Modelle die Abflussprozesse lediglich im zweidimensionalen Raum ab, wodurch eine unterirdische Abflusskonzentration per se nicht berücksichtigt werden kann.

Nach Einschätzung der Autorin ist für die Hochwasservorhersage eine räumlich distri-

buierte Modellierung weniger entscheidend als eine niederschlags- und/oder zustandsabhängig variable Parametrisierung. Hierzu könnte beispielsweise das SuperFlex-Modell (Kavetski et al. (2006)) eingesetzt werden, in dem unterschiedliche Modellkomponenten und Übertragungsfunktionen relativ einfach kombiniert werden können. Zudem könnte damit, ähnlich wie in Clemenzi et al. (2010), ein zeitvariabler Parametersatz identifiziert werden.

Literaturverzeichnis

- Anderson, M. G. und Burt, T. P. (1978). The role of topography in controlling throughflow generation. *Earth Surface Processes*, 3, S. 331–344.
- Anderson, M. G. und Burt, T. P. (1990). Process studies in hillslope hydrology: an overview. In Anderson, M. G. und Burt, T. P., editors, *Process studies in Hillslope Hydrology*, S. 1–8. Wiley, Chichester.
- Anderson, S., Dietrich, W., Montgomery, D., Torres, R., Conrad, M. und Loague, K. (1997). Subsurface flowpaths in a steep unchanneled catchment. *Water Resources Research*, 33, S. 2637–2653.
- Asta (1996). *A.Sta.96 Standortserkundung und -kartierung im Staats- und Körperschaftswald von Rheinland-Pfalz*. Forstliche Versuchsanstalt Rheinland-Pfalz, Trippstadt.
- Atzbach, O. (1986). *Geologische Karte von Rheinland-Pfalz 1:25 000 - Erläuterungen Blatt 6411 Wolfstein*. Geologisches Landesamt Rheinland-Pfalz.
- Auerswald, K. (1993). *Bodeneigenschaften und Bodenerosion - Wirkungswege bei unterschiedlichen Betrachtungsmaßstäben*. Borntraeger, Berlin, Stuttgart.
- Backes, C. (2005). *Durchführung von Berechnungsversuchen und Herleitung eines Klassifizierungstools zur Bewertung des potentiellen Abflussverhaltens von Wege- und Linienstrukturen*. Diplomarbeit, Universität Trier.
- Badoux, A., Jeisy, M., Kienholz, H., Lüscher, P., Weingartner, R., Witzig, J. und Hegg, C. (2006). Influence of storm damage on the runoff generation in two sub-catchments of the Sperbelgraben, Swiss Emmental. *European Journal of Forest Research*, 125, S. 27–41.
- Barben, M., Hodel, H.-P., Kleeberg, H.-B., Spreafico, M. und Weingartner, R. (2001). *Übersicht über Verfahren zur Abschätzung von Hochwasserabflüssen. Erfahrungen aus den Rheinanliegerstaaten*. Internationale Kommission für die Hydrologie des Rheingebiets, Bericht Nr. I-19.
- Becker, R. (2004). *Spatial Time Domain Reflectometry and its Application for Monitoring Transient Soil Moisture Profiles*. Mitteil. des Instituts für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik der Universität Karlsruhe, Heft 228 (Dissertation), <http://digbib.ubka.uni-karlsruhe.de/volltexte/1000003413>.
- Johst, M. (2011): *Untersuchungen zur Hochwasserentstehung im Nordpfälzer Bergland*

- Behrens, T., S. U. und Scholten, T. (2004). *Machbarkeitsstudie zur Extrapolation meso-skaliger bodenhydrologischer Informationen*. Auftrag des Landesamts für Wasserwirtschaft Rheinland-Pfalz, Mainz. Unveröffentlichter Bericht.
- Bernhofer, C., editor (2002). *Exkursions- und Praktikumsführer Tharandter Wald*. Tharandter Klimaprotokolle. TU Dresden.
- Beven, K. (2006). *Streamflow generation processes - benchmark papers in hydrology*, volume 1. International Association of Hydrological Sciences, Wallingford.
- Beven, K. und Germann, P. (1982). Macropores and water flow in soils. *Water Resources Research*, 18(5), S. 1311–1325.
- Beven, K. und Kirkby, M. (1979). A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Journal*, 24(1), S. 43–69.
- Bishop, K. H. (1991). *Episodic increases in stream acidity, catchment flow pathways and hydrograph separation*. University of Cambridge, Department of Geography.
- BKA (2005). *Bodenkundliche Kartieranleitung*. 5. Auflage, Boden, Ad-hoc-AG, E. Schweizerbart, Hannover.
- Bänninger, D., Wunderli, H., Nussberger, M. und Flühler, H. (2008). Inversion of TDR signals - revisited. *Journal of Plant, Nutrition and Soil Science*, 171, S. 137–145.
- Borchardt, D. (1982). Untersuchungen zur Variabilität von Abflussbildungsprozessen in Hochwasserentstehungsgebieten des unteren Mittelgebirges. *Wasserwirtschaft-Wassertechnik*, 11, S. 382–385.
- Botschek, J., Krause, S., Abel, T. und Skowronek, A. (2002). Hydrological parameterization of piping in loess-rich soils in the Bergisches Land, Nordrhein-Westfalen, Germany. *Journal of Plant, Nutrition and Soil Science*, 165, S. 506–510.
- Bremicker, M. (2000). *Das Wasserhaushaltsmodell LARSIM - Modellgrundlagen und Anwendungsbeispiele*. Freiburger Schriften zur Hydrologie, Band 11 (Dissertation), <http://www.hydrology.uni-freiburg.de/publika/band11.html>.
- Bretschneider, H., Lecher, K. und Schmidt, M., editors (1982). *Taschenbuch der Wasserwirtschaft*. 6. Auflage, Parey, Hamburg, Berlin.
- Bronstert, A. (1994). *Modellierung der Abflußbildung und der Bodenwasserdynamik von Hängen*. Mitteil. des Instituts für Hydrologie und Wasserwirtschaft der Universität Karlsruhe, Heft 46 (Dissertation).
- Bronstert, A., editor (2005). *Abflussbildung - Prozessbeschreibung und Fallbeispiele*. Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, 13.05.
- Brown, V. A., McDonnell, J., Burns, D. A. und Kendall, C. (1999). The role of event water, a rapid shallow flow component, and catchment size in summer stormflow. *Journal of Hydrology*, 217, S. 171–190.
- Johst, M. (2011): *Untersuchungen zur Hochwasserentstehung im Nordpfälzer Bergland*

- Bunza, G., Deisenhofer, H.-E., Karl, J., Porzelt, M. und Riedl, J. (1985). Der künstliche Starkniederschlag der transportablen Beregnungsanlage nach Karl und Toldrian. In *Beiträge zu Oberflächenabfluß und Stoffabtrag bei künstlichen Starkniederschlägen*, S. 1–35. Schriftenreihe des DVWK, Heft 71.
- Bunza, G., Jürging, P., Löhmannsroben, R., Schauer, T. und Ziegler, R. (1996). *Abfluß- und Abtragungsprozess in Wildbacheinzugsgebieten*. Schriftenreihe des Bayerischen Landesamts für Wasserwirtschaft, München, Heft 27.
- Burch, H. (1994). Ein Rückblick auf die hydrologische Forschung der WSL im Alptal. In Schweizerische Gesellschaft für Hydrologie und Limnologie (SGHL), Bern, E. F. f. W. S. u. L. W. B., editor, *Hydrologie kleiner Einzugsgebiete. Gedenkschrift Hans. M. Keller*, Beiträge zur Hydrologie der Schweiz, Band 35, S. 19–33.
- Burt, T. P. (1989). Storm runoff generation in small catchments in relation to the flood response of large basin. In Carling, P. und Beven, K., editors, *Floods: Hydrological, Sedimentological and Geomorphological Implications*, S. 11–35. Wiley, Chichester.
- Buttle, J. M. (1994). Isotope hydrograph separation and rapid delivery of pre-event water from drainage basins. *Progresses in Physical Geography*, 18-1, S. 16–41.
- Casper, M. (2002). *Die Identifikation hydrologischer Prozesse im Einzugsgebiet des Dürreychbaches*. Mitteil. des Insituts für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik der Universität Karlsruhe, Heft 210 (Dissertation), <http://digbib.ubka.uni-karlsruhe.de/volltexte/1772002>.
- Casper, M., Gemmar, P., Gronz, O., Johst, M. und Stüber, M. (2007). Fuzzy-logic based rainfall runoff modelling by using soil moisture measurements as representations for system state. *Hydrological Sciences, Special issue: Hydroinformatics*, 52(3), S. 478–490.
- Casper, M., Waldenmeyer, G. und Herbst, M. (2006). Modelling moisture patterns and runoff in a Black Forest sandstone catchment: Incorporating expert knowledge into the Topographical Index concept. *Zeitschrift für Geomorphologie suppl.*, 142, S. 307–317.
- Cerdan, O., Le Bissonais, Y., Govers, G., Lecomte, V., van Oost, K., Couturier, A., King, C. und Dubreuil, N. (2004). Scale effect on runoff from experimental plots to catchments in agricultural areas in Normandy. *Journal of Hydrology*, 299, S. 4–14.
- Chiffard, P. (2006). *Der Einfluss des Reliefs, der Hangsedimente und der Bodenvorfeuchte auf die Abflussbildung im Mittelgebirge*. Bochumer Geographische Arbeiten, Heft 76, Ruhr-Universität Bochum (Dissertation).
- Chiffard, P., Didszun, J. und Zepp, H. (2008). Skalenübergreifende Prozess-Studien zur Abflussbildung in Gebieten mit periglazialen Deckschichten (Sauerland, Deutschland). *Grundwasser - Zeitschrift der Fachsektion Hydrogeologie*, 13, S. 27–41.
- Clemenzi, I., Seibert, J., Fenicia, F., Kavetski, D., Lyon, S. und Laudon, H. (2010). On the advantage of a dynamic evaluation of catchment models - two Swedish case studies. *Geophysical Research Abstracts, EGU*, 12, S. EGU2010–12398.

- Cyffka, B. (1991). *Das Abflussverhalten in kleinen Buntsandstein-Einzugsgebieten*. Göttinger Geographische Abhandlungen, Heft 93, Universität Göttingen (Dissertation).
- DIN-4049-3 (2004). *Hydrologie - Teil 3: Begriffe zur quantitativen Hydrologie*. Deutsches Institut für Normen.
- Dirksen, C. (1999). *Soil physics measurements*. GeoEcology. Catena edition.
- Dunne, T. und Black, R. D. (1970). An experimental investigation of runoff production in permeable soils. *Water Resources Research*, 6(2), S. 478–490.
- DVWK (1997). *Maximierte Gebietsniederschlagshöhen für Deutschland*. DVWK Mitteil., Heft 29.
- DWD (1999). *Klimaatlas der Bundesrepublik Deutschland*. Band 1, Deutscher Wetterdienst, Offenbach.
- DWD (2005a). *KOSTRA-DWD-2000: Starkniederschlagshöhen für Deutschland (1951-2000) - Fortschreibungsbericht*.
- DWD (2005b). *KOSTRA-DWD-2000: Starkniederschlagshöhen für Deutschland (1951-2000) - Grundlagenbericht*.
- Dyck, S. und Peschke, G. (1995). *Grundlagen der Hydrologie*. Verlag für Bauwesen, Berlin.
- Einsele, G., Agster, G. und Elgner, M. (1986). Niederschlag-Bodenwasser-Abflussbeziehungen bei Hochwasserereignissen im Keuper-Lias-Bergland des Schönbuches. In Einsele, G., editor, *Das landschaftsökologische Forschungsprojekt Naturpark Schönbuch - Wasser- und Stoffhaushalt, Bio-, Geo- und Forstwirtschaftliche Studien in Südwestdeutschland*, S. 209–234. Deutsche Forschungsgesellschaft, Weinheim.
- Engler, A. (1919). *Untersuchungen über den Einfluss des Waldes auf den Stand der Gewässer*. Mitteil. der Eidgenössischen Forschungsanstalt Wald, Schnee und Landschaft, Band 12.
- ESA (2009a). *European Space Agency*. <http://earth.esa.int/ers/tenyears/> Letzter Zugriff: 27.10.2009.
- ESA (2009b). *European Space Agency*. http://www.esa.int/esaLP/ESAMBA2VMOC_LPsmos_0.html Letzter Zugriff: 27.10. 2009.
- Faeh, A. (1997). *Understanding the processes of discharge formation under extreme precipitation*. Mitteil. der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, Heft 150, ETH Zürich (Dissertation).
- Falke, H. (1972). The Continental Permian in North- and South Germany. In *Rotliegend*, S. 43–113. International Sedimentary Petrographical Series, XV, Leiden.
- Johst, M. (2011): *Untersuchungen zur Hochwasserentstehung im Nordpfälzer Bergland*

- Faust, C., Gemmar, P., Gronz, O. und Casper, M. (2010). Automatische Auswahl von Zustandsgrößen für N-A-Modelle. *Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, 28.10, S. 201–208.
- Feyen, H. (1998). *Identification of Runoff Processes in Catchments with a Small Scale Topography*. Eidgenössisch Technische Hochschule, Zürich (Dissertation).
- Frohne, H. (1983). *Einführung in die Elektrotechnik, Band 2: Elektrische und magnetische Felder. 4. Auflage*. Teubner, Stuttgart.
- Gallus, M., Ley, M., Schuber, D., Schüler, G. und Segatz, E. (2007). Erstaufforstung in Hotspots der Abflussentstehung. In Schüler, G., Gellweiler, I. und Seeling, S., editors, *Dezentraler Wasserrückhalt in der Landschaft durch vorbeugende Maßnahmen der Waldwirtschaft, der Landwirtschaft und im Siedlungswesen*, S. 41–50. Mitteil. aus der Forschungsanstalt für Waldökologie und Forstwirtschaft (FAWF) Rheinland-Pfalz, Band 64/07, Trippstadt.
- Grant, D. M. und Dawson, B. D. (1995). *Isco Open Channel Flow Measurement Handbook*. Lincoln, Nebraska.
- Grayson, R. B., Western, A. W., Chiew, F. H. S. und Blöschl, G. (1997). Preferred states in spatial soil moisture patterns: Local and nonlocal controls. *Water Resources Research*, 33(12), S. 2897–2908.
- Greco, R. (2006). Soil water content inverse profiling from single TDR waveforms. *Journal of Hydrology*, 317, S. 325–339.
- Gutknecht, D. (1994). Extremhochwässer in kleinen Einzugsgebieten. *Österreichische Abfall- und Wasserwirtschaft*, 46(3/4), S. 50–57.
- Gutknecht, D. (1996). Abflussentstehung an Hängen - Beobachtungen und Konzeptionen. *Österreichische Abfall- und Wasserwirtschaft*, 48(5/6), S. 134–144.
- HAD (2003). *Hydrologischer Atlas von Deutschland*. Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit, Freiburger Verlagsdienste.
- Hakansson, G. (1997). *Reconstruction of soil moisture profile using time-domain reflectometer measurements*. PhD thesis.
- Haupt, C. (2009). *Anwendung eines modifizierten Topographischen Index am Beispiel des Untersuchungsgebiets Frankelbach*. Diplomarbeit, Universität Trier.
- Hübner, C., Schlaeger, S., Becker, R., Scheuermann, A., Brandelik, A., Schädel, W. und Schuhmann, R. (2005). Advanced measurement methods in time domain reflectometry for soil moisture determination. In Kupfer, K., editor, *Electromagnetic Aquametry*. Springer.
- Hegg, C., Badoux, A., Lüscher, P. und Witzig, J. (2004). Zur Schutzwirkung des Waldes gegen Hochwasser. *Forum für Wissen*, S. 15–20.
- Johst, M. (2011): *Untersuchungen zur Hochwasserentstehung im Nordpfälzer Bergland*

- Heimovaara, T., Huisman, J., Vrugt, J. und Bouten, W. (2004). Obtaining the spatial distribution of water content along a TDR probe using the SCEM-UA Bayesian inverse modelling scheme. *Vadose Zone Journal*, 3, S. 1128–1145.
- Herrmann, A., Maloszeswki, P., Rau, R., Rosenow, W. und Stichler, W. (1984). Anwendung von Tracertechniken zur Erfassung des Wasserumsatzes in kleinen Einzugsgebieten. Ein Forschungskonzept für die Oberharzer Untersuchungsgebiete. *Deutsche Gewässerkundl. Mitteil.*, 28, S. 65–74.
- Herrmann, A. und Schumann, S. (2009). Untersuchung des Abflussbildungsprozesses als Kontrollmechanismus für den Gebietswasserumsatz des Oberharzer Einzugsgebiets Lange Bramke. *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, 53(2), S. 64–79.
- Hewlett, J. und Hibbert, A. (1967). Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. In Sopper, W. und Lull, H., editors, *International Symposium on Forest Hydrology*, S. 275–290, Pergamon, Oxford, UK.
- Huisman, J. A., Sperl, C., Bouten, W. und Verstraten, J. M. (2001). Soil water content measurements at different scales: accuracy of time domain reflectometry and ground-penetrating radar. *Journal of Hydrology*, 245, S. 48–58.
- Hydronic (2004). *Durchfluss-Messstellen im Frankelbachtal, Kennlinien*. Gesellschaft für Messtechnik mgH. Unveröffentlichte Dokumentation.
- IAHS (1970a). *Symposium on the Results of Research on Representative and Experimental Basins*, volume 1. International Association of Scientific Hydrology.
- IAHS (1970b). *Symposium on the Results of Research on Representative and Experimental Basins*, volume 2. International Association of Scientific Hydrology.
- IHP/OHP-Nationalkomitee (2003). Hydrologische Untersuchungsgebiete in Deutschland. *IHP/OHP-Berichte*, 14, S. 128.
- IHP/OHP-Sekretariat (1983). Hydrologische Untersuchungsgebiete in der Bundesrepublik Deutschland. 4, S. 323.
- Ihringer, J., Becker, R. und Schädel, W. (2004). *Entwicklung eines Verfahrens zur Hochwasserfrühwarnung in kleinen und mittleren Einzugsgebieten auf der Grundlage von verteilten Online-Bodenfeuchtemessungen - Machbarkeitsstudie*. Vorhabensnummer BWC 21014, unveröffentlicht.
- IPCC (2007). *Climate Change 2007: Synthesis Report*. Intergovernmental Panel on Climate Change http://www.ipcc.ch/publications_and_data/ar4/syr/en/contents.html, Letzter Zugriff: 12.12.2009.
- Janßen, D. (2009). *Application and evaluation of a new Spatial TDR soil moisture monitoring system as an instrument for runoff process identification and flood prediction in small catchments*. Diplomarbeit, Universität Trier.
- Johst, M. (2011): *Untersuchungen zur Hochwasserentstehung im Nordpfälzer Bergland*

- Johst, M., Casper, M. und Schlaeger, S. (2010). Reliability of inversely reconstructed soil moisture profiles and consequences for field applications. *Open Hydrology Journal*, 4, S. 35–43.
- Jones, J. A. A. (1997a). Pipeflow contributing areas and runoff response. *Hydrological Processes*, 11, S. 35–41.
- Jones, J. A. A. (1997b). The Role of Natural Pipeflow in Hillslope Drainage and Erosion: Extrapolating from the Maesnant Data. *Physics and Chemistry of the Earth*, 22(3-4), S. 303–308.
- Jones, J. A. A., Richardson, J. und Jacob, H. (1997). Factors controlling the distribution of piping in Britain: a reconnaissance. *Geomorphology*, 20, S. 289–306.
- Karl, J., Porzelt, M. und Bunza, G. (1985). Oberflächenabfluß und Bodenerosion bei künstlichen Starkniederschlägen. In DVWK, editor, *Beiträge zu Oberflächenabfluß und Stoffabtrag bei künstlichen Starkniederschlägen*, S. 37–102. Schriftenreihe des DVWKs, Heft 71, Parey, Hamburg, Berlin.
- Karl, J. und Toldrian, H. Eine transportable Beregnungsanlage für die Messung von Oberflächenabfluß und Bodenabtrag. *Wasser und Boden*.
- Kavetski, D., Kuczera, G. und Franks, S. W. (2006). Calibration of conceptual hydrological models revisited: 1. Overcoming numerical artefacts. *Journal of Hydrology*, 320(1-2), S. 173–186.
- Kienzler, P. M. und Naef, F. (2008). Subsurface storm flow formation at different hillslopes and implications for the 'old water paradox'. *Hydrological Processes*, 22, S. 104–116.
- Kirnbauer, R., Haas, P., Chiffard, P., Tilch, N., Zillgens, B., Johst, M. und Steidl, R. (2009). Hochwasserentstehung in der nördlichen Grauwackenzone. Beobachtung - Messung - Modellierung. *Wiener Mitteil.*, Heft 213.
- Kleber, A. (2004). Lateraler Wasserfluß in Hangsedimenten unter Wald. In Lorz, C. und Haase, D., editors, *Stoff- und Wasserhaushalt in Einzugsgebieten. Beiträge zur EU-Wasserrahmenrichtlinie*, S. 7–22. Springer-Verlag, Berlin.
- Kleine, M. (2010). *Einführung in die Bourne Again Shell*. http://www.selflinux.org/selflinux/html/bash_basic.html Letzter Zugriff: 28.04.2010.
- Knight, J., Ferre, T., Rudolph, D. und Kachanoski, R. (1997). A numerical analysis of the effects of coatings and gaps upon relative dielectric permittivity measurement with time domain reflectometry. *Water Resources Research*, 33, S. 1455–1460.
- Kories, R. und Schmidt-Walter, H. (2004). *Taschenbuch der Elektrotechnik*. Harri Deutsch.
- Krein, A. (2000). Der Einfluss des Bodens auf die Wellenform und den Stofftransport bei Hochwasser in kleinen Einzugsgebieten. *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, 44(1), S. 19–26.

- Leibundgut, C., Lindenlaub, M. und Mehlhorn, J. (1996). Tracerhydrologische Ansätze in der Niederschlag-Abfluß-Modellierung. In Markert, B., editor, *Wasser im System Boden - Pflanze - Atmosphäre. Festschrift anlässlich des 60. Geburtstages von Prof. Dr. Gerd Peschke*, IHI-Schriften, Band 2, S. 247–255. Zittau.
- Leibundgut, C., Uhlenbrook, S. und McDonnell, J. (2001). *Runoff Generation and Implications for River Basin Modelling*. Freiburger Schriften zur Hydrologie, Band 13.
- Leidenberger, P., Oswald, B. und Roth, K. (2006). Efficient reconstruction of dispersive dielectric profiles using time domain reflectometry (TDR). *Hydrology and Earth System Sciences*, 10, S. 209–232.
- LGB-RLP (2004). *Hydrogeologische Übersichtskartierung von Rheinland-Pfalz 1:200.000*. Landesamt für Geologie und Bergbau, Rheinland-Pfalz, Mainz.
- LGB-RLP (2005). *Geologie von Rheinland-Pfalz*. Landesamt für Geologie und Bergbau, Rheinland-Pfalz, Mainz. Schweizerbart, Stuttgart.
- LGB-RLP (2008). *Dokumentation zur Bodenübersichtskarte 1:200.000 (BÜK 200) von Rheinland-Pfalz*. Landesamt für Geologie und Bergbau, Rheinland-Pfalz, Mainz, http://mapserver.lgb-rlp.de/php_bfd200/index.phtml, Letzter Zugriff: 06.11.2009.
- LGB-RLP (2009). *Bodenflächendaten 1:200.000*. Landesamt für Geologie und Bergbau, Rheinland-Pfalz, Mainz, http://mapserver.lgb-rlp.de/php_bfd200/index.phtml, Letzter Zugriff: 06.11.2009.
- Liebscher, H. (1975). *20 Jahre Wasserhaushaltsuntersuchungen im Oberharz*. Besondere Mitteil. zum Deutschen Gewässerkundlichen Jahrbuch, Band 39.
- Lischeid, G., Kolb, A. und Alewel, C. (2002). Apparent translatory flow in groundwater recharge and runoff generation. *Journal of Hydrology*, 265(1-4), S. 195–211.
- Lüscher, P. und Zürcher, K. (2003). Waldwirkung und Hochwasserschutz: Eine differenzierte Betrachtungsweise ist angebracht. *LWF-Bericht*, 40, S. 30–33.
- LUA-NRW (2004). *Ermittlung von Bemessungsabflüssen nach DIN 19700 in Nordrhein-Westfalen*. Merkblatt des Ministerium für Umwelt und Naturschutz, Landwirtschaft und Verbraucherschutz des Landes Nordrhein-Westfalen.
- Luft, G. und Morgenschweis, G. (1981). Auswirkung von Grossterrassierungen auf hydrologische Prozesse im Ostkaiserstuhl. *Wasser und Boden*, 33, S. 436–442.
- LUWG (2005). *Hydrologischer Atlas Rheinland-Pfalz*. Landesamt für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht, Rheinland-Pfalz (LUWG), <http://www.luwg.rlp.de/Service/Downloads/Wasserwirtschaft/Hydrologischer-Atlas/> Letzter Zugriff: 12.04.2010.
- Maniak, U. (2005). *Hydrologie und Wasserwirtschaft. Eine Einführung für Ingenieure*. 5. Auflage, Springer, Berlin.
- Johst, M. (2011): *Untersuchungen zur Hochwasserentstehung im Nordpfälzer Bergland*

- Markart, G., Kohl, B., Sotier, B., Schauer, T., Bunza, G. und Stern, R. (2004). *Provisorische Geländeanleitung zur Abschätzung des Oberflächenabflussbeiwertes auf alpinen Boden-/Vegetationseinheiten bei konvektiven Starkregen*. Dokumentation des Bundesforschungs- und Ausbildungszentrums für Wald, Naturgefahren und Landschaft, Österreich.
- Markert, B., editor (1996). *Wasser im System Boden - Pflanze - Atmosphäre*. IHI-Schriften, Band 2, Internationales Hochschulinstitut Zittau.
- Maurer, T. (1997). *Physikalisch begründete, zeitkontinuierliche Modellierung des Wassertransports in kleinen ländlichen Einzugsgebieten*. Mitteil. des Instituts für Hydrologie und Wasserwirtschaft der Universität Karlsruhe, Heft 61 (Dissertation), <http://digbib.ubka.uni-karlsruhe.de/volltexte/65797>.
- McDonnell, J. (1990). A rationale for old water discharge through macropores in a steep, humid catchment. *Water Resources Research*, 26(11), S. 2821–2832.
- McGrath, G., Hinz, C. und Sivapalan, M. (2007). Temporal dynamics of hydrological threshold events. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11, S. 923–938.
- Mendel, H. (2000). *Elemente des Wasserkreislaufs. Eine kommentierte Bibliographie zur Abflußbildung*. Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz. Analytica, Berlin.
- Merz, B. und Bronstert, A. (2005). Infiltrationsüberschuss. Fallbeispiel Neuenbürger Pfad (Kraichgau). *Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, 13.05, S. 57–61.
- Merz, R. (2006). Regionalisierung von statistischen Hochwasserkenngrößen. In Gutknecht, D., editor, *Methoden der hydrologischen Regionalisierung*, S. 109 – 130. Wiener Mitteil., Wasser-Abwasser-Gewässer, Heft 197, Wien.
- Merz, R., Blöschl, G. und Parajka, J. (2006). Spatio-temporal variability of event runoff coefficients. *Journal of Hydrology*, 331, S. 591–604.
- Meyles, E., Williams, A., Ternan, L. und Dowd, J. (2003). Runoff generation in relation to soil moisture patterns in a small Dartmoor catchment, Southwest England. *Hydrological Processes*, 17, S. 251–264.
- Meynen, E., Schmithüsen, J., Gellert, J., Neef, E., Müller-Miny, H. und Schultze, J. (1962). *Handbuch der naturräumlichen Gliederung Deutschlands*. Gemeinschaftsveröffentlichung des Instituts für Landeskunde und des Deutschen Instituts für Länderkunde, Band 1, Bad Godesberg.
- MünchenerRück (2005). *Schadenspiegel. Themenheft Risikofaktor Wasser*. Münchener Re, Band 3, Schäden und Schadenverhütung, 48.Jahrg.
- Mollenhauer, K., Müller, S. und Wohlrab, B. (1985). Oberflächenabfluß und Stoffabtrag von landwirtschaftlich genutzten Flächen - Untersuchungsergebnisse aus dem Einzugsgebiet einer Trinkwassertalspore. In DVWK, editor, *Beiträge zu Oberflächenabfluß und*
- Johst, M. (2011): Untersuchungen zur Hochwasserentstehung im Nordpfälzer Bergland*

- Stoffabtrag bei künstlichen Starkniederschlägen*, S. 103–184. Schriftenreihe des DVWKS, Heft 71, Parey, Hamburg, Berlin.
- Mosley, M. P. (1979). Streamflow generation in a forested watershed, New Zealand. *Water Resources Research*, 15(4), S. 795–807.
- Naef, F., Scherrer, S. und Zurbrügg, C. (1998). *Grosse Hochwasser - unterschiedliche Reaktion von Einzugsgebieten auf Starkregen*. Hydrologischer Atlas der Schweiz, Blatt 5.7, Bundesamt für Wasser und Geologie der Schweiz.
- NASA (2009). *National Aeronautics and Space Administration*. <http://smap.jpl.nasa.gov/mission/>, Letzter Zugriff: 27. Okt 2009.
- Niehoff, D., Fritsch, U. und Bronstert, A. (2002). Land-use impacts on storm-runoff generation: scenarios of land-use change and simulation of hydrological response in a meso-scale catchment in SW-Germany. *Journal of Hydrology*, 267(1), S. 80–93.
- Nordmann, B., Göttlein, A. und Binder, F. (2009). Einfluss unterschiedlicher Waldbestockung auf die Abflussbildung - Ein Beispiel aus einem Wassereinzugsgebiet im Frankenwald. *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, 53(2), S. 80–95.
- Ohm, B. (2002). *Die große Flut von Frankelbach*. Videoaufnahme während des Hochwassers im Mai 2002.
- Oswald, B., Benedickter, H., Bächtold, W. und Flühler, H. (2003). Spatially resolved water content profiles from inverted time domain reflectometry signals. *Water Resources Research*, 39(12), S. 1357–1366.
- Pearce, A. J., Stewart, M. K. und Sklash, M. G. (1986). Storm Runoff Generation in Humid Headwater Catchments - 1. Where Does the Water Come From? *Water Resources Research*, 22(8), S. 1263–1272.
- Pemöller, A. (1969). *Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 160 Landau i.d. Pfalz*. Gemeinschaftsveröffentlichung des Instituts für Landeskunde und des Deutschen Instituts für Länderkunde, Bad Godesbert.
- Peschke, G. (2001). Bodenwasserhaushalt und Abflussbildung. *Geographische Rundschau*, 53(5), S. 18–23.
- Peschke, G. und Sambale, C. (1999). Hydrometric approaches to get a better understanding of saturation excess overland flow. In IAHS, editor, *Integrated Methods in Catchment Hydrology - Tracer, Remote Sensing and New Hydrometric Techniques*, S. 13–21. IAHS-Publications, no. 259, Birmingham.
- Plate, E. und Zehe, E. (2008). *Hydrologie und Stoffdynamik kleiner Einzugsgebiete - Prozesse und Modelle*. Schweizerbart, Stuttgart.
- Rice, K. C. und Hornberger, G. M. (1998). Comparison of hydrochemical tracers to estimate source contributions to peak flow in a small, forested, headwater catchment. *Water Resources Research*, 34(7), S. 1755–1766.
- Johst, M. (2011): *Untersuchungen zur Hochwasserentstehung im Nordpfälzer Bergland*

- Ries, J., Langer, M. und Ch., R. (2000). Experimental investigations on water and wind erosion on abandoned fields and arable land in the central Ebro basin, Aragon, Spain. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl. 121, S. 91–108.
- Ries, J., Seeger, M., Iserloh, T., Wistorf, S. und Fister, W. (2009). Calibration of simulated rainfall characteristics for the study of soil erosion on agricultural land. *Soil and Tillage Research*, 106, S. 109–116.
- Robinson, D. A., Jones, S. B., Wraith, J. M., Or, D. und Friedman, S. P. (2003). A review of advances in dielectric and electrical conductivity measurement in soils using time domain reflectometry. *Vadose Zone Journal*, 2, S. 444–475.
- Roth, C., Helming, K. und Fohrer, N. (1995). Oberflächenverschlammung und Abflusssbildung auf Böden aus Löß und pleistozänen Sedimenten. *Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde*, 158, S. 43–53.
- Roth, K., Schulin, R., Flühler, H. und Attinger, W. (1990). Calibration of time domain reflectometry for water content measurement using a composite dielectric approach. *Water Resources Research*, 26(10), S. 2267–2273.
- Sambale, C. und Peschke, G. (2001). Experimental analysis of rainfall-runoff events in two small adjacent mountainous catchments. In Leibundgut, C., Uhlenbrook, S. und McDonnell, J., editors, *Runoff Generation and Implications for River Basin Modelling*, S. 148–154. Freiburger Schriften zur Hydrologie, Band 13.
- Sauer, T. (2007). *Modellierung von Bodenwasserhaushalt und Abflussprozessen auf der Plotskale in Abhängigkeit von Substrat und Landnutzung*. Universität Trier (Dissertation), http://ubt.opus.hbz-nrw.de/volltexte/2010/559/pdf/Tilmann_Sauer_Dissertation.pdf.
- Schädel, W. (2006). *Schritte zur Verbesserung der Hochwasserfrühwarnung mittels Online-Bodenfeuchtemessungen*. Mitteil. des Instituts für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik der Universität Karlsruhe, Heft 234 (Dissertation), <http://digbib.ubka.uni-karlsruhe.de/volltexte/1000004530>.
- Scherrer, S. (1997). *Abflussbildung bei Starkniederschlägen - Identifikation von Abflussprozessen mittels künstlicher Niederschläge*. Mitteil. der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, Heft 147, ETH Zürich (Dissertation).
- Scherrer, S. (2006). *Bestimmungsschlüssel zur Identifikation von hochwasserrelevanten Flächen*. Landesamt für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht, Rheinland Pfalz, Bericht Nr. 18/2006.
- Scheuermann, A., Hübner, C., Schlaeger, S., Wagner, N., Becker, R. und Bieberstein, A. (2009). Spatial time domain reflectometry and its application for the measurement of water content distributions along flat ribbon cables in a full-scale levee model. *Water Resources Research*, 45.
- Johst, M. (2011): *Untersuchungen zur Hochwasserentstehung im Nordpfälzer Bergland*

- Schlaeger, S. (2002). *Inversion von TDR-Messungen zur Rekonstruktion räumlich verteilt bodenphysikalischer Parameter*. Veröffentlichungen des Instituts für Bodenmechanik und Felsmechanik der Universität Karlsruhe, Heft 156 (Dissertation).
- Schlaeger, S. (2005). A fast TDR-inversion technique for the reconstruction of spatial soil moisture content. *Hydrology and Earth System Sciences*, 9, S. 481–492.
- Schlaeger, S., Becker, R., Schadel, W., Scheuermann, A. und Worsching, H. (2006). Improvements of Spatial-TDR for hydrological and geotechnical applications. In *TDR 2006*, S. 19, Purdue University, West Lafayette, USA, Sept. 2006, Paper ID 31. <https://engineering.purdue.edu/TDR/Papers>.
- Schüler, G. (2006). Identification of flood-generating forest areas and forestry measures for water retention. *Forest, Snow and Landscape Research*, 80(1), S. 99–114.
- Schmugge, T., Kustas, W., Ritchie, J., Jackson, T. und Rango, A. (2002). Remote sensing in hydrology. *Advances in Water Resources*, 25, S. 1367–1385.
- Schobel, S. (2008). *Infiltrations- und Bodenabflussprozesse in Abhängigkeit von Landnutzung und Substrat in der Trier-Bitburger Mulde*. Universität Trier (Dissertation), http://ubt.opus.hbz-nrw.de/volltexte/2008/493/pdf/SchobelSteffen_20080917.pdf.
- Schobel, S., Segatz, E., Vasel, R. und Schüler, G. (2007). Standortkartierung: Grundlage für die Bestimmung abflussrelevanter Flächen im Forst. In Schüler, G., Gellweiler, I. und Seeling, S., editors, *Dezentraler Wasserrückhalt in der Landschaft durch vorbeugende Maßnahmen der Waldwirtschaft, der Landwirtschaft und im Siedlungswesen*, S. 31–39. Mitteil. aus der Forschungsanstalt für Waldökologie und Forstwirtschaft (FA-WF) Rheinland-Pfalz, Band 64/07, Trippstadt.
- Schwarz, O. (1985). Direktabfluß, Versickerung und Bodenabtrag in Waldbeständen. Messungen mit einer transportablen Berechnungsanlage in Baden-Württemberg. In DVWK, editor, *Beiträge zu Oberflächenabfluß und Stoffabtrag bei künstlichen Starkniederschlägen*, Schriftenreihe des DVWKS, Heft 71, Parey, Hamburg, Berlin, S. 185–230.
- Schwarze, R. (2005). Abflussbildung in Mittelgebirgseinzugsgebieten mit Festgesteinsaquiferen. *Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, 13.05, S. 89–96.
- Scipal, K., Scheffler, C. und Wagner, W. (2005). Soil moisture - runoff relation at the catchment scale as observed with coarse resolution microwave remote sensing. *Hydrology and Earth System Sciences*, 9, S. 173–183.
- Seibert, J., Bishop, K., Rodhe, A. und McDonnell, J. (2003). Groundwater dynamics along a hillslope: A test of the steady state hypothesis. *Water Resources Research*, 39(1).
- Semmel, A. (1968). *Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen*. Frankfurter Geographische Hefte, 45.
- Johst, M. (2011): *Untersuchungen zur Hochwasserentstehung im Nordpfälzer Bergland*

- Sevruk, B. (1982). Methods of Correction for Systematic Error in Point Precipitation Measurement for Operational Use. *World Meteorological Organization, Operation. Hydrology Report*, 21.
- Sidle, R., Tsuboyama, Y., Noguchi, S., Hosoda, I., Fujieda, M. und Shimizu, T. (2000). Stormflow generation in steep forested headwaters: a linked hydrogeomorphic paradigm. *Hydrological Processes*, 14, S. 369–385.
- Sklash, M. G., Stewart, M. K. und Pearce, A. J. (1986). Storm runoff generation in humid headwater catchments - 2. a case study of hillslope and low-order stream response. *Water Resources Research*, 22(8), S. 1273–1282.
- Stacheder, M., Hübner, C., Schlaeger, S. und Brandelik, A. (2005). Combined TDR and low frequency permittivity measurements for continuous snow wetness and snow density determination. In Kupfer, K., editor, *Electromagnetic Aquametry*. Springer.
- Symader, W., Bierl, R. und Gasparini, F. (1999). Abflußereignisse, eine skalenabhängige, multiple Antwort von Einzugsgebieten auf Niederschläge. *Acta hydrochem. hydrobiol.*, 27(2), S. 87–93.
- Tanaka, T., Yasuhara, M., Sakai, H. und Marui, A. (1988). The Hachioji experimental basin study - storm runoff processes and the mechanism of its generation. *Journal of Hydrology*, 102, S. 139–164.
- Tilch, N., Uhlenbrook, S., Didszun, J., Wenninger, J., Kirnbauer, R., Zillgens, B. und Leibundgut, C. (2006). Hydrologische Prozessforschung zur Hochwasserentstehung im Löhnersbach-Einzugsgebiet (Kitzbüheler Alpen, Österreich). *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, 2, S. 67–78.
- Topp, G., Davis, J. und Annan, A. (1980). Electrodynamic determination of soil water content: measurements in coaxial transmission lines. *Water Resources Research*, 16, S. 574–582.
- Topp, G. C. (2003). State of the art of measurement soil water content. *Hydrological Processes*, 17, S. 2993–2996.
- Tricker, A. (1978). The infiltration cylinder: some comments on its use. *Journal of Hydrology*, 36, S. 383–391.
- Tromp-van Meerveld, H. und McDonnell, J. (2006a). Threshold relations in subsurface stormflow: 1. A 147-storm analysis of the Panola hillslope. *Water Resources Research*, 42.
- Tromp-van Meerveld, H. und McDonnell, J. (2006b). Threshold relations in subsurface stormflow: 2. The fill and spill hypothesis. *Water Resources Research*, 42.
- Uchida, T., Asano, Y. und Mizuyama, T. (2004). Role of upslope soil pore pressure on lateral subsurface storm flow dynamics. *Water Resources Research*, 40, S. 13.
- Johst, M. (2011): *Untersuchungen zur Hochwasserentstehung im Nordpfälzer Bergland*

- Uchida, T., Tromp-van Meerveld, H. und McDonnell, J. (2005). The role of lateral pipe flow in hillslope runoff response: an intercomparison of non-linear hillslope response. *Journal of Hydrology*, 311, S. 117–133.
- Uhlenbrook, S. und Didszun, J. (2005). Sättigungsflächenabfluss, Fallbeispiel Haldenbächle, Südschwarzwald. *Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, 13.05, S. 62–68.
- Uhlenbrook, S. und Leibundgut, C. (1997). Abflußbildung bei Hochwasser in verschiedenen Raumskalen. *Wasser und Boden*, 49(9), S. 13–21.
- Verhoef, A., Fernandez-Galvez, J., Diaz-Espejo, A., Main, B. und El-Bishti, M. (2006). The diurnal course of soil moisture as measured by various dielectric sensors: Effects of soil temperature and the implications for evaporation estimates. *Journal of Hydrology*, 321, S. 147–162.
- Verhoest, N. E. C., De Baets, B., Mattia, F., Satalino, G., Lucau, C. und Defourny, P. (2007). A possibilistic approach to soil moisture retrieval from ERS synthetic aperture radar backscattering under soil roughness uncertainty. *Water Resources Research*, 43.
- Verworn, H.-R. (2005). Praxisrelevante Extremwerte des Niederschlags. *Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, 09.05, S. 129–144.
- Verworn, H.-R. (2008). Flächenabhängige Abminderung statistischer Regenwerte. *Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, 01.09, S. 493–498.
- Verworn, H.-R., M. G. P. A. (2010). Praxisrelevante Extremwerte des Niederschlags (PEN) zwischen KOSTRA, MGN und NIEFLUD. *Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, 28.10, S. 79–88.
- Waldenmeyer, G. (2003). *Abflussbildung und Regionalisierung in einem forstlich genutzten Einzugsgebiet (Dürreychtal, Nordschwarzwald)*. Karlsruher Schriften zur Geographie und Geoökologie, Heft 20, Universität Karlsruhe (Dissertation).
- Walker, J., Willgoose, G. und Kalma, J. (2004). In situ measurement of soil moisture: a comparison of techniques. *Journal of Hydrology*, 293, S. 85–99.
- Weiler, M. und McDonnell, J. (2004). Virtual experiments: a new approach for improving process conceptualization in hillslope hydrology. *Journal of Hydrology*, 285, S. 3–18.
- Weiler, M. und McDonnell, J. (2007). Conceptualizing lateral preferential flow and flow networks and simulating the effects on gauged and ungauged hillslopes. *Water Resources Research*, 43.
- Weiler, M., McDonnell, J., Tromp-van Meerveld, I. und Uchida, T. (2005). *Subsurface Stormflow*. Wiley.
- Weinmeister, W. (2003). Fähigkeiten des Waldes zur Verminderung von Hochwasser und Erosionsschäden. In *Hochwasserschutz im Wald*, S. 15–29. Berichte aus der Bayerischen Landesanstalt für Wald- und Forstwirtschaft, Heft 40, Freising.

- Wenninger, J., Uhlenbrook, S., Tilch, N. und Leibundgut, C. (2004). Experimental evidence of fast groundwater responses in a hillslope/floodplain area in the Black Forest Mountains, Germany. *Hydrological Processes*, 18, S. 3305–3322.
- Wernecke, R. (2003). *Industrielle Feuchtemessung*. Wiley, Potsdam.
- Western, A. W. und Grayson, R. B. (1998). The Tarrawarra data set: Soil moisture patterns, soil characteristics, and hydrological flux measurements. *Water Resources Research*, 34(10), S. 2765–2768.
- Wilson, G., Jardine, P., Luxmoore, R. und Jones, J. (1990). Hydrology of a forested hillslope during storm events. *Geoderma*, 46, S. 119–138.
- Wohlrab, B., Ernstberger, H., Meuser, A. und Sokollek, V. (1992). *Landschaftswasserhaushalt - Wasserkreislauf und Gewässer im ländlichen Raum, Veränderung durch Bodennutzung, Wasserbau und Kulturtechnik*. Parey, Hamburg, Berlin.
- Wollschläger, U., Pfaff, T. und Roth, K. (2009). Field-scale apparent hydraulic parameterisation obtained from TDR time series and inverse modelling. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13, S. 1953–1966.
- Worsching, H., Becker, R., Schlaeger, S., Bieberstein, A. und Kudella, P. (2006). Spatial-TDR Moisture Measurement in a Large Scale Levee Model Made of Loamy Soil Material. In *Proceedings TDR 2006*, S. 15, Purdue University, West Lafayette, USA, Sept. 2006, Paper ID 33. <https://engineering.purdue.edu/TDR/Papers>.
- Wraith, J. und Or, D. (1999). Temperature effects on soil bulk dielectric permittivity measured by time domain reflectometry: Experimental evidence and hypothesis development. *Water Resources Research*, 35(2), S. 362–369.
- Zegelin, S., White, I. und Russell, G. (1992). A critique of the time domain reflectometry technique for determining field soil-water content. In *Advances in Measurements of Soil Physical Properties: Bringing Theory into Practice*, volume 30 of *SSSA Special Publication*, S. 187–208. Soil Science Society of America.
- Zehe, E., Graeff, T., Morgner, M., Bauer, A. und Bronstert, A. (2009). Plot and field scale soil moisture dynamics and subsurface wetness control on runoff generation in a headwater in the ore mountains. *Hydrology and Earth System Sciences Discussion*, 6, S. 7503–7537.
- Zehe, E. und Sivapalan, M. (2009). Threshold behaviour in hydrological systems as (human) geo-ecosystems: manifestations, controls, implications. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13, S. 1273–1297.
- Zillgens, B., Merz, B., Kirnbauer, R. und Tilch, N. (2007). Analysis of the runoff response of an alpine catchment at different scales. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11, S. 1441–1454.

Zuidema, P. (1985). *Hydraulik der Abflussbildung während Starkniederschlägen*. Mitteil. der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich, Heft 79 (Dissertation).

Abbildungsverzeichnis

2.1. Oberflächenabflussreaktionen auf Grünland in Abhängigkeit des mittleren Feuchtezustands. Anzahl der Beregnungsversuche in Klammern. (Bunza et al. (1996))	10
2.2. Zusammenhang zwischen Niederschlagsmenge, Bodenvorfeuchte [Vol%] und der Pipeflow-Abflussmenge für das Untersuchungsgebiet Panola (aus Uchida et al. (2005))	15
2.3. a) Simuliertes Hochwasserereignis (Dezember 1997) für das Dürreychgebiet und Aktivierung der Fuzzy-Regeln 1 bis 36 (je dunkler desto desto stärker der Grad des Zutreffens). b) Gemessene Bodenfeuchte an vier Standorten (aus Casper et al. (2007)).	26
3.1. Geographische Lage des Untersuchungsgebiets (roter Stern) in Rheinland-Pfalz und Blick vom höchsten Punkt „Platte“ über das Haupttal nach Nordwesten.	29
3.2. Die permischen Gesteine des Saar-Nahe-Beckens (verändert nach Atzbach (1986), S. 11)	30
3.3. Das Frankelbach-Einzugsgebiet (Kartierung der Abflusslinien durch die FAWF-Trippstadt).	32
3.4. Erosionsspuren im Frankelbach-Oberlauf unterhalb des Galgenbergs, verursacht durch Starkregen im Mai 2002, (Aufnahmedatum: 15. April 2005).	32
3.5. Substratreihen nach der Standortskartierung (Asta (1996)) und Lage der näher untersuchten Schürfgruben (Stand: Sommer 2009).	34
3.6. Landnutzung und Wegenetz im Frankelbachgebiet (Stand: Sommer 2009).	35
3.7. Beispiele großer Pipequellen im Frankelbachgebiet (Lage der Pegel ist aus Abbildung 4.1 ersichtlich).	36
3.8. Überblick über das Teileinzugsgebiet „Wiese“ mit Standorten der Pipequelle QU, des STDR-Clusters „Wiese“ und der Großberegnung Nr. 1, Abflusslinien türkis, Aufnahmedatum: 15.04.2005 (oben) und 02.10.2008 (unten).	37
4.1. Standorte der Messeinrichtungen und Beregnungen im Frankelbach-Einzugsgebiet (Pegel GA: Gebietsauslass, MI: Mitte, DO: Doppelrohr, WI: Wiese, QU: Quelle).	40
4.2. Aufbau der Frankelbach-Datenbank im Programm MS-Access.	42

4.3. Spatial-TDR-Reflektogramme für drei Messungen in schluffigem Sand unterschiedlicher Feuchtigkeit (Referenzsignal ist notwendig zur Identifikation des Sondenbeginns).	45
4.4. Hardwarekomponenten des Spatial-TDR-Messsystems.	47
4.5. Sondenstandorte der Messcluster „Wiese“ und „Tal“. Ausbau der Sonden A10, A12, A13 und A14 am 20.06.2007, Wiedereinbau der Sonden A10 (Standort A12), A13 (Standort A14) und A14 (Standort A10) am 18.09.2008	48
4.6. Bodenphysikalische Eigenschaften am Spatial-TDR-Standort „Wiese“, Sonde A10 (Anzahl der Bodenproben pro Tiefe $n = 4-6$).	49
4.7. Bodenphysikalische Eigenschaften am Spatial-TDR-Standort „Tal“ (Anzahl der Bodenproben pro Tiefe $n = 4-6$).	49
4.8. Vorgehensweise bei der Abtrennung des Direktabflusses bei mehrgipfligen Ereignissen. Trocknetfalllinien wurden von den Hochwassern am 05.06.2006, 12.12.2007 und 06.02.2008 übernommen.	52
4.9. Hochwassermarken nahe des Pegels GA kurz nach dem Hochwasser im Januar 1995 (Blickrichtung flussaufwärts). Foto: Rainer Klaus, Ortsbürgermeister in Frankelbach.	54
4.10. Justierung der Kleinberegnungsanlage am Standort Nr.12 (Beregnungsfläche ist zur Überprüfung der Niederschlagsintensität von Kalibrierplatte bedeckt).	57
4.11. Erfassung des Abflusses in drei Tiefen am Großberegnungsstandort Nr. 1.	59
4.12. Schemaskizze für die Simulation der Zuflüsse in einen Gewässerabschnitt.	61
4.13. Funktionen zur Gewichtung der Frischestufenwerte der Forstlichen Standortkarte (FSK, 1: trocken, 12: nass) und der Abflusstypenwerte der Bodenhydrologischen Potentialkarte (BHP, 1: schnelle Abflussreaktion, 5: langsame Abflussreaktion).	64
5.1. Verteilungsfunktionen für vier Ereigniskennwerte (In Verteilung der Abflusskoeffizienten sind Schneeschmelzereignisse nicht enthalten).	70
5.2. Zusammenhang zwischen dem <i>Abflusskoeffizient</i> am Pegel GA (x-Achse) und den Ereigniskennwerten (y-Achse). Rote Kreise: Sommerereignisse, blaue Sterne: Winterereignisse.	71
5.3. Zusammenhang zwischen dem <i>Scheiteldurchfluss</i> am Pegel GA (x-Achse) und den Ereigniskennwerten (y-Achse) . Rote Kreise: Sommerereignisse, blaue Sterne: Winterereignisse.	71
5.4. Wolkenbruchereignisse: Abflussreaktion an vier Pegeln (obere Grafik) und Abschätzung des Anteils an Ereigniswasser für den Pegel WI auf Grundlage von Leitfähigkeitsmessungen (untere Grafiken). Für das Ereigniswasser wurde eine elektrische Leitfähigkeit von $30 \mu S cm^{-1}$ angenommen, für das Vorereigniswasser $290 \mu S cm^{-1}$	73

5.5. Dauerregenereignis: Abflussreaktion an vier Pegeln (obere Grafik) und Abschätzung des Anteils an Ereigniswasser für den Pegel WI auf Grundlage von Leitfähigkeitsmessungen (untere Grafiken). Für das Ereigniswasser wurde eine elektrische Leitfähigkeit von $30 \mu S cm^{-1}$ angenommen, für das Vorereigniswasser $280 \mu S cm^{-1}$	73
5.6. Absolut höchste Ereignisse: Abflussreaktion an vier Pegeln (obere Grafik) und Abschätzung des Anteils an Ereigniswasser für den Pegel WI auf Grundlage von Leitfähigkeitsmessungen (untere Grafiken). Für das Ereigniswasser wurde eine elektrische Leitfähigkeit von $30 \mu S cm^{-1}$ angenommen (Vorereigniswasser siehe Legende).	74
5.7. Vergleich der Verzögerungszeiten zwischen dem Niederschlagsschwerpunkt und dem Scheiteldurchfluss an den Pegeln GA (gesamtes Gebiet) und WI (Kopfeinzugsgebiet).	75
5.8. Bodenfeuchtedynamik an den Clusterstandorten „Wiese“ und „Tal“ für jeweils zwei Sonden und jeweils zwei Tiefen (12 und 45 cm) im Vergleich zum Niederschlag, dem Vorregenindex <i>VRI21</i> und dem Durchfluss an zwei Pegeln. Gestrichelte Linien: größere Datenlücken.	79
5.9. Bodenfeuchtedynamik während Wolkenbruchereignissen im Mai 2008 und Mai 2009 für die Sonde A02 (Standort „Tal“).	82
5.10. Bodenfeuchtedynamik während Wolkenbruchereignissen im Mai 2008 und Mai 2009 für die Sonde A06 (Standort „Tal“).	83
5.11. Bodenfeuchtedynamik während Wolkenbruchereignissen im Mai 2006 und Mai 2009 für die Sonde A08 (Standort „Wiese“).	84
5.12. Bodenfeuchtedynamik während Wolkenbruchereignissen im Mai 2006 und Mai 2009 für die Sonde A14 (Standort „Wiese“).	85
5.13. Bodenfeuchtedynamik während des Dauerregenereignisses im Oktober 2006 für die Sonde A08 (Standort „Wiese“).	86
5.14. Bodenfeuchtedynamik während des Dauerregenereignisses im Oktober 2006 für die Sonde A11 (Standort „Wiese“).	87
5.15. Bodenfeuchtedynamik während des Dauerregenereignisses im Oktober 2006 für die Sonde A14 (Standort „Wiese“).	88
5.16. Bodenfeuchtedynamik während eines Ereignisses mit sehr hoher Vorfeuchte für die Sonde A08 (Standort „Wiese“).	90
5.17. Bodenfeuchtedynamik während eines Ereignisses mit sehr hoher Vorfeuchte für die Sonde A11 (Standort „Wiese“).	91
5.18. Bodenfeuchtedynamik während eines Ereignisses mit sehr hoher Vorfeuchte für die Sonde A14 (Standort „Wiese“).	92
5.19. Standort „Wiese“: Zusammenhang zwischen der Spatial-TDR-Signaländerung in 12 bzw. 45 cm Tiefe und dem Durchfluss am Pegel WI (Messzeitraum Sonden A08 und A11: Mai 2006 bis Mai 2009, Sonde A14: Mai 2006 bis Juli 2007).	94

5.20. Standort „Tal“: Zusammenhang zwischen der Spatial-TDR-Signaländerung in 12 bzw. 45 cm Tiefe und dem Durchfluss am Pegel WI (Messzeitraum: April 2008 bis Mai 2009).	94
5.21. Oberflächenabflüsse für die Kleinberegnungsversuche beider Messkampagnen (blau: Nadelwald, schwarz: Laubwald, rot: Acker, grün: Grünland), Achtung: unterschiedliche Skalierung der y-Achse.	96
5.22. Standorte mit den höchsten Oberflächenabflusskoeffizienten.	96
5.23. Infiltrationsraten aller Standorten (unterschiedliche Linienstärken und Grauwerte lediglich zur besseren Unterscheidbarkeit der Linien).	97
5.24. Mit Brilliant Blue markiertes Sickerwasser im Unterbodenhorizont des Laubwaldstandorts Nr. 13 (Hangaufwärts gerichtete Aufnahme nach Ende des Infiltrationsversuchs, Ringdurchmesser: 15 cm).	98
5.25. Endinfiltrationsrate und Abflusskoeffizient für die verschiedenen Standorte.	99
5.26. Boxplot-Darstellung (rote Linie: Median, blaue Kästen: 25- bis 75-Perzentil, schwarze Linie: Minimal- und Maximalwerte, rotes Kreuz: Ausreißer) zum Zusammenhang zwischen Messergebnissen und Landnutzung (Anzahl der Versuche in Klammern).	100
5.27. Bodenphysikalische Eigenschaften am Grossberegnungsstandort (Anzahl der Bodenproben pro Tiefe $n = 4 - 6$).	101
5.28. Abflüsse während des Großberegnungsversuchs am Standort Nr. 1 (Aufgeforstete Weide).	102
5.29. Gravimetrisch bestimmte Bodenfeuchte in drei Tiefen vor der Beregnung (N0) und nach jedem Beregnungsimpuls (N1 bis N4).	103
5.30. Abflussreaktion an vier verschiedenen Großberegnungsstandorten.	105
5.31. Simulationsergebnisse für das insgesamt höchste Ereignis (HHQ) für die gesamte Parameterspannweite (dunkelgrauer Bereich) und mit Kalibrierung des Konvergenzfaktors Kvf (hellgrauer Bereich).	108
5.32. Abflussganglinien (kumuliert) einzelner Abflusskomponenten während des absolut höchsten Ereignisses (HHQ). Die Komponenten P_w	108
5.33. Simulationsergebnisse für das zweigipflige Frühjahrsereignis für die gesamte Parameterspannweite (dunkelgrauer Bereich) und mit Kalibrierung des Konvergenzfaktors Kvf (hellgrauer Bereich).	109
5.34. Simulationsergebnisse für das Dauerregenereignis für die gesamte Parameterspannweite (dunkelgrauer Bereich) und mit Kalibrierung des Konvergenzfaktors Kvf (hellgrauer Bereich).	109
5.35. Simulationsergebnisse für das Wolkenbruch-Ereignis am 30.Mai 2008 für $Kvf = 1$ und die gesamte Spannweite der Parameter (grauer Bereich).	110
5.36. Klassen des mit der BHP modifizierten Topographischen Index (TI) und kummulierte Flächenanteile der Klassen (AK).	112
5.37. Klassen des mit der FSK modifizierten Topographischen Index (TI) und kummulierte Flächenanteile der Klassen (AK).	112

6.1. Standort „Wiese“: Korrelation der Merkmalskarten einzelner Messreihen (Bodenfeuchtesonden Ax, Niederschlag NDS, Durchfluss Q an den Pegeln WI und GA). Knoten verbunden wenn Korrelation $> 0.9 $. Gelbe Knoten: minimale unabhängige Menge von Messreihen.	117
6.2. Standort „Tal“: Korrelation der Merkmalskarten einzelner Messreihen (Bodenfeuchtesonden Ax, Niederschlag NDS, Durchfluss Q an den Pegeln WI und GA). Knoten verbunden wenn Korrelation $> 0.9 $. Gelbe Knoten: minimale unabhängige Menge von Messreihen.	117
6.3. Dauerregenereignis Oktober 2006: Spatial-TDR-Signaländerung in 10 bis 50 cm Tiefe (rot: trocken, blau: nass) am Abflusskonzentrationsstandort A08.	121
6.4. Dauerregenereignis Dezember 2008: Spatial-TDR-Signaländerung in 10 bis 50 cm Tiefe (rot: trocken, blau: nass) am Abflusskonzentrationsstandort A08.	121
6.5. Aktivierung unterirdischer Fließprozesse und stärkere Abflussreaktion infolge eines Dauerregens im Dezember 2008. (grauer Balken: Zeitsprung von einem Jahr)	124
6.6. Prozessforschung auf unterschiedlichen Skalen und mit unterschiedlicher Transparenz (je heller desto detaillierter die Prozesskenntnisse).	127
6.7. Ergebnisse für die Sonde A13 zur Demonstration des Oszillationsproblems. Niederschlagsereignis im Mai 2006 (55 mm in 12 Tagen).	135
A.1. Verzeichnisstruktur auf dem Spatial-TDR-Linux-PC.	174
A.2. Konfigurationsprogramm <i>probe.lut</i> zur Definition der Sonden- und Multiplexeranschlussplätze.	175
A.3. Konfigurationsprogramm <i>probectl</i> zur Definition des Messfensterausschnitts (Je nach Kabellänge müssen die Parameter <i>to</i> und <i>tw</i> angepasst werden).	175
A.4. Cronjob zur automatischen Steuerung der Messungen (kann mittels <i>crontab</i> -e modifiziert werden).	175
A.5. Sonde A01: Bodenfeuchtedynamik im Frühjahr 2009 (untere Grafik: normierte Spannungswerte; je dunkler desto nasser).	185
A.6. Sonde A02: Bodenfeuchtedynamik im Frühjahr 2009 (untere Grafik: normierte Spannungswerte; je dunkler desto nasser).	185
A.7. Sonde A03: Bodenfeuchtedynamik im Frühjahr 2009 (untere Grafik: normierte Spannungswerte; je dunkler desto nasser).	185
A.8. Sonde A04: Bodenfeuchtedynamik im Frühjahr 2009 (untere Grafik: normierte Spannungswerte; je dunkler desto nasser).	186
A.9. Sonde A05: Bodenfeuchtedynamik im Frühjahr 2009 (untere Grafik: normierte Spannungswerte; je dunkler desto nasser).	186
A.10. Sonde A06: Bodenfeuchtedynamik im Frühjahr 2009 (untere Grafik: normierte Spannungswerte; je dunkler desto nasser).	186
A.11. Sonde A08: Bodenfeuchtedynamik im Frühjahr 2009 (untere Grafik: normierte Spannungswerte; je dunkler desto nasser).	187

A.12.Sonde A09: Bodenfeuchtedynamik im Frühjahr 2009 (untere Grafik: normierte Spannungswerte; je dunkler desto nasser).	187
A.13.Sonde A10: Bodenfeuchtedynamik im Frühjahr 2009 (untere Grafik: normierte Spannungswerte; je dunkler desto nasser).	187
A.14.Sonde A11: Bodenfeuchtedynamik im Frühjahr 2009 (untere Grafik: normierte Spannungswerte; je dunkler desto nasser).	188
A.15.Sonde A12: Bodenfeuchtedynamik im Frühjahr 2009 (untere Grafik: normierte Spannungswerte; je dunkler desto nasser).	188
A.16.Sonde A14: Bodenfeuchtedynamik im Frühjahr 2009 (untere Grafik: normierte Spannungswerte; je dunkler desto nasser).	188

Tabellenverzeichnis

2.1. Niederschlagshöhen unterschiedlicher Dauer und Jährlichkeit für das Frankelbachgebiet (KOSTRA-Zelle 16 rechts, 74 hoch) abgeleitet aus verschiedenen Untersuchungen (Werte gelten für Einzugsgebiete $< 25\text{km}^2$).	6
2.2. Gegenüberstellung verschiedener Beregnungsversuche.	8
2.3. Codierung von Untersuchungsgebieten hinsichtlich der Geofaktoren. Klassen des Jahresniederschlags gemäß DWD (1999), der Geologie gemäß HAD (2003) (lSe: Lockersedimente z.B. Löss, fSe: Sedimentite z.B. Buntsandstein, Me: Metamorphite, Ma: Magmatite), des kf-Wertes gemäß Scherrer (2006), S. 41, und der Hangneigung entsprechend der Klassen amtlicher Geomorphologischer Karten (Rubrik Mittelgebirge).	12
2.4. Codierung von Hochwasserereignissen hinsichtlich der Ereignischarakteristika.	12
2.5. Untersuchungen zur Hochwasserentstehung in Gebieten bis 100 km^2 (chronologische Reihenfolge). Codierung hinsichtlich der Geofaktoren und Ereignischarakteristika (x: keine Angaben, n: nicht eindeutig einzuordnen).	13
2.6. Schwellenwerte des Niederschlags, des Vorregenindex (VRI) und der Bodenfeuchte, ab deren Überschreitung eine verstärkte Abflussreaktion beobachtet wurde.	20
4.1. Aufbau der matlab-structure „datat.mat“ (Speicherung der Spatial-TDR-Messungen).	43
4.2. Verwendete Werte zur Berechnung des Scheiteldurchflusses (Pegel GA) mit der Gauckler-Manning-Strickler-Gleichung.	55
4.3. Parameter für die Modellierung des Zuflusses während eines Hochwasserereignisses (Weglänge für Berechnung von M_w und P_w : 100 m).	63
5.1. Gewässerkundliche Hauptzahlen der Frankelbach-Pegel GA, MI, WI, DO und QU sowie des Lauterpegels „Untersulzbach“ im Vergleich zu Angaben aus dem Hydrologischen Atlas (LUWG (2005)). Berechnung der Wasserhaushaltskomponenten Niederschlag N, Abfluss A und Verdunstung V erfolgte für drei hydrologische Jahre (Okt 2005 bis Sept 2008). Die Einzugsgebietsfläche des Quellpegels QU wurde aus der Niedrigwasserabflussspende geschätzt.	68
5.2. Niederschlagssituation vergangener Hochwasser im Bereich der Oberen Lauter (OB: Station Otterbach, WS: Station Wolfstein, VRI21: 21tägiger Vorregenindex).	68

5.3. Scheiteldurchflüsse Q_{max} [$m^3 s^{-1}$] und Scheitelabflussspenden q_{max} [$l s^{-1} km^{-2}$] für die benachbarten Einzugsgebiete der Oberen Lauter (Pegel Untersulzbach) und des Sulzbaches (Pegel Sulzhof) während der höchsten Hochwasser. Hydraulische Rekonstruktion des 1995er-Ereignisses für den Frankelbach. R_f : Formfaktor.	69
5.4. Korrelationen zwischen dem Scheiteldurchfluss (Q_{max}) bzw. dem Abflusskoeffizient am Pegel GA (AK_{GA}) und den Ereigniskennwerten.	72
5.5. Verhalten und Kennwerte der Sondenstandorte (r : Korrelationskoeffizient, Oberbodentiefe OB: 12 cm, Unterbodentiefe UB: 45 cm). Für den nassesten Zustand sind jeweils das Datum und der <i>Spatial-TDR-Wert</i> angegeben. Genauer ausgewertete Sonden sind fett markiert.	77
5.6. Standortnummer (<i>kursiv: 1. Messkampagne</i>), Nutzung, Hangneigung, Rauigkeit, Vegetationsbedeckung, Bodenart, mittlere Niederschlagsintensität, Oberflächenabflusskoeffizient AK (30 min Beregnung) und Endinfiltrationsrate der Beregnungsstandorte (LWj und LWa: junger und alter Laubwald, NW: Nadelwald, A: Acker, G: Grünland).	95
5.7. Wasserhaushaltsbilanzierung für den Beregnungsstandort Nr. 1.	104
5.8. Abflusskoeffizienten für die verschiedenen Klein- und Großberegnungen an den jeweils gleichen Standorten (Werte in Klammern gelten für Abfluss ohne Grubenabfluss).	106
5.9. Ereignischarakteristika der modellierten Hochwasserereignisse am Pegel WI. Die Scheitel-Abflussspenden beziehen sich auf den Pegel GA, alle anderen Werte auf den Pegel WI.	107
6.1. Zuweisung von Abflussreaktionen während bestimmter Feuchtezustände bei einem Niederschlagsereignis von 10 - 40 mm h ⁻¹ . AK: Abflusskoeffizient, OB: Oberboden, UB: Unterboden, HOF: Horton'scher Oberflächenabfluss, SSF1: lokaler Subsurface flow, SSF2: Subsurface flow infolge von unterirdischer Abflusskonzentration.	120
6.2. Grobe Abschätzung der Scheitelabflussmenge von den Ackerflächen (Ackerfläche im Frankelbachgebiet = 1.515 km ²) für unterschiedliche Niederschlags- und Bewirtschaftungsszenarien.	130
B.1. Messeinrichtungen im Frankelbach-Einzugsgebiet. Die Pegel an den Kleinerückhalten sowie die Klimastation „Waldhöhe“ werden von der FAWF Trippstadt betreut. Keine Messungen am Spatial-TDR-Standort „Wiese“ von Juli 2007 bis April 2008.	190
B.2. Ereignischarakteristika aller Hochwasserereignisse für die Jahre 2005 und 2006 an den Pegeln Gebietsauslass (GA) und Wiese (WI). W in Spalte „Spatial-TDR“: Spatial-TDR-Messungen am Standort Wiese. Doppelergebnis: Hochwasserwellen gehen ineinander über.	191

- B.3. Ereignischarakteristika aller Hochwasserereignisse für die Jahre 2007 und 2008 an den Pegeln Gebietsauslass (GA) und Wiese (WI). W in Spalte „Spatial-TDR“: Spatial-TDR-Messungen am Standort Wiese. Doppelereignis: Hochwasserwellen gehen ineinander über. 192
- B.4. Ereignischarakteristika aller Hochwasserereignisse von Mai 2008 bis Mai 2009 an den Pegeln Gebietsauslass (GA) und Wiese (WI). W in Spalte „Spatial-TDR“: Spatial-TDR-Messungen am Standort Wiese, T: Spatial-TDR-Messungen am Standort Tal, in Klammern: zahlreiche Spatial-TDR-Messlücken. Doppelereignis: Hochwasserwellen gehen ineinander über. . . 193

Verzeichnis der Abkürzungen und Symbole

A	Abfluss oder lokale Einzugsgebietsfläche einer Rasterzelle
AK	Abflusskoeffizient
AQ	durchflossener Querschnitt
β	Hangneigung
BHP	Karte des Bodenhydrologischen Potentials
C	Kapazität
D	direkt auf das Gewässernetz fallender Niederschlag (Modellkomponente)
\vec{D}	elektr. Flussdichte
DGM	Digitales Geländemodell
DO	Standort „Doppelrohr“
DP	Deep percolation, dtsh. Tiefensickerung
DVWK	Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft und Kulturbau
\vec{E}	elektr. Feldstärke
ϵ	absolute elektr. Permittivität
ϵ_0	Permittivität von Vakuum
ϵ_r	relative Permittivität
ERS	European Remote Sensing Satellite der Europäischen Weltraumbehörde (ESA)
FAWF	Forschungsanstalt für Waldökologie und Forstwirtschaft, Trippstadt
FDR	Frequency Domain Reflectometry, dtsh. Frequenzbereichsreflektometrie
FK	Feldkapazität
FSK	Forstliche Standortkarte
fSe	Sedimentit
AK	elektrischer Leitwert
GA	Standort „Gebietsauslass“
Gb	Gewässerbreite (Modellparameter)
GI	Gewässerslänge (Modellparameter)
GMT	Greenwich Mean Time
GPV	Gesamtporenvolumen
GPR	Ground Penetrating Radar, dtsh. Bodenradar
H	Wasserstand
h	Überfallhöhe an einem Messwehr
HHQ	höchster Durchfluss im Messzeitraum
HHq	höchste Abflussspende im Messzeitraum
HOF	Hortonian overland flow, dtsh. Horton'scher Oberflächenabfluss
Hs	Höhe, d.h. Mächtigkeit der Sättigungszone (Modellparameter)

I	Energieliniengefälle
k	Speicherkonstante (Modellparameter)
k.A.	keine Angaben
k_f	Wert gesättigte hydraulische Leitfähigkeit
k_{st}	Manning-Rauhigkeitswert
KOSTRA	Koordinierte-Starkniederschlags-Regionalisierungs-Auswertung
Kvf	Konvergenzfaktor (Modellparameter)
LFK	elektrische Leitfähigkeit
ISe	Lockersediment
M	Matrixfluss (Modellkomponente)
Ma	Magmatit
MEZ	Mitteleuropäische Zeit (Winterzeit)
Me	Metamorphit
MGN	Maximierter Gebietsniederschlag
MI	Standort „Mitte“
MPN	Maximierter Punktniederschlag
MQ	mittlerer Durchfluss
Mq	mittlere Abflussspende
mTI	modifizierter Topographischer Index
N, Nds	Niederschlag
N0	Bodenprobe vor der Beregnung (Großberegnungsversuch)
Nx	Bodenprobe nach xtem Beregnungsintervall
O	Sättigungsflächenabfluss (Modellkomponente)
Oa	Einzugsgebietsfläche der Abflusslinien (Modellparameter)
Oak	Oberflächenabflusskoeffizient für Einzugsgebietsfläche der Abflusslinien (Modellparameter)
OB	Oberboden (Spatial-TDR-Messungen: 12 cm Tiefe) oder Klimastation „Otterbach“
Ob	Abflusslinienbreite (Modellparameter)
OI	Abflusslinienlänge (Modellparameter)
P	Pipeflow und präferentielles Fließen (Modellkomponente)
PEN	Praxisrelevante Extremwerte des Niederschlags
PMP	Probable Maximum Precipitation
Pnr	Anzahl lateraler Pipes pro m ² (Modellparameter)
Pq	Mittlerer Pipedurchfluss (Modellparameter)
Q	Durchfluss an einem Pegel
QB	Vorereignisabfluss
qf	Quellfaktor (Modellparameter)
Qmax	Scheiteldurchfluss
qmax	Scheitelabflussspende
QU	Quelle oberhalb des Pegels „Wiese“
Qu	Quellzufluss (Modellkomponente)
R	hydraulischer Radius

r	Korrelationskoeffizient oder Rohrradius
REGNIE	Regionalisierung von Niederschlagshöhen
R_f	Formfaktor eines Einzugsgebiets
Rt	Trockenrohdichte
SAR	Synthetic aperture radar
SOF	Saturation overland flow, dtsh. Sättigungsoberflächenabfluss
SOM	Self organizing map
SMAP	Soil Moisture Active and Passive Mission der National Aeronautics and Space Administration (NASA)
SMOS	Soil Moisture and Ocean Salinity Mission der Europäischen Weltraumbehörde (ESA)
SSF	Subsurface flow, dtsh. unterirdischer Abfluss
STDR	Spatial Time Domain Reflektometer
TDR	Time Domain Reflectometry, dtsh. Zeitbereichsreflektometrie
Θ	aktueller Wassergehalt
TI	Topographischer Index
TL	Verzögerungszeit zwischen Niederschlagsschwerpunkt und Durchflussscheitel
UB	Unterboden (Spatial-TDR-Messungen: 45 cm Tiefe)
V	Verdunstung
v	Fließgeschwindigkeit
Vr	Reflexionsmessung des Spatial-TDRs
VRlx	x-tägiger Vorregenindex
Vt	Verzögerungszeit (Modellparameter)
W	Zufluss von den Wegen (Modellkomponente)
Wak	Oberflächenabflusskoeffizient für Wege (Modellparameter)
Wb	Wegbreite (Modellparameter)
WI	Standort „Wiese“
WI	Weglänge (Modellparameter)
wp	Wendepunkt der Gewichtungsfunktion zur Berechnung des modifizierten Topographischen Index
WS	Klimastation „Wolfstein“
WZ	zyklonale Westwetterlage

A. Weitere Informationen zum Spatial-TDR-Messsystem

A.1. Spatial-TDR-Messsystem

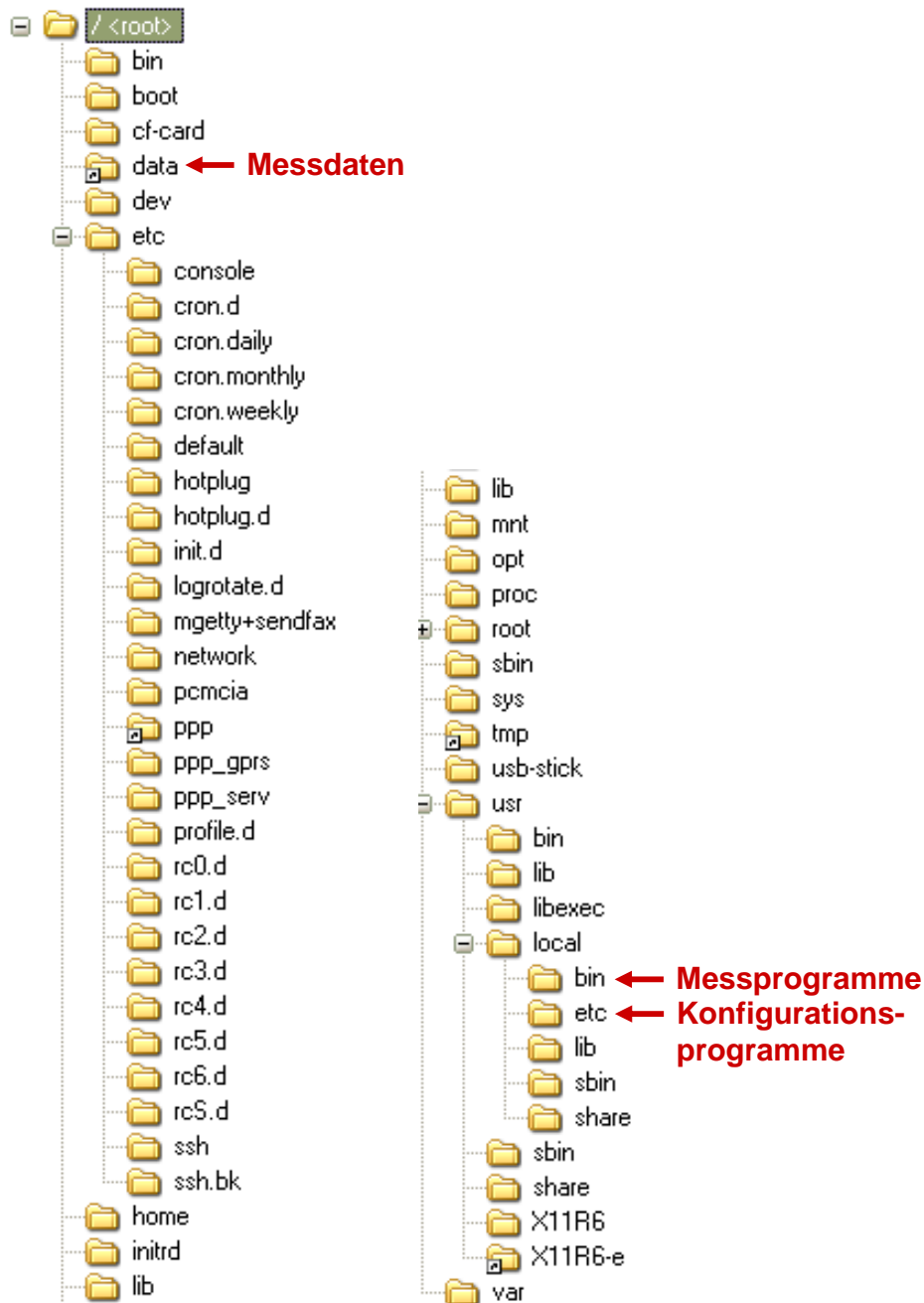


Abbildung A.1.: Verzeichnisstruktur auf dem Spatial-TDR-Linux-PC.

Zur Programmansicht und -anpassung kann der bash-Editor *nano* verwendet werden. Die Messungen werden über das Programm *measure_all.sh* gestartet. Kontinuierliche Messungen werden mittels des *cronjobs* durchgeführt. Die Daten können mit dem Befehl *sz <Datensatz>* über ein Nullmodemkabel auf einen Windows-PC kopiert werden. Weitere Informationen befinden sich in Kapitel 4.2.2.

```

GNU nano 1.0.7                               File: probe.lut
#ProbeID RefID mux1_addr mux1_ch mux2_addr mux2_ch ctl_file
# ONLY AN EXAMPLE !!!
#B01 R02 11 1 11 1 probe.ctl.1
#B02 R02 11 2 11 2 probe.ctl.2
#B03 R02 11 3 11 3 probe.ctl.3
#B04 R02 11 4 11 4 probe.ctl.4
#B05 R02 11 5 11 5 probe.ctl
#B06 R02 11 6 11 6 probe.ctl
#B07 R02 11 7 11 7 probe.ctl
#B08 R02 11 8 11 8 probe.ctl.8
#R02 R01 12 7 11 7 probe.ctl
# allowed: 2x the same mux and channel
#P05 R01 12 5 12 5 probe.ctl
# Ref cable: first = second item
#R02 R02 11 8 11 8 probe.ctl

```

Abbildung A.2.: Konfigurationsprogramm *probe.lut* zur Definition der Sonden- und Multiplexeranschlussplätze.

```

GNU nano 1.0.7
# Device Vp Ave Points t0 tw
/dev/tdr
0.67
16
1000
164
22.0

```

Abbildung A.3.: Konfigurationsprogramm *probe.ctl* zur Definition des Messfensterauschnitts (Je nach Kabellänge müssen die Parameter *t0* und *tw* angepasst werden).

```

GNU nano 1.0.7                               File: /tmp/crontab.XXXXecTfYh
#SHELL=/bin/sh
#PATH=$PATH:/usr/local/bin
# m h dom mon dow command
34 * * * * * /usr/local/sbin/transmit_hostinfo.sh
30 */1 * * * * /usr/local/bin/relais -s8
40 */1 * * * * /usr/local/bin/relais -r8
# 29 0 * * * 3 /usr/local/bin/relais -s8
30 0 * * * 3 /sbin/reboot
# 32 */1 * * * * /usr/local/bin/dial_gprs.sh

```

Abbildung A.4.: Cronjob zur automatischen Steuerung der Messungen (kann mittels *crontab -e* modifiziert werden).

A.2. Spatial-TDR-Laborversuche

The Open Hydrology Journal, 2010, 4, 35-43

35

Open Access

Reliability of Inversely Reconstructed Soil Moisture Profiles and Consequences for Field Applications

M. Johst^{1*}, M.C. Casper¹ and S. Schlaeger²

¹University of Trier, Physische Geographie, Campus II, D-54286 Trier, Germany

²SCHLAEGER – mathematical solutions & engineering, Lambergweg 23, D-32805 Horn-Bad Meinberg

Abstract: The so called Spatial-TDR system allows a monitoring of transient soil moisture profiles. Using a fast inversion algorithm it is possible to reconstruct the electrical properties along a probe in homogenous materials. To evaluate the applicability of the Spatial-TDR under field conditions different laboratory experiments were carried out in this study. The measurements were made with 60 cm long three-rod probes. A changing water table has been simulated in soil columns filled with homogeneous and layered silt and sand. Besides the impact of the soil heterogeneity the effect of a changed probe geometry and an air gap along the probe were investigated.

For straight probes with good soil contact the reconstructed soil moisture values were very reliable for the homogeneous and layered soil profile. However, the reconstruction algorithm does not cope with discrete changes of impedance along the probe resulting in strong oscillations in the reconstructed moisture profiles. The failure is due to the rather flat edge of the TDR input signal and can not be detected by the optimization approach yet. Discrete changes of the impedance lead to an increasing oscillation of the capacitance that nevertheless give a very good simulation of the TDR waveform. Altogether, the Spatial-TDR measurement system may be very useful to capture temporal and spatial soil moisture dynamics down to 50 cm depth. The main advantages are the high temporal and spatial resolution. However, it requires further development if one wants to capture accurate absolute soil moisture values.

Keywords: Time Domain Reflectometry, Spatial TDR, soil moisture, soil hydrology, laboratory experiments

INTRODUCTION

In the last decades, the TDR-technique has been used in various fields e.g. soil hydrological investigations, water balance studies, irrigation, drainage engineering. The ability to monitor continuously soil water content at many sites is one of the main strengths of TDR measurements. The core of a TDR measurement system is a TDR device, generating a voltage pulse and receiving the voltage reflections in time domain. This TDR device is connected to waveguides buried in the observed material. Whenever the impedance along the waveguide changes the electromagnetic pulse is partly reflected and partly transmitted into the waveguide, interacting with the surrounding material. The first clear reflection occurs at the junction between the coaxial cable and the probe (head reflection point). The second, even stronger reflection takes place at the end of the probe (end reflection point). The shape of the reflected signal between these two reflection points, often referred to as TDR waveform, TDR trace or reflectogram is a kind of finger print of the dielectric profile along the rods that again is dependent mainly on the water content. However, the soil moisture profile can not be derived directly from the TDR waveform but has to be calculated by inverse modelling. The last years, the inverse reconstruction of the TDR-signal was one focus within the TDR research community [1-8]. This analysis of the TDR waveform holds great potential for obtaining far more information than only the mean water content [9].

Aiming to monitor transient soil moisture profiles at many sites a so called Spatial-TDR has been developed recently at the Technical University of Karlsruhe, Germany [4, 10, 11]. Here, a fast inversion algorithm allows the reconstruction of the distribution of the electrical parameters capacitance and effective conductance respectively along a single probe. This Spatial-TDR measurement system is applied in several ongoing projects for instance to detect leakage in levees [12], to determine snow cover characteristics [13], to capture the spatial heterogeneity of soil moisture at the plot scale [8] as well as to investigate flood generation processes [14].

The TDR-signals are affected by both physical parameters of the surrounding material (temperature, electric conductivity, dielectric permittivity) and uncertainties caused by the installation of the probe (luting and compaction of the soil along the rods, changing geometry of the rods). Furthermore, erosion along the probe rods or the presence of pipes or macropores in the soil may lead to a lacking contact of the probe rods with the soil. According to [15] small air pockets with a diameter smaller than 1.2 times the rod diameter and surrounding less than 30° of the rod circumference are not likely to affect the TDR-measurement significantly. Reviews on material related impact factors may be found in [9] and [16]. The consequence of changing probe geometry is demonstrated in [7]. The effect of the soil temperature is discussed in e.g. [17-19].

Our overall motivation in capturing soil moisture data is to relate the runoff of a catchment to the actual soil moisture state. But first, to evaluate the applicability of the Spatial-TDR for this project, several investigations have been carried

*Address correspondence to this author at the University of Trier, Physische Geographie, Campus II, D-54286 Trier, Germany; Tel: +49/651/2014507, Fax: +49/651/2013976; E-mail: johstm@uni-trier.de,

out in the laboratory as shown in this article. The aim was (i) to check the reliability and accuracy of the inversely reconstructed soil moisture profiles, (ii) to review occurring measurement problems and other sources of uncertainty, and (iii) to assess the potential of the Spatial-TDR concerning field measurements.

1. MATERIALS AND METHODOLOGY

1.1. Technical Devices and Experimental Setup

In this study we used a Campbell TDR 100 as pulse generator. This TDR device is connected via multiplexer and coaxial cables to three-rod probes as described by [10], [14] and [20]. The probes are 60 cm long with a spacing of 2.2 cm between adjacent rods. Each rod has a total diameter of 7 mm with a steel core and a PVC-coating of 1 mm thickness.

The TDR-probes were placed top down in columns that are PVC pipe segments of 80 cm length and 19 cm inner diameter (Fig. (1)). The columns were filled with coarse sand and silty sand, respectively. The characteristics of the materials are shown in Table 1. The material referred to as dry was not dried in the oven but in the air and therefore there was still very little bound water in it. The capillary fringe has been identified by filling the material into a transparent PVC-tube of 4.3 cm diameter and putting this tube in a water filled bucket. After an equilibrium was reached the difference between the water level in the bucket and in the tube has been measured.

In this article the results for four different setups are presented. (i) The columns were filled with coarse sand and (ii) with silty sand. (iii) A layered profile was set up consisting of coarse sand in the lower 35 cm, silty sand between 35 cm and 10 cm depth and air in the uppermost 10 cm. For the last measurements these 10 cm were filled up with saturated silty sand, too. The air gap between the probe head and the soil was 1 cm for the last but one measurement and entirely filled up for the very last measurement. (iv) To simulate a non-parallel geometry of the probe rods as it can happen under field conditions, two stones have been clamped between the rods of one probe resulting in a linear increasing distance of the rods up to about 10 cm at the tips of the outer rods instead of 6 cm. The stones were located at 55 cm distance from the probe's head and were about 1 to 2 cm thick whereas the rod-contact-length was each less than 1 cm. This expanded probe was installed in coarse sand. For the setups (i), (ii) and (iii) TDR-measurements with three TDR-probes were made, each in one column.

For all setups TDR-measurements were conducted for dry and saturated conditions as well as for different water

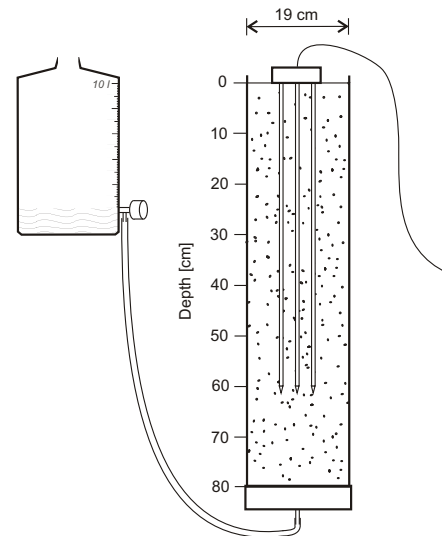


Fig. (1). Experimental setup: One three-rod probe in one soil column, that is watered from below.

levels. Water was supplied from below to avoid air locking in end pores as far as possible. As seen in Fig. (1) a water filled bottle was connected to the outflow at the bottom of the column. For the experiments in coarse sand a second tube was connected to the outflow that allows for an observation of the water level within the column.

All experiments were carried out at a constant air temperature of about 20 ± 2 °C. The electric conductivity of the supplied water was 17.3 ± 0.7 mS m⁻¹. The exfiltrating water showed a lower electric conductivity of 14.0 ± 1.5 mS m⁻¹. A TRIME-FM-TDR with a two rod probe (P2Z) as well as the thermo-gravimetric method were used to get comparative data of the dry and saturated states (Table 3). These measurements have not been done in the soil columns but for six single soil samples of different volume in the magnitude of some litres.

1.2. Inverse Reconstruction of Soil Moisture Profiles

The algorithm to reconstruct the soil moisture profile from the TDR waveform is based on the telegraph equations for non-uniform transmission-lines (Eq. (1)). These partial differential equations describes the propagation of a voltage $V(x,t)$ and a current $I(x,t)$ in time t and space x in dependence on four electrical parameters: capacitance C , effective

Table 1. Soil Physical Characteristics of the Used Materials

Soil Characteristic	Coarse Sand	Silty Sand
Grain size distribution	100 % sand (0.7 - 1 mm)	60 % sand, 37 % silt, 3 % clay
Bulk density [g cm ⁻³]	1.61 ± 0.03	1.73 ± 0.04
Water content dried at 20 °C [Vol%]	0.30 ± 0.07	0.57 ± 0.04
Saturated water content [Vol%]	37.2 ± 1.2	28.1 ± 0.6
Height of capillary fringe [cm]	2.0 ± 0.5	36 ± 2

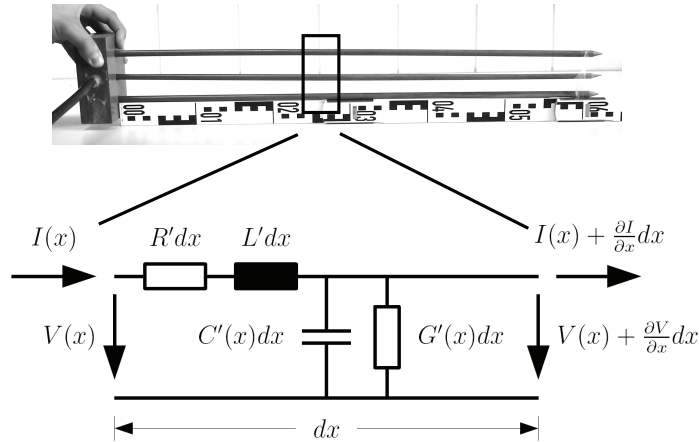


Fig. (2). The simplified moisture probe model consisting of bulk electronic parts. Above: coated 60 cm long 3-rod-probe (TDR waveguide); below: equivalent circuit of the transmission line [10].

conductance G , inductance L and resistance R . The equivalent electrical circuit of our three-rod probe is shown in Fig. (2). C and G are strongly depending on the water content distribution along the probe whereas L is assumed to be constant for parallel rods and R is assumed to be zero for the specific probe.

$$\frac{\partial}{\partial x} V(x,t) = -R(x)I(x,t) - L(x) \frac{\partial}{\partial t} I(x,t) \quad (1a)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} I(x,t) = -G(x)V(x,t) - C(x) \frac{\partial}{\partial t} V(x,t) \quad (1b)$$

The telegraph equation is solved numerically to simulate a measured TDR waveform [4, 21]. The input signal for the partial differential equation is determined by measuring the TDR-reflections of an open ended coaxial cable with the same length than used for the three-rod probes. To solve Eqs. (1) for the unknown distributions of $C(x)$ and $G(x)$, two independent measurements are actually required, however only one measurement is available. In this study where we focus on the soil moisture we decided to simulate only $C(x)$ and set G to zero, since it is likely to be very low for the used materials. Furthermore, the influence of a changing G along the probe is less important for coated rods than for uncoated ones. Generally, a higher water content leads to a clearly higher $C(x)$ and a slightly higher $G(x)$.

To determine the capacitance profile $C(x)$ an optimization approach is used. Starting with an initial guess of $C(x)$ and $G(x)$ a simulated TDR-waveform is calculated and compared to the measured one. Using a conjugant gradient method the difference between simulation and measurement is minimized. The gradient can be calculated directly with help of an adjoint boundary value problem (backward problem) associated to the forward problem of TDR-waveform simulation. This directly calculated gradient allows a fast calculation of the solution whereas it cannot avoid the determination to local minima. A detailed description of the optimization algorithm can be found in [4].

Since we applied coated probes the commonly used transformation of the capacitance $C(x)$ into the dielectric

permittivity $\epsilon(x)$ is not possible. Instead, a probe specific relationship between the total capacitance C' and ϵ was determined by [10] accounting for the capacitance of the coating. Here, the two constant parameters C_1 (influence of probe geometry) and C_2 (influence of the coating) were derived from calibration measurements of materials with known ϵ . Using Eq. (2) $\epsilon(x)$ can be calculated depending on $C(x)$. Finally, the dielectric permittivity $\epsilon(x)$ was transformed to volumetric water content $\theta(x)$ by the standard transformation according to [22] as shown in Eq. (3).

$$1/C(x) = 1/(\epsilon(x)C_1) + 1/C_2 \quad (2)$$

The values of the electrical parameters used in this study to reconstruct the water content are given in Table 2. Here, one have to distinguish between the spatial discretization in the algorithm and the resolution of the results. The discretization is the step-size of the numerical algorithm in time and space to solve the forward problem of the wave propagation. Time and space step-size are related by the Courant-Friedrichs-Lewy condition. Following a common rule it is appropriate to choose 10 discretization steps for one resolution step. A spatial discretization of 2 mm results in a resolution 10-20 mm.

$$\theta(x) = -5.3 \cdot 10^{-2} + 2.93 \cdot 10^{-2} \cdot \epsilon(x) - 5.5 \cdot 10^{-4} \cdot \epsilon(x)^2 + 4.3 \cdot 10^{-6} \cdot \epsilon(x)^3 \quad (3)$$

A change of the probe geometry (caused by roots or stones) leads to a variation of inductance L and probe capacitance C_1 . However, usually one does not know the final geometry of the rods inside the soil. Therefore we assume a parallel geometry and figure out the consequences of these simplifications on the resulting moisture profiles.

2. RESULTS

2.1. Coarse Sand

The measured TDR waveforms in coarse sand at different stages of water level are shown in Fig. (3). The TDR-measurements were conducted when the difference in water level in the connected tube was 10 cm. For the probe without rod expansion (Fig. 3a) the TDR-signal between the first and

Table 2. Fixed Transmission-Line Parameters Used in the Reconstruction Algorithm. L , C_1 and C_2 have been Calibrated for this Type of Probe by [10]. Impact of G is Assumed to be Extremely Low Due to Coated Rods and Nearly Lossless Materials

Parameter	Value
Apparent rod length [mm]	605
Spatial discretization [mm]	2
Inductance L [nH m ⁻¹]	575 ± 23
Resistance R [Ohm m ⁻¹]	0
Capacitance C_1 [pF m ⁻¹]	20.5 ± 0.9
Capacitance C_2 [pF m ⁻¹]	356 ± 30
Effective conductance G [mS m ⁻¹]	0

second reflection point is constant for the dry and fully saturated profile (bold lines). This proves the assumption that the impact of G on the signal is negligible in this material.

Fig. (4) shows the finally reconstructed moisture profiles. Considering the middle part of Fig (4a) only (10 to 50 cm depth) the water content of the saturated coarse sand is between 32 and 39 Vol%. This is in the right order of magnitude as seen in Table 3. But the water content is much too high for the uppermost centimetres. This is a result of the discrete change of the line parameters at the beginning of the probe in combination with the dispersion of the input signal. Again, an oscillation of the signal occurs at the probe's end below 50 cm depth.

2.2. Silty Sand

During the measurements in silty sand the water level in the columns could not be observed in a connected tube. Therefore, measurements have been taken in intervals of 10 min and have been stopped as soon as the uppermost soil has been saturated.

The reconstructed soil moisture profiles for one probe are illustrated in Fig. (5). 10 min after water supply some capil-

lary water already reaches the lowest 20 cm of the probe (measurement no. 2). After 60 min the water level is between 30 and 40 cm below the probe's head and after 170 min between 20 and 30 cm. After 230 min the profile is fully saturated. But again, as described in the previous chapter, the reconstructions in the fully saturated material show an oscillation of the signal in the uppermost and lowest part. The saturated water content between 10 and 50 cm depth is 23 to 27 Vol% that is slightly below the reference values given in Table 3.

2.3. Layered Profile

The effect of different material along the rods is visible in the measured TDR waveforms as shown in Fig. (6). Especially for the fully saturated profile i.e. the lower bold line the material boundary is clearly detectable. For measurement no. 4 the discrete change of the water content at the interface of air to wet silty sand is not visible in the TDR waveform. Due to the dispersion of the electromagnetic wave discrete steps are generally smoothed in the signal.

The change in material is evident in the reconstructed moisture profiles, too. The distinct increase of soil moisture in 10 cm depth (Fig. (7a)) is due to the change from air to silty sand. As seen in Fig. (7b) the change from silty to coarse sand is visible as well. The saturated water content in the silty sand is around 30 Vol% and increases up to 38 Vol% in the coarse sand. These values are consistent with the reference values in Table 3. But again, the signal oscillation is evident in the upper and lower part of measurement no. 6. The oscillation shows the same forming as for the above elucidated oscillations. Again, when the water level reaches the probe's head the reconstructed values are much too high for the uppermost centimetres and consequently too low just beneath. In contrast near the probe's tips the reconstructed signal oscillated towards very low soil moisture values. Furthermore, there is an even stronger oscillating for measurement no. 4 (Fig. (7a)). At this situation the uppermost 10 cm of the rods are surrounded by air while the underlying 50 cm of the profile are fully saturated.

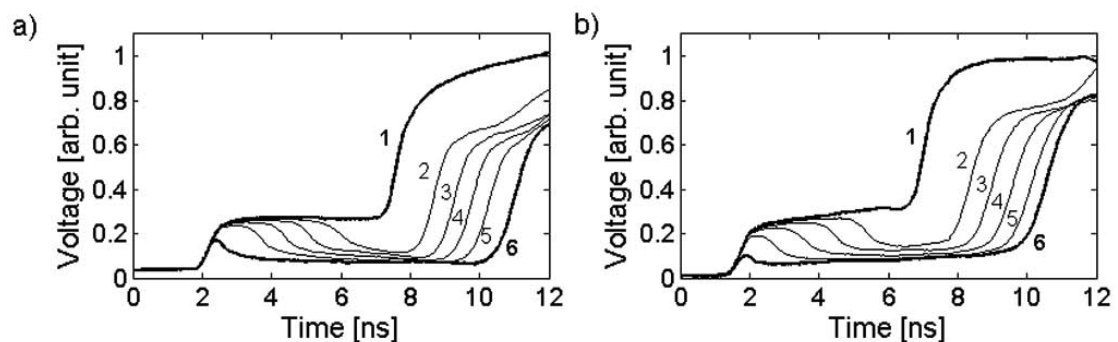


Fig. (3). Measured TDR waveforms for probes installed in coarse sand. Enveloping bold lines are dry (waveform no. 1) and fully saturated (waveform no. 6) profiles. Water level for waveforms no. 2: 40 cm, no. 3: 30cm, no. 4: 20 cm and no. 5: 10 cm below the probe's head.

a) Constant probe geometry: straight rods.

b) Changed probe geometry: expanded rods (distance of outer tips 10 cm instead of 6 cm).

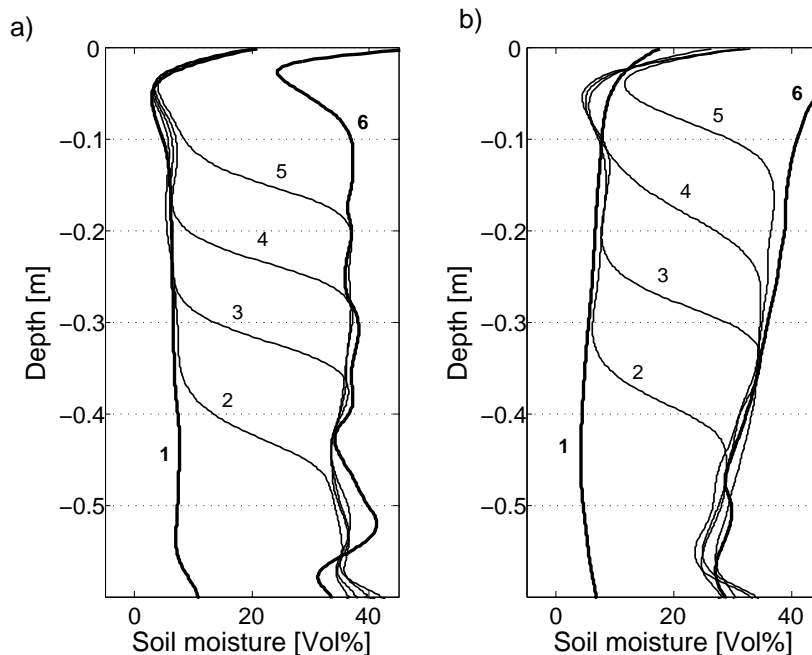


Fig. (4). Reconstructed soil moisture profiles for probes installed in coarse sand. Enveloping bold lines are dry and fully saturated profiles respectively. Water level for waveforms no. 2: 40 cm, no. 3: 30cm, no. 4: 20 cm, no. 5: 10 cm below the probe's head according to the measurements in a connected tube.

a) Straight rods.

b) Expanded rods.

Table 3. Reconstructed and Measured Saturated Water Content (Spatial-TDR: Means of Three Probes Per Material)

Material	Spatial-TDR (10 - 50 cm)	TRIME-TDR	Thermo-Gravimetrically
Saturated water content of coarse sand [Vol%]	38.0 ± 1.8	36.6 ± 1.5	37.2 ± 1.2
Saturated water content of silty sand [Vol%]	28.8 ± 3.6	29.2 ± 0.9	28.1 ± 0.6

2.4. Influence of Changed Probe Geometry

The effect of an expansion of the probe's rods was investigated during the measurements with coarse sand. As seen in Fig. (3b) the TDR-signals constantly increase between the two reflection points due to a non homogeneous distribution of the line parameter L . Consequently, in the reconstructed soil moisture profile the changed probe geometry results in an apparent continuous decrease of soil moisture with depth (Fig. 4b). The saturated water content is 39 Vol% in 10 cm depth, where the rods are hardly expanded. The impact of the stones themselves that have been clamped in between the rods in about 55 cm depth is not visible in the signals.

3. DISCUSSION

3.1. Performance of the Spatial-TDR Measurement System

The Spatial-TDR measurement system holds great potential to capture a soil moisture profile in high spatial and temporal resolution. Our experiments confirm that a water table or a capillary fringe can be located in a resolution of some centimetres. The reconstructed water contents are very reli-

able for the middle part of the probe (10 to 50 cm depth). Little differences in the saturated soil moisture profiles might be due to slightly different conditions in the columns (layering of material, air locking).

The measurement itself and the reconstruction of the soil moisture takes only some minutes and consequently allows for scores of measurements in a short time. However, the reconstruction algorithm does not cope with abrupt strong or small scale changes of soil moisture. The reason and the consequences of this fact are explained in the following.

3.2. Shortcomings of the Reconstruction Algorithm

The TDR waveform is inversely simulated by modifying the capacitance $C(x)$ iteratively along the probe. $C(x)$ is used to derive the final soil moisture profile. But, if the impedance along the waveguide changes suddenly (e.g. at an air-water-interface or at the probe's head) $C(x)$ is modified in the reconstruction algorithm as well but much more inertial due to the relatively wide edge of the input signal. Consequently, an oscillation of the capacity distribution can be built up while the optimization algorithm indicates a local minimum. That

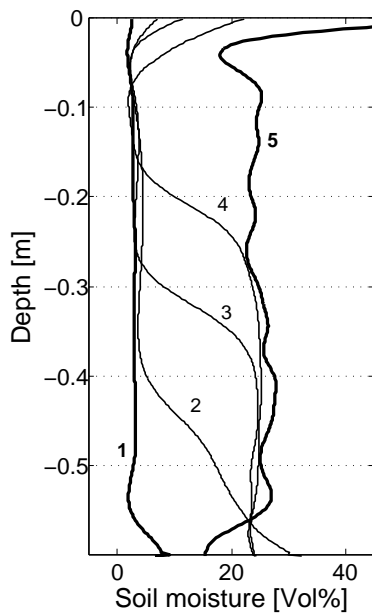


Fig. (5). Reconstructed soil moisture profiles for probes installed in silty sand. Enveloping bold lines are dry and fully saturated profiles, respectively. Measurements have been taken 10 min (no. 2), 60 min (no. 3), 170 min (no. 4) and 230 min (no. 5) after water supply.

means, up to now, a nonsense strongly oscillating capacity along the probe allows for a good simulation of the TDR waveform. These circumstances are illustrated in Fig. (8). This is an example of the intermediate steps for the reconstruction of the rather strong oscillating soil moisture profile no. 4 in Fig. (7a). Here, the measured and simulated TDR-waveform fit well (Fig. (8a)). However, by the iterative optimization, $C(x)$ is overestimated in about 15 cm depth that is just under the sharp air-water-interface. Thereafter $C(x)$ is underestimated to reach a good fit of the simulated TDR-waveform. This non-realistic distribution of $C(x)$ is the reason for the oscillation of the finally derived soil moisture.

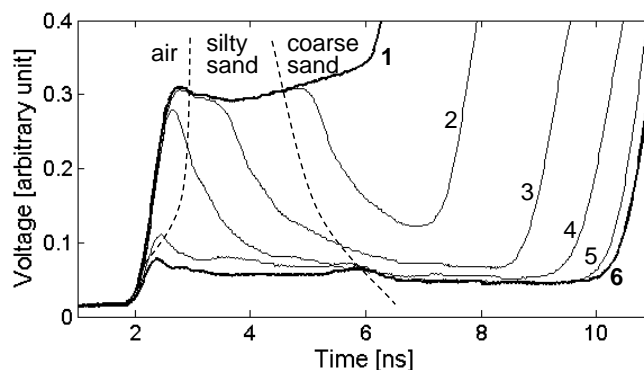


Fig. (6). Measured TDR waveforms for a probe installed in layered material. The dashed lines roughly delineate the range of the respective material. For measurement no. 4 the air gap between the probes head and the material was 10 cm wide, for no. 5 only 1 cm and for no. 6 the gap was entirely filled up with wet silty sand.

One step to improve the reconstruction algorithm is the implementation of another optimization approach. But, this might slow down the algorithm. Considering the dispersion of the TDR-100-input-signal along the 15 m cable a high resolution in object identification cannot be expected. The spatial discretization of 2 mm that is equal to a resolution of 10-20 mm should be appropriate concerning the dispersion of the input signal.

3.3. Suitability for Different Hydrological Investigations

The Spatial-TDR measurement system is very useful to observe interflow processes in high temporal resolution. Likewise, it is helpful to monitor vertical and lateral water fluxes, e.g. to observe the expansion of saturated areas as documented by [10] and [14]. For that purposes a spatial discretization of 5 to 10 cm is sufficient and accurate soil moisture values are not required. For some studies relative changes of soil moisture are very useful information. E.g. in [23] the relative saturation in a certain soil depth is used to determine the moisture state of a catchment and to get information on the susceptibility to floods.

[10] showed the capability of the Spatial-TDR to monitor infiltration fronts in a homogeneous loamy sand. But, soils in the field often feature a very heterogeneous texture and structure. Higher precipitation will hardly ever infiltrate as front but rather through macropores, cracks or along roots. Since the base area of the column that is captured by the Spatial-TDR is between only 20 and 25 cm², the infiltration process might not be seen in the TDR-signals.

For water balance or evaporation studies accurate soil moisture data are required. In that respect the Spatial-TDR-system is error-prone at present state. Especially the reconstructions for the uppermost part of the soil, an important zone for evaporation studies can not be used. As shown in this study, almost all reconstructions of the saturated soil moisture profile feature a much too high water content in the upper 10 cm followed by much too low values beneath. This phenomenon occurred in the studies of [10], too, and is caused by the suddenly changing impedance at the probes head as explained above. Furthermore, the contact problem is particularly high in the upper soil due to bioturbation as well as swelling and shrinking effects. Altogether, accuracy

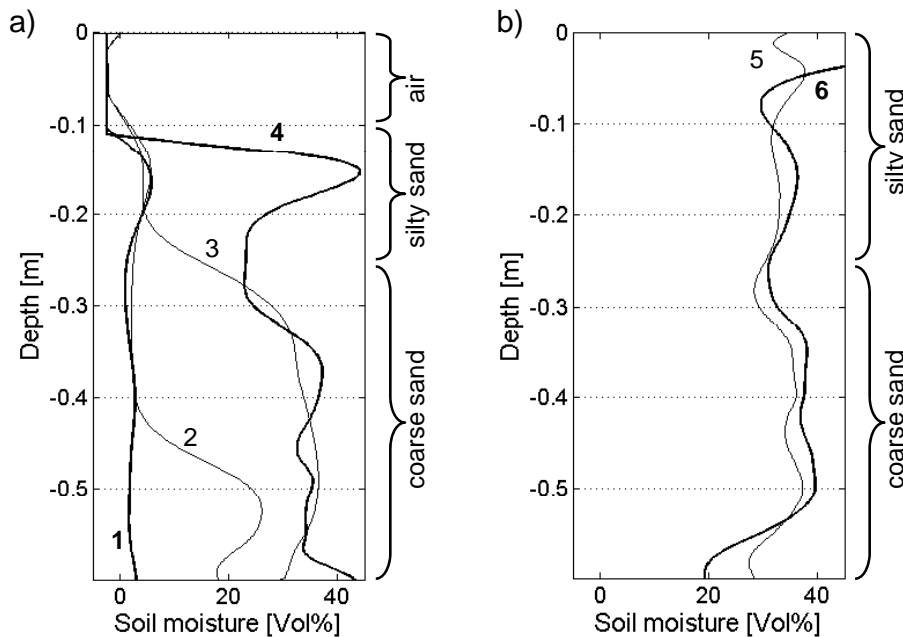


Fig. (7). Reconstructed soil moisture profiles for a probe installed in layered material.

a) Air gap 10 cm under the probe's head. Measurements have been taken 1 min (no. 2), 10 min (no. 3) and 15 min (no. 4) after water supply. Bold lines indicate the measurements in dry and saturated material.

b) Air gap of 1 cm (no. 5) and without air gap (no. 6) under the probes head. For both measurements the material was saturated.

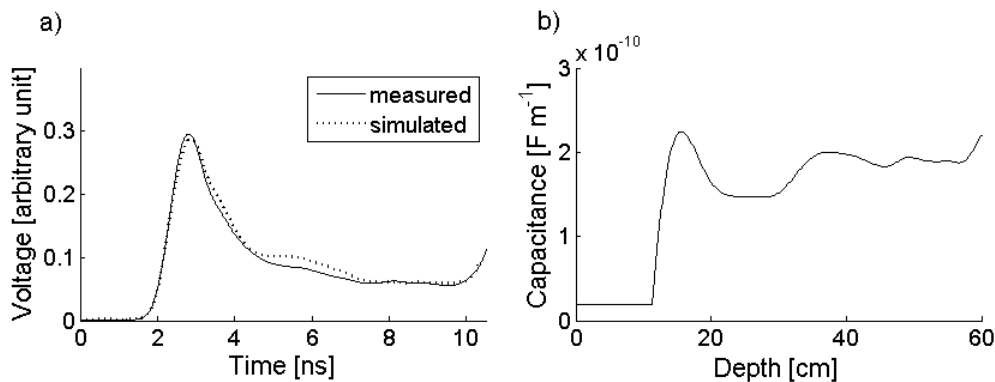


Fig. (8). Results of intermediate steps within the soil moisture reconstruction process (measurement no. 4 in saturated layered material, see Fig. (7a)).

a) Measured and simulated TDR-waveform.

b) Inversely reconstructed distribution of capacitance $C(x)$.

is always a problem in soil moisture measurement and other measurement systems (e.g. tensiometry) are likely to fail in this respect, too.

3.4. Factors of Uncertainty

In this section we comment on different factors of uncertainty such as the disregard of the effective conductance G , the impact of an air gap along the rods as well as the effect of the changing probe geometry. Other factors of uncertainty e.g. temperature, salinity and the relationship between di-

electric permittivity and soil moisture (Eq. (3)) have not been considered in this article but are discussed in e.g. [17-19].

In this study the impact of $G(x)$ on the measured TDR-Signal has been neglected since we used nearly lossless materials and coated rods. The straight line between the head and end reflection of the measured TDR waveform during wet conditions (Fig. (3a)) confirm this assumption. The waveforms are also straight for the silty sand. In this study, no improvement could be reached by setting G higher than zero. However, natural soils are likely to contain more clay

and organic material. Here, a material specific empirical relationship between $C(x)$ and $G(x)$ has to be defined as for instance given by [24].

Natural soils often feature a change in grain size distribution with depth. To investigate these conditions a layered profile has been set up. Considering only the middle section of the reconstructed profile the saturated water content varies in a reliable way (Fig. (7b)). In this study the transmission-line parameters have not been changed.

An air gap along the probe's rods has a very strong impact on the TDR-waveform as well as on the performance of the reconstruction algorithm. Fig. (6) shows that an air gap of some centimetres below the probes head has a very strong influence on the TDR-waveform. The differences between measurement no. 4, no. 5 and no. 6 are only due to the up to 10 cm wide air gap. If the upper soil is nearly saturated the reconstruction of such a sharp air-water-interface is not possible. Consequently, in practical use the entire insertion of the Spatial-TDR-probes is absolutely required.

The effect of changed probe geometry has been shown in Figs. (3b) and (4b). An up to the rods end increasing spacing between the rods results in an constantly increasing TDR waveform and consequently in a constantly decreasing water content with depth. This is consistent with the investigations of [7]. It might be possible to detect such constant systematic variances in field measurements. However, excavations of some probes in the field showed that the spacing between the rods is hardly ever constantly changing but the rods are bent in itself even though the rod holes have been pre-drilled before installation.

4. CONCLUSIONS AND OUTLOOK

The here presented Spatial-TDR-approach is very promising and has a lot of benefits compared to other methods. The disturbance of the soil by the 60 cm long probes is rather small. Furthermore, the spatial discretization as well as the temporal resolution is very high both in measurement and reconstruction. Generally, for the middle part of the profile the reconstructed soil moisture data is reliable. Consequently, the Spatial-TDR can be very useful for studies that aim to capture soil moisture dynamics down to a depth of 50 cm (e.g. in hillslope hydrology).

In this article some shortcomings of the Spatial-TDR are elucidated and factors of uncertainty are discussed from a user's point of view. At present state the occasionally occurring oscillation of the simulated distribution of the capacitance C seems to be the main challenge. Furthermore, for lossy soils an appropriate relationship between C and the effective conductance G has to be defined to simulate the distribution of both parameters with only an one-side TDR-measurement. Nevertheless, the uncertainty of G might be less important for a successful soil moisture reconstruction than other uncertainties related to the installation of the probes. One important point is the lacking contact of the rods with the soil e.g. if the probe intersect any voids or if it is not inserted completely into the soil. The problem is not only the bivalent situation in this void (air or water) but the strong impact on the reconstruction of the soil moisture around this void. Another factor of uncertainty is a changed geometry of the 60 cm long probes. In our experiments a linear expansion lead to a constantly decreasing soil moisture with depth. In

the field the probe geometry is not know but at least, since this is a constant factor, relative changes in soil moisture are still reliable. Last but not least one have to point out, that the advantages of the Spatial-TDR are numerous compared to other soil moisture measurement systems e.g. profile probes or Ground Penetrating Radar. Some of the discussed uncertainties and challenges exist for these measurement systems as well.

Several studies and developments within the TDR measurement technique aiming to derive soil moisture profiles led to substantial technical progress. These measurement systems proved their performance in the laboratory but only some of them in the field [6, 8, 25]. The conditions in the field are very different to those in the laboratory. A close cooperation between developers and users is important to on the one hand focus on the major challenges in development and on the other hand to avoid misuses in field application.

In the future, we are going to interpret the measured Spatial-TDR waveforms itself without reconstructing the soil moisture values. Even if the probe geometry is changed, the material changes or the rods intersect any void the TDR waveform still reflects the moisture state in different depths. Consequently, the shape of the waveform at a certain point can be linked to a certain moisture state of a system or can give a picture of lateral flow processes. These topics will be presented in another article that is based on our field data set.

ACKNOWLEDGEMENT

We thank Raimund Schneider for valuable suggestions and the use of the soil science laboratory. The support and advices of Rolf Becker are gratefully acknowledged. Many thanks to Cordula Zimper for her helpful hand at various stages. We are thankful for the detailed comments and valuable complements of one anonymous reviewer. The study was funded by the German state Rheinland-Pfalz within the research programme "Wissen schafft Zukunft" and the Forschungsfonds of the University of Trier.

REFERENCES

- [1] Lundstedt J, He S. A time-domain optimization technique for the simultaneous reconstruction of the characteristic impedance, resistance and conductance of a transmission line. *J Electromagn Waves Appl* 1996; 10: 581-602.
- [2] Oswald B, Benedickter HR, Bächtold W, Flühler H. Spatially resolved water content profiles from inverted time domain reflectometry signals. *Water Res* 2003; 39(12): 1357-66.
- [3] Heimovaara TJ, Huisman JA, Vrugt JA, Bouten W. Obtaining the spatial distribution of water content along a TDR probe using the SCEM-UA Bayesian inverse modelling scheme. *Vadose Zone J* 2004; 3: 1128-45.
- [4] Schlaeger S. A fast TDR-inversion technique for the reconstruction of spatial soil moisture content. *Hydrol Earth Syst Sci* 2005; 9: 481-92.
- [5] Greco R. Soil water content inverse profiling from single TDR waveforms. *J Hydrol* 2006; 317: 325-39.
- [6] Leidenberger P, Oswald B, Roth K. Efficient reconstruction of dispersive dielectric profiles using time domain reflectometry (TDR). *Hydrol Earth Syst Sci* 2006; 10: 209-32.
- [7] Bänninger D, Wunderli H, Nussberger M, Flühler H. Inversion of TDR signals - revisited. *J Plant Nutr Soil Sci* 2008; 171: 137-45.
- [8] Zehe E, Graeff T, Morgner M, Bauer A, Bronstert A. Plot and field scale soil moisture dynamics and subsurface wetness control on runoff generation in a headwater in the Ore Mountains. *Hydrol Earth Syst Sci Discuss* 2009, 6, 7503-7537.
- [9] Robinson DA, Jones SB, Wraith JM, Or D, Friedman SP. A review of advances in dielectric and electrical conductivity measurement

*Reliability of Inversely Reconstructed Soil Moisture Profiles**The Open Hydrology Journal, 2010 Volume 4 43*

- in soils using time domain reflectometry. *Vadose Zone J* 2003; 2: 444-75.
- [10] Becker R. Spatial time domain reflectometry for monitoring transient soil moisture profiles. *mitteilungen des instituts für wasser und gewässerentwicklung*. University of Karlsruhe, 2004; Heft 228.
- [11] Hübner C, Schlaeger S, Becker R *et al*. Advanced measurement methods in time domain reflectometry for soil moisture determination. In: Kupfer K, Ed. *Electromagnetic Aquametry*. New York: Springer, Berlin, Heidelberg 2005; Chapter 14: pp. 317-47.
- [12] Scheuermann A, Huebner C, Schlaeger S *et al*. Spatial time domain reflectometry and its application for the measurement of water content distributions along flat ribbon cables in a full-scale levee model. *Water Res* 2009; 45: doi:10.1029/2008WR007073.
- [13] Stacheder M, Hübner C, Schlaeger S, Brandelik A. Combined TDR and low frequency permittivity measurements for continuous snow wetness and snow density determination. In: Kupfer K, Ed. *Electromagnetic Aquametry*. Springer, Berlin 2005; Chapter 16: pp. 367-82.
- [14] Schädel W. Schritte zur Verbesserung der Hochwasserfrühwarnung mittels Online-Bodenfeuchtemessungen. Ph.D. thesis: *Mitteilungen des Instituts für Wasser und Gewässerentwicklung - Bereich Wasserwirtschaft und Kulturtechnik der Universität Karlsruhe (TH)*, 2006, Heft 234.
- [15] Knight JH, Ferré TPA, Rudolph DL, Kachanoski RG. A numerical analysis of the effects of coatings and gaps upon relative dielectric permittivity measurement with time domain reflectometry. *Water Res* 1997; 33: 1455-460.
- [16] Zegelin SJ, White I, Russell GF. A critique of the time domain reflectometry technique for determining field soil-water content. In: Topp GC, Ed. *advances in measurement of soil physical properties: bringing theory into practice*. SSSA special publication, Madiscon 1992; pp. 187-208.
- [17] Baumhardt RL, Lascano RJ, Evett SR. Soil Material, Temperature, and Salinity Effects on Calibration of Multisensor Capacitance Probes. *Soil Sci Soc Am J* 2000; 64: 1940-1946.
- [18] Verhoef A, Fernández-Gálvez J, Diaz-Espejo A, Main BE, El-Bishti M. The diurnal course of soil moisture as measured by various dielectric sensors: Effects of soil temperature and the implications for evaporation estimates. *J Hydrol* 2006; 321: 147-162.
- [19] Wraith JM, Or D. Temperature effects on soil bulk dielectric permittivity measured by time domain reflectometry: Experimental evidence and hypothesis development. *Water Res* 1999; 35-2: 362-9.
- [20] Becker R, Schlaeger S. Spatial time domain reflectometry with rod probes. *Proceedings ISEMA 6th Conference on Electromagnetic Wave Interaction with Water and Moist Substances*, Weimar 2005; pp. 140-9.
- [21] Schlaeger S. Inversion von TDR-Messungen zur Rekonstruktion räumlich verteilter bodenphysikalischer Parameter, Ph.D. thesis. *Veröffentlichungen des Institutes für Bodenmechanik und Felsmechanik der Universität Fridericiana, Karlsruhe* 2002; vol. 156.
- [22] Topp GC, Davis JL, Annan AP. Electrodynamical determination of soil water content: measurements in coaxial transmission lines. *Water Res* 1980; 16: 574-82.
- [23] Casper M, Gemmar P, Gronz O, Johst M, Stüber M. Fuzzy-logic based rainfall runoff modelling by using soil moisture measurements as representations for system state. *Hydrol Sci* 2007, Special issue: *Hydroinformatics*; 52(3): 478-90.
- [24] Hakansson G. Reconstruction of soil moisture profile using time-domain reflectometer measurements. Master thesis TRITA-TET-EX 97-6, Royal Institute of Technology, Department of Electromagnetic Theory, Stockholm 1997.
- [25] Wollschläger U, Pfaff T, Roth K. Field-scale apparent hydraulic parameterisation obtained from TDR time series and inverse modelling. *Hydrol Earth Syst Sci* 2009; 13: 1953-66.

Received: April 07, 2009

Revised: December 04, 2009

Accepted: January 18, 2010

© Johst *et al.*; Licensee *Bentham Open*.

This is an open access article licensed under the terms of the Creative Commons Attribution Non-Commercial License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/>) which permits unrestricted, non-commercial use, distribution and reproduction in any medium, provided the work is properly cited.

A.3. Weitere Spatial-TDR-Messergebnisse

Dauerregenereigniss am 18.04.2009, Wolkenbrüche vom 10.-14.05.2009.

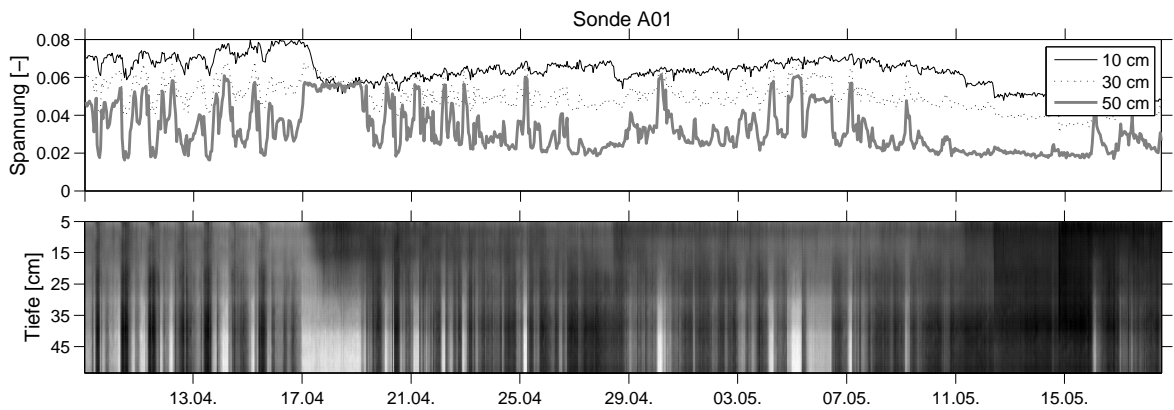


Abbildung A.5.: Sonde A01: Bodenfeuchtedynamik im Frühjahr 2009 (untere Grafik: normierte Spannungswerte; je dunkler desto nasser).

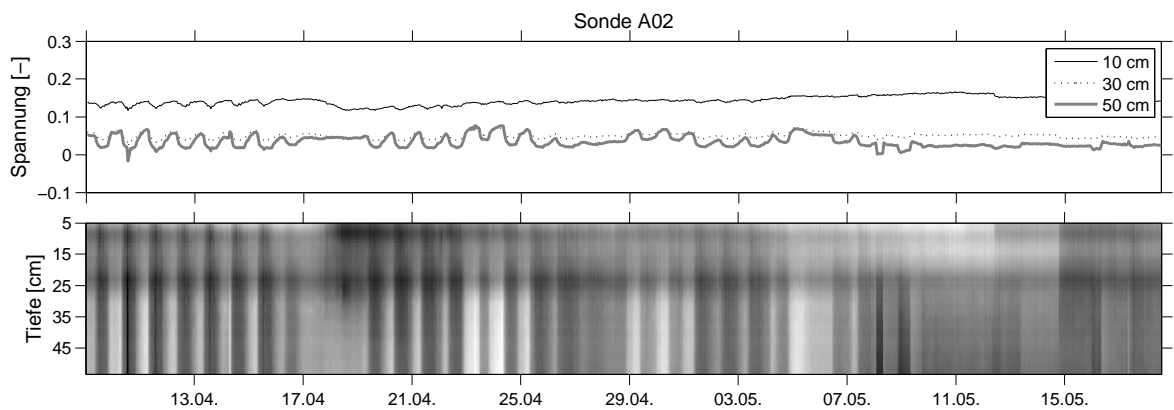


Abbildung A.6.: Sonde A02: Bodenfeuchtedynamik im Frühjahr 2009 (untere Grafik: normierte Spannungswerte; je dunkler desto nasser).

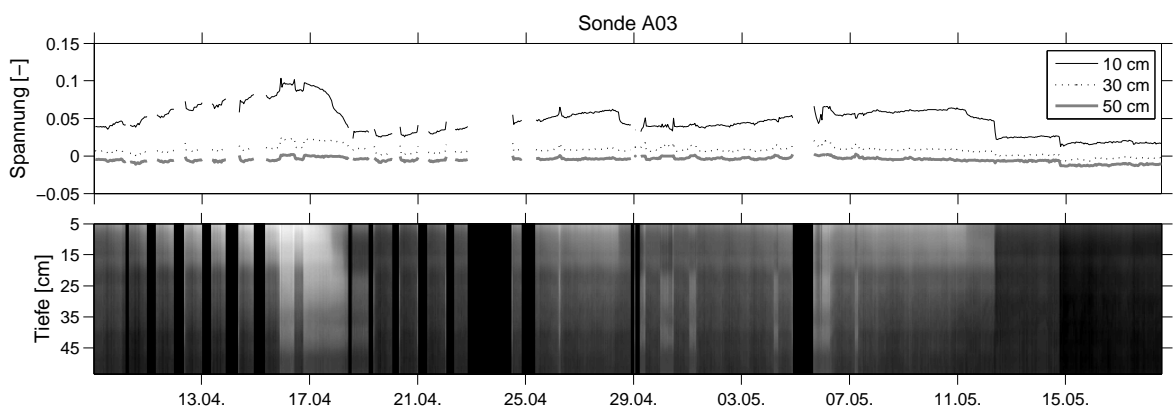


Abbildung A.7.: Sonde A03: Bodenfeuchtedynamik im Frühjahr 2009 (untere Grafik: normierte Spannungswerte; je dunkler desto nasser).

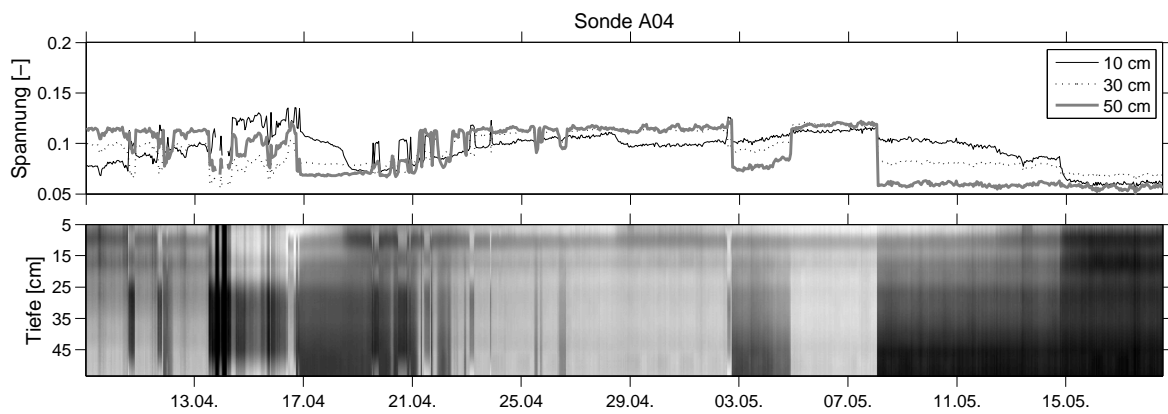


Abbildung A.8.: Sonde A04: Bodenfeuchtedynamik im Frühjahr 2009 (untere Grafik: normierte Spannungswerte; je dunkler desto nasser).

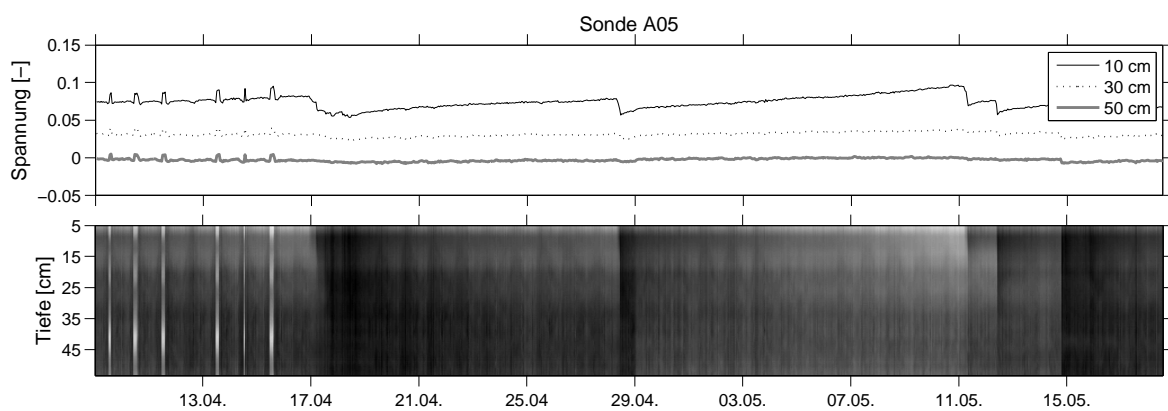


Abbildung A.9.: Sonde A05: Bodenfeuchtedynamik im Frühjahr 2009 (untere Grafik: normierte Spannungswerte; je dunkler desto nasser).

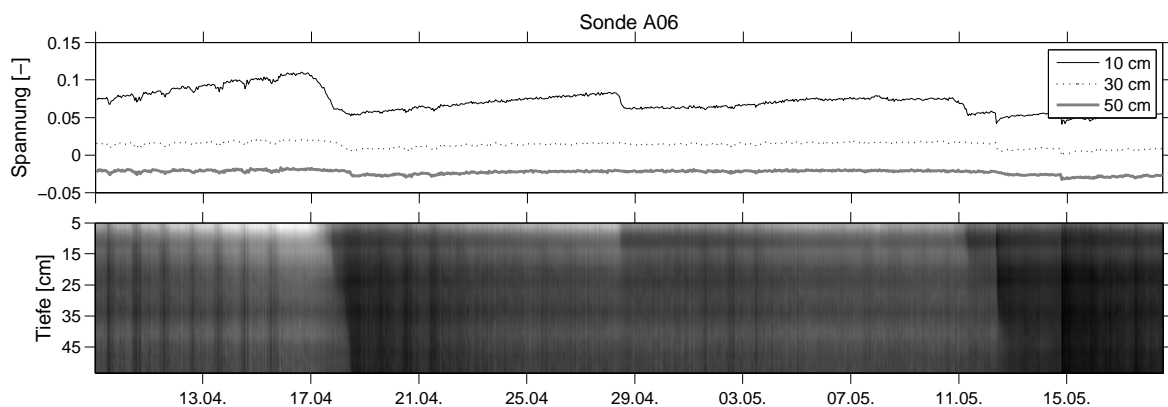


Abbildung A.10.: Sonde A06: Bodenfeuchtedynamik im Frühjahr 2009 (untere Grafik: normierte Spannungswerte; je dunkler desto nasser).

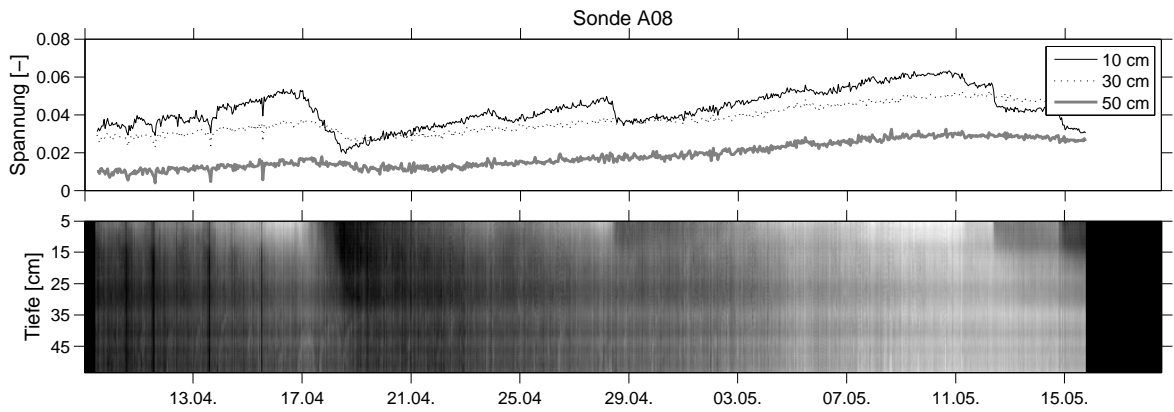


Abbildung A.11.: Sonde A08: Bodenfeuchtedynamik im Frühjahr 2009 (untere Grafik: normierte Spannungswerte; je dunkler desto nasser).

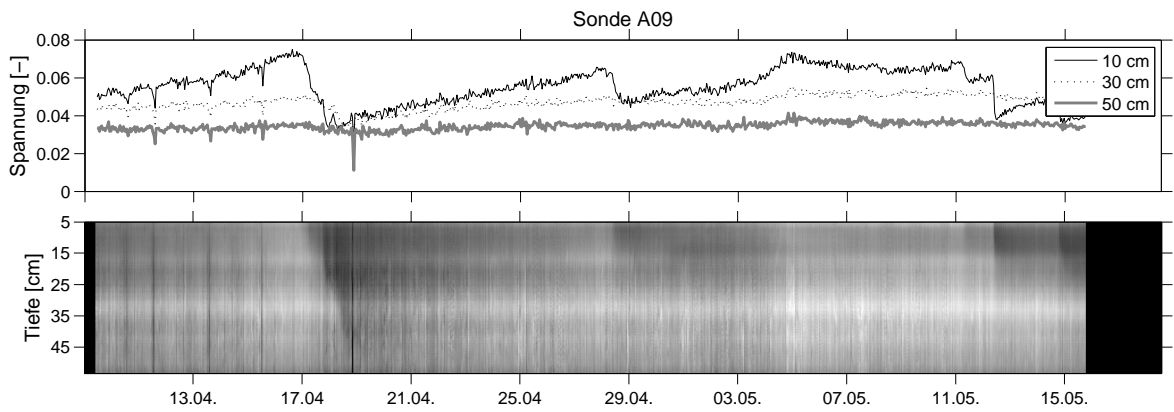


Abbildung A.12.: Sonde A09: Bodenfeuchtedynamik im Frühjahr 2009 (untere Grafik: normierte Spannungswerte; je dunkler desto nasser).

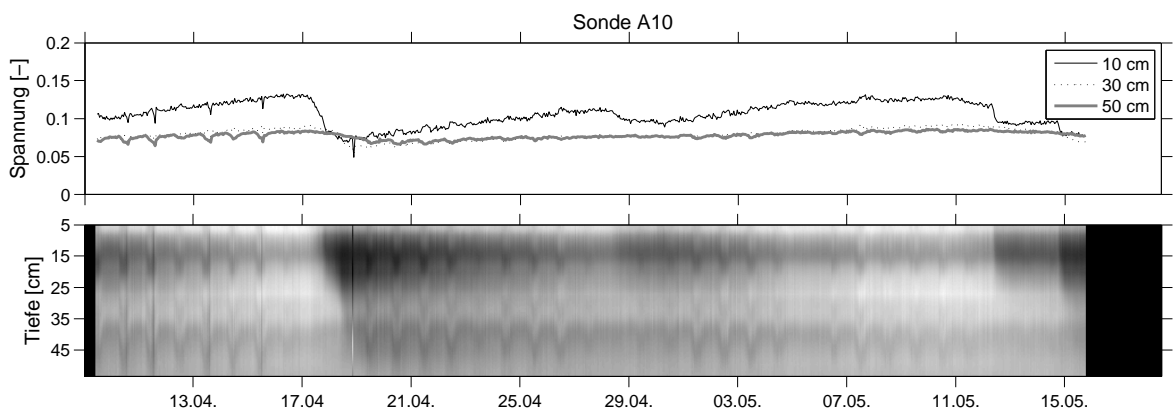


Abbildung A.13.: Sonde A10: Bodenfeuchtedynamik im Frühjahr 2009 (untere Grafik: normierte Spannungswerte; je dunkler desto nasser).

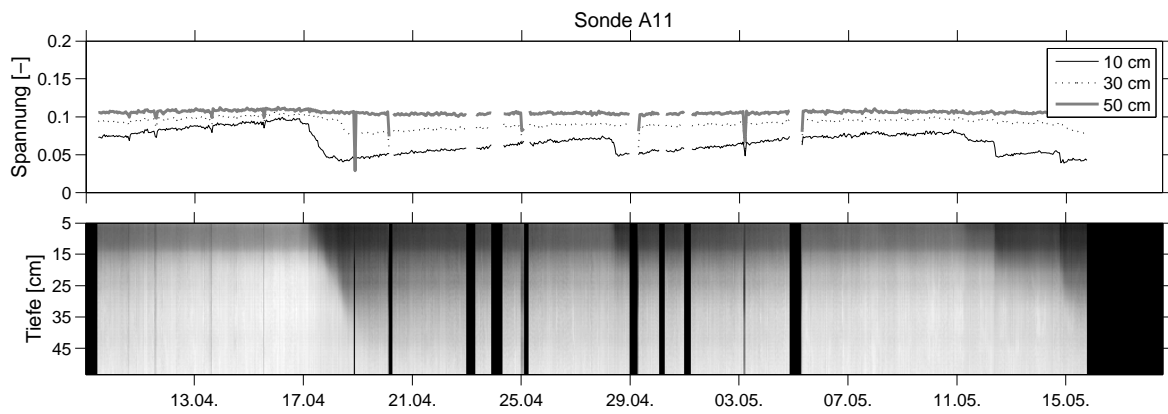


Abbildung A.14.: Sonde A11: Bodenfeuchtedynamik im Frühjahr 2009 (untere Grafik: normierte Spannungswerte; je dunkler desto nasser).

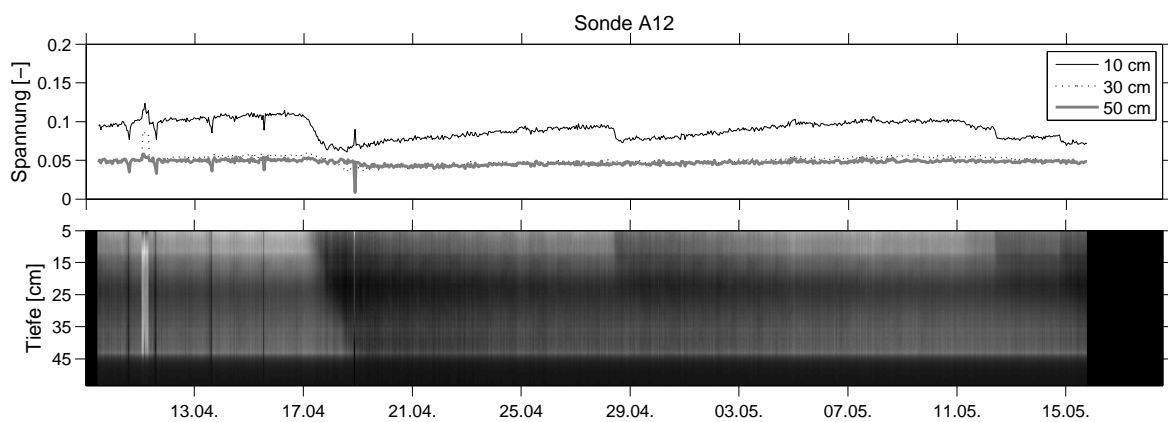


Abbildung A.15.: Sonde A12: Bodenfeuchtedynamik im Frühjahr 2009 (untere Grafik: normierte Spannungswerte; je dunkler desto nasser).

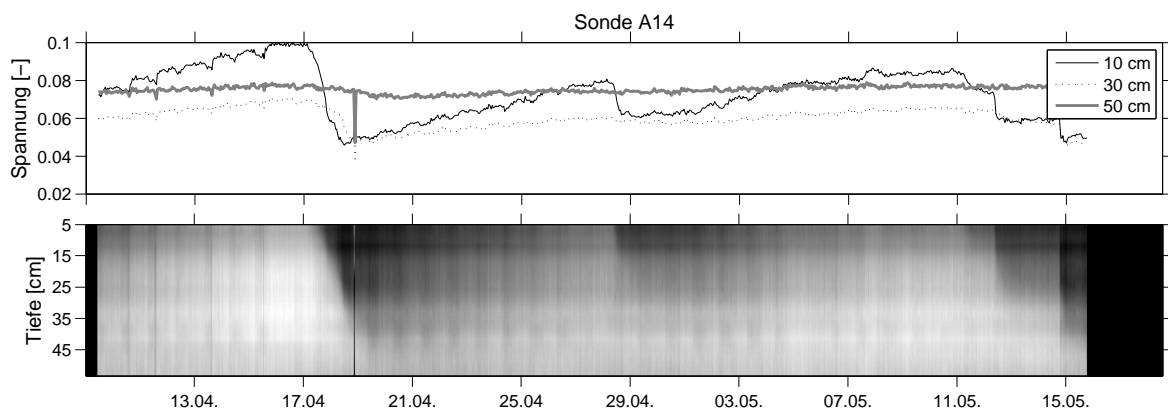


Abbildung A.16.: Sonde A14: Bodenfeuchtedynamik im Frühjahr 2009 (untere Grafik: normierte Spannungswerte; je dunkler desto nasser).

B. Messeinrichtungen und Hochwasserereignisse im Frankelbachgebiet

Tabelle B.1.: Messeinrichtungen im Frankelbach-Einzugsgebiet. Die Pegel an den Kleinrückhalten sowie die Klimastation „Walldhöhe“ werden von der FAWF Trippstadt betreut. Keine Messungen am Spatial-TDR-Standort „Wiese“ von Juli 2007 bis April 2008.

Standort	EZG-Fläche [ha]	Messgeräte	Messbeginn	Messintervall
Gebietsauslass (GA)	505	Ecotech-Druck- und Wassertemp.-sonde	Dez 2004	10 min
		ISCO-Wasserprobennehmer	Dez 2004	30-360 min
		YSI-Trübungssonde	Juli 2006	15 min
Mitte (MI)	288	ISCO-Ultraschallsonde	Juni 2005	10 min
		ISCO-Wasserprobennehmer	Juni 2005	30-360 min
		ISCO-Niederschlagwippe	Okt 2006	10 min
Doppelrohr (DO)	31	ISCO-Drucksonde	Dez 2004	10 min
		ISCO-Wasserprobennehmer	Dez 2004	60-360 min
		YSI-Trübungssonde	Juli 2006	15 min
Wiese (WI)	32	ISCO-Drucksonde	Dez 2004	10min
		ISCO-Wasserprobennehmer	Dez 2004	30-360 min
		YSI-Trübungssonde	Juli 2006	15 min
		Spatial-TDR	April 2006	1-3 h
Quelle (QU)	k.A.	Ecotech-Druck- und Wassertemperatursonde	Nov 2007	10 min
Tal	k.A.	Spatial-TDR	April 2008	1-3h
Walldhöhe	k.A.	Klimastation	Sommer 2004	10 min
Kleinrückhalt 1	56	Radiose, Drucksonde	Frühjahr 2008	k.A.
Kleinrückhalt 3	39	Radiose	Frühjahr 2008	k.A.
Kleinrückhalt 4	38	Radiose, Drucksonde	Frühjahr 2008	k.A.

Tabelle B.2.: Ereignischarakteristika aller Hochwasserereignisse für die Jahre 2005 und 2006 an den Pegeln Gebietsauslass (GA) und Wiese (WI).
W in Spalte „Spatial-TDR“; Spatial-TDR-Messungen am Standort Wiese. Doppelereignis: Hochwasserwellen gehen ineinander über.

ID	Datum	Niederschlag		Durchfluss Maximum [l s ⁻¹]	Abflusskoeffizient		Verzögerungszeit		Vorfeuchte		Spatial TDR	Bemerkungen
		Summe [mm]	max. Intensität [mm 30min ⁻¹]		Dauer [h]	AK GA [%]	AK WI [%]	TL GA [h]	TL WI [h]	QB [l s ⁻¹]		
1	18.01.2005	12.9	3.9	20	37.5	48.1	7	10	18	4		Doppelereignis
2	21.01.2005	6.4	4.8	9	45.0	74.0	11	9	73	14		Doppelereignis
3	13.02.2005	38.8	4.3	67	27.6	37.9	8	7	18	7		Schneesmelze (?)
4	12.03.2005	20.3	6.3	38	65.0	99.6	12	11	12	17		
5	31.03.2005	7.5	1.3	16	21.2	42.8	8	7	38	17		
6	07.04.2005	17.2	2.9	23	37.2	53.5	11	12	33	11		
7	19.04.2005	29.1	4.4	16	17.8	18.6	13	12	29	9		Doppelereignis
8	21.04.2005	14.4	2.4	13	26.8	41.3	12	11	103	35		Doppelereignis
9	29.06.2005	2.9	1.6	3	1.7	1.6	2	1	0	2		
10	16.09.2005	16.3	3.5	9	0.8	0.1	3	2	0	33		
11	05.12.2005	36.0	2.6	30	9.8	25.7	10	13	10	38		
12	01.01.2006	18.8	6.3	11	27.5	65.4	38	35	11	20		Schneesmelze
13	18.01.2006	11.1	1.2	20	48.8	43.9	32	34	10	8		Eisstau
14	21.01.2006	2.1	1.1	4	51.7	329.7	14	12	43	12		Eisstau
15	16.02.2006	12.9	1.2	19	58.0	92.0	13	10	14	5		Doppelereignis
16	19.02.2006	18.0	2.0	50	49.0	95.0	15	13	119	17		Schneesmelze
17	09.03.2006	26.0	2.9	44	99.6	158.9	22	22	17	52		
18	27.03.2006	11.1	1.5	21	50.6	90.5	58	36	27	18		
19	31.03.2006	22.0	6.6	35	62.5	103.0	13	10	70	18		schwierig abgrenzbar
20	16.05.2006	22.9	6.6	6	1.3	0.1	0	0	9	5		
21	20.05.2006	10.4	1.9	14	9.5	2.4	4	4	10	23	W	
22	23.05.2006	13.0	3.0	10	7.9	4.5	11	11	24	26	W	
23	28.05.2006	52.5	11.3	210	13.1	17.1	k.A.	k.A.	21	31	W	mehrere Ereignisse
24	06.08.2006	5.3	3.3	6	1.6	0.4	1	1	6	12		
25	18.08.2006	17.1	3.2	11	2.0	0.6	9	8	3	34		
26	28.08.2006	8.6	2.1	10	7.8	10.6	0	11	7	68		
27	17.09.2006	81.9	25.0	9	0.3	0.1	2	2	0	5		
28	03.10.2006	58.6	5.8	31	7.4	13.1	12	19	10	29	W	
29	24.10.2006	34.7	5.9	23	8.1	24.7	3	10	10	24		
30	24.11.2006	14.0	1.5	17	21.0	99.0	14	11	23	22		
31	05.12.2006	20.6	2.3	23	23.9	43.1	24.5	21.5	18	12		Doppelereignis
32	08.12.2006	6.1	1.1	13	64.6	74.4	12	15	64	31		Doppelereignis

Tabelle B.3.: Ereignischarakteristika aller Hochwasserereignisse für die Jahre 2007 und 2008 an den Pegeln Gebietsauslass (GA) und Wiese (WI).
W in Spalte „Spatial-TDR“; Spatial-TDR-Messungen am Standort Wiese. Doppelereignis: Hochwasserwellen gehen ineinander über.

ID	Datum	Niederschlag		Durchfluss Maximum [$l s^{-1}$]	Abflusskoeffizient		Verzögerungszeit		Vorgeuchte		Spatial	Bemerkungen
		Summe [mm]	max. Intensität [$mm \cdot 30min^{-1}$]		Dauer [h]	AK GA [%]	AK WI [%]	TL GA [h]	TL WI [h]	QB [$l s^{-1}$]		
33	01.01.2007	24.4	9.3	233	37.1	50.7	4.5	6.5	14	3		
34	19.01.2007	33.4	1.5	507	60.1	72.7	9	9	55	26	(W)	
35	09.02.2007	21.5	3.0	170	30.1	26.8	15.5	10.5	35	6		Doppelereignis
36	11.02.2007	36.6	2.9	309	67.4	97.8	7.5	4.5	95	19	(W)	Doppelereignis
37	01.03.2007	61.2	2.4	660	49.5	86.7	28	24	56	16		Schneeschnmelze
38	23.03.2007	26.0	1.2	301	54.9	102	9	20	52	19		
39	01.06.2007	17.7	2.7	195	8.1	1.6	8	7	7	20	W	
40	21.06.2007	3.3	2.2	116	12.2	1.3	-1	-2	7	31		
41	23.06.2007	18.1	4.3	63	2.9	0.5	7	7	12	27		
42	26.06.2007	8.5	2.1	62	3.8	1.3	1	8	14	45		
43	03.07.2007	33.0	2.6	106	6.8	6.1	k.A.	k.A.	15	34.8		
44	09.07.2007	9.9	4.5	103	7.4	0.1	0	0	14	45		
45	19.07.2007	21.3	10.0	51	1.0	0.3	0.5	4.5	11	18		
46	23.07.2007	7.3	2.8	65	5.6	2.7	-1	6	15	25		
47	02.08.2007	11.0	8.6	35	1.2	0.0	0.5	0.5	10	18		
48	07.08.2007	21.1	7.9	102	1.3	1.1	0	0	14	16		
49	10.08.2007	26.1	2.7	215	30.4	48.5	16	21	15	19		
50	03.09.2007	12.6	3.2	36	0.7	0.1	2	0	11	2		
51	27.09.2007	27.4	2.8	52	2.0	0.7	1	8	8	6		
52	03.12.2007	41.1	5.3	351	33.3	76.0	3.5	5.5	8	6		
53	07.12.2007	13.6	2.2	227	56.8	121.9	9.5	9.5	92	36		hoher AK WI fraglich
54	10.12.2007	19.3	1.7	252	41.7	95.9	10.5	13.5	133	41		
55	06.01.2008	21.6	2.6	180	37.0	63.0	17	20	31	1		
56	16.01.2008	12.6	1.7	93	19.9	24.3	19	15	38	10		Doppelereignis
57	18.01.2008	9.8	2.7	145	51.4	96.6	15	12	89	18		Doppelereignis
58	02.02.2008	23.0	1.8	216	41.9	32.5	15	11	31	8		Doppelereignis
59	06.02.2008	19.4	2.9	310	66.9	71.1	11	10	66	21		Doppelereignis
60	01.03.2008	35.2	4.3	542	88.4	124.2	11	12	20	5		Sturmtief Emma
61	12.03.2008	37.2	9.1	721	54.7	70.1	4	7	84	23		
62	21.03.2008	38.4	1.8	416	43.0	22.9	11.5	14.5	83	32		Doppelereignis
63	28.03.2008	k.A.	k.A.	212	k.A.	k.A.	k.A.	k.A.	144	k.A.		Doppelereignis
64	10.04.2008	28.8	2.4	263	27.8	33.7	9.5	4.5	112	22		

Tabelle B.4.: Ereignischarakteristika aller Hochwasserereignisse von Mai 2008 bis Mai 2009 an den Pegeln Gebietsauslass (GA) und Wiese (WI).
W in Spalte „Spatial-TDR“: Spatial-TDR-Messungen am Standort Wiese, T: Spatial-TDR-Messungen am Standort Tal, in Klammern: zahlreiche Spatial-TDR-Messlücken. Doppelereignis: Hochwasserwellen gehen ineinander über.

ID	Datum	Niederschlag		Durchfluss Maximum [$l s^{-1}$]	Abflusskoeffizient		Verzögerungszeit		Vorfeuchte		Spatial	
		Summe [mm]	max. Intensität [mm_{30min}^{-1}]		Dauer [h]	AK GA [%]	AK WI [%]	TL GA [h]	TL WI [h]	QB [$l s^{-1}$]	VRI21 [mm]	TDR
65	30.05.2008	13.5	11.4	1	2.5	0.4	1	0.3	14	3	T	
66	31.05.2008	10.4	10.0	3	4.9	0.3	0.5	0.5	7	17	T	
67	02.06.2008	12.5	2.8	9	1.7	0.3	1.5	0.5	13	22	T	
68	06.06.2008	9.9	7.1	2	1.4	0.4	0.5	0.5	16	34	T	
69	25.06.2008	3.8	2.0	2	2.6	0.1	1	1	8	8		
70	04.08.2008	11.7	7.7	3	0.9	0.1	1	1	3	6		
71	07.08.2008	27.2	11.8	11	0.7	0.1	1	1	8	12		
72	12.08.2008	17.4	5.3	16	1.0	0.1	1.5	0.5	4	26		
73	22.08.2008	10.9	5.0	5	0.8	0.1	1.5	0.5	4	22		
74	06.09.2008	12.2	2.0	16	0.8	0.0	4	k.A.	5	19		
75	13.09.2008	12.1	2.9	10	0.9	0.4	5.5	0.5	6	18		
76	01.10.2008	17.5	5.2	26	0.6	0.1	11.5	7.5	4	3		
77	27.10.2008	10.2	2.4	13	1.2	2.2	2	9	4	12		
78	05.12.2008	56.4	2.7	71	28.6	52.5	12	13	6	8	TW	
79	23.01.2009	k.A.	k.A.	k.A.	k.A.	k.A.	k.A.	k.A.	30	16	(TW)	Pegel eingefroren
80	10.02.2009	25.7	4.3	22	51.1	70.9	14	13	44	9		Schneesmelze (?)
81	18.02.2009	13.0	1.7	22	26.3	32.1	29.5	24.5	57	19		
82	23.02.2009	7.1	2.3	11	58.0	79.7	29	18	64	19		
83	06.03.2009	27.1	1.8	42	37.8	k.A.	24.5	k.A.	56	7	(T)	
84	11.03.2009	9.5	1.9	16	39.6	k.A.	14.5	k.A.	100	24	(T)	
85	28.03.2009	17.4	4.2	26	52.2	87.5	30.5	27.5	38	13	TW	
86	18.04.2009	23.6	1.7	48	8.6	6.5	25	23	21	2	TW	Niederschlag ergänzt
87	14.05.2009	15.2	11.6	8	5.1	0.2	0.5	0.5	15	12	TW	

Lebenslauf

Dipl.-Hydrologin Margret Johst
Weinstr. 30
67434 Neustadt/Weinstr.

Geburtsdatum: 01.12.1974
Geburtsort: Friedrichshafen
Nationalität: deutsch

Schulbildung

1981 - 1984: Stephan-Brodmann-Grundschule Immenstaad
1984 - 1994: Gymnasium am Bildungszentrum Markdorf
1994: Abitur

Hochschulausbildung

1994 - 2000: Musikstudium an der Staatlichen Hochschule für Musik Freiburg i. Br.
2000: Abschluss als Diplom-Instrumentallehrerin und Diplom-Orchestermusikerin
1997 - 2003: Hydrologiestudium an der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i. Br.
2000: Auslandssemester am Geozentrum der Universität Uppsala, Schweden
2003: Abschluss als Diplom-Hydrologin

Berufstätigkeit

2003 - 2004: wissenschaftliche Mitarbeiterin am Institut für Hydrologie
der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i. Br.
2004 - 2009: wissenschaftliche Mitarbeiterin im Fach Physische Geographie
im Fachbereich Geographie/Geowissenschaften der Universität Trier
2007: Lehrtätigkeit an der Universität in Reading, Großbritannien,
im Rahmen des ERASMUS-Dozentenmobilitätsprogramms
2009 - 2010: wissenschaftliche Mitarbeiterin im INTERREG IV-B-Projekt „ForeStClim“
im Fachbereich Geographie/Geowissenschaften der Universität Trier
seit 10/2009: wissenschaftliche Mitarbeiterin bei UDATA
(Büro für Umweltschutz und Datenanalyse) in Neustadt/Weinstr.

Eigene Veröffentlichungen zur Thematik

- Casper, M., Gemmar, P., Gronz, O., Johst, M., & Stüber, M. (2007). Fuzzy-logic based rainfall runoff modelling by using soil moisture measurements as representations for system state. *Hydrological Sciences, Special issue: Hydroinformatics*, 52(3), 478–490.
- Johst, M. & Casper, M. (2006). Bodenhydrologisches Monitoring zur Hochwasserwarnung in Kleinzugsgebieten: Aufbau und Test eines neuartigen TDR-Messsystems. In Nüesch, R., SMG Universität Karlsruhe (Ed.), *Innovative Feuchtemessung in Forschung und Praxis 2 - Workshop 2006* Karlsruhe, 209-214.
- Johst, M. & Casper, M. (2007). Untersuchungen zum Wasserhaushalt und zur Abflussbildung im Frankelbach-Einzugsgebiet. In G. Schüler, I. Gellweiler, & S. Seeling (Eds.), *Dezentraler Wasserrückhalt in der Landschaft durch vorbeugende Maßnahmen der Waldwirtschaft, der Landwirtschaft und im Siedlungswesen*, Mitteilungen aus der Forschungsanstalt für Waldökologie und Forstwirtschaft (FAWF) Rheinland-Pfalz, 64/07, 85-94. Trippstadt.
- Johst, M. & Casper, M. (2008). Hochwasserentstehung in Kleinzugsgebieten - Modell und Realität. *Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, 23(08), 98–105.
- Johst, M. & Casper, M. (2010). Überblick über Prozessuntersuchungen zur Abflussbildung bei Hochwasser. *Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, 28(10), 13–26.
- Johst, M., Casper, M., & Schlaeger, S. (2010). Reliability of inversely reconstructed soil moisture profiles and consequences for field applications. *Open Hydrology Journal*, 4(DOI: 10.2174/1874378101004010035), 35–43.
- Johst, M., Uhlenbrook, S., Tilch, N., Zillgens, B., Didszun, J., & Kirnbauer, R. (2008). An attempt of process-oriented rainfall-runoff modeling using multiple-response data in an alpine catchment, Loehnersbach, Austria. *Hydrology Research*, 39(1), 1–16.
- Kirnbauer, R., Haas, P., Chiffard, P., Tilch, N., Zillgens, B., Johst, M., & Steidl, R. (2009). Hochwasserentstehung in der nördlichen Grauwackenzone. Beobachtung - Messung - Modellierung. *Wiener Mitteilungen, Heft 213*.
- Schueler, G., Hümann, M., Müller, C., Schneider, R., Johst, M., & Caspari, T. (2010). Runoff in afforestations and established forests in southwest germany - process identification by sprinkler-irrigation experiments. *Ecohydrology, in press*.