

# Quantifizierung von Oberflächenabfluss und Erosion auf Böden mit hydrophoben Eigenschaften

Dissertation

zur Erlangung des akademischen Grades

doctor rerum naturalium (Dr. rer. nat.) in der Wissenschaftsdisziplin  
Geoökologie

eingereicht an der

Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät  
der Universität Potsdam

von Diplom Geoökologe  
Matthias Kuhnert

Potsdam, September 2008



Online veröffentlicht auf dem  
Publikationsserver der Universität Potsdam:  
URL <http://opus.kobv.de/ubp/volltexte/2009/3287/>  
URN [urn:nbn:de:kobv:517-opus-32871](http://nbn-resolving.org/urn:nbn:de:kobv:517-opus-32871)  
[<http://nbn-resolving.org/urn:nbn:de:kobv:517-opus-32871>]

# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Einleitung</b>	<b>1</b>
1.1	Auswirkungen des Klimawandels auf die Erosion . . . . .	1
1.2	Motivation . . . . .	2
1.3	Zielsetzung . . . . .	3
1.4	Aufbau der Arbeit . . . . .	4
1.4.1	Projekthintergrund . . . . .	4
1.4.2	Struktur der Arbeit . . . . .	5
<b>2</b>	<b>Untersuchungsgebiet</b>	<b>7</b>
2.1	Gebietsbeschreibung . . . . .	7
2.2	Messeinrichtungen im Untersuchungsgebiet . . . . .	9
2.2.1	Messung der Klimadaten . . . . .	9
2.2.2	Messung des Bodenwassergehaltes . . . . .	9
2.2.3	Versuchsplots . . . . .	13
2.2.4	Einrichtung eines kleinen Einzugsgebietes auf der Hangskala . . . . .	14
2.2.5	Abflussmessung für das gesamte Einzugsgebiet . . . . .	15
2.3	Messung der physikalischen und hydrologischen Bodeneigenschaften . . . . .	16
2.3.1	Texturanalyse . . . . .	16
2.3.2	Ermittlung der Wasserspannungskurve . . . . .	19
2.3.3	Messung der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit . . . . .	20
2.3.4	Messung der elektrischen Leitfähigkeit und des Boden-pH-Wertes . . . . .	23
2.3.5	Messung des Grundwasserstandes . . . . .	23
<b>3</b>	<b>Wasserabweisende Böden</b>	<b>25</b>
3.1	Theoretischer Hintergrund . . . . .	25
3.1.1	Definition und Maßeinheiten . . . . .	25
3.1.2	Chemische Grundlagen . . . . .	25
3.1.3	Hydrophobie induzierende Stoffe und Bodeneigenschaften . . . . .	26
3.1.4	Dynamik der Hydrophobie im Boden . . . . .	28

3.1.5	Räumliche Variabilität der Hydrophobie . . . . .	31
3.1.6	Auswirkungen der Hydrophobie auf Hydrologie und Erosion . . . . .	31
3.1.7	Nachweismethoden für hydrophobe Bodeneigenschaften . . . . .	34
3.2	Ergebnisse und Diskussion . . . . .	41
3.2.1	Vergleich der angewandten Methoden zur Bestimmung der Hydrophobie . . .	41
3.2.2	Räumliche Variabilität der Hydrophobie . . . . .	41
3.2.3	Die zeitliche Variabilität der Hydrophobie . . . . .	46
3.2.4	Hydrophob wirkende Substanzen auf der Fläche . . . . .	50
3.3	Auswirkungen auf die Hydrologie . . . . .	51
3.3.1	Infiltration und Änderung des Bodenwassergehaltes . . . . .	51
3.3.2	Plotskala . . . . .	53
3.3.3	Hangskala . . . . .	59
3.3.4	Gesamtgebiet . . . . .	62
<b>4</b>	<b>Erosion</b>	<b>66</b>
4.1	Begriffsdefinition . . . . .	66
4.2	Der Erosionsprozess . . . . .	67
4.3	Messmethoden zur Bestimmung der Bodenerosion . . . . .	69
4.3.1	Quantifizierung von ausgetragenem Sediment auf der Plot-, Hang- und Ein- zugsgebietsskala . . . . .	70
4.3.2	Sedimentfallen . . . . .	72
4.3.3	Bestimmung der Erosion durch Stabmessungen . . . . .	73
4.3.4	Nicht-invasive Methoden . . . . .	74
4.3.5	Tracermessungen . . . . .	75
4.3.6	Weitere Messmethoden . . . . .	76
4.4	Messungen der Erosion im Untersuchungsgebiet . . . . .	77
4.4.1	Bewertung der vorgestellten Messmethoden . . . . .	77
4.4.2	Messkonzept . . . . .	77
4.4.3	Räumlich differenzierte Messung der Erosion . . . . .	78
4.4.4	Erosionsmessung an den Versuchsplots . . . . .	78
4.4.5	Quantifizierung des Sedimentaustrags auf der Hangskala . . . . .	79
4.4.6	Quantifizierung der Erosion durch Lasermessung . . . . .	82
4.5	Ergebnisse und Diskussion . . . . .	86
4.5.1	Plotskala . . . . .	86
4.5.2	Hangskala . . . . .	89

4.5.3	Ergebnisse der Erosionsmessung mit dem Flächenlaser . . . . .	101
4.5.4	Ergebnisse der Erosionsmessung mit dem Punktlaser . . . . .	105
4.5.5	Vergleich der Lasermessungen . . . . .	107
4.5.6	Zwischenrillen- und Rillenerosion . . . . .	108
4.5.7	Einfluss der Hydrophobie auf die Erosion . . . . .	113
4.5.8	Erosion im gesamten Einzugsgebiet . . . . .	116
4.5.9	Zusammenfassung und Bewertung . . . . .	117
<b>5</b>	<b>Quantifizierung von Oberflächenabfluss und Erosion</b>	<b>120</b>
5.1	Hydrophobie in der hydrologischen und Erosionsmodellierung . . . . .	120
5.2	Modellansätze für das Untersuchungsgebiet . . . . .	122
5.3	Regressionsansatz für die Abflussbildung . . . . .	123
5.4	Beschreibung des Sedimentaustrags in Abhängigkeit von Abfluss und Niederschlag .	125
5.4.1	Quantifizierung der Rillen und der Zwischenrillenerosion . . . . .	125
5.4.2	Kombination der Modellansätze für Rillen und der Zwischenrillenerosion . . .	128
5.4.3	Validierung . . . . .	129
5.5	Zusammenfassung und Diskussion . . . . .	131
<b>6</b>	<b>Diskussion und Ausblick</b>	<b>133</b>
6.1	Messsystem . . . . .	133
6.2	Hydrophobe Bodeneigenschaften . . . . .	135
6.3	Auswirkungen der hydrophoben Bodeneigenschaften auf Hydrologie und Erosion . .	136
6.4	Auswirkungen hydrophober Bodeneigenschaften in Einzugsgebieten . . . . .	137
6.5	Beschreibung von Erosion und Oberflächenabfluss über Regressionsgleichungen . . .	139
<b>7</b>	<b>Zusammenfassung</b>	<b>141</b>
	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>145</b>
	<b>Abkürzungsverzeichnis</b>	<b>161</b>
	<b>Symbolverzeichnis</b>	<b>162</b>
	<b>Danksagung</b>	<b>174</b>

# 1 Einleitung

## 1.1 Auswirkungen des Klimawandels auf die Erosion

In der jüngeren Vergangenheit wurde die Bedeutung der Klimaveränderungen immer prägnanter und fand wissenschaftlich wie politisch große Beachtung. Viele Untersuchungen versuchen, über historische Klimabetrachtungen oder durch Modellierung die Auswirkungen des Klimawandels zu ergründen, und vorherzusagen. Dies gestaltet sich aber auf Grund der Komplexität des Systems Erde als sehr schwierig, da die verschiedensten Prozesse eng miteinander verzahnt und die Wechselwirkungen nicht in allen Einzelheiten bekannt sind. Die Veränderungen haben direkte und indirekte Folgen, die von den verschiedensten Fachrichtungen untersucht werden. Eine dieser Auswirkungen ist eine gestiegene Erosionsgefährdung.

Die Veränderung des Klimas beeinflusst lokal bis global die Erosionsgefährdung. Die globalen Veränderungen sind im Bericht des *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC) von 2007 zusammengetragen und prognostizieren unter anderem eine erhöhte Durchschnittstemperatur, eine Zunahme der Trocken- und Dürreperioden über den Landflächen, größere Niederschlagsmengen und ein häufigeres Vorkommen von Extremereignissen. Trockenheit und Dürreperioden führen zu einer geringeren Vegetationsdecke und damit zu weniger organischer Substanz im Boden. Dadurch verringert sich die Aggregatstabilität und es kommt folglich zu einer höheren Erodierbarkeit der Böden. Durch die geringere Vegetationsdichte vermindert sich auch die Schutzfunktion des Bodens. Trockene Bedingungen in Folge der Erwärmung können auch die Krustenbildung und die Ausbildung hydrophober Bodeneigenschaften fördern, die zu erhöhten Oberflächenabflüssen führen können. Diese Faktoren bewirken eine weltweite Zunahme der Erosion.

Regional können die Veränderungen sehr unterschiedlich ausfallen und somit auch die Auswirkungen auf die Erosion. Für das Land Brandenburg, in dem sich das in dieser Arbeit untersuchte Gebiet befindet, kommt es zu erhöhten Durchschnittstemperaturen, allerdings zu geringeren Niederschlagsmengen, die sich auf weniger Niederschlagstage verteilen (Gerstengarbe *et al.*, 2003). Die geringeren Niederschlagsmengen führen zu einer Destabilisierung der Bodenaggregate (Poesen *et al.*, 1996), und es kommt wegen der Verteilung auf weniger Niederschlagstage zu einem häufigeren Auftreten von Niederschlagsereignissen mit hoher Intensität.

Dem Boden kommt bei Klimaveränderungen eine besondere Bedeutung zu, da er das Bindeglied zwischen Atmosphäre, Lithosphäre, Biosphäre und Hydrosphäre darstellt. Dabei ist der Boden neben der Pedogenese auch dem Abtrag durch Massentransport und Erosion ausgesetzt, welche zum Stofftransport innerhalb des Ökosystems beitragen. Aus diesem Grund ist die Bodenerosion ein nicht zu vernachlässigendes Umweltproblem, das sowohl direkte Schäden (*"on-site"*-Schäden) als auch indirekte Schäden (*"off-site"*-Schäden) verursacht. Die Schäden entstehen durch den Transport von un- bzw. schwerlöslichen Stoffen und durch die Verlagerung von Bodenmaterial. Die verlagerten Stoffe können zu Verunreinigungen von Gewässern (z.B. durch Pestizide) oder zu Eutrophierung (z.B. durch Phosphat) führen (Bork, 1988; Auerswald & Haider, 1992; Boardman *et al.*, 2003). Zusätzlich kommt es zu Verschlammungen von Gewässern und Landflächen, Unterspülungen und Beeinträchtigungen von Habitaten, die meist als *"off-site"*-Schäden auftreten. Neben den Austrägen von Schadstoffen und Bodenmaterial werden auch Nährstoffe ausgetragen, was zu einer verringerten Fruchtbarkeit des Bodens führt und als *"on-site"*-Schaden der Erosion bezeichnet wird. Die Unterteilung in diese beide Kategorien dient der Differenzierung der Kostenträger. Während der Verursacher nur die Kosten der *"on-site"*-Schäden trägt, werden die Kosten der *"off-site"*-Schäden in der Regel von den staatlichen Einrichtungen übernommen und übersteigen bei weitem die Kosten, die für entsprechende Bodenschutzmaßnahmen anfallen würden.

Letztendlich führt die Erosion zu einer nachhaltigen Vernichtung von ackerbaren Böden, da der Abtrag die Bodenbildung deutlich übersteigt (Bork, 1988; Schaub, 1989). Der Klimawandel begünstigt die Erosion und trägt damit zu einer beschleunigten Zerstörung von fruchtbarem Ackerboden bei. Dieser Aspekt darf vor dem Hintergrund einer wachsenden Weltbevölkerung und dem damit verbundenen höheren Bedarf an Lebensmitteln und Wasserressourcen nicht vernachlässigt werden.

## 1.2 Motivation

Die Komplexität der Interaktion zwischen Klima und Boden verhindert eine gleichzeitige Untersuchung aller relevanten Aspekte, was eine Fokussierung auf Teilbereiche des Problems bedingt. Es gilt zu prüfen in wieweit bestehende Modelle die zu erwartenden Veränderungen berücksichtigen können, die durch den Klimawandel hervorgerufen werden. Bestehende hydrologische Modelle berücksichtigen Größen, die für die heutigen Klimabedingungen relevant sind (z.B. Niederschlagsmengen und -intensitäten), und deren Veränderungen an andere Bedingungen angepasst werden können. Allerdings werden indirekte Einflüsse, die zum Beispiel zu einer veränderten Infiltration in den Boden führen, noch nicht in ausreichender Form berücksichtigt.

Eine dieser veränderten Bodeneigenschaften, welche die Infiltration beeinflussen, stellen hydrophobe Bodeneigenschaften dar. Es sind bereits zahlreiche Untersuchungen zu den Ursachen, die

wasserabweisende Bodeneigenschaften hervorrufen und beeinflussen, durchgeführt worden, von deren Ergebnissen sich allerdings noch keine eindeutigen Zusammenhänge ableiten lassen (Doerr *et al.*, 2000). Vielmehr basieren auf diesen Untersuchungen Annahmen und Hypothesen, die mehr oder weniger gut durch Messergebnisse gestützt werden. Ebenso gibt es wenige Untersuchungen, die eindeutig die Auswirkungen der hydrophoben Bodeneigenschaften auf Oberflächenabfluss und Erosion beschreiben können, da diese Auswirkungen häufig von anderen beeinflussenden Größen überlagert werden (z.B. Infiltration über Makroporen). Hydrophobe Bodeneigenschaften werden häufig auf durch Brände veränderte Böden zurückgeführt, so dass sich neben den hydrophoben Bedingungen auch andere Bodeneigenschaften verändert haben, die bei Messungen nicht getrennt erfasst werden können. Um die bestehenden Lücken schließen zu können, sind weitere Untersuchungen, besonders des Zusammenhangs zwischen hydrophoben Bodeneigenschaften und Abfluss und Erosion nötig. Untersuchungen im Feld ermöglichen die Betrachtung der Prozesse auf verschiedenen Skalen und unter natürlichen Bedingungen. Im Idealfall werden die Untersuchungen in einem Gebiet mit homogenem Boden und ohne Flora und Fauna durchgeführt. Da dies unter natürlichen Bedingungen nicht möglich ist, sollte das Untersuchungsgebiet so gewählt werden, dass es den genannten Bedingungen möglichst nahe kommt.

Die Erkenntnisse solcher Untersuchungen können im Bereich der hydrologischen Modellierung genutzt werden, was zur Zeit noch so gut wie gar nicht geschehen ist (Doerr *et al.*, 2003). Da die Zusammenhänge noch nicht endgültig geklärt sind, kommen für eine Implementierung nur einfache empirische Ansätze in Frage. Bestehende Ansätze zur Beschreibung des Einflusses von Erosion und Oberflächenabfluss wurden über Regressionen ermittelt und basieren auf wöchentlichen Datensätzen (Witter *et al.*, 1991). Bei weiteren Modellansätzen von Erosions- und Abflussprozessen auf Böden mit hydrophoben Eigenschaften werden die, durch die wasserabweisenden Bedingungen veränderte Eigenschaften, nicht berücksichtigt (Diaz-Fierros *et al.*, 1987; Soto & Diaz Fierros, 1998). Da es keine weiteren zufriedenstellende Ansätze für die Berücksichtigung hydrophober Bodeneigenschaften in der hydrologischen Modellierung gibt, ist die Entwicklung adäquater Modellansätze dringend erforderlich.

### 1.3 Zielsetzung

Als Folge der veränderten Klimabedingungen ist mit häufigeren und ausgedehnteren Trockenperioden zu rechnen. Diese können zu hydrophoben Bodeneigenschaften führen, die erhöhte Oberflächenabflüsse zur Folge haben können und somit die Erosion begünstigen würden (Doerr *et al.*, 2000). Dieser Einfluss der wasserabweisenden Bodeneigenschaften auf Abflussbildung und Erosion soll in der Arbeit näher untersucht werden.

Das Ziel der Arbeit ist die Beschreibung von Oberflächenabfluss und Erosion auf einem hydrophoben Boden. Untersuchungen der Hydrophobie, welche die räumliche und zeitliche Variabilität dieser Bodeneigenschaft zeigen, sollen mit den Ergebnissen der hydrologischen Messungen kombiniert werden, um die Auswirkungen der hydrophoben Bodeneigenschaften auf Oberflächenabfluss und Erosion aufzuzeigen. Dies erfolgt auf Böden, die wegen ihres Alters nur im geringen Maße Pedogeneseprozessen ausgesetzt und zu großen Teilen unbewachsen sind. Dadurch ist eine gezielte Betrachtung von Ursachen und Auswirkungen der hydrophoben Bodeneigenschaften möglich.

Eine weitere Zielsetzung ist die zeitlich und räumlich differenzierte Erfassung der Erosion. Die zeitliche Auflösung soll möglichst kontinuierlich erfolgen, aber mindestens eine ereignisbezogene Erfassung von Sedimentaustrag erreichen. Bei der räumlichen Differenzierung wird zwischen Rillen-, Rinnen- und Zwischenrillenerosion unterschieden, da sich der Ablauf von Infiltration und Erosion in diesen drei Elementen unterscheidet. Da es kaum Methoden gibt, die diese differenzierte Erfassung der Erosion auf einem Boden mit sandigem Substrat erlauben, ist die Entwicklung eines entsprechenden Messkonzeptes nötig.

Die erzielten Ergebnisse sollen abschließend in Modellansätze für das Untersuchungsgebiet umgesetzt werden, welche Abflussmenge und Masse an ausgetragenen Sediment berechnen können. Dabei steht weniger die komplexe Beschreibung der Prozesse im Vordergrund als vielmehr die Entwicklung einfacher empirischer Modelle für quantitative Vorhersagen der Erosions- und Abflussmengen.

## **1.4 Aufbau der Arbeit**

### **1.4.1 Projekthintergrund**

Die Arbeit war in das Projekt "Quantifizierung oberflächennaher Prozesse zur Charakterisierung von trockenheitsinduzierten Veränderungen von Bodeneigenschaften, Erosion und Wasserhaushalt" eingebunden, in dem als Ziel die Erfassung und Beschreibung von Oberflächenabfluss und Erosion auf einem hydrophob reagierenden Boden vorgegeben war. Diese Aufgabe wurde in einem interdisziplinären Ansatz bearbeitet, dessen Struktur in Abbildung 1.1 dargestellt ist. Die Aufgabenverteilung erfolgte zwischen dem Institut für Bodenschutz und Rekultivierung der Brandenburgischen Technischen Universität (BTU) Cottbus, vertreten durch Christine Lemnitz, der Sektionen Fernerkundung des Geoforschungszentrums Potsdam (GFZ), vertreten durch Sören Haubrock, und der Sektion Ingenieurhydrologie des GFZ. Die Zuordnung der einzelnen Aufgaben ist in der Abbildung 1.1 dargestellt, wobei weiße Kästen die Aufgaben der Bodenkunde, die gelben die der Fernerkundung und die blauen die der Ingenieurhydrologie kennzeichnen. Die schraffierten Kästen zeigen fachübergreifende Untersuchungen der Prozesse, die entweder in Zusammenarbeit erfolgten oder

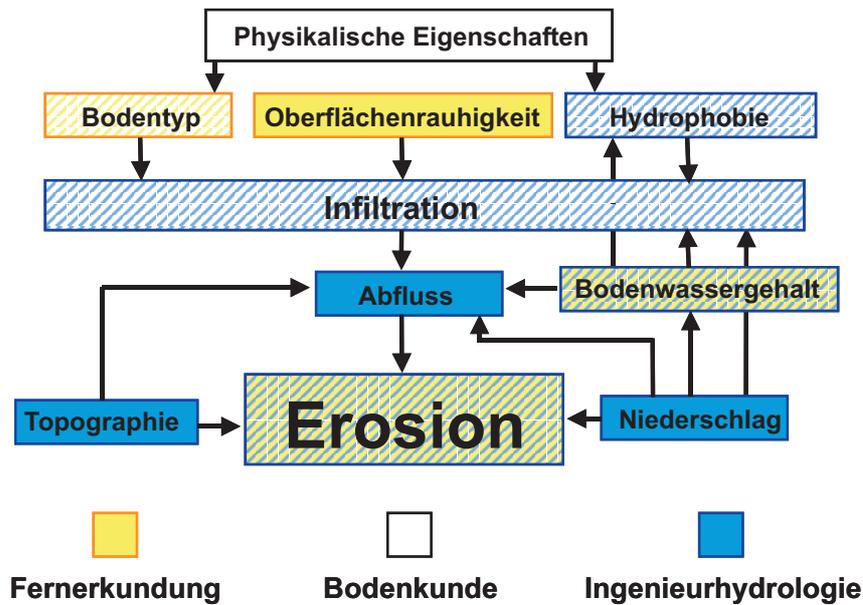


Abb. 1.1: Vereinfachte Darstellung der Einflussgrößen auf den Erosionsprozess. Farblich dargestellt ist die Aufgabenverteilung innerhalb des Projektes. Diese Arbeit umfasst die Untersuchungen zu den Themengebieten, die blau gekennzeichnet oder schraffiert sind.

einzelnen durchgeführt und später zusammengetragen wurden.

#### 1.4.2 Struktur der Arbeit

Die Arbeit ist nach der Vorgehensweise und den Zusammenhängen der untersuchten Eigenschaften und Prozesse strukturiert. Zu Beginn der Arbeit erfolgt die Charakterisierung des Untersuchungsgebietes (Kapitel 2). Neben einer Beschreibung des Gebietes werden die Ergebnisse der Untersuchungen aufgeführt, die zu Beginn des Projektes vorlagen. Darauf aufbauend wurden Monitoring-systeme installiert und Experimente durchgeführt, die eine umfangreiche Beschreibung des Untersuchungsgebietes und der Klimabedingungen ermöglichen. Die Ergebnisse dieser Experimente, die zur Beschreibung der bodenspezifischen Charakterisierung erfolgten, werden ebenfalls in Kapitel 2 präsentiert.

In Kapitel 3 werden die Methoden und Ergebnisse zur Untersuchung der hydrophoben Bodeneigenschaften dargestellt und diskutiert. Um die räumlichen Heterogenitäten der hydrophoben Bodeneigenschaften untersuchen zu können, wurde bei den Messungen sowohl zwischen den Substraten als auch zwischen geomorphologischen Einheiten unterschieden. Für die Bestimmung des Grades der Hydrophobie wurden 2-4 Wochen Intervalle als ausreichend angesehen, um den saisonalen Verlauf dieser Bodeneigenschaft zu erfassen. Diese Messungen erfolgten sowohl als Feld- wie auch als Labormessungen und werden in Kapitel 3 ausführlich vorgestellt.

Ebenfalls in diesem Kapitel werden die Auswirkungen der hydrophoben Bodeneigenschaften auf

den Oberflächenabfluss dargestellt. Die Messungen erfolgten zusammen mit den Erosionsmessungen auf drei unterschiedlichen Skalen (Plot-, Hang- und Einzugsgebietsskala), um die Auswirkungen der hydrophoben Bodeneigenschaften für unterschiedliche Flächen beurteilen zu können. Auf der Plotskala ( $1m^2$ ) konnten Erosion und Oberflächenabfluss auf zwei unterschiedlichen Substraten (ein hydrophob und ein hydrophil reagierendes) gemessen und verglichen werden (Abschnitt 3.2.2). Erosion und Oberflächenabfluss wurden auch auf der Hangskala ( $300m^2$ ) gemessen, während im gesamten Einzugsgebiet ( $4ha$ ) nur der Abfluss bestimmt wurde. Im Gegensatz zu der Plotskala, für die Messergebnisse von Erosion und Oberflächenabfluss auf hydrophoben und hydrophilen Substrat verglichen werden können, ist dies für die beiden größeren Skalen nicht möglich, da keine Referenzflächen mit ausschließlich hydrophilen Bodeneigenschaften zur Verfügung standen.

Der Erosionsprozess unterteilt sich in das Loslösen und den Transport von Bodenpartikeln und endet schließlich in der Sedimentation (Morgan, 1996). Diese Teilprozesse sollten mit einem Messsystem, das aus verschiedenen Messmethoden besteht, erfasst werden (Kapitel 4). Nur durch die Kombination verschiedener Messungen konnte eine hohe zeitliche und räumliche Auflösung erzielt werden. Die Diskussion der Vor- und Nachteile der bestehenden Messmethoden in diesem Kapitel zeigt die Gründe für die Entwicklung neuer Methoden zur Messung der Erosion auf. Die neu entwickelten Messmethoden werden vorgestellt und die Ergebnisse analysiert und bewertet. Die Messungen sollen eine Differenzierung zwischen Rillen- und Zwischenrillenerosion ermöglichen, da sich diese beiden Prozesse unterscheiden.

Die Modelle, die in dieser Arbeit basierend auf den Ergebnissen erstellt werden, sind nicht prozessorientiert. Es handelt sich vielmehr um empirische Ansätze, die über einfache Regressionszusammenhänge die Menge an Oberflächenabfluss und an ausgetragenen Sediment beschreiben. Ergänzt werden diese mathematischen Beschreibungen durch konzeptionelle Ansätze, welche die Veränderungen im hydrologischen Verhalten, die durch die hydrophoben Bodeneigenschaften hervorgerufen werden, beschreiben. Die Entwicklung dieser Modellansätze ist in Kapitel 5 zusammengefasst.

In der Abschlussdiskussion werden die Ergebnisse aufgegriffen und die Zusammenhänge der untersuchten Prozesse diskutiert. Dabei werden sowohl die Qualität des eingesetzten Messsystems als auch die Ergebnisse der verschiedenen Messungen betrachtet. Bei den Messungen stehen die Auswirkungen der hydrophoben Bodeneigenschaften auf Erosion und Oberflächenabfluss und deren Wechselwirkung im Vordergrund. Als weiterer Aspekt werden die Folgen der veränderten Klimabedingungen für die Bodenbedingungen diskutiert.

## 2 Untersuchungsgebiet

### 2.1 Gebietsbeschreibung

Das Untersuchungsgebiet befand sich in einem rekultivierten Teilabschnitt des Braunkohlebergbau-gebietes Welzow Süd in Südbrandenburg (Deutschland). Auf einer Fläche von zehn Hektar wurde die Wiederansiedlung von Flora und Fauna im Rahmen der juristischen Auflagen einer Rekultivierung vom Ingenieurbüro BEAK Consultans GmbH erforscht. Im nördlichen Teil der Fläche, einem vier Hektar großen Einzugsgebiet, fanden die Untersuchungen der hydrologischen Prozesse und der Erosionsprozesse statt (Abbildung 2.1).

Die betrachtete Fläche wurde 2001 mit drei Substraten unterschiedlicher Genese künstlich aufgeschüttet. Die untere Schicht besteht aus Ton, welcher mit schwerem Gerät verdichtet wurde und nach Schätzungen des verantwortlichen Ingenieurbüros BEAK Consultans GmbH eine Mächtigkeit von ca. 30 cm aufweist. Auf dieser Schicht, die als Grundwasserstauer wirkt, wurde an unterschiedlichen Stellen tertiärer und quartärer Sand aufgebracht, der jeweils eine Mächtigkeit zwischen ein und zwei Meter aufweist. Zusätzlich stehen oberirdisch zwei Tonhügel an. Im Bereich des tertiären Substrates wurde zudem 2004 eine Düne aufgeschüttet. Die Verteilung der verschiedenen Substrate

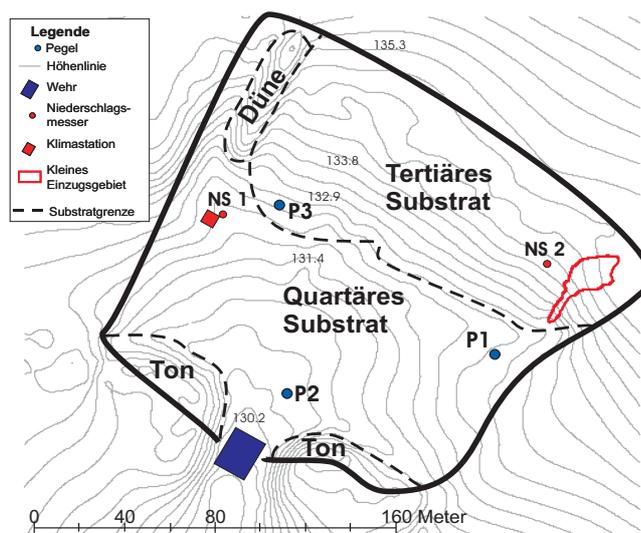


Abb. 2.1: Darstellung des vier Hektar großen Untersuchungsgebietes, in dem hydrologische und Erosionsprozesse untersucht wurden.



Abb. 2.2: Erosionsrillen im tertiären Substrat im Untersuchungsgebiet.

zur Zeit der Untersuchungen ist in Abbildung 2.1 dargestellt.

Aus Voruntersuchungen stammten eine Bodenkartierung der Ingenieurgesellschaft Hanschke und Hanschke (2002) und Tiefenprofile, die bei Bohrungen durch die Firma BEAK Consultans GmbH (2002) erhoben wurden. Nach der großflächigen Kartierung von Hanschke und Hanschke (2002) wurde das tertiäre Substrat als sandiger Sand und das quartäre als anlehmiger kiesiger Sand eingestuft. Eine eindeutige Zuordnung der Substrate ist aufgrund der groben Auflösung der Kartierung allerdings nicht möglich. Die Tiefenprofile der Firma BEAK Consultans GmbH wurden an den Standorten der Grundwasserpegel durchgeführt (Abbildung 2.1 P1-P3). Bei Pegel P1 wurde durchgängig bis in 2 m Tiefe Mittelsand (schwach fein- und grobsandig), an Pegel P2 dasselbe Substrat in einer Mächtigkeit von 1,4 m und an Pegel P3 ein Grobsand (stark mittelsandig und schwach feinsandig) bestimmt. Unter den Sandschichten schließt sich bei jeder Bohrung eine schwach schluffige Tonschicht an (GmbH, 2002).

Bis auf die oberflächlich anstehenden Tonlinsen ist das tertiäre Substrat vegetationsfrei, was auf die niedrigen pH-Werte zurückzuführen ist ( $\text{pH} = 3,8$  nach Hanschke und Hanschke (2002)). Diese niedrigen pH-Werte sind auf die Oxidation von Eisensulfiden zurückzuführen, die durch den Braunkohlebergbau an die Oberfläche gelangen und dem Luftsauerstoff ausgesetzt sind. Nicht abgebaute Braunkohlereste, die bis zu 20 cm groß sind, befinden sich ebenfalls im tertiären Substrat. Im Gegensatz zum tertiären Substrat war das quartäre Substrat bewachsen. Zu Projektbeginn wies es noch eine spärliche Vegetationsdichte auf, die aber im weiteren Projektverlauf erheblich zunahm.

Das Relief reicht von 129,4m bis zu 135,6m üNN und die Geländeoberfläche weist über große Teile der Fläche ein Gefälle von 0 bis 6 % auf, das an manchen Stellen bis zu 25 % ansteigt.

Das Gebiet zählt mit einem durchschnittlichen Jahresniederschlag von  $563 \frac{mm}{a}$  (Wendling *et al.*, 1999), bei einer potentiellen Evapotranspiration von  $600 - 650 mm$  (Wendling *et al.*, 1999), zu den trockensten Regionen in Deutschland. Bereits zu Beginn des Projektes waren deutliche Spuren von Bodenerosion zu erkennen, die unter anderem zu einem ausgeprägten Rillensystem geführt haben (Abbildung 2.2).

### 2.2 Messeinrichtungen im Untersuchungsgebiet

Die Charakterisierung des Untersuchungsgebietes erfolgte durch Monitoring von Niederschlag, Windgeschwindigkeit, Windrichtung, Sonneneinstrahlung, Luftfeuchte, Bodenwassergehalt und Abfluss (Tabelle 2.1). Zusätzlich wurden in Laboruntersuchungen und Feldexperimenten Textur, gesättigte hydraulische Leitfähigkeit, elektrische Leitfähigkeit und pH-Wert bestimmt. Bei den eingesetzten Methoden handelte es sich um Standardverfahren, die zusammen mit den Ergebnissen im folgenden aufgeführt sind.

#### 2.2.1 Messung der Klimadaten

Die Niederschlagsmessung erfolgte durch zwei unabhängige Thies Niederschlagsgeber ohne Heizung, die sich in einer Entfernung von ca. 200 m zueinander befanden (Abbildung 2.1 NS 1 und NS 2). Dies ermöglichte die Kompensation von Messausfällen und einen Vergleich der Messungen. Während ein Niederschlagsgeber die Niederschläge über 10 min aufsummierte (NS 1), zeichnete der zweite die Impulse kontinuierlich auf (NS 2), was eine beliebige zeitliche Auflösung der Niederschlagsdaten und eine detaillierte Betrachtung der Niederschlagsintensitäten ermöglichte. Ein Vergleich der Ergebnisse der beiden Niederschlagsgeber ergab keine nennenswerten Unterschiede, so dass die Werte äquivalent verwendet werden können. Die übrigen Klimaparameter wurden über die Instrumente einer ebenfalls auf der Fläche installierten Wetterstation erfasst (Tabelle 2.2).

#### 2.2.2 Messung des Bodenwassergehaltes

Der Bodenwassergehalt wurde über die *Frequency-Domain-Reflectometry* (FDR) Methode (Heimo-vaara, 1994) und durch Sonden, die auf der Kapazitätsmessung basieren, bestimmt. Die Messungen mit den FDR-Sonden erfolgten über eine portable Delta-T-Sonde ML2X der Firma Delta-T und über fest installierte Profilsonden PR 2 derselben Firma, die den Bodenwassergehalt in 6 verschiedenen Tiefen gemessen haben (10 cm, 20 cm, 30 cm, 40 cm, 60 cm und 100 cm). Zusätzlich wurden noch an verschiedenen Stellen *ECH<sub>2</sub>O-Sensoren* von der Firma Decagon eingesetzt. Diese messen Kapazitätsänderungen und können darüber den Bodenwassergehalt ableiten. Mit dieser Methode wird ein integraler Wert für die gesamte Länge des Messensors, der in den Längen 10 cm und 20

Tab. 2.1: Monitoring auf der Fläche Welzow Süd.

Messgröße	Standort	Messzeit	Messfühler	Lieferant
Bodenwasser- gehalt	Klimastation, Messplots TH und QH	Feb. 2004 - Okt. 2006	Profilsonde	UP GmbH, Cottbus
	Messplots TH und QH	Feb. 2004 - Okt. 2006	<i>ECH<sub>2</sub>O – Sensoren</i>	UMS, München
	kleines Einzugs- gebiet	Aug. 2005 - Okt. 2006		
Abfluss	Messwehr	Jan. 04 - Nov. 2006	Pegelsonde mit Da- tenlogger	UP GmbH, Cottbus
	kleines Einzugs- gebiet	Mär. 2005 - Nov. 2006	Kippwaage	UP GmbH, Cottbus
	Messplots	Sep. 2004 - Nov. 2006	Kippwaage	UP GmbH, Cottbus
Erosion	Abflussrinnen der Messplots	Apr. 2005 - Okt. 2006	Sieb	Werkstatt des GFZ
	kleines Einzugs- gebiet	Mär. 2005 - Nov. 2006	Kraftmesser	Bongshin Loadcell Co., Ltd.
Grundwasser	Pegel P1-P3	Mär. 2004 - Nov. 2006	Pegelsonde mit Da- tenlogger	UP GmbH, Cottbus
Temperatur	Klimastation	Nov. 2002 - Nov. 2006	Temperatursensor	UP GmbH, Cottbus
Einstrahlung			Pyranometersensor SKS1110	
Wind- geschwindigkeit			Anemometer A100R	
Windrichtung			Windrichtungs- sensor W200P	
Niederschlag	Klimastation	Nov. 2002 - Nov. 2006	Niederschlagsgeber RG50	UP GmbH, Cottbus
	bei Plot TH	Aug. 2004 - Nov. 2006		

Tab. 2.2: Parameter, Messintervalle, Zeitschritte und Sensoren der Klimastation.

Parameter	Einheit	Messintervall	Messinstrument (UP GmbH)
Niederschlag	<i>mm</i>	10min	Niederschlagsgeber RG50
Relative Luftfeuchte	%	1h	Luftfeuchtesensor
Lufttemperatur	°C	1h	Temperatursensor
Bodentemperatur	°C	1h	BTPR Bodentemperatur-Profilsonde
Sonneneinstrahlung	<i>kW/m<sup>-2</sup></i>	1h	Pyranometersensor SKS1110
Windgeschwindigkeit	m/s	1h	Anemometer A100R
Windrichtung	Grad	1h	Windrichtungssensor W200P
Datenlogger			Skye-Datahog2

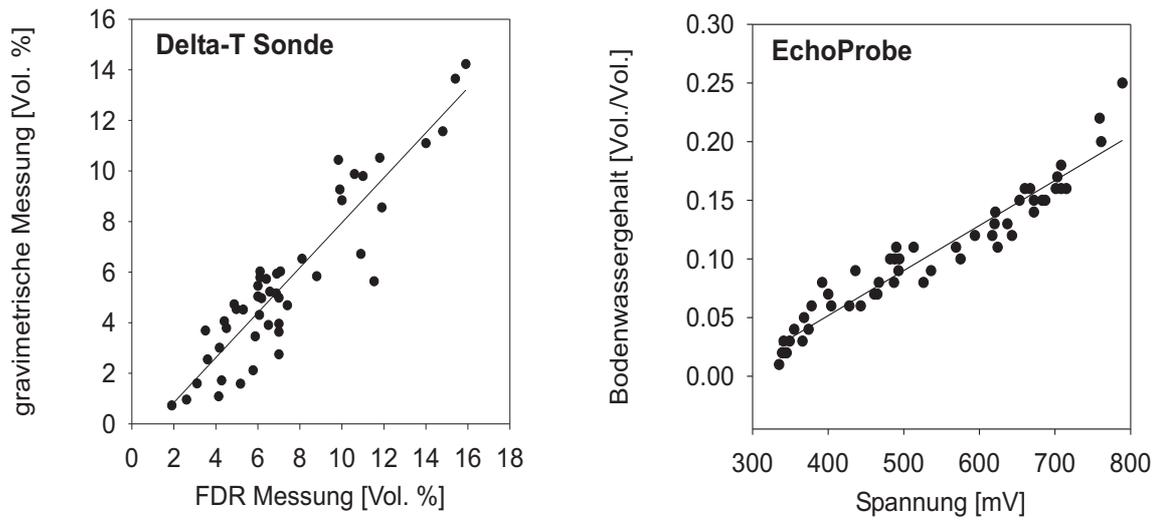


Abb. 2.3: Vergleich der Messung des Bodenwassergehaltes durch die Delta-T-Sonde-Sonde mit der gravimetrischen Messung. Die Kalibrierung der  $ECH_2O$ -Sonde erfolgte durch die lineare Regression des gemessenen Spannungssignals und den über Massenzunahme bestimmten Feuchtegehalt in einem Messgefäß.

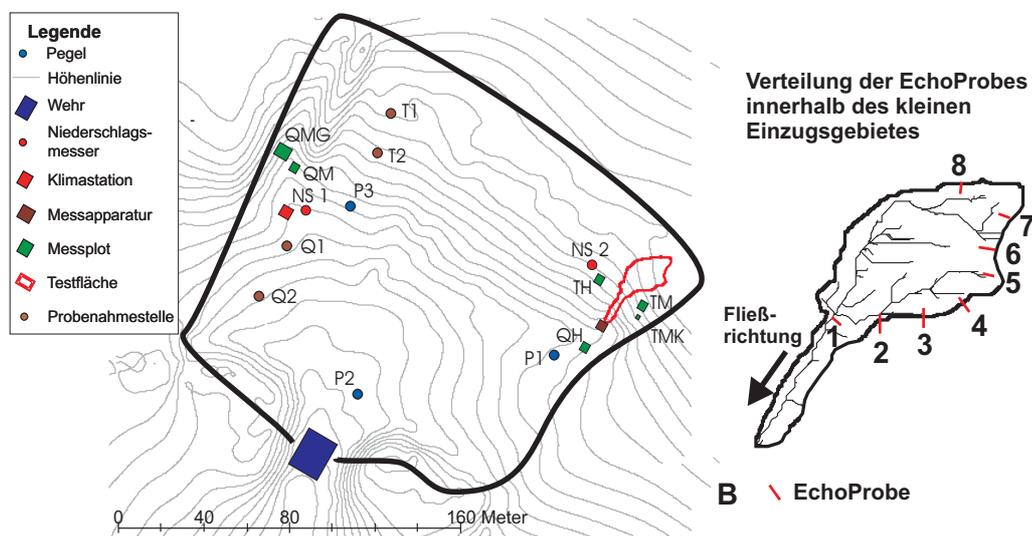


Abb. 2.4: (A) Verteilung der Messgeräte auf der Versuchsfläche. Es befinden sich drei Messplots auf quartärem Substrat (QMG, QM, QH) und drei auf tertiärem Substrat (TM, TMK, TH). Die weiteren Geräte sind die Grundwasserpegel (P1-P3), die Niederschlagsgeber (NS 1 und NS 2) und die Klimastation. (B) Darstellung der Messstellen zur Bestimmung des Bodenwassergehaltes durch  $ECH_2O$  – Sonde im Untersuchungsgebiet.

cm eingesetzt wurde, ermittelt. Die Verteilung der seit März 2004 installierten Profilsonden und der seit August 2005 installierten  $ECH_2O$  – Sensoren ist in Abbildung 2.4 dargestellt. Zusätzlich sind im März 2004  $ECH_2O$  – Sensoren in den Messplots TH und QH installiert worden.

Die Messsonden geben Spannungssignale aus, die über eine empirisch bestimmte Formel in den volumetrischen Bodenwassergehalt umgerechnet werden können. Dabei kann sowohl die vom Hersteller bereitgestellte Gleichung, als auch eine durch bodenspezifische Kalibrierung erstellte Gleichung verwendet werden. Über eine lineare Regression für die Gegenüberstellung der Messung mit der Delta-T-Sonde und der gravimetrischen Bodenwassergehaltsbestimmung (Abbildung 2.3) lässt sich der Korrekturfaktor für die Gerätemessung ermitteln (Gleichung 2.1). Für die Profilsonden wurde keine eigene Kalibrierungsgleichung erstellt, sondern dieselbe Gleichung verwendet, die für die Delta-T-Sonde ermittelt wurde, wie es vom Hersteller empfohlen wurde. Die Kalibrierungen und Anpassungen wurden am tertiären Substrat durchgeführt.

Die Kalibrierung der  $ECH_2O$  – Sensoren erfolgte im Labor an einer Bodenprobe in einem Behälter. Über die Messung des Spannungssignals und der Gewichtszunahme durch die Zugabe von Wasser ließ sich der Zusammenhang zwischen gravimetrisch ermitteltem Bodenwassergehalt und Spannung ermitteln. Dieser wurde über die Regressionsgerade in der Gleichung 2.2 ( $r^2 = 0,93$ ) ausdrücken und wird grafisch in der Abbildung 2.3 dargestellt. Nach Vorgaben der Firma wurde ein linearer Zusammenhang gewählt, der für sehr niedrige und für sehr hohe Werte nicht ganz den Messwerten entspricht (Abbildung 2.3). Diese Abweichungen werden dem Messaufbau, der zur Kalibrierung eingesetzt wurde, zugeschrieben. Besonders bei niedrigen Wassergehalten kann nicht für eine gleichmäßige Verteilung des Wassers in der Bodenprobe gesorgt werden. Das Bestimmtheitsmaß liegt für die  $ECH_2O$  – Sensoren ein wenig höher als bei der Kalibrierung der Delta-T-Sonde ( $r^2 = 0,85$ ), ist aber für beide Kalibrierungen akzeptabel.

$$\theta_{gravimetrisch} = 0,89 \cdot \theta_{DeltaT} - 0,94 \quad (2.1)$$

$\theta_{DeltaT}$  : Bodenwassergehalt ermittelt durch die DeltaT- oder Profilsonde  $[\frac{m^3}{m^3}]$

$\theta_{gravimetrisch}$  : gravimetrische Messungen des Bodenwassergehaltes  $[\frac{m^3}{m^3}]$

$$\theta_{Echo} = 0,0004 \cdot U - 0,1005 \quad (2.2)$$

$\theta_{Echo}$  : Bodenwassergehalt ermittelt durch die EchoProbe  $[\frac{m^3}{m^3}]$

Tab. 2.3: Die installierten Plots, deren Verteilung in Abbildung 2.1 aufgeführt ist.

Bezeichnung	Substrat	Größe	Neigung [%]
TH	tertiär	$1m^2$	8,5
TM	tertiär	$1m^2$	9,3
TMK	tertiär	$0,25m^2$	25,1
QH	quartär	$1m^2$	9,3
QM	quartär	$1m^2$	11,9
QMG	quartär	$3,0625m^2$	14,8

$U$  : Spannungssignal an Datenlogger [mV]

### 2.2.3 Versuchsplots

Messungen auf kleinen ausgewählten Flächen ermöglichen im Gegensatz zu großräumigen Beobachtungen eine bessere Kontrolle bzw. Charakterisierung der Faktoren, die Bodenerosion und Abfluss determinieren. Aus diesem Grund werden Versuchsplots häufig bei Untersuchungen des Bodenerosionsprozesses eingesetzt. Die Plots können als offene oder als durch Wände abgegrenzte Plots eingesetzt werden (Loughran, 1989). Bei beiden Typen wird der Abfluss und das Sediment am unteren Ende des Plots in einer Rinne oder Wanne gesammelt und zur Quantifizierung weitergeleitet. Die Methoden, die zur Quantifizierung von ausgetragenen Sediment und Abfluss zur Verfügung stehen, werden in Abschnitt 4.4.4 erörtert. Die ausgewählten Flächen sollten repräsentativ für das Untersuchungsgebiet sein, damit die Ergebnisse auf größere Skalen übertragbar sind. Dieses ist für abgegrenzte Plots nur für einen bestimmten Zeitraum zu gewährleisten, da sich diese im Vergleich zu ihrer Umgebung anders entwickeln (Schmidt, 1998).

In diesen Untersuchungen stellen die Plotmessungen die kleinste Skala dar, die in Bezug auf Bodenerosion und Abfluss betrachtet wird. Um die Ergebnisse mit anderen Skalen vergleichen zu können, wurden im Untersuchungsgebiet abgegrenzte Versuchsplots, jeweils drei im Gebiet mit tertiären und drei im Gebiet mit quartären Sand (Tabelle 2.3 und Abbildung 2.1), installiert. Der Messaufbau ermöglicht auch den Vergleich der Messergebnisse auf den beiden betrachteten Substraten, die unterschiedliche Wasseraufnahmefähigkeiten aufweisen.

Die Plots sind durch Wände, die ca. zehn Zentimeter über den Boden ragen, an drei Seiten abgegrenzt und weisen Neigungen von 8,5 - 25,1 % auf (Tabelle 2.3). An der hangabwärts gerichteten Seite befindet sich eine Rinne aus PVC, die den Oberflächenabfluss sammelt. Über einen Schlauch wird der gesammelte Abfluss zu einer Kippwaage (Firma UP GmbH) geleitet, welche eine Quantifizierung des Abflusses mit einer Kapazität von 0,1 L/s ermöglicht.

Die Messungen des Abflusses begannen im September 2004, während die Messungen des ausgetragenen Sediments erst im April 2005 begannen. Für die Sedimentmessung wurden Gitternetze mit

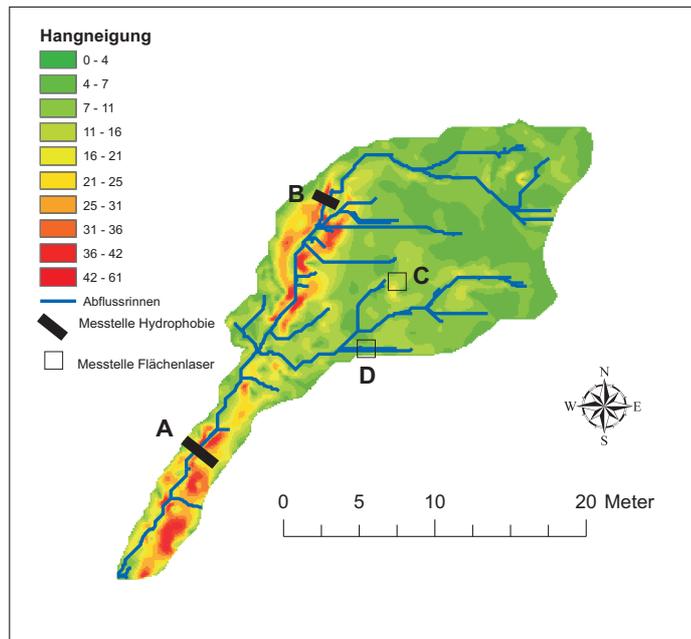


Abb. 2.5: Die Verteilung der Hangneigungen im kleinen Einzugsgebiet.

einer Maschenweite von 0,063 mm in die Abflussrinnen eingebaut, wodurch das Sediment zurückgehalten und quantifiziert werden kann. Diese Messungen der Trockenmasse des zurückgehaltenen Sediments erfolgten alle ein bis sechs Wochen.

#### 2.2.4 Einrichtung eines kleinen Einzugsgebietes auf der Hangskala

Innerhalb des Untersuchungsgebietes stehen verschiedene Substrate oberflächlich an, die unterschiedliche hydrologischen Eigenschaften aufweisen. Um den Einfluss der hydrophoben Bodeneigenschaften untersuchen zu können, wurde ein kleines Einzugsgebiet (ca. 300 m<sup>2</sup>) abgegrenzt (Abbildung 2.1), in dem an der Oberfläche ausschließlich hydrophob reagierender tertiärer Sand ansteht.

Die Untersuchungen der Auswirkungen wasserabweisender Bodeneigenschaften ist in vielen Fällen nicht ohne Probleme durchführbar, da diese von anderen Prozessen überlagert werden (Doerr *et al.*, 2003). Um die Anzahl der überlagernden Prozesse zu minimieren wurde für die Untersuchungen ein Gebiet gewählt, das ungünstigen bodenphysikalischen Eigenschaften (pH=3; Einzelkorngefüge; niedriger Bodenwassergehalt) für Flora und Fauna aufwies. Deshalb gibt es auf der Fläche weder Makroporen noch Vegetation, die Oberflächenabfluss und Erosion beeinflussen. Deshalb eignet sich die Fläche besonders gut für die Untersuchung dieser Prozesse.

Das kleine Einzugsgebiet lässt sich in zwei Teile unterteilen. Der nördliche, etwas flachere Teil weist ein Gefälle von null bis neun Prozent auf und wird von flachen Rillen geprägt (Abbildung 2.2). Im unteren Hangbereich beträgt das Gefälle neun bis zwanzig Prozent und das Einzugsgebiet

verengt sich zu einer Rinne, die acht Meter lang, zehn bis zwanzig Zentimeter breit und zehn bis dreißig Zentimeter tief ist.

Für das kleine Einzugsgebiet wurde ein detailliertes digitales Geländemodell erstellt, ein Monitoring des Bodenwassergehaltes durchgeführt (Abbildung 2.4 B) und ein eigenes Messsystem zur Abfluss- und Erosionsmessung entwickelt und installiert (Kapitel 4). Die Abflussmessung erfolgte über eine Kippwaage und über die Messung des Wasserstandes durch ein Echolot am Auslass des Gebietes. Dieser befand sich am unteren Ende der Hauptabflussrinne (Abbildung 2.5).

### 2.2.5 Abflussmessung für das gesamte Einzugsgebiet

Der Abfluss im gesamten Einzugsgebiet (4 ha) wird über ein Messwehr mit einem Dreiecküberfall (der Winkel des Dreiecks beträgt  $\alpha = 60$ ) gemessen. Das Messwehr (4 m lang und 2,5 m breit) ist seitlich an ein U-Rohr angeschlossen, in dem über eine luftdruckkompensierte Drucksonde der Wasserstand im Wehr gemessen wird. Über den Wasserstand und die Maße des Wehres konnte der Abfluss nach Gleichung 2.3 berechnet werden. Diese Messung erfolgte kontinuierlich.

$$Q = \mu \cdot \frac{8}{15} \cdot \sqrt{2 \cdot g} \cdot \tan \frac{\alpha}{2} \cdot h^{\frac{5}{2}} \quad (2.3)$$

$Q$  : Abfluss [ $\frac{m^3}{s}$ ]

$\mu$  : Konstante [0,591]

$g$  : Erdbeschleunigung [ $9,81 \frac{m}{s^2}$ ]

$h$  : Höhe des Wasserstandes im Wehr [m]

Die Bestimmung der Sedimentmenge erfolgte in unregelmäßigen Abständen durch das Vermessen, des in das Messwehr eingetragenen Sediments. Dazu wurde über die Dichte des Bodens ( $\rho = 1,68 \frac{g}{cm^3}$ ) in die Masse an ausgetragenen Sediment umgerechnet. Da sich die Sedimentmenge über diese Methode nur sehr ungenau bestimmen lässt, dient diese Messung nur als Abschätzung der ausgetragenen Sedimentmenge.

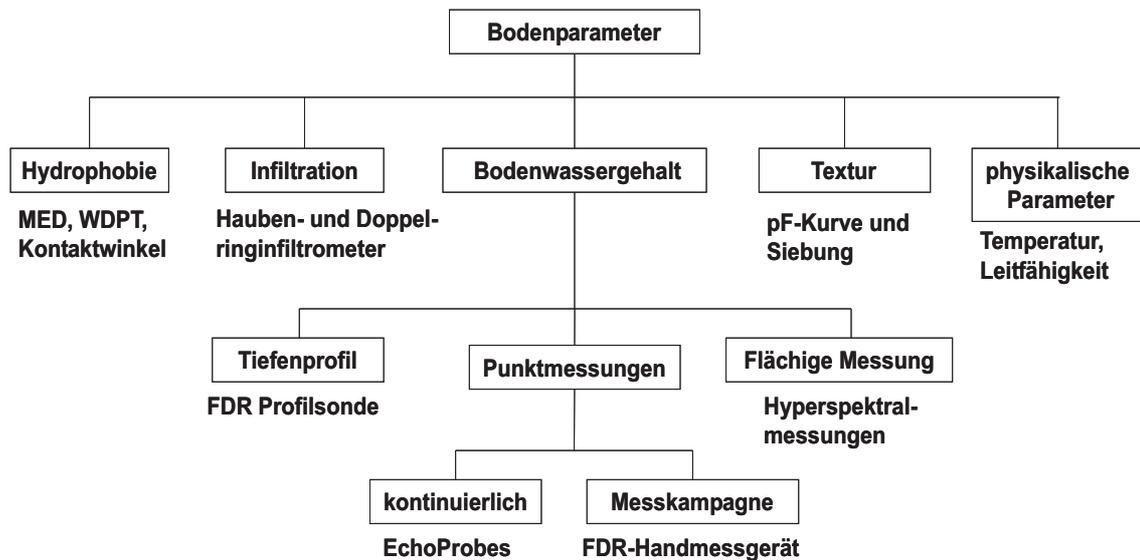


Abb. 2.6: Strukturelle Darstellung der Bestimmung der Bodenparameter auf der Versuchsfläche Welzow Süd.

## 2.3 Messung der physikalischen und hydrologischen Bodeneigenschaften

### 2.3.1 Texturanalyse

Die Korngrößenanalyse erfolgte nach DIN 19683 Blatt 1 und 2 und wurde für das quartäre Substrat an drei und für das tertiäre Substrat an zwei Proben mit jeweils zwei Wiederholungen durchgeführt. Die Bestimmung des Verhältnisses von Grob- ( $\geq 2\text{mm}$ ) zu Feinboden ( $\leq 2\text{mm}$ ) erfolgte über Trockensiebung der Substrate. Auf die Zerstörung von organischer Substanz und Carbonat wurde auf Grund der geringen Anteile (Hanschke, 2002) verzichtet. Mittels Nasssiebung des Feinbodens konnte die Probe in die Fraktionen Grob- ( $2000 - 630\mu\text{m}$ ), Mittel- ( $630 - 200\mu\text{m}$ ) und Feinsand ( $200 - 63\mu\text{m}$ ) aufgetrennt werden. Die Grob- ( $63 - 20\mu\text{m}$ ), Mittel- ( $20 - 6,3\mu\text{m}$ ) und Feinschluffanteile ( $6,3 - 2\mu\text{m}$ ) sowie der Tonanteil ( $< 2\mu\text{m}$ ) wurden mit der Pipettenanalyse ermittelt. Über die Ergebnisse, die in Tabelle 2.4 dargestellt sind, lässt sich die Bodenart nach der KA 4 bestimmen. Diese Arbeiten wurden von der BTU Cottbus durchgeführt.

In Zusammenarbeit mit dem Ingenieurbüro BEAK und der BTU Cottbus erfolgte eine Bodenkartierung der Fläche. Zusätzlich wurden für die kartierten Flächen Mischproben entnommen, die ebenfalls nach der oben aufgeführten Methode analysiert wurden. Bei dieser Probenanalyse wurde aufgrund der geringen Relevanz auf eine Unterscheidung zwischen Schluff- und Tonanteil mittels Pipettenanalyse verzichtet. Die Anzahl der Probenahmestellen für jede Mischprobe ist in Tabelle 2.5 und die Zuordnung der Substrate in Abbildung 2.7 dargestellt. Die Ergebnisse dieser Analysen sind in den Tabellen 2.6 und 2.7 zusammengetragen, auf denen auch die Klassifizierung der Bodenart

Tab. 2.4: Textur der untersuchten Substrate. Die Anteile der jeweiligen Korngrößen sind in Prozent angegeben.

	Korngrößenverteilung [mm]				
	< 2	2-63	63-200	200-630	630-2000
Tertiärer Sand	3,5	2	15,1	34,5	44,7
Quartärer Sand	2,6	2,9	25,8	57,4	11,4

Tab. 2.5: Bezeichnung und Anzahl der Entnahmestellen pro Mischprobe für die Texturanalyse. Jede Mischprobe repräsentiert eine kartierte Fläche (siehe Abbildung 2.7).

Probenbezeichnung	Substrat	Anzahl der Proben
M1	tertiär	9
M2	tertiär	4
M3	quartär	4
M4	quartär	1
M5	quartär	4
M6	quartär	1

basiert.

Zusätzlich wurden drei Proben aus dem kleinen Einzugsgebiet mittels Trockensiebung analysiert, wobei ebenfalls auf eine Quantifizierung der Ton- und Schluffanteile verzichtet wurde.

Die drei Texturanalysen stimmen in ausreichendem Maße überein und die Ergebnisse werden in der Bodenkarte (Abbildung 2.7) zusammengefasst. Innerhalb der tertiären Fläche lassen sich zwischen dem östlichen und westlichen Rand Unterschiede nachweisen (M1 und M2 in den Tabellen 2.6 und 2.7). Im westlichen Teil stehen Grobsand und im östlichen Teil der Fläche grobsandiger Mittelsand an. Da sich das kleine Einzugsgebiet im östlichen Teil der tertiären Fläche befindet, wird der grobsandige Mittelsand als das anstehende tertiäre Substrat angenommen. Das Ergebnis der Trockensiebung des Substrates im kleinen Einzugsgebiet ist in Tabelle 2.8 dargestellt und kommt zu dem gleichen Ergebnis wie die Analyse der Mischprobe M1. Bei dem quartären Substrat handelt

Tab. 2.6: Körnungsanalyse von sechs Mischproben auf der Untersuchungsfläche in Gewichtsprozent. Die Ergebnisse sind als prozentuale Anteile an der Gesamtmenge aufgeführt. Die Probenahmestellen sind in Abbildung 2.7 dargestellt.

	> 2mm	> 630 $\mu$ m	> 200 $\mu$ m	> 63 $\mu$ m	< 63 $\mu$ m
M1	25,4	29,2	34,3	9,3	1,8
M2	27,2	37,0	26,2	8,0	1,7
M3	12,1	15,7	55,3	14,1	2,7
M4	5,9	23,6	61,1	7,9	1,5
M5	9,1	22,7	52,4	12,9	3,0
M6	9,1	15,0	46,5	21,6	7,7

Tab. 2.7: Körnungsanalyse von sechs Mischproben auf der Untersuchungsfläche ohne Kiesanteil in Gewichtsprozent. Die Ergebnisse sind als prozentuale Anteile an der Gesamtmenge aufgeführt. Die Probenahmestellen sind in Abbildung 2.7 dargestellt.

	$> 630\mu m$	$> 200\mu m$	$> 63\mu m$	$< 63\mu m$	Textur
M1	39,1	46,0	12,5	2,4	mSgs
M2	50,7	36,0	11,0	2,3	gS
M3	17,8	63,0	16,1	3,1	mS
M4	25,0	65,1	8,4	1,6	mS
M5	25,0	57,6	14,2	3,3	mSgs
M6	16,6	51,2	23,8	8,5	mSfs

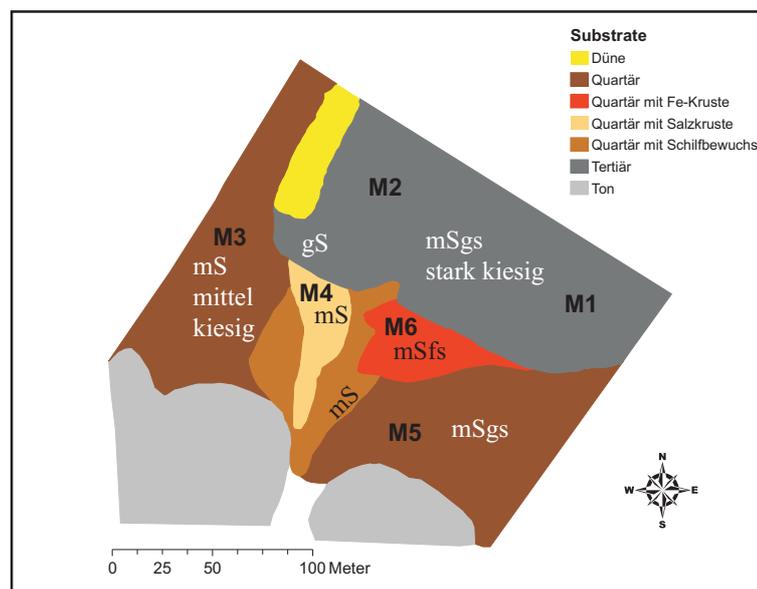


Abb. 2.7: Verteilung der Substrate und der Bodenarten im Untersuchungsgebiet, basierend auf der durchgeführten Bodenkartierung. Für die verschiedenen Substrate wurden Mischproben entnommen (M1-M6), deren Anzahl an Entnahmestellen in Tabelle 2.5 und die Ergebnisse der Analysen in den Tabellen 2.6 und 2.7 aufgeführt sind.

Tab. 2.8: Körnungsanalyse von drei Proben aus dem kleinen Einzugsgebiet, die durch Trockensiebung ermittelt wurden.

	> 2mm	> 630 $\mu$ m	> 200 $\mu$ m	> 63 $\mu$ m	< 63 $\mu$ m	Textur
kl. Einzugsgebiet	25,9	30,2	33,7	9,1	1,2	mSgs

Tab. 2.9: Die Tabelle zeigt die Ergebnisse der Messungen des Porenvolumens, des Bodenwassergehalts bei Sättigung (gesättigt) und der Bodenwassergehalte bei den betrachteten Entwässerungsstufen (pF 1.8, pF 2.0, pF 2.5, pF 3.0 und pF 4.2). Pro Substrat wurden zwei Proben und pro geomorphologischer Einheit eine Probe analysiert. Die dargestellten Ergebnisse sind die Mittelwerte von jeweils drei bis sechs Wiederholungen.

Proben	quartär [Vol. %]	tertiär [Vol. %]	Rinne	Kuppe
Porenvolumen	40,8 $\pm$ 2,0	41,6 $\pm$ 3,6	43,1 $\pm$ 2,3	42,4 $\pm$ 2,7
Gesättigt	37,1 $\pm$ 3,3	38,3 $\pm$ 6,2	41,9 $\pm$ 3,2	33,1 $\pm$ 5,5
pF 1.8	10,0 $\pm$ 1,9	9,5 $\pm$ 2,5	9,6 $\pm$ 2,3	7,7 $\pm$ 1,6
pF 2.0	8,1 $\pm$ 1,0	8,9 $\pm$ 2,4	9,2 $\pm$ 2,3	7,4 $\pm$ 1,6
pF 2.5	7,0 $\pm$ 1,4	7,7 $\pm$ 2,2	7,9 $\pm$ 2,2	6,3 $\pm$ 1,6
pF 3.0	5,3 $\pm$ 1,6	5,0 $\pm$ 1,2	5,5 $\pm$ 1,0	4,8 $\pm$ 0,9
pF 4.2	1,5 $\pm$ 5,2	1,2 $\pm$ 1,3	1,3 $\pm$ 4,5	0,8 $\pm$ 5,1

es sich um einen Mittelsand, der teilweise feinsandige (M6) oder grobsandige (M5) Anteile aufweist. Für die Plots QM und QMG ist die Texturanalyse M3 und für den Plot QH ist M5 repräsentativ.

### 2.3.2 Ermittlung der Wasserspannungskurve

Die Bodenproben wurden mit Hilfe von Stechzylindern (100cm<sup>3</sup>) an der Oberfläche (0-4 cm Tiefe) entnommen. Es wurden drei bis sechs Wiederholungen an bis zu sechs Entwässerungsstufen durchgeführt und Mittelwerte gebildet. Die feldfrischen Proben wurden mit entgastem Wasser aufgesättigt und mittels Unterdruckmethode an keramischen Platten auf Wasserspannungen von 31, 62, 98 und 310 hPa eingestellt. Die Messungen bei Wasserspannungen von 980 und 15500 hPa wurden mittels Überdruckmethode in 10cm<sup>3</sup>-Zylindern in einem Drucktopf durchgeführt. Diese Proben in den kleinen Messzylindern wiesen deutlich Störungen auf. Die Wasserspannungskurve wurde von Christine Lemnitz an der BTU Cottbus bestimmt.

Die entnommenen Proben wurden an den Messstellen T1, T2, Q1 und Q2 und an einer Rinne und einer Kuppe entnommen. Die gemessenen quartären Proben entsprachen der Mischprobe M3 (Abschnitt 2.3.1) und die tertiäre Probe der Mischprobe M2 (Abschnitt 2.3.1). Beide Proben wiesen mit 40,8 Vol. % bzw. 41,6 Vol. % vergleichbare Mittelwerte für das Porenvolumen auf (Tabelle 2.9).

Die Bestimmung der pF-Werte von den Kuppen- und Rillenbereichen im tertiären Substrat ergaben für den Bereich der nutzbaren Feldkapazität ein um 8,8 Vol. % größeres Volumen für die Rinne als für die Kuppe, während das Gesamtvolumen vergleichbar war (Tabelle 2.9). Der größere

Porenraum ist ein Indiz für einen höheren Anteil kleinerer Korngrößen im Rinnenbereich.

### 2.3.3 Messung der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit

#### Versuchsdurchführung

Die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit wurde mit einem Haubeninfiltrometer der Firma Umwelt-Geräte-Technik GmbH ermittelt. Die Infiltration erfolgte über eine Haube (im Projekt wurde eine Infiltrationsfläche von  $240\text{cm}^2$  verwendet) unter konstanten hydraulischen Druckverhältnissen, die in einem geschlossenen System über eine Mariott'sche Flasche konstant gehalten und gesteuert werden. Die wirksame Druckhöhe kann zwischen null und dem bodenspezifischen Luftdurchtrittspunkt gewählt werden.

Über die Rate des stationären Flusses lässt sich die hydraulische Leitfähigkeit nach Wooding (1968) berechnen. Über zwei Versuchsdurchläufe bei unterschiedlich wirksamen Druckhöhen lässt sich die hydraulische Leitfähigkeit ( $K_u(h)$ ) nach der Gleichung 2.4 berechnen, wobei  $\alpha$  durch die Kombination der beiden Versuchsläufe nach der Gleichung 4.3 ermittelt wird.

$$K_u(h) = \frac{\frac{Q}{\pi \cdot a^2}}{\left(1 + \frac{4}{\pi \cdot \alpha \cdot a}\right)} \quad (2.4)$$

$Q$  : stationärer Fluss [ $\frac{\text{m}^3}{\text{s}}$ ]

$a$  : Radius der Fläche, über die die Infiltration erfolgt [m]

$$\alpha = \frac{\ln\left(\frac{Q_1}{Q_2}\right)}{h_1 - h_2} \quad (2.5)$$

$Q_i$  : stationärer Fluss bei i-ter Versuchsdurchführung [ $\frac{\text{m}^3}{\text{s}}$ ]

$h_i$  : wirksame Druckhöhe bei i-ter Versuchsdurchführung [m]

Wenn der Infiltrationsversuch mit der wirksamen Druckhöhe von null Zentimetern durchgeführt wird, entspricht die bestimmte Leitfähigkeit der gesättigten Leitfähigkeit. Bei mehreren Wiederholungen der Messung mit unterschiedlichen Druckhöhen kann für die hydraulische Leitfähigkeit in Abhängigkeit von der Druckhöhe eine exponentielle Regression durchgeführt werden (Gleichung 2.6). Die gesättigte Leitfähigkeit  $K_s$  und  $\alpha$  gehen dann als empirisch bestimmte Konstanten in die Gleichung 2.6 ein und ermöglichen eine Berechnung der hydraulischen Leitfähigkeit für verschiedene Druckhöhen.



Abb. 2.8: Messung der Infiltration mit einem Haubeninfiltrimeter auf einem hydrophoben Boden am 14. August 2006. Das Wasser unter der Haube infiltriert, während es neben der Haube nicht versickert.

$$K_u(h) = K_s \cdot e^{\alpha h} \quad (2.6)$$

$K_u(h)$  : hydraulische Leitfähigkeit [ $\frac{cm}{s}$ ]

$h$  : Wasserspannung [cm]

$K_s$  : gesättigte hydraulische Leitfähigkeit [ $\frac{cm}{s}$ ]

$\alpha$  : Konstante

### Ergebnisse

Die Ergebnisse der Infiltrationsversuche auf der Fläche mit tertiärem Substrat sind in Tabelle 2.10 dargestellt und zeigen kein einheitliches Ergebnis für die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit. Die Ergebnisse der Messungen variieren zwischen 0 und  $9,8 \cdot 10^{-3} \frac{cm}{s}$ , wobei es auch innerhalb eines Experimentes zu unterschiedliche  $K_s$ -Werte gekommen ist (Versuch am 14. August 2006 in Tabelle 2.10). Abbildung 2.8 zeigt den 2. Versuch am 14. August 2006 während der Durchführung. Die

Tab. 2.10:  $K_s$ -Werte, die über Messungen mit dem Haubeninfiltrometer auf tertiärem Substrat ermittelt wurden. Der mit Stern gekennzeichnete Werte wurden nicht für eine Wasserspannung von 0, sondern für -0,1 cm bestimmt. Die Messungen am 14.08.06 wurden nicht an der Oberfläche, sondern direkt auf der hydrophoben Schicht, die sich in 1-5 mm Tiefe befindet, durchgeführt.

Datum	$K_s [10^{-3} \frac{cm}{s}]$	Bereich
01/08/2005	0	Zwischenrille
01/08/2005	3,7	Rille
05/08/2005	9,7	Rille
05/08/2005	7,6	Rille
05/08/2005	0	Zwischenrille
05/08/2005	2,7	Zwischenrille
05/08/2005	0	Zwischenrille
20/09/2005	2,6*	Rille
20/09/2005	3,9	Rille
19/10/2005	2,1	Rille
19/10/2005	1,4	Rille
30/03/2006	7,5	Zwischenrille
14/08/2006	3,3	Zwischenrille
14/08/2006	4,2/9,8	Zwischenrille

Tab. 2.11:  $K_s$ -Werte ermittelt über Messungen mit dem Haubeninfiltrometer auf quartärem Substrat.

Datum	$K_s [10^{-3} \frac{cm}{s}]$
14/08/2006	1,2
14/08/2006	2,5
25/08/2006	1,6
25/08/2006	1,6

gemessene gesättigte Leitfähigkeit lag mit  $K_s = 4,2 \cdot 10^{-3} \frac{cm}{s}$  zu Beginn des Versuchs niedriger als am Ende mit  $K_s = 9,8 \cdot 10^{-3} \frac{cm}{s}$ . Neben der Infiltrationshaube befand sich eine kleine Menge verschüttetes Wasser. Mehrere Liter Wasser infiltrierten unter der Haube, während die kleine Wasserlache über eine halbe Stunde nicht versickerte. Dies deutet auf hydrophobe Bodeneigenschaften hin, auf die in Kapitel 3 eingegangen wird und in deren Kontext auch die Ergebnisse der Infiltrationsmessung ausführlich diskutiert werden.

Im Gegensatz zu den Messungen auf den Böden des tertiären Substrates variierten die Messungen auf dem quartären Substrat weniger (Tabelle 2.11). Für das quartäre Substrat wurde der Mittelwert dieser Messungen ( $K_s = 1,710^{-3} \frac{cm}{s}$ ) als gesättigte Leitfähigkeit angenommen (Tabelle 2.11).

Tab. 2.12: Ergebnisse der Messungen des Anteils organischen Kohlenstoffs, des Boden-pH-Wertes und der elektrischen Leitfähigkeit. In Klammern werden die gemessenen Extremwerte angegeben.

	C [%]	pH( $H_2O$ )	elektrische Leitfähigkeit [ $\mu S$ ]
Tertiärer Sand	0,35	3,1 (2,6...3,7)	983 (7...2940)
Quartärer Sand	0,15	5,6 (4,7...7,1)	65 (23...342)

Tab. 2.13: Technische Daten der Grundwasserpegel.

	Pegel 1	Pegel 2	Pegel 3
Rechtswert	5451031,6	5450941,1	5450937,4
Hochwert	5718305,5	5718237,8	5718373,2
GO ü NN [m]	132,7	130,7	132,7
Rohrlänge ü GO [m]	0,82	0,50	0,49
Tiefe des Pegelmessers [m]	2,89	1,59	1,30

### 2.3.4 Messung der elektrischen Leitfähigkeit und des Boden-pH-Wertes

Die Bestimmung des pH-Wertes und der elektrischen Leitfähigkeit erfolgten nach DIN. Die Ergebnisse sind in Tabelle 2.12 zusammengetragen. Während der pH-Wert des quartären Substrats (pH = 5,6) als mäßig sauer bezeichnet werden kann, war das tertiäre Substrat mit einem pH-Wert von 3,1 sehr stark sauer (Scheffer & Schachtschabel, 1998). Dies hat deutliche Auswirkungen auf die Verteilung der Vegetation im Untersuchungsgebiet, die nur auf quartärem Substrat und auf einigen Tonlinsen im tertiären Substrat zu finden ist, während der tertiäre Sand vegetationsfrei ist.

Die elektrische Leitfähigkeit ist ein Maß für den Salzgehalt des Bodens und sollte unter normalen Bedingungen einen Wert von  $750\mu S$  (entspricht 0,05 % Salz) nicht übersteigen (Scheffer & Schachtschabel, 1998). Dieser Wert wird im quartären Substrat unterschritten ( $65\mu S$ ), wohingegen im tertiären der Mittelwert darüber liegt ( $983\mu S$ ) und die Spitzenwerte ein Vierfaches des Wertes bei normalen Bedingungen erreicht. Da es sich um junge anthropogene Böden handelt, sind diese Werte in dem Ausgangssubstrat und nicht oder nur gering durch Bodenprozesse begründet.

### 2.3.5 Messung des Grundwasserstandes

Im Untersuchungsgebiet wurden drei Grundwasserpegel (Daten in Tabelle 2.13) durch das Ingenieurbüro BEAK Consultants GmbH eingerichtet. In diesen Pegeln erfolgte die Messung der Grundwasserstände durch luftdruckkompensierte Druckaufnehmer, die den Wasserstand im Pegel bestimmten.

Der Grundwasserspiegel wies nur sehr geringe Schwankungen innerhalb des Messzeitraums auf (< 10 cm). Die Messungen zeigten einen saisonalen Verlauf (Abbildung 2.9) mit hohen Wasserständen im Winter und niedrigen Wasserständen im Sommer. Das Grundwasser floss in Richtung Pegel 2,

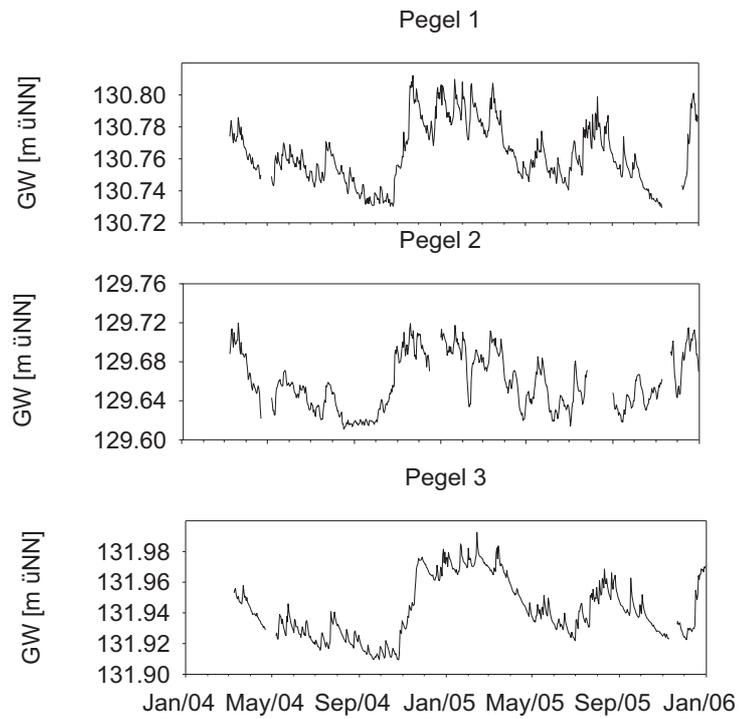


Abb. 2.9: Darstellung der Grundwasserstände (GW) der drei Pegel vom März 2004 bis zum Januar 2006.

was der Abflussrichtung des oberirdischen Einzugsgebietes entsprach.

## 3 Wasserabweisende Böden

### 3.1 Theoretischer Hintergrund

#### 3.1.1 Definition und Maßeinheiten

Hydrophobe Böden haben eine verringerte Affinität gegenüber Wasser (Tschapek, 1984; Doerr *et al.*, 2000), d.h. Wasser ist persistent gegenüber der Aufnahme durch den Boden. Diese Resistenz eines Bodens gegenüber der Befeuchtung durch Wasser ist nicht generell vorhanden, sondern verhindert temporär die Wasseraufnahme für einen Zeitraum von Sekunden bis hin zu Wochen (Doerr *et al.*, 2000). Dabei dienen die Verweilzeiten des Wassers auf der Bodenoberfläche, der Kontaktwinkel, den ein Tropfen mit der Bodenoberfläche bildet, sowie die niedrigste infiltrierende Ethanolkonzentration als Messeinheiten für die Hydrophobie. Die Methoden, mit denen der Grad der Hydrophobie bestimmt wird, werden in Abschnitt 3.1.7 ausführlich beschrieben. Dabei wird zwischen der aktuellen (feldfeuchte Probe) und der potenziellen Hydrophobie (getrocknete Probe) unterschieden (Dekker & Ritsema, 1994).

Die Mechanismen, die zu hydrophoben Bodeneigenschaften führen, sind noch nicht genau geklärt (Doerr *et al.*, 2000). Untersuchungen verschiedener Eigenschaften und Prozesse, die die Hydrophobie beeinflussen, kommen zu unterschiedlichen, teilweise widersprüchlichen Ergebnissen. Es gilt aber als sicher, dass die Ursache der Hydrophobie nicht an einem Parameter festgemacht werden kann, sondern meist auf das Zusammenwirken verschiedener Einflussfaktoren zurückzuführen ist (Doerr *et al.*, 2000).

#### 3.1.2 Chemische Grundlagen

Die Interaktion zwischen Wassermolekül und Bodenpartikel hängt von der Oberflächenspannung ab, die für Wasser mit  $72,75 \cdot 10^{-3} \frac{N}{m}$  angegeben ist. Damit liegt die Oberflächenspannung von Wasser höher als die vieler anderer Flüssigkeiten, deren Oberflächenspannungen zwischen  $20$  und  $40 \cdot 10^{-3} \frac{N}{m}$  liegen (jeweils bei  $20^\circ\text{C}$ ). Die entsprechende Energie muss aufgebracht werden, damit der Tropfen einer Flüssigkeit seine Kugelform aufbricht und es zu einer adhesiven Bindung zwischen Feststoff und Flüssigkeit kommt. Oberflächen, die eine freie Oberflächenenergie von mehr als  $72,75 \cdot 10^{-3} \frac{N}{m}$  aufweisen, können somit die Kugelform des Wassers aufbrechen und wirken hydrophil (Doerr

*et al.*, 2000). Da die meisten Minerale deutlich höhere freie Oberflächenenergien aufweisen, wirken die meisten Böden hydrophil (Tschapek, 1984). Viele organische Feststoffe, wie z.B. Wachse oder Polymere weisen hingegen eine freie Oberflächenenergie von weniger als  $72,75 \cdot 10^{-3} \frac{N}{m}$  auf und wirken hydrophob (Zisman, 1964). Demnach ist die Oberflächenspannung die entscheidende Größe, die die Interaktion zwischen Wasser und Bodenoberfläche beeinflusst.

Zwei unterschiedliche Prozesse können die Oberflächenenergie des Bodens reduzieren und damit zu wasserabweisenden Eigenschaften führen. Hydrophobe Partikel können in den Porenraum gelangen und die Resistenz des Bodens gegenüber Wasser erhöhen. Es reichen schon kleine Mengen aus, um die Benetzung des Bodens herabzusetzen (McGhie & Posner, 1981). Dieser Prozess kann nur zu moderaten hydrophoben Eigenschaften des Bodens, aber nicht zu extremen führen (Bisdorn *et al.*, 1993). Auf die verschiedenen Stufen der Hydrophobie wird ausführlich in Kapitel 3.1.7 eingegangen.

Durch die Beschichtung der Oberfläche von Bodenpartikeln wird ebenfalls die Oberflächenenergie reduziert, was hydrophobe Bodeneigenschaften zur Folge hat. Eine dünne monomolekulare Schicht von hydrophoben Molekülen auf der Oberfläche der Minerale reicht theoretisch aus, um ein hydrophobes Verhalten eines Bodens hervorzurufen (Zisman, 1964). Der Grad der Beschichtung schwankt zwischen den verschiedenen Untersuchungen und reicht von einer nicht nachweisbaren Beschichtung (Jungerius & de Jong, 1989) über die Beschichtung einzelner Partikel (Doerr, 1997), bis hin zu einer kompletten Beschichtung (Franco *et al.*, 1995), wobei sowohl hydrophobe als auch hydrophile Partikel beschichtet sein können (Jex *et al.*, 1985). Der Nachweis der Beschichtung ist schwierig und bei der Interpretation der Ergebnisse ist nicht immer klar, ob die ungleichmäßige Beschichtung auf die Einmischung nicht hydrophob wirkender Substanzen zurückzuführen ist oder die vollständige Beschichtung mit den verwendeten Messmethoden (Elektronenmikroskop) nicht nachweisbar ist (Doerr *et al.*, 2000).

### 3.1.3 Hydrophobie induzierende Stoffe und Bodeneigenschaften

#### Herkunft hydrophob wirkender Substanzen

Die hydrophob wirkenden Substanzen müssen aus den organischen Bestandteilen des Bodens stammen, da die mineralischen Bestandteile des Bodens hydrophil wirken (Tschapek, 1984). Bei der Herkunft dieser Stoffe geht man von Vegetation, Bodenpilzen, Mikroorganismen, organischer Substanz und Humus aus (Doerr *et al.*, 2000). Bisher sind Polymethylenketten (Ma'shum & Farmer, 1985), mikrobielle Ausscheidungen (Hallet & Young, 1999), Pilzhyphen (Jex *et al.*, 1985), Huminsäuren, Wachse (Franco *et al.*, 2000) und ligninartige Polymere der Kohle (Sharma *et al.*, 1993) als hydrophob wirkende Substanzen charakterisiert worden. Dabei wird zwischen aliphatischen Kohlenwasserstoffen und amphilen Molekülen, die ein polares und ein unpolares Ende aufweisen

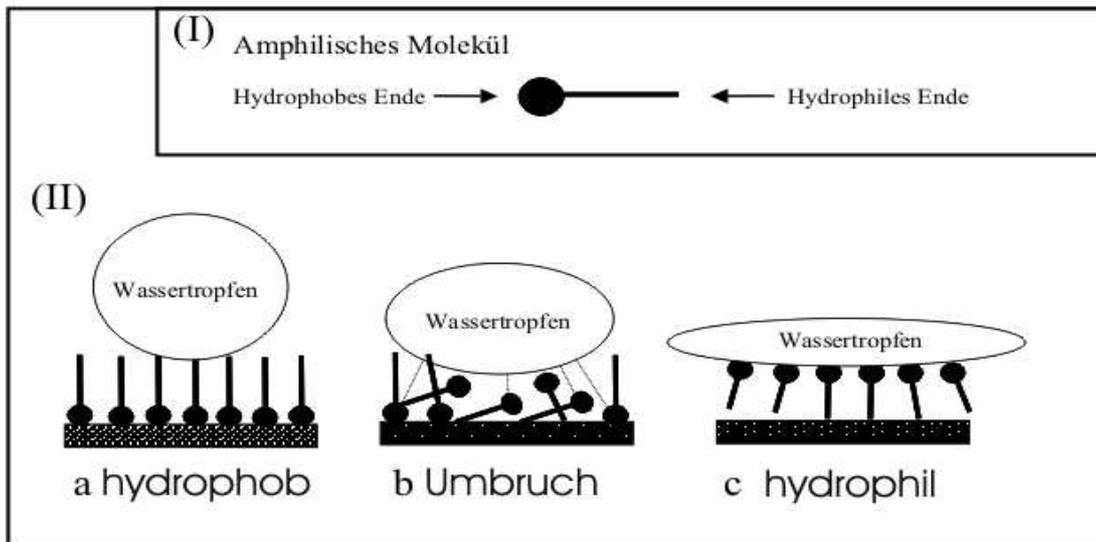


Abb. 3.1: Graphische Darstellung eines amphiphilen Moleküls (I) und verschiedene Stadien der Hydrophobie (II; Quelle: Doerr *et al.* (2000)).

(Abbildung 3.1 (I)), unterschieden (Doerr *et al.*, 2000). Beide Gruppen induzieren gleichermaßen Hydrophobie (McIntosh & Horner, 1994).

Untersuchungen von Dekker and Ritsema (1994) an Dünenande ergaben, dass bei zunehmender Tiefe sowohl die Intensität der potenziellen wasserabweisenden Bodeneigenschaften als auch der Gehalt an organischem Material abnahmen. Demgegenüber steht, dass in der gleichen Untersuchung kein signifikanter Zusammenhang zwischen dem Gehalt an organischem Material und der Persistenz des Wassers gegenüber dem Boden festgestellt werden konnte. Dieser Widerspruch ist auch in weiteren Untersuchungen zu dem Zusammenhang von organischer Substanz und hydrophoben Bodeneigenschaften zu finden. Während Berglund und Persson (1996), Moral Garcia *et al.* (2005) und Harper *et al.* (2000) positive Korrelationen fanden, wurden in anderen Untersuchungen negative (Teramura, 1980) oder keine (de Jonge *et al.*, 1999) Korrelationen gefunden. Da schon geringste Mengen organischen Materials ausreichen, um hydrophobe Eigenschaften im Boden zu bewirken, ist der Effekt unabhängig von der Menge (Doerr *et al.*, 2000).

### **Einfluss der Temperatur auf die Hydrophobie**

In der Literatur wird zwischen extrem hohen Temperaturen von mehr als 175°C, die vor allem bei Bränden erreicht werden, und Temperaturen unter 100°C unterschieden. Viele Untersuchungen an hydrophoben Böden finden auf verbrannten Böden statt, da die Hydrophobie auf diesen Böden in Verbindung mit fehlender Vegetation zu hohen Abflüssen und starker Erosion führt (DeBano, 1981). Die hydrophoben Bodeneigenschaften von Brandböden sind ein temporärer Effekt und gehen einher mit der Zerstörung der Aggregatstabilität, fehlender Vegetation, fehlender Streuschicht und

einem hohen Anteil an organischem Material (Doerr *et al.*, 2000). Diese Veränderungen beeinflussen den Oberflächenabfluss und die Erosion und sind schwer getrennt von einander zu betrachten (Doerr *et al.*, 2000). In dieser Arbeit wird auf Brandböden nicht näher eingegangen. Als Referenzen zu dieser Thematik wird hier auf die Veröffentlichungen von Doerr (2000) und DeBano (2000) verwiesen.

Laborversuche ergaben, dass Böden bei Temperaturen von 43 °C (Crockford *et al.*, 1991), 60 °C (Moral Garcia *et al.*, 2005) oder 70 °C (Dekker *et al.*, 1998) hydrophobes Verhalten entwickeln können. Dieser Effekt wird in Laboruntersuchungen genutzt, um bei Böden oder Substrat hydrophobe Eigenschaften zu induzieren.

#### **Einfluss der Textur auf die Hydrophobie**

Hydrophob reagierende Böden weisen oft eine grobkörnige, sandige Textur (Doerr *et al.*, 2000; DeBano, 1991) und einen Tonanteil von unter zehn Prozent (DeBano, 1991) auf. Dies ist in der geringeren Gesamtoberfläche der gröberen Textur im Vergleich zu der feinkörnigen Textur begründet. Bei einer geringeren Gesamtoberfläche reichen bereits geringere Mengen an hydrophob wirkendem Material aus, um wasserabweisende Eigenschaften zu bewirken. Dies konnte Harper *et al.* (2000) mit einer multivariate Analyse von Böden, die einen inversen Zusammenhang zwischen Tonanteil und Hydrophobie aufzeigt, bestätigen. Demgegenüber stehen Untersuchungen von Crockford *et al.* (1991) sowie Dekker und Ritsema (1996a), die auch bei Böden mit Tonanteilen von 25 % bis zu mehr als 40 % hydrophobe Bodeneigenschaften festgestellt haben. Es wird angenommen, dass durch Aggregatbildung die Partikeloberfläche verringert wird und so der gleiche Effekt wie bei grobkörnigen Böden auftritt (Bisdorf *et al.*, 1993). Doerr (1996) hat wiederum eine stärkere Hydrophobie bei den kleinen Kornfraktionen festgestellt. Die Gründe hierfür sind unklar. Eine Ursache hierfür könnte sein, dass sich in der feinkörnigen Fraktion hydrophob wirkende organische Partikel angesammelt haben, was zu einer stärkeren Hydrophobie geführt hat (de Jong *et al.*, 1999). Ein anderer Grund könnte ein sehr großes Angebot an hydrophob wirkenden Substanzen sein, dass auch die feinkörnigen Partikel beschichten sind. Bei einer Beschichtung aller Partikel könnten die feinkörnigeren in einem stärkeren Maße wasserabweisende Eigenschaften aufweisen (Doerr *et al.*, 2000).

#### **3.1.4 Dynamik der Hydrophobie im Boden**

##### **Einfluss des Bodenwassergehaltes auf die Hydrophobie**

Der Bodenwassergehalt wird in vielen Untersuchungen als wichtigste Steuergröße der Hydrophobie hervorgehoben. Die meisten dieser Untersuchungen zeigen eine inverse Korrelation zwischen Hydrophobie und Bodenwassergehalt (Doerr *et al.*, 2000; Crockford *et al.*, 1991; Witter *et al.*, 1991;

Dekker & Ritsema, 1994; Ferreira *et al.*, 2000). Dabei ist noch nicht eindeutig geklärt, auf welche Art und Weise der Bodenwassergehalt die Hydrophobie beeinflusst (Doerr *et al.*, 2000). Hydrophob wirkende Substanzen sind amphiphile Moleküle, die ein hydrophobes und ein hydrophiles Ende aufweisen (Abbildung 3.1 I). Theoretisch binden die amphiphilen Moleküle bei einem Boden mit hydrophoben Eigenschaften mit den hydrophilen Enden an die Bodenpartikel und die hydrophoben Enden weisen nach außen (Abbildung 3.1 II a). Diese dünne Schicht reduziert die Oberflächenenergie des Partikels so stark, dass diese nicht ausreicht, um die Oberflächenspannung des Wassers aufzubrechen. Wenn im Boden viele Wassermoleküle zur Verfügung stehen (bei hohem Bodenwassergehalt), lösen sich die hydrophilen Enden der amphiphilen Moleküle (Abbildung 3.1 II b) und binden an die Wassermoleküle (Abbildung 3.1 II c). Durch die Umlagerung der Moleküle sind die Bodenpartikel nicht mehr beschichtet und der Boden wirkt nicht mehr wasserabweisend (Tschapek, 1984; Ma'shum & Farmer, 1985). Demnach steuert der Bodenwassergehalt die Hydrophobie im Boden. Dieser Zusammenhang konnte in verschiedenen Untersuchungen bestätigt werden (Crockford *et al.*, 1991; Ritsema & Dekker, 1994b; Imeson *et al.*, 1992).

Welche Mengen Wasser bzw. welcher Bodenwassergehalt für diesen Umlagerungsprozess nötig ist, konnte bisher in kaum einem Projekt herausgefunden werden. Dekker und Ritsema (1994) gehen von einem kritischen Bodenwassergehalt aus, der den Grenzwert für hydrophobes und hydrophiles Verhalten des Bodens darstellt. Für ihre Untersuchungen an Dünenansanden geben sie einen Grenzwert von 4,75 Vol. % für eine Tiefe von 5-10 cm und 1,75 Vol. % für eine Tiefe von 45-50 cm für den Bodenwassergehalt im Feld an. Werden diese kritischen Bodenwassergehalte unterschritten, bilden sich hydrophobe Bodeneigenschaften aus, während der Boden ansonsten hydrophil wirkt.

Entgegen den allgemeinen Beobachtungen wird auch eine direkte Korrelation zwischen Hydrophobie und Bodenwassergehalt festgestellt (Jex *et al.*, 1985). Diese wird mit einer zunehmenden Aktivität der Mikroorganismen bei höheren Wassergehalten begründet, was zur Produktion von mehr hydrophob wirkender Substanz führen kann (Jex *et al.*, 1985).

Der Bodenwassergehalt kann den Grad der Hydrophobie nur beeinflussen, wenn Wasser von dem hydrophoben Boden aufgenommen wird. In verschiedenen Untersuchungen konnten in Böden mit hydrophoben Eigenschaften hohe Bodenwassergehalte von 22 Gew. % in einem sandigem Lehm (Doerr & Thomas, 2000) und 38 Vol. % in einem tonigem Torf (Dekker & Ritsema, 1996b) nachgewiesen werden. Andere Böden, wie zum Beispiel Dünenansand in der Untersuchung von Dekker und Ritsema (1994), erreichten dagegen maximal einen Bodenwassergehalt von zwei Volumenprozent. Bisher wurden zwei unterschiedliche Prozesse, die zu einer Erhöhung des Bodenwassergehaltes in einem hydrophoben Boden führen können, nachgewiesen. Zum einen können hydrophile Partikel in der Bodenmatrix Wasser aufnehmen und dadurch zu einer Erhöhung des Bodenwassergehaltes führen (Imeson *et al.*, 1992). Zum anderen kann Wasser, das sich als Wasserdampf im Porenraum

bewegt, kondensieren (Doerr *et al.*, 2000). Dieser Prozess konnte von Osmet (1963) in hydrophoben Böden nachgewiesen werden.

In einigen Untersuchungen wird nicht der Bodenwassergehalt bestimmt, sondern werden andere Kriterien zur Kategorisierung trockener und feuchter Bedingungen des Bodens herangezogen (Witter *et al.*, 1991; Crockford *et al.*, 1991; Doerr *et al.*, 2003), anhand derer zwischen hydrophoben oder hydrophilen Bodeneigenschaften unterschieden wird. Witter *et al.* (1991) geht bei einer wöchentlichen Niederschlagssumme von zwei Millimetern von feuchten Ausgangsbedingungen aus (vergleiche Abschnitt 5.1), während Doerr *et al.* (2003) neben wöchentlichen auch tägliche Zeiträume berücksichtigen. Doerr *et al.* (2003) unterscheiden zwischen den drei Kategorien trockene, feuchte und sehr feuchte Ausgangsbedingungen.

Bei einer Niederschlagsmenge von weniger als 50mm innerhalb von zwei Wochen werden trockene Bedingungen angenommen, während bei den feuchten Bedingungen noch zwischen feucht (<25 mm Niederschlag innerhalb der letzten zwei Tage) und sehr feucht (>25 mm Niederschlag innerhalb der letzten zwei Tage) unterschieden wird. Ausgehend von diesen Kategorien, wurden die Bodeneigenschaften hydrophob (trockene Bedingungen), hydrophil (feuchte Bedingungen) und gesättigt (sehr feuchte Bedingungen) angenommen. Diese Einteilung basiert auf Beobachtungen im Feld und kann als Ausgangsbedingung für die Abflussbildung verwendet werden.

Nicht nur die Erhöhung des Bodenwassergehaltes führt zu einem geringeren Grad der Hydrophobie. Wenn das oberflächlich anstehende Wasser oberflächenaktive Substanzen aufnimmt, kann es zu einer Herabsetzung der Oberflächenspannung kommen (Doerr *et al.*, 2000), wodurch es zur Infiltration des Wassers in den Boden kommt (Richardson & Hole, 1978; Barrett & Slaymaker, 1989). Bei den oberflächenaktiven Substanzen kann es sich um Huminsäuren handeln, die bei einem pH-Milieu von mindestens 6,5 wasserlöslich sind. Wesentlich häufiger sind es aber Fulvinsäuren, die sich auch bei niedrigeren pH-Werten im Wasser lösen. Auf diese Weise kann die Hydrophobie nicht vermieden, sondern nur der Grad der Hydrophobie vermindert werden (Tschapek & Wasowski, 1976).

#### **Saisonale Unterschiede der Hydrophobie**

Es konnten in vielen Untersuchungen saisonale Unterschiede im Grad der Hydrophobie festgestellt werden. Auf Kippenböden (Gerke *et al.*, 2001; Biemelt *et al.*, 2005), im Grasland (Burch *et al.*, 1989), in Dünen (Jungerius & van-der Meulen, 1988; Witter *et al.*, 1991; Jungerius & ten Harkel, 1994) und im Eukalyptuswald (Burch *et al.*, 1989; Ferreira *et al.*, 2000; Keizer *et al.*, 2002) wurden im Winter hydrophile und im Sommer hydrophobe Bodeneigenschaften nachgewiesen. Welche Parameter diesen saisonalen Wechsel steuern, konnte noch nicht eindeutig geklärt werden. Bisherige Untersuchungen gehen von der Steuerung über den Bodenwassergehalt (Burch *et al.*, 1989; Jun-

gerius & ten Harkel, 1994; Ferreira *et al.*, 2000) und über höhere Temperaturen (Jungerius & ten Harkel, 1994) aus.

Wegen der saisonalen Unterschiede ist es möglich, dieselbe Fläche unter hydrophoben und hydrophilen Bedingungen und deren Auswirkungen auf das hydrologische Verhalten zu untersuchen (Jungerius & ten Harkel, 1994).

#### **3.1.5 Räumliche Variabilität der Hydrophobie**

Untersuchungen an Böden in einem Eukalyptuswald ergaben eine homogene Verteilung der Hydrophobie, was auf eine gleichmäßige Verteilung von hydrophob wirkenden Substanzen im Zusammenhang mit gleichbleibender Vegetation und Streuschicht zurückzuführen ist (Doerr, 1998; Doerr *et al.*, 2000). Die meisten Untersuchungen ergaben jedoch, dass die hydrophoben Bodeneigenschaften, wegen der räumlichen Unterschiede von hydrophob wirkenden Substanzen oder physikalischer Eigenschaften, ungleichmäßig verteilt sind (Jungerius & van-der Meulen, 1988; Jungerius & de Jong, 1989; Ritsema & Dekker, 1994a; Dekker & Ritsema, 1997). Diese räumliche Variabilität ist vor allem in der heterogenen Verteilung von Vegetation (Burch *et al.*, 1989; Dekker & Ritsema, 1997), im Gehalt an  $CaCO_3$  (Dekker & Ritsema, 1997), im Bodenwassergehalt (Abschnitt 3.1.4), in dem Gehalt an organischer Substanz (Jungerius & van-der Meulen, 1988) oder in unterschiedlichen geomorphologischen Einheiten (Biemelt *et al.*, 2005) begründet. Besonders für Infiltrations- und Abflussprozesse ist die heterogene Verteilung der hydrophoben Bodeneigenschaften von entscheidender Bedeutung.

Neben der horizontalen Heterogenität der hydrophoben Bodeneigenschaften treten auch vertikale Variabilitäten auf (Barrett & Slaymaker, 1989; Crockford *et al.*, 1991; Dekker & Ritsema, 1994; Doerr *et al.*, 1996). Dabei können sowohl die oberste Schicht als auch tiefere Schichten hydrophob wirken, falls es zur Verlagerung hydrophob wirkender Substanzen in die Tiefe kommt (Doerr *et al.*, 1996). An der Oberfläche konnten Crockford *et al.* (1991) nicht nur ein hydrophobes Verhalten des Bodens nachweisen, sondern fanden auch einen Zusammenhang zwischen der Mächtigkeit der Streuschicht und der Intensität der Hydrophobie.

#### **3.1.6 Auswirkungen der Hydrophobie auf Hydrologie und Erosion**

##### **Einfluss der Hydrophobie auf die hydrologischen Prozesse**

Die häufigsten Effekte, die im Zusammenhang mit hydrophoben Böden beobachtet werden können, sind verringerte Infiltrationskapazitäten (van Dam *et al.*, 1990; Imeson *et al.*, 1992; DeBano, 1971; Wallis *et al.*, 1990; Wallis *et al.*, 1991) und erhöhte Abflussraten (McGhie & Posner, 1980; Jungerius & de Jong, 1989; Crockford *et al.*, 1991; Witter *et al.*, 1991; Doerr *et al.*, 2000; Ferreira *et al.*, 2000).

Doerr *et al.* (2000) verweisen auf Untersuchungen, die eine 25 fach verringerte Infiltrationskapazität auf einem Brandboden (DeBano, 1971) und eine sechsfach niedrigere Infiltrationskapazität auf einem hydrophoben Sandboden (Wallis *et al.*, 1990) festgestellt haben. Eine weitere Untersuchung zeigte, dass die gemessene Infiltrationskapazität auf einem hydrophoben Boden in den ersten 5 min der Messung nur 1 % der Infiltrationskapazität im hydrophilen Zustand betrug (Wallis *et al.*, 1991). Dabei ist die Mächtigkeit der hydrophob wirkenden Bodenschicht unwichtig, da schon Mächtigkeiten von wenigen Zentimetern ausreichen, um die Infiltration zu verringern oder komplett zu verhindern (Crockford *et al.*, 1991).

Wegen der stark verringerten Infiltrationskapazität und der heterogenen Verteilung der Hydrophobie kommt präferenziellen Fließwegen auf hydrophoben Böden eine noch größere Bedeutung als auf hydrophilen Böden zu (Dekker & Ritsema, 1994). Die Bildung von präferenziellen Fließbahnen auf hydrophoben Böden wurde in verschiedenen Untersuchungen im Labor (Bauters *et al.*, 1998; Bauters *et al.*, 2000) und im Feld (DeBano, 1981; Ritsema *et al.*, 1993; Ritsema & Dekker, 1994a; Ritsema & Dekker, 1994b; Ritsema & Dekker, 1995) nachgewiesen. Diese beschleunigte Infiltration findet in Makroporen oder an Stellen, die den geringsten Grad an Hydrophobie aufweisen, statt (Ritsema & Dekker, 1994a). Auf Grund der ungleichförmigen Infiltration in den Boden weisen die präferenziellen Fließwege deutliche höhere Bodenwassergehalte auf als die relativ trockene Oberfläche (Burch *et al.*, 1989; Imeson *et al.*, 1992).

Die niedrigeren Infiltrationskapazitäten führen zu erhöhten Abflüssen. In einem Eukalyptuswald konnten Burch *et al.* (1989) einen 5-15 % höheren Abfluss beobachten als auf hydrophilen Böden. Witter *et al.* (1991) ermittelten für einen hydrophoben Boden die siebenfache Abflussmenge gegenüber einem hydrophilen Boden. Je nach Vorkommen und Größe der Makroporen kann auch auf extrem hydrophoben Böden eine Erhöhung der Abflussrate ausbleiben, obwohl eine schnellere Abflussbildung auf den untersuchten Flächen festgestellt wurde (Burch *et al.*, 1989; Doerr *et al.*, 2003). Mit zunehmender Gebietsgröße steigt die Wahrscheinlichkeit, dass Makroporen, nicht hydrophobe Bereiche und/oder Bereiche mit höherer hydraulischer Leitfähigkeit die Infiltration beeinflussen. Dies führt zu niedrigeren Abflussbeiwerten (ABW) auf größeren Skalen (Witter *et al.*, 1991; Doerr *et al.*, 2003). Witter *et al.* (1991) konnten keine Unterschiede für Flächen zwischen 0,5 und 10  $m^2$  bezüglich der Infiltrationseigenschaften feststellen (mittleren ABW = 0,24; n = 52). Untersuchungen auf einer Fläche von 73  $m^2$ , die von Rutin (1983) auf der selben Fläche durchgeführt wurden, ergaben allerdings nur noch Abflussbeiwerte von 0,03 und niedriger. Doerr *et al.* (2003) untersuchten die Abflussbeiwerte auf verschiedenen Skalen und beobachteten diesen Effekt ebenfalls. Während auf der Plotskala (16  $m^2$ ) erhöhte Abflussbeiwerte im Vergleich zu hydrophilen Bodeneigenschaften gemessen werden konnten, waren auf der Einzugsgebietsskala (0,33  $km^2$ ) keine Erhöhungen festzustellen.

Die niedrigeren ABW auf den größeren Skalen lassen sich mit Senken und Makroporen erklären, die auf der Plotskala unterrepräsentiert sind. Das Wasser, das vom wasserabweisenden Boden nicht aufgenommen wird, wird in Senken gespeichert und kann über präferenzielle Fließbahnen infiltrieren (Doerr *et al.*, 2003). Auch wenn keine erhöhten Abflussmengen festgestellt wurden, kam es im Einzugsgebiet bei hydrophoben Bedingungen zu einer schnelleren Abflussbildung. Dies ist in der schnelleren Abflussbildung durch die wasserabweisenden Bodeneigenschaften im Vergleich zu dem Horton'schen Abfluss begründet (Doerr *et al.*, 2003).

Wird die Infiltration auf einer hydrophob wirkenden Bodenoberfläche weder durch Makroporen noch durch weniger hydrophob wirkende Bereiche ermöglicht, bilden sich in Mulden Wasserlachen, bis diese gefüllt sind und Abflussbildung einsetzt. Ist nicht die oberste sondern eine tiefere Schicht hydrophob, wirkt diese Schicht als Stauschicht und das Wasser kann in der oberen hydrophilen Schicht gespeichert werden, bis sie gesättigt ist und es zum Sättigungsabfluss oder zum Zwischenabfluss kommt (Doerr *et al.*, 2000).

Reagiert die oberste Bodenschicht hydrophob, kann dies neben Abfluss und Infiltration auch die Evaporation beeinflussen. Imeson (1992) hat beobachtet, dass die Evaporation von der hydrophoben Schicht verhindert wurde.

#### **Einfluss der Hydrophobie auf die Bodenerosion**

Untersuchungen in Dünen (Jungerius & van-der Meulen, 1988; Jungerius & ten Harkel, 1994), auf Brandböden (Osborn *et al.*, 1964; Scott *et al.*, 1997; Shakesby *et al.*, 1993; Walsh *et al.*, 1994; Imeson *et al.*, 1992; Robichaud, 1996) und im Eukalyptuswald (Burch *et al.*, 1989) haben gezeigt, dass es auf hydrophoben Böden zu erhöhten Sedimentaustträgen kommt. Die genauen Zusammenhänge konnten bisher allerdings nicht geklärt werden, da einzelne Eigenschaften nicht isoliert untersucht werden konnten. Auf Brandböden werden erhöhte Abfluss- und Sedimentaustragsraten häufig mit einer erhöhten Hydrophobie erklärt und andere Veränderungen wie fehlende Streuschicht oder veränderte Bodenaggregate vernachlässigt (Doerr *et al.*, 2000). In vielen Untersuchungen wird versucht, über die Korrelation zwischen Niederschlag, Abfluss und Sedimentausttrag ein besseres Prozessverständnis zu bekommen (Witter *et al.*, 1991; Jungerius & ten Harkel, 1994).

Die beiden Untersuchungen von Jungerius und ten Harkel (1994) und Witter *et al.* (1991) wurden an der niederländischen Küste an Dünensanden durchgeführt und basieren auf Abflussmengen und Sedimentausttrag, die als wöchentliche Summen gemessen wurden. Die Niederschlagsmenge und -intensität wurden ereignisbezogen erfasst, aber für die Auswertung auf wöchentliche Werte aufsummiert bzw. das wöchentliche Maximum für ein dreißigminütiges Intervall bestimmt. Jungerius und ten Harkel (1994) konnten einen deutlichen Zusammenhang zwischen Niederschlagsintensität und Abflussmenge (Pearson Korrelation 0,77) und Niederschlagsintensität und Menge an ausgetra-

genem Sediment (Pearson Korrelation 0,64) ermitteln. Der Einfluss der Hydrophobie auf die Menge an ausgetragenem Sediment konnte allerdings nicht herausgearbeitet werden, da vergleichbare Niederschlagsintensitäten bei hydrophilen Bodeneigenschaften nicht beobachtet wurden.

Untersuchungen von Witter *et al.* (1991) auf zwei Plots (jeweils  $10m^2$ ) ergaben niedrigere Sedimentausträge auf dem hydrophoben Boden im Vergleich zu den hydrophilen. Moose, die zu den hydrophoben Eigenschaften des Bodens führen, stabilisieren diesen gegenüber dem Abtrag von Sediment. Die jeweilige Korrelation mit der Niederschlagsmenge und der Abflusssumme lagen für den hydrophoben Boden recht niedrig ( $r = 0,33$  und  $0,43$ ). Diese Korrelationen fielen auf dem hydrophilen Boden höher aus ( $r = 0,61$  und  $0,67$ ), während Abfluss und Niederschlag auf beiden Böden im hohen Maße korrelieren ( $0,83$  auf dem hydrophilen und  $0,76$  auf dem hydrophoben Boden). Die Ergebnisse wurden mit der linearen Regression der logarithmischen Werte der Prozesse ermittelt. Die Ergebnisse von Witter *et al.* (1991) und Jungerius und ten Harkel (1994) zeigen keine Zusammenhänge, welche die veränderten Sedimentausträge erklären können. Möglicherweise liegt die Ursache hierfür in der zu geringen zeitlichen Auflösung von einer Woche.

Terry und Shakesby (1993) untersuchten den Niederschlagsprozess und stellten eine veränderte Einwirkung des Regentropfeneinschlages auf einem hydrophob reagierenden Boden fest. Hydrophile Böden bilden an der Oberfläche eine durch die Energie des Regentropfens verdichtete kohesive Kruste, die die Bodenoberfläche stabilisiert. Auf hydrophoben Bodenoberflächen bildet sich ein Wasserfilm, während der Boden darunter noch trocken ist. Wird der Wasserfilm durch das Auftreffen eines großen Regentropfens aufgerissen, können nachfolgende Regentropfen beim Auftreffen an dieser Stelle größere Mengen trockener Bodenpartikel abtragen (Terry & Shakesby, 1993; Doerr *et al.*, 2000).

### 3.1.7 Nachweismethoden für hydrophobe Bodeneigenschaften

Es gibt verschiedenste Methoden, die Hydrophobie zu quantifizieren, aber hier werden nur die drei gebräuchlichsten vorgestellt. Dies sind der *Water Drop Penetration Time* (WDPT) Test, der *Molarity of an Ethanol Droplet* (MED) Test und die Bestimmung des Kontaktwinkels. Der Kontaktwinkel ist der Winkel zwischen der Tangente durch den Bodenberührungspunkt des Wassertropfens und der Bodenoberfläche (Abbildung 3.2). Je größer der Kontaktwinkel ist, um so stärker ist die Hydrophobie, mit einer Spannweite von  $0^\circ$  (sehr hydrophil) bis zu  $180^\circ$  (extrem hydrophob).

WDPT- und MED-Test sind indirekte Methoden, mit denen sich die Resistenz des Bodens gegenüber der Aufnahme von Wasser (WDPT) und die Oberflächenspannung des Bodens (MED) bestimmen lässt. Die Messung des Kontaktwinkels mit Hilfe der "sessile drop-Methode" oder der modifizierten "sessile drop-Methode" ist eine direkte Messmethode (Bachmann *et al.*, 2000b), da mit dieser die direkte Interaktion der beiden Phasen fest und flüssig bestimmt wird.

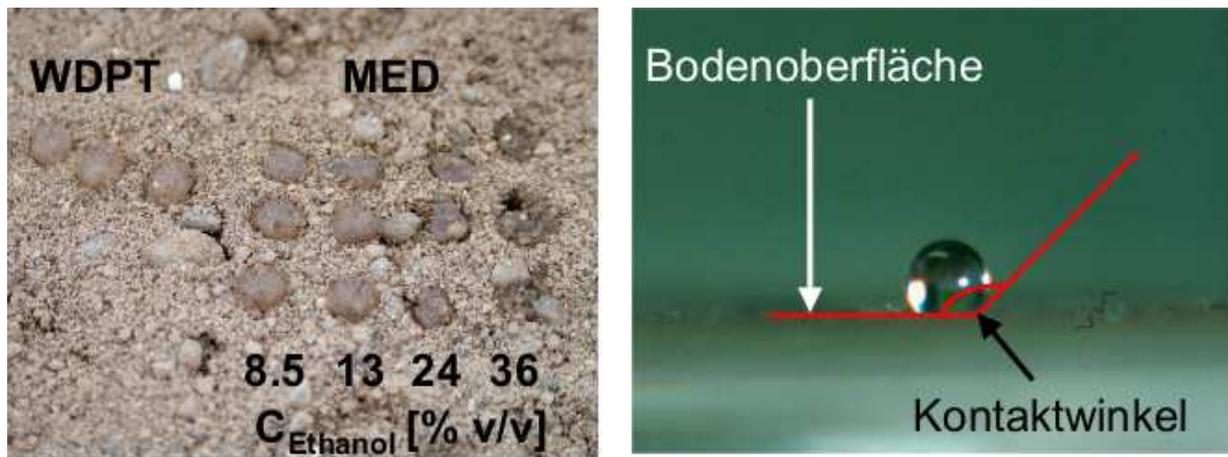


Abb. 3.2: Links ist die Durchführung vom MED- und WDPT-Test im Feld dargestellt und rechts beschreibt die rote Linie den Kontaktwinkel für einen Wassertropfen auf einem hydrophoben Untergrund.

Eine indirekte Methode zur Bestimmung des Kontaktwinkels ist die *Capillary-Rise Method* (CRM) für Kontaktwinkel  $< 90^\circ$  (Bachmann *et al.*, 2003; Lamparter *et al.*, 2006; Letey *et al.*, 2003) und die *Modified Capillary-Rise Method* (MCRM) für Winkel  $> 90^\circ$  (Letey *et al.*, 1962; Bachmann *et al.*, 2003; Emerson & Bond, 1963). Beide Methoden bestimmen den Kontaktwinkel über den kapillaren Aufstieg in einem Glasröhrchen, das mit 1-2 g des zu testenden Bodens gefüllt ist.

Infiltrationsversuche ermöglichen ebenfalls eine Bestimmung der Hydrophobie über die verringerte Infiltrationskapazität (Berglund & Persson, 1996; Bachmann *et al.*, 2000b; Letey *et al.*, 2003).

### Messung des Kontaktwinkels

In einigen Publikationen wird ein Kontaktwinkel von  $90^\circ$  als Grenzwert für die Hydrophobie angenommen. Kleinere Kontaktwinkel charakterisieren demnach einen hydrophilen Boden, während größere Kontaktwinkel nur bei hydrophoben Böden vorkommen (Letey *et al.*, 2003). Allerdings gibt es auch Böden, bei denen Kontaktwinkel größer  $90^\circ$  gemessen wurden, obwohl Wasser in den Boden eindringen kann (Marmur, 1988). Zu diesem Effekt kommt es, wenn der Radius des Wassertropfens kleiner ist als der Radius der Kapillaren. Ebenso wurden auf Böden Kontaktwinkel kleiner  $90^\circ$  gemessen, obwohl diese hydrophob reagierten (Bachmann *et al.*, 2000a).

Letey (2003) hält eine geometrische Messung des Kontaktwinkels für nicht möglich, da Böden keine ebene Oberfläche bilden. Um das Problem der unebenen Oberfläche zu lösen, wurden die *sessile drop-Methode* und die modifizierte *sessile drop-Methode* (Bachmann *et al.*, 2000a) entwickelt. Ein Wassertropfen wird auf die Bodenoberfläche (*sessile drop-Methode*) oder auf eine singuläre Schicht von Bodenpartikeln (modifizierte *sessile drop-Methode*), die auf einen Streifen

doppelseitiges Klebeband gestreut ist, aufgesetzt. Daraufhin kann mit Hilfe eines Goniometers, das mit einem Mikroskop gekoppelt ist, der Kontaktwinkel geometrisch, im kompletten Spektrum von 0-180°, bestimmt werden. Diese Methode ist auf Grund des technischen Aufbaus nur im Labor möglich und nicht im Feld anwendbar.

#### **Water Drop Penetration Time (WDPT) Test**

Die einfachste Quantifizierung der Hydrophobie erfolgt über die WDPT-Methode. Dabei wird ein Wassertropfen auf die Bodenoberfläche getropft und die Zeit gemessen, die der Tropfen zum Eindringen in den Boden benötigt (Abbildung 3.2). Über die Verweilzeit an der Bodenoberfläche wird der Grad der Hydrophobie abgeleitet. Wenn der Tropfen direkt von dem Boden aufgenommen wird, ist der Boden hydrophil, verweilt der Tropfen an der Bodenoberfläche, gilt der Boden als hydrophob. Dies ist eine indirekte Methode, da die Persistenz des Wassertropfens gegenüber der Aufnahme durch den Boden bestimmt wird. Da eine kontinuierliche Messung der Zeit nur schwer umzusetzen ist, besonders bei stark bis extrem hydrophoben Böden, werden die Verweilzeiten des Wassertropfens in Kategorien eingeteilt. Diese Kategorien stellen auch die Stufen dar, die eine Bewertung des Grades der Hydrophobie ermöglichen, und reichen von hydrophil bis extrem hydrophob (Tabellen 3.1 und 3.2). In der Literatur variieren die Einteilungen ebenso wie die Maximalwerte, da diese häufig an eine praktikable Messdauer angepasst werden (Doerr *et al.*, 2000).

Je nach Ziel der Untersuchungen reicht auch eine Unterscheidung zwischen hydrophilen und hydrophoben Bodeneigenschaften. Dekker und Ritsema (1994) differenzieren beim WDPT-Test nur zwischen Zeiten größer oder kleiner 5 s. Für Zeiten kleiner 5 s nehmen sie, wie auch für Kontaktwinkel kleiner 90°, hydrophile Eigenschaften an.

Da die gemessene Eindringzeit für einen Wassertropfen nicht nur von dem hydrophoben Verhalten, sondern auch von der Porengröße bestimmt wird (Letey, 1969), ist eine eindeutige Korrelation zwischen Messzeit und Grad der Hydrophobie nicht möglich. Bei Feldmessung stellen zusätzlich die langen Messzeiten ein Problem dar, weil das Ergebnis von Wind und Sonneneinstrahlung beeinflusst werden kann. Dieses Problem kann für Feldmessungen durch die Anwendung des MED-Tests gelöst werden.

#### **Molarity of an Ethanol Droplet (MED) Test**

Der MED-Test ist ebenfalls eine indirekte Methode, die die Oberflächenspannung eines Bodens bestimmt. Ausgehend von reinem Wasser werden Tropfen einer Ethanol-Wasser-Lösung steigender Ethanolkonzentrationen auf den Boden getropft. Mit zunehmender Ethanolkonzentration verringert sich die Oberflächenspannung der Flüssigkeit, so dass über die Konzentration des Tropfens mit der geringsten Ethanolkonzentration, der in den Boden eindringt, auf die Oberflächenspannung des

Tab. 3.1: Einteilung in Hydrophobie-Kategorien beim WDPT-Test nach verschiedenen Publikationen (Werte in Sekunden).

Kategorien	(Adams <i>et al.</i> , 1969)	(Bisdorn <i>et al.</i> , 1993)	(Doerr <i>et al.</i> , 1996)	(Ma'shum & Farmer, 1985)	(McGhie & Posner, 1981)	(Roberts & Carbon, 1971)
extrem hydro- phob	-	> 3600	> 3600	-	-	-
sehr stark hydro- phob	> 60	600-3600	-	-	-	> 60
stark hydrophob	-	60-600	-	-	-	10-60
leicht hydrophob	10-60	5-60	-	-	-	1-10
hydrophil	< 10	< 5	< 60	< 1	< 60	< 1

Tab. 3.2: Die Kategorien der Hydrophobie mit den korrespondierenden Zeiten des WDPT- und MED-Tests nach Doerr *et al.* (2000).

Klasse	Grad der Hydrophobie	Ethanolkonzentration [%]	Eindringzeit des WDPT
7	extrem hydrophob	36	> 5h
6	sehr stark hydrophob	24	1-5h
5	stark hydrophob	13	600-3600s
4	moderat hydrophob	8.5	180-600s
3	leicht hydrophob	5	60-180s
2	hydrophil	3	5-60s
1	sehr hydrophil	0	< 5s

Bodens geschlossen werden kann (Abbildung 3.2). Tabelle 3.2 zeigt die Einteilung der Kategorien für verschiedene Ethanol-Konzentrationen und korrespondierenden WDPT-Zeiten nach Doerr *et al.* (1998). Auch beim MED-Test variieren die Werte für die Kategorisierung zwischen den verschiedenen Publikationen, wie eine Liste von 10 Publikationen mit unterschiedlichen Maximalwerten in Doerr (2000) zeigt. Die Spannbreite der Maximalwerte reicht von 4,3 % (Harper & Gilkes, 1994) bis zu 40 % (Crockford *et al.*, 1991), wobei recht häufig die Kategorisierung von King (1981) verwendet wird, der in Schritten von  $0,2 \frac{mol}{L}$  den Bereich von 0 bis  $5 \frac{mol}{L}$  untersuchte.

Neben den Ethanol-Konzentrationen variieren auch die Zeiten, die als Grenzwert für das Eindringen des Tropfens in den Boden verwendet werden. Die verwendeten Zeiten betragen 10 s (King, 1981), 5 s (Watson & Letey, 1970; Richardson, 1984; Dekker & Ritsema, 1994) und 3 s (Crockford *et al.*, 1991; Doerr, 1998).

### Vergleich und Auswahl der Methoden

King (1981) vergleicht WDPT, MED, Infiltrationsmessungen und die *Capillary-Rise Method* nach Emerson und Bond (1963) zur Bestimmung des Kontaktwinkels. Alle Methoden zeigten eine hohe Korrelation im Vergleich zueinander ( $r^2$  von 0,75 bis 0,92). Für Substrate, die einen Kontaktwinkel von größer als  $81^\circ$  aufweisen konnte King eine lineare Korrelation aufzeigen, während er für Substrate mit kleineren Kontaktwinkeln eine logarithmische Korrelation ermittelte.

Doerr (1998) konnte bei einem Vergleich von MED und WDPT eine relativ gute Übereinstimmung für Proben starker Hydrophobie, aber keine gute Korrelation für weniger hydrophobe Proben feststellen. Um die beiden Methoden vergleichen zu können, wurde eine gleiche Einteilung der Kategorien für die beiden Tests vorgenommen (Tabelle 3.2).

In den verschiedenen Untersuchungen wurden die Messungen sowohl im Feld als auch im Labor durchgeführt. Doerr (1998) konnte keine Unterschiede zwischen Labor- und Feldmessungen feststellen, während King (1981) eine vorsichtige Probenbehandlung empfiehlt, da es beim Sieben der

Probe im Labor zum Abrieb der hydrophoben Schicht kommen kann. Sowohl im Feld, wie auch im Labor sollte beachtet werden, dass die Oberflächenspannung temperaturabhängig ist und aus diesem Grund die Temperatur bei der Messung mit dem WDPT-Test immer zwischen 18 und 23°C liegen sollte (Richardson, 1984).

Der Einsatz der vorgestellten Messmethoden in Welzow Süd wurde nach dem zeitlichen Aufwand, der Fragestellung und den Bodenbedingungen gewählt. Die Bestimmung des Grades der Hydrophobie erfolgte sowohl im Labor als auch im Feld.

**Labormessungen** Für Laboruntersuchungen wurde die Bestimmung des Kontaktwinkels unter Verwendung der "sessile drop" Technik und des WDPT-Test verwendet. Mit diesen beiden Methoden lässt sich die Persistenz und stufenlos der Grad der Hydrophobie bestimmen. Die Kategorien und die korrespondierenden Messzeiten für den WDPT-Test orientieren sich an Bisdom *et al.* (1993) und sind in Tabelle 3.1 aufgeführt. Für beide Messungen wurden zehn Wiederholungen durchgeführt und die gemessenen Werte für jede Probe zu einem Mittelwert zusammengefasst.

Die Probennahme der Labormessungen erfolgte unregelmäßig in Abständen von zwei bis vier Wochen zwischen September 2003 bis Dezember 2005. Die Proben wurden im Feld auf vier verschiedenen, nicht abgegrenzten Versuchsplots (zwei im Bereich mit tertiärem Substrat, zwei im Bereich mit quartärem Substrat) entnommen. Darüber hinaus erfolgten von August 2005 bis Dezember 2005 Probenahmen an acht Stellen im kleinen Einzugsgebiet, indem zwei Transekte im rechten Winkel über eine Rille gelegt wurden (Abbildung 2.5 A und B). Im oberen Bereich des Einzugsgebietes wurde ein Transekt mit drei Entnahmestellen (einmal Rille, zweimal Zwischenrille; Abbildung 2.5 B) und im unteren Bereich mit fünf Entnahmestellen (einmal Rille, einmal Kuppe, dreimal Zwischenrille; Abbildung 2.5 A) beprobt. Die Entnahme erfolgte in einem fünf Zentimeter hohen Stechzylinder ( $250\text{cm}^3$ ) und jede entnommene Probe wurde jeweils in fünf ein Zentimeter mächtige Bodenschichten separiert. Für jede Schicht wurde der Kontaktwinkel und die Persistenz mittels WDPT-Test bestimmt. Die potenzielle Hydrophobie wurde an den getrockneten und gesiebten Proben ebenfalls bestimmt. Die Labormessungen wurden von der BTU Cottbus durchgeführt (Lemmnitz, in Bearbeitung).

**Feldmessungen** Wegen der besseren Handhabbarkeit auf Grund der kürzeren Eindringzeit wurde der Grad der Hydrophobie im Feld mit dem MED-Test gemessen. Die verwendeten Konzentrationen sind in Tabelle 3.2 aufgeführt und orientieren sich, wie auch die Versickerungsdauer von drei Sekunden, an der Publikation von Doerr (1998).

Die Feldmessungen wurden nicht an festen Plots, sondern differenziert nach geomorphologischen Einheiten durchgeführt. Dabei wurde bei den Messstellen zwischen Oberhang, Mittelhang und Un-

terhang sowie für jedes Hangsegment zusätzlich nach Rille, Zwischenrille und Kuppe unterschieden. Die Messungen wurden in unregelmäßigen Abständen von ein bis sechs Wochen zwischen August 2005 und August 2006 durchgeführt. An jedem Standort erfolgten zwei Messungen, die den Unterschied zwischen der Hydrophobie an der Oberfläche und in zwei bis vier Zentimeter Tiefe ermitteln sollten. Bei jeder Messung wurden drei bis zehn Tropfen aufgetragen, je nachdem ob nach drei Tropfen bereits ein einheitliches Ergebnis vorlag oder weitere Messungen nötig waren.

## 3.2 Ergebnisse und Diskussion

### 3.2.1 Vergleich der angewandten Methoden zur Bestimmung der Hydrophobie

Eine Überprüfung der Methoden erfolgte durch einen Vergleich der gemessenen Kontaktwinkel mit den Verweilzeiten der WDTP-Tests. Die Abbildung 3.3 zeigt die Mittelwerte von 29 Messungen, die innerhalb des Messzeitraums September 2003 bis Dezember 2005 an der Probenahmestelle T2 im tertiären Substrat entnommen wurden. Eine Signifikanzanalyse (Spearman's  $\rho = 0,882$  (bei Signifikanzniveau 0,01)) der 29 Werte ergab einen signifikanten Zusammenhang der beiden Messreihen. Allerdings liegen die Werte für die Kontaktwinkel bei allen Messungen unter  $90^\circ$ , obwohl der WDPT-Test eine hohe Persistenz des Wassers gegenüber dem Boden aufweist. Im Widerspruch zu den Veröffentlichungen von Dekker und Ritsema (1994) und Letey (2003) zeigt dies, dass für hydrophob wirkende Böden auch Kontaktwinkel kleiner  $90^\circ$  gemessen werden können. Ob die Korrelation der Daten linear ( $r^2 = 0,87$ ), polynomisch ( $r^2 = 0,90$ ) oder logarithmisch ( $r^2 = 0,74$ ) wie bei King (1981) ist, konnte auf Grund der Datenmenge nicht eindeutig geklärt werden.

Ein direkter Vergleich der Kontaktwinkelmessung und des WDPT-Tests mit dem MED-Tests war nicht möglich, da der MED-Test an separaten Proben und nur im Feld angewendet wurde.

### 3.2.2 Räumliche Variabilität der Hydrophobie

#### Hydrophobie auf unterschiedlichen Substraten

Je zwei Proben des tertiären und quartären Substrats (Abbildung 2.4), die an den jeweiligen Messstellen entnommen wurden, wurden von der BTU Cottbus hinsichtlich der hydrophoben Bodeneigenschaften analysiert. Der Vergleich der Kontaktwinkelmessungen zur Bestimmung der potenzielle Hydrophobie ergab keine Unterschiede, sondern einen Kontaktwinkel von  $0^\circ$  für beide Substrate. Die Messungen der aktuellen Hydrophobie fiel dagegen unterschiedlich aus. Die Kontaktwinkel auf dem quartären Substrat erreichten maximale Werte von  $20^\circ$  und die Versickerungszeit des WDPT-Tests lag nie über fünf Sekunden, so dass dieses Substrat über den gesamten Messzeitraum als hydrophil angesehen wurde.

Die Mittelwerte der gemessenen Kontaktwinkel für das tertiäre Substrat lagen mit bis zu  $60^\circ$  (Abbildung 3.3) niedriger als  $90^\circ$ , was in der Literatur zum Teil als Grenzwert für die Hydrophobie angesehen wird (Abschnitt 3.1.7). Im Gegensatz dazu weisen die Eindringzeiten des WDPT-Tests mit 1800 s und mehr auf sehr starke bis extrem hydrophobe Bodeneigenschaften hin. Da beide Methoden korrelieren (Abbildung 3.3) und auch über den MED-Test hydrophobe Bodeneigenschaften nachgewiesen werden konnten, wurden für das tertiäre Substrat im Sommerhalbjahr hydrophobe Bodeneigenschaften angenommen. Auf die jährlichen Dynamik der Hydrophobie wird in Abschnitt

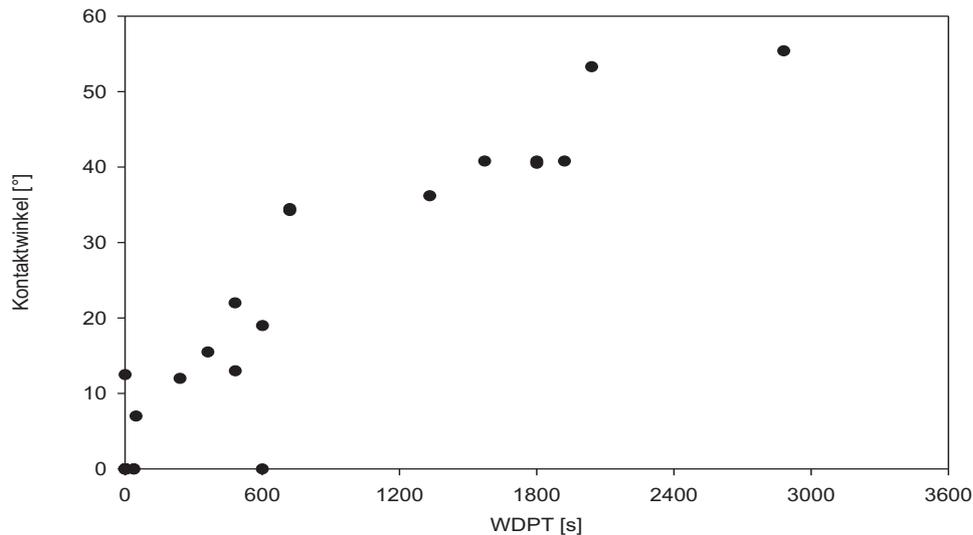


Abb. 3.3: Vergleich der Kontaktwinkelmessung mit der Persistenz bestimmt mit dem WDPT-Test für das tertiäre Substrat.

3.2.3 ausführlich eingegangen. Weshalb die Kontaktwinkel für das Einzugsgebiet trotz hydrophober Bedingungen so niedrig lagen, konnte in dieser Arbeit nicht geklärt werden.

### Tiefenverteilung der Hydrophobie

Mit allen Messungen des Kontaktwinkels, dem WDPT-Test und dem MED-Test konnte im tertiären Substrat ein hydrophiles Verhalten an der Bodenoberfläche nachgewiesen werden (die oberen ein bis fünf Millimeter). Erst unterhalb dieser Schicht konnten hydrophobe Bodeneigenschaften beobachtet werden. Die Messungen des Kontaktwinkels und der WDPT-Test wurden bis in eine Tiefe von fünf Zentimeter durchgeführt. Die Untersuchung der Hydrophobie in tieferen Bodenschichten erfolgte über Messungen mit dem MED-Test in Ein-Zentimeter-Schritten, bis eine hydrophile Schicht erreicht wurde.

Die hydrophobe Schicht schließt sich direkt an die wenige Millimeter mächtige hydrophile Schicht an der Oberfläche an und erstreckt sich in eine Tiefe von 7 - 26 cm. Während der vier Messtermine (zwischen 18. Oktober und 8. November 2005) war der Ablauf der Schichtung ähnlich, aber die Mächtigkeiten unterschiedlich. Diese Unterschiede konnten für einen Messtermin auch in Abhängigkeit von der Lage am Hang beobachtet werden. Die Mächtigkeiten reichten von fünf Zentimetern am Oberhang, fünf bis sieben Zentimetern am Mittelhang, elf Zentimetern am unteren Mittelhang bis zu 26 cm am Unterhang.

Es konnte kein Zusammenhang zwischen dem Umbruch des hydrophoben Bodenverhaltens und der Mächtigkeit der hydrophoben Schicht festgestellt werden, weshalb auf weitere Messungen in den tieferen Bereichen verzichtet wurde. Eine genau Kenntnis der Mächtigkeit ist für die Betrachtung

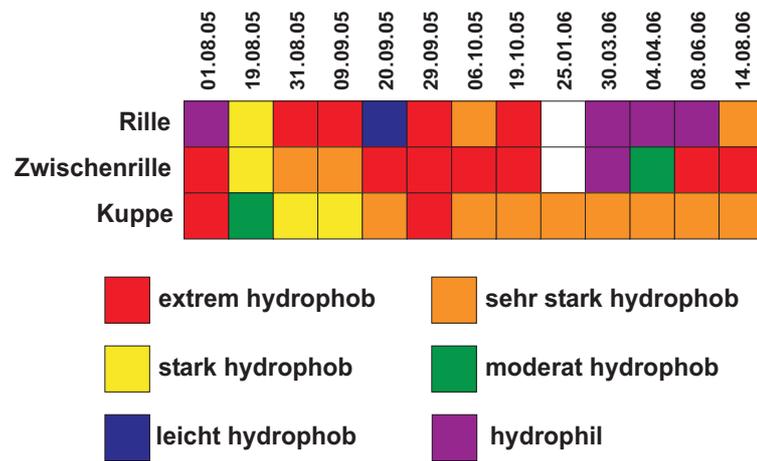


Abb. 3.4: Darstellung der Ergebnisse des MED-Tests für Kuppe, Zwischenrinne und Rinne im tertiären Substrat. Da der Boden im Zwischenrillen- und Rillennbereich am 25. Januar gefroren war, liegen für diesen Messtermin keine Daten vor.

des hydrologischen Verhaltens von untergeordneter Bedeutung, da bereits geringe Mächtigkeiten die gleichen Auswirkungen haben wie mächtigere Schichten (Crockford *et al.*, 1991).

Die hydrophobe Schicht im Untersuchungsgebiet ist mit minimal sieben Zentimeter zu mächtig um durch Erosion abgetragen zu werden. Hierfür müssten mehr als 100 t Sediment abgetragen werden.

### Hydrophobes Verhalten verschiedener geomorphologischer Einheiten

Eine heterogene Verteilung der Hydrophobie kann zu einer ungleichmäßigen Verteilung des Bodenwassergehalts führen (Ritsema & Dekker, 1994a). Aus diesem Grund wurden zusätzlich zu dem Bodenwassermonitoring die Bodenwassergehalte für die verschiedenen geomorphologischen Einheiten Rinne, Zwischenrinne und Kuppe mit dem Handmessgerät der Firma Delta-T gemessen. Die Messungen im Projektgebiet ergaben für die oberen zehn Zentimeter Bodenwassergehalte zwischen 0,5 und 10,4 Vol. % (Zeitraum Aug. 2005 - August 2006; Tabelle 3.3), wobei die Unterschiede direkt an der Oberfläche (null bis sechs Zentimeter) zwischen den geomorphologischen Einheiten größer waren als die Messungen in vier bis zehn Zentimeter Tiefe. An der Oberfläche lagen die Bodenwassergehalte für die Rinne höher als für die Zwischenrillennbereiche, die ihrerseits höher lagen als die der Kuppe. In vier bis zehn Zentimeter Tiefe waren die Bodenwassergehalte für Rinne und Zwischenrinne vergleichbar, während der Bodenwassergehalt auf den Kuppen weniger schwankte. Es lassen sich demnach unterschiedliche Bodenwassergehalte für die betrachteten geomorphologischen Einheiten nachweisen. Die Unterschiede sind allerdings deutlich kleiner als in anderen Untersuchungen, wie zum Beispiel bei Ritsema und Dekker (1994a), die schon zu einem Messtermin Schwankungen zwischen 1,9 Vol. % und 23,8 Vol. % im Oberboden von Dünenstränden feststellen konnten.

Tab. 3.3: Maximal- und Minimalwerte der Bodenwassergehalte gemessen mit einem FDR-Handmessgerät (über sechs Zentimeter gemittelt) zu den Zeitpunkten, die für die Messungen in Abbildung 3.4 angegeben sind.

Einheit	0-6 cm Tiefe [Vol. %]	4-10 cm Tiefe [Vol. %]
Kuppe	0,5-5,2	1,7-8,0
Rille	2,5-8,9	2,9-10,4
Zwischenrille	1,9-7,3	2,8-10,2

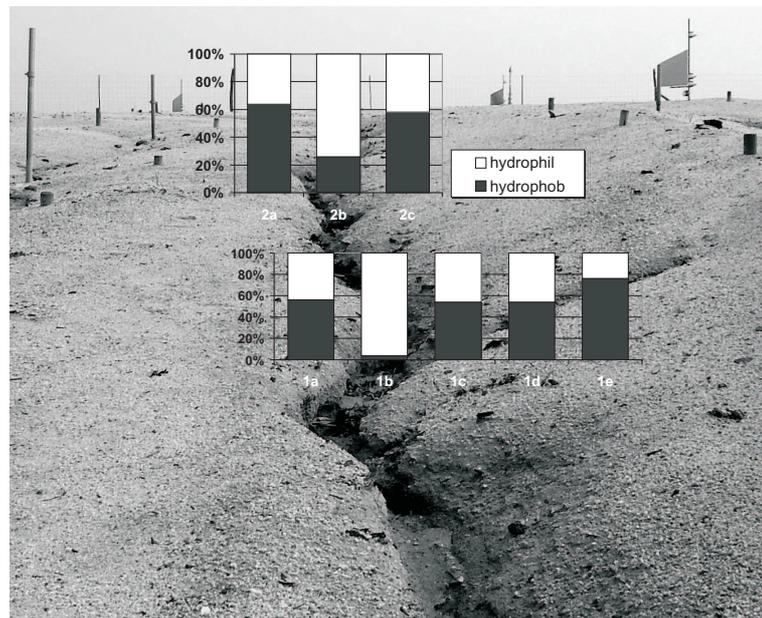


Abb. 3.5: Prozentualer Anteil der Messungen, die hydrophobe Bodeneigenschaften nachwiesen, im Vergleich zu der Gesamtprobenzahl ( $n = 34$ ), an Hand der Transekte im kleinen Einzugsgebiet (Abbildung 2.5 A und B) nach Lemnitz *et al.* (2007).

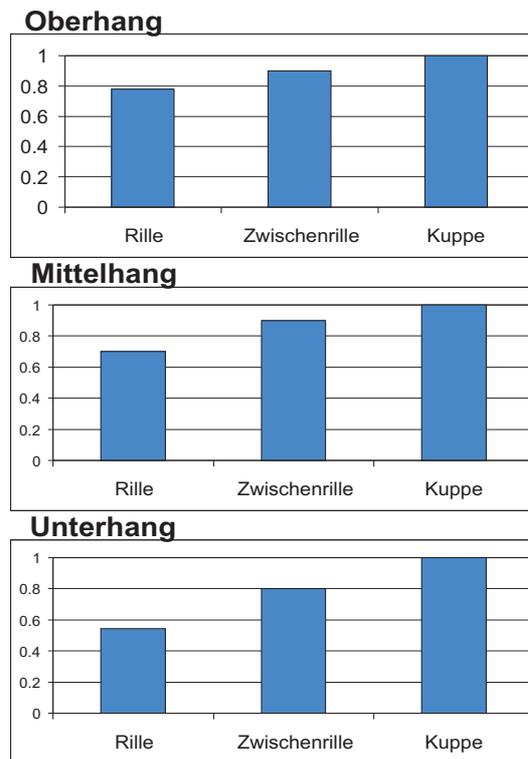


Abb. 3.6: Prozentualer Anteil der hydrophoben Proben am Oberhang, Mittelhang und Unterhang, bestimmt durch den MED-Test im Feld (die Probenanzahl variiert von 9-12).

Die Verteilung der hydrophoben Bodeneigenschaften im Zusammenhang mit den geomorphologischen Einheiten zeigen die Messungen mit dem WDPT-Test, deren Ergebnisse in Abbildung 3.5 dargestellt sind. Die Abbildung zeigt die Messergebnisse für die beiden Transekte eins und zwei auf der Hangskala (Abbildung 2.5 A und B) und stellt die Anzahl hydrophober Ergebnisse als prozentuale Anteile aller Proben dar. Im unteren Transekt war die Anzahl der hydrophoben Proben in der Rille (Abbildung 3.5 1 b) deutlich niedriger als im Zwischenrillenbereich (Abbildung 3.5 1 a, c und d) und im Bereich der Kuppe (Abbildung 3.5 1 e). Der Anteil der hydrophoben Proben für die Kuppe war ein wenig höher als für die Zwischenrillenbereiche. Im Transekt zwei lag die Anzahl der hydrophoben Proben in der Rille (Abbildung 3.5 2 b) ebenfalls unter denen der Zwischenrillenbereiche (Abbildung 3.5 2 a und c), allerdings sind die Unterschiede kleiner als im unteren Transekt. Die Ergebnisse des MED-Tests zeigen ebenfalls diese Unterschiede zwischen einer geringeren Anzahl an hydrophoben Proben für die Rille im Vergleich zu den Zwischenrillen und Kuppen auf. Zusätzlich liegt die Anzahl der hydrophoben Proben am Oberhang höher als am Unterhang (Abbildung 3.6).

Biemelt *et al.* (2005) erklärt die Unterschiede zwischen den geomorphologischen Einheiten mit der Umlagerung besonders der feinkörnigeren Partikel, die zu einem Abrieb der hydrophoben Moleküle von den Bodenpartikeln führt. Da die Bodenpartikel im unteren Hangbereich längere Transportstrecken zurückgelegt haben, ist die Wahrscheinlichkeit des Abriebes höher. Gleiches gilt für die

Kuppenbereiche, aus denen Bodenpartikel nur ausgetragen werden, und Rillenbereiche, in die die Bodenpartikel aus Kuppen und Zwischenrillenbereichen eingetragen werden. Die Messungen im Projekt, die diesen Gradient mit abnehmender Hydrophobie von der Kuppe zur Rille und vom Oberhang zum Unterhang zeigen (Abbildungen 3.5 und 3.6), bestätigen die Beobachtung und Erklärung der Untersuchungen von Biemelt *et al.* (2005).

Ein Vergleich der Spektren der Bodenwassergehalte mit der Häufigkeit von Proben mit hydrophoben Eigenschaften zeigt für die jeweiligen geomorphologischen Einheiten einen deutlichen Zusammenhang auf. Für die trockenen Kuppen lassen sich keine hydrophilen Bedingungen nachweisen, während die Rillen häufig hydrophil reagieren und auch die höchsten Bodenwassergehalte an der Oberfläche aufweisen. Auf diesen Zusammenhang wird im späteren Verlauf der Arbeit ausführlicher eingegangen (Abschnitte 3.2.3 und 3.3.1).

### **3.2.3 Die zeitliche Variabilität der Hydrophobie**

Im Jahresverlauf kam es zu Variationen des Grades der Hydrophobie, wie die Messungen des Kontaktwinkels und der WDPT-Test zeigen (Abbildung 3.7). Im Winter wiesen die Messungen hydrophile und im Sommer hydrophobe Bodeneigenschaften auf, was sich mit Beobachtungen in anderen Untersuchungen deckt (Witter *et al.*, 1991; Ferreira *et al.*, 2000; Crockford *et al.*, 1991; Doerr *et al.*, 2003). Die Übergangszeiten von hydrophil zu hydrophob ließen sich auf den Zeitraum von April bis Juni eingrenzen und der Übergang von hydrophob zu hydrophil erfolgte im Oktober (2003), Januar (2005) und Dezember (2005). Die Übergangszeiten wurden von dem WDPT-Test und der Bestimmung des Kontaktwinkels unterschiedlich erfasst, wobei nicht geklärt werden kann, ob die Unterschiede zwischen den Methoden (Bestimmung Persistenz versus Grad der Hydrophobie) oder andere Gründe zu den unterschiedlichen Ergebnissen führten. In dieser Arbeit werden die hydrophoben Bodeneigenschaften als hydrophob angenommen, sobald mit einer der Methoden hydrophobe Bedingungen nachgewiesen werden konnten.

Der Wechsel zwischen hydrophilen und hydrophoben Bodeneigenschaften wird in anderen Untersuchungen, die ebenfalls einen saisonalen Wechsel der Hydrophobie aufzeigen konnten, mit der Änderung des Bodenwassergehalts begründet (Witter *et al.*, 1991; Crockford *et al.*, 1991; Ferreira *et al.*, 2000; Doerr *et al.*, 2003). Allerdings ist in keiner der Projekte der Bodenwassergehalt im Feld gemessen worden. Statt dessen wurden Kriterien für feuchte und für trockene Bodenbedingungen aufgestellt. Die Kriterien, anhand derer auf hydrophile und hydrophobe Bodeneigenschaften geschlossen wurde, basieren auf Niederschlagsmengen in festgelegten Zeitintervallen. Witter *et al.* (1991) gingen bei einer wöchentlichen Niederschlagssumme von zwei Millimetern, Doerr *et al.* (2003) bei einer zweiwöchigen Niederschlagssumme von 50 mm von feuchten Bedingungen aus. Doerr *et al.* (2003) unterschieden die Perioden mit feuchten Bedingungen über eine zweitägige Niederschlags-

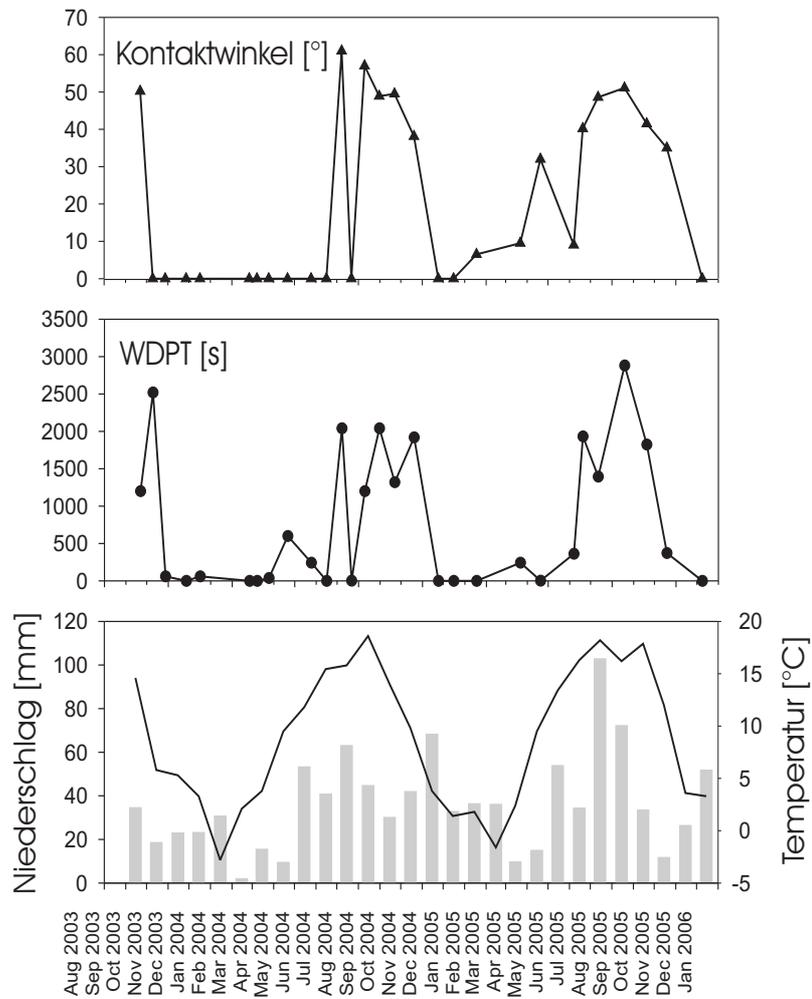


Abb. 3.7: Vergleich der Änderungen der hydrophoben Bodeneigenschaften (Bestimmung über WDPT-Test und Kontaktwinkelmessung im Labor) im tertiären Substrat (Messpunkte T1 und T2) mit der Lufttemperatur und der zweiwöchigen Niederschlagssumme (jeweils zwei Wochen vor dem Zeitpunkt der Probennahme).

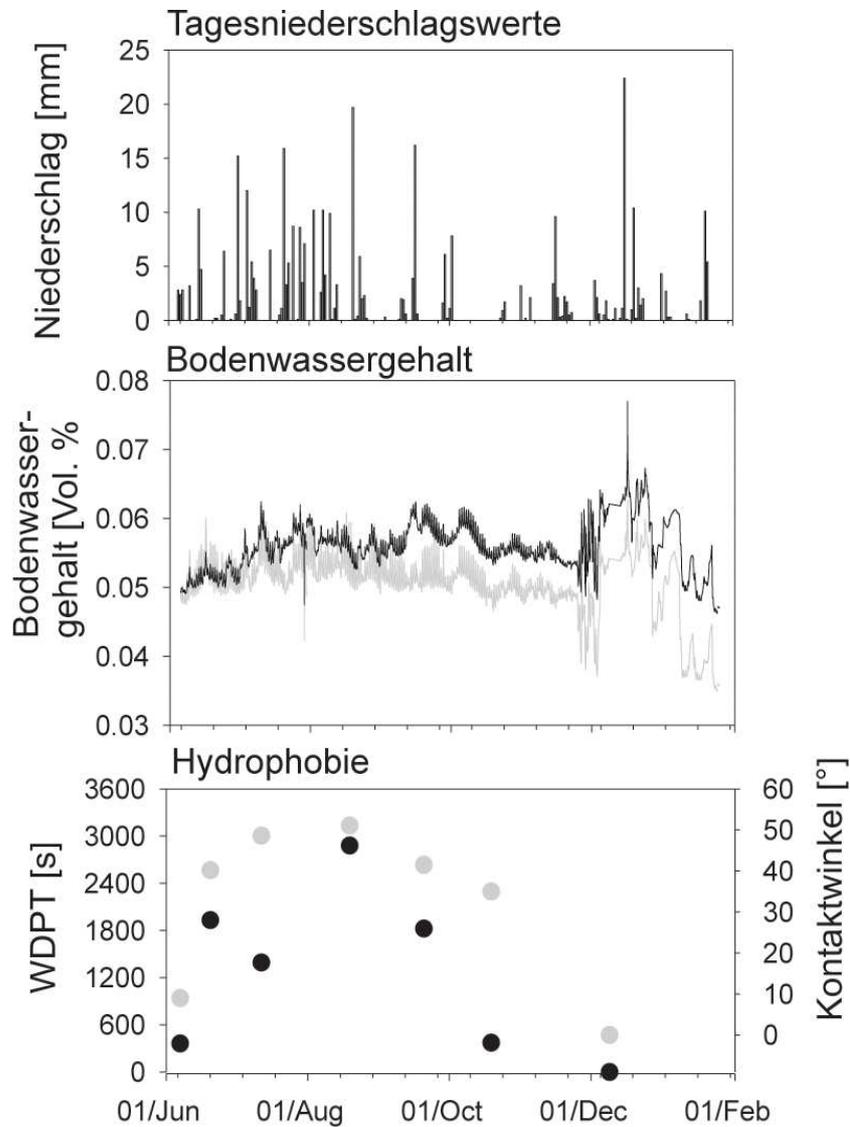


Abb. 3.8: Gegenüberstellung von Niederschlag, Bodenwassergehalt, WDPT- und Kontaktwinkel-messungen für Juni 2005 bis Januar 2006. Die Messungen des Bodenwassergehalts stammen von zwei  $ECH_2O$  – Sensoren, die in zehn Zentimeter Tiefe unter dem Messhang installiert waren.

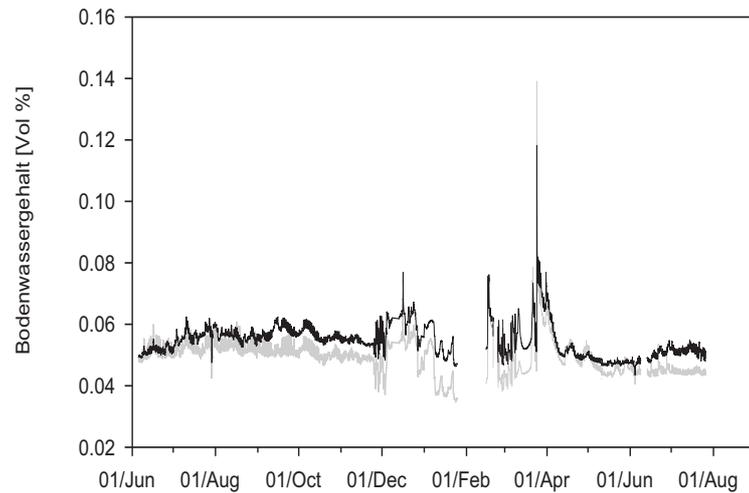


Abb. 3.9: Bodenwassergehalt in zehn Zentimeter Tiefe von Juni 2005 bis August 2006. Die Messungen stammen von zwei  $ECH_2O$  – Sensoren, die im kleinen Einzugsgebiet installiert sind.

summe in feuchte ( $< 25mm$ ) und sehr feuchte ( $> 25mm$ ) Bedingungen.

Im Gegensatz zu den bisherigen Untersuchungen konnte in dieser Arbeit nur bedingt ein Zusammenhang von Niederschlagsmengen und Änderungen der Bodeneigenschaften festgestellt werden. Für die beiden Proben vom 22.07.2004 und 07.06.2005, bei denen sehr geringe Kontaktwinkel festgestellt wurden, liegen die zweiwöchigen Niederschlagssummen weit auseinander (48 mm für den Zeitraum 08.07.-22.07.04 und 15,2 mm für den Zeitraum 23.05.-07.06.05). Bei der Bestimmung der WDPT wurden am 12. Juli 2004 niedrigere Eindringzeiten gemessen als für den davorliegenden und dem nachfolgenden Messtermin. Innerhalb der zwei Wochen vor der Probenahme wurde eine Niederschlagssumme von 42,9 mm gemessen. Demnach sind die Kriterien von Doerr *et al.* (2003) bei allen Messungen nicht erfüllt. Würde man von einem niedrigeren Grenzwert z.B. 40 mm ausgehen, würden sich die verringerten wasserabweisenden Bodeneigenschaften erklären lassen. Dem gegenüber steht wiederum eine vergleichbare, schnellere Eindringzeit für die Messung am 22. September 2004 bei einer zweiwöchigen Niederschlagssumme von 14,3 mm vor der Probenahme. Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass die Kriterien von Doerr *et al.* (2003) oder einem niedrigerem Grenzwert von 40 mm für das Projektgebiet keine hinreichenden Aussagen über die Bodeneigenschaften zulassen.

In Abbildung 3.8 ist die Änderung des Bodenwassergehalts den gemessenen Niederschlägen und den Ergebnissen der WDPT-Tests und der Kontaktwinkelmessungen gegenübergestellt. Die Bodenwassergehalte wurden im Jahr 2004 mit  $ECH_2O$  – Sensoren in einer Tiefe von zehn Zentimetern gemessen. Die Sensoren befanden sich im Seitenbereich des kleinen Einzugsgebietes auf der Hangskala. Die Werte der Bodenwassergehalte variierten im Zeitraum von Juni bis Dezember um

ein Volumenprozent. Auch bei starken Niederschlagsereignissen kam es in dieser Tiefe zu keinen stärkeren Veränderungen. Diese Beobachtungen widersprechen der Annahme, dass bei erhöhten Niederschlägen hydrophile Bodeneigenschaften induziert werden. Die Schwankungen nehmen allerdings im Winter (Dezember 2005 bis April 2006) deutlich zu (Abbildung 3.9). In diesem Zeitraum wurden für das tertiäre Substrat hydrophile Bodeneigenschaften nachgewiesen. Es scheint also ein Zusammenhang zwischen den Bodeneigenschaften und dem Bodenwassergehalt zu bestehen. Entgegen den Annahmen in der Literatur wird in dieser Arbeit basierend auf den Messergebnissen nicht von einer Steuerung der Bodeneigenschaften vom Bodenwassergehalt ausgegangen. Der Anstieg des Bodenwassergehalts im Winter wird vielmehr auf die hydrophilen Bodeneigenschaften zurückgeführt.

Eine weitere Größe, die die Bodeneigenschaften beeinflussen kann, ist die Temperatur. Während für die Proben aus den Wintern 2003-2005 mit dem WDPT-Test und der Bestimmung des Kontaktwinkels ausnahmslos hydrophile Bodeneigenschaften festgestellt wurden, konnten im milden Winter 2007 (22. Januar 2007) im Kuppenbereich mit dem MED-Test extrem hydrophobe Bodeneigenschaften nachgewiesen werden. Da sowohl Oberflächenenergie als auch die Oberflächenspannung temperaturabhängig sind, könnten die Temperaturänderungen diese Veränderungen hervorrufen. Die temperaturabhängige Veränderung der Oberflächeneigenschaften von Wasser und Bodenoberfläche reichen alleine allerdings nicht aus, um eine Benetzbarkeit des Bodens hervorzurufen (Gerthsen *et al.*, 1982). Extreme Bedingungen wie Frost könnten zu Veränderungen der Bodeneigenschaften führen, die sich auf die hydrophoben Bodeneigenschaften auswirken. Ma'shum und Farmer (1985) verwendeten die Methode des Gefriertrocknens, um hydrophile Bodeneigenschaften zu induzieren. Diese Art des Gefrierens entspricht allerdings nicht den natürlichen Bedingungen, die zu Bodenrost führen. Die Messungen in Welzow Süd lassen keine Aussage zu dem Einfluss von Temperatur oder Bodenrost auf die Hydrophobie zu. Allerdings widersprechen die Beobachtungen und Messungen auch nicht einem möglichen Zusammenhang.

#### **3.2.4 Hydrophob wirkende Substanzen auf der Fläche**

Auf der Fläche gab es kein bzw. nur geringe Mengen an rezenten organischen Material im tertiären Substrat, so dass als Quelle für die hydrophob wirkenden Moleküle nur die Braunkohlereste im Boden in Frage kommen. Wie in Abschnitt 3.1.2 dargestellt, können dabei hydrophobe Partikel im Porenraum oder eine dünne monomolekulare Schicht hydrophoben Materials an der Oberfläche der Bodenpartikel zu hydrophoben Bodeneigenschaften führen. Substanzen im Porenraum können allerdings keine extreme Hydrophobie hervorrufen, wie sie im Untersuchungsgebiet mit WDPT- und MED-Test nachgewiesen werden konnte. In Abschnitt 3.2.2 werden die hydrophilen Bodeneigenschaften der Rille mit dem Abrieb der Moleküle begründet, was nur bei einer Beschichtung

der Bodenpartikel möglich ist. Deshalb wird für die Untersuchungsfläche eine Beschichtung der Bodenpartikel durch hydrophobe Moleküle angenommen, wie sie in Abbildung 3.1 dargestellt ist.

### 3.3 Auswirkungen auf die Hydrologie

#### 3.3.1 Infiltration und Änderung des Bodenwassergehaltes

In Abschnitt 2.3.3 werden die Ergebnisse der Infiltrationsmessungen präsentiert, die auf einen Einfluss hydrophober Bodeneigenschaften hindeuten. In Tabelle 3.4 sind die Ergebnisse der Infiltrationsmessungen und die Bodeneigenschaften für die verschiedenen geomorphologischen Einheiten aufgeführt. Die Werte der gesättigten Leitfähigkeiten lagen bei hydrophilen Bedingungen mit einem Mittelwert von  $5,8 \cdot 10^{-3} \frac{cm}{s}$  ( $2,6 - 9,7 \cdot 10^{-3} \frac{cm}{s}$ ) deutlich über dem Mittelwert bei hydrophoben Bodeneigenschaften mit  $1,4 \cdot 10^{-3} \frac{cm}{s}$  ( $0 - 3,3 \cdot 10^{-3} \frac{cm}{s}$ ). Für Messtermine, bei denen keine Informationen über die Bodeneigenschaften vorlagen, wurden die Rillenbereiche als hydrophil (Tabelle 3.4 a) und die Zwischenrillenbereiche als hydrophob (Tabelle 3.4 b) angenommen.

Bei der Bildung der Mittelwerte wurde eine der Messungen am 14. August (in Tabelle 3.4 mit zwei Sternen gekennzeichnet) nicht berücksichtigt, da diese Messung nicht zu einem eindeutigen Wert geführt hat. Innerhalb der Versuchsdurchführung kam es nach einem Abfall der Infiltrationsrate zu einem deutlichen Anstieg der gemessenen Leitfähigkeit, bis die Versickerungsrate gegen Ende des Versuchs erneut abfiel. Teilt man diese Phasen auf, so lassen sich für diese Messung zwei gesättigte Leitfähigkeiten bestimmen ( $4,2 \cdot 10^{-3} \frac{cm}{s}$  zu Beginn und  $9,8 \cdot 10^{-3} \frac{cm}{s}$  gegen Ende des Versuches). Dieser Anstieg der Leitfähigkeit könnte mit der Abnahme der hydrophoben Bodeneigenschaften begründet werden (nach MED-Messungen sehr stark hydrophob zu Beginn des Versuches und hydrophil am Ende). Das Aufgraben der Messstelle zeigte am Ende des Versuches eine gute Durchfeuchtung des Bodens, der zu Beginn des Versuches extrem trocken war (3,3 Vol. %). Um diesen Effekt besser untersuchen zu können, wurde der Infiltrationsversuch mehrfach wiederholt, aber ohne den Effekt der unterschiedlichen Leitfähigkeiten innerhalb einer Messung nochmals beobachten zu können.

An zwei weiteren Terminen im August 2005 wurden ebenfalls Infiltrationsversuche mit dem Haubeninfiltrimeter bei hydrophoben Bodeneigenschaften durchgeführt. Bei drei von vier Versuchsdurchführungen ist es nicht zur Infiltration gekommen. Während zwei der drei Versuche abgebrochen wurden, konnte bei einem Versuch auch nach einer Stunde keine Infiltration gemessen werden. Diese Persistenz des Wassers gegenüber dem Boden konnte ebenfalls zu keinem anderen Messtermin wieder beobachtet werden.

Während in Abschnitt 3.2.3 davon ausgegangen wird, dass nicht der Bodenwassergehalt verantwortlich für einen Wechsel der Bodeneigenschaften von hydrophob zu hydrophil ist, schwanken die

Tab. 3.4:  $K_s$ -Werte ermittelt in Messungen mit dem Haubeninfiltrimeter (Anmerkung: Die Messungen der Hydrophobie wurden nicht direkt an der Stelle, sondern an entsprechenden geomorphologischen Einheiten und Hangsegmenten durchgeführt). Mit Stern gekennzeichnete Werte wurden nicht für eine Wasserspannung von 0, sondern für -0,1 cm bestimmt. Die mit zwei Sternen markierte Messung hat zu zwei  $K_s$ -Werten geführt und geht nicht in die Bildung des Mittelwertes ein. Für die Zeiträume, in denen keine Hydrophobie gemessen wurde, werden orientiert an Rillen- und Zwischenrillenbereich hydrophile (a) und hydrophobe (b) Bodeneigenschaften angenommen. Die Messungen am 14.08.06 wurden nicht an der Oberfläche, sondern direkt auf der hydrophoben Schicht durchgeführt.

Datum	$K_s[10^{-3} \frac{cm}{s}]$	Bereich	Hydrophobie nach MED-Test
01/08/2005	0	Zwischenrinne	extrem hydrophob
01/08/2005	3,7	Rille	hydrophil
05/08/2005	9,7	Rille	– <sup>a</sup>
05/08/2005	7,6	Rille	– <sup>a</sup>
05/08/2005	0	Zwischenrinne	– <sup>b</sup>
05/08/2005	2,7	Zwischenrinne	– <sup>b</sup>
05/08/2005	0	Zwischenrinne	– <sup>b</sup>
20/09/2005	2,6*	Rille	hydrophil
20/09/2005	3,9	Rille	hydrophil
19/10/2005	2,1	Rille	extrem hydrophob
19/10/2005	1,4	Rille	extrem hydrophob
30/03/2006	7,5	Zwischenrinne	hydrophil
14/08/2006	3,3	Zwischenrinne	sehr stark hydrophob
14/08/2006	4,2/9,8**	Zwischenrinne	sehr stark hydrophob

gemessenen Leitfähigkeiten auch bei gleichen Bodeneigenschaften deutlich. Bei dem oben angesprochenen Versuch, der nicht zu einem eindeutigen Ergebnis geführt hat, stieg die Infiltrationsrate sogar während des Versuches nochmal an, so dass zwei Werte für die gesättigte Leitfähigkeit berechnet werden konnten. Da der Bodenwassergehalt bei allen Messungen, bei denen es zu einer Infiltration gekommen war, am Ende des Versuchs im Boden deutlich erhöht war (über eine Tiefe von zehn Zentimetern), ist es trotz hydrophober Bedingungen zu einer Wasseraufnahme gekommen. Die Infiltrationsmessung erfolgte zwar unter neutralen Druckbedingungen bzw. bei Unterdruck, allerdings kam es bei der Versuchsvorbereitung zu einem kurzzeitigen Überstau, der erst im Laufe des Versuchs ausgeglichen wurde. Dieser Überstau entsprach einem hydraulischen Potenzial von 10-20 cm, woraufhin es trotz der hydrophoben Eigenschaften zu einer Wasseraufnahme des Bodens gekommen sein könnte. Die druckbedingte Wasseraufnahme hätte zu einem Wechsel der Bodeneigenschaften von hydrophob zu hydrophil führen können. Dies würde die Infiltration bei hydrophoben Bodenbedingungen erklären, während das Wasser in der Umgebung der Messstelle abperlt (Abbildung 2.8 in Abschnitt 2.3.3). Demzufolge repräsentieren die Ergebnisse der Infiltrationsmessung nicht die natürlichen Bedingungen, sondern ein Spektrum zwischen potentiellen Infiltrationsraten, die bei hydrophilen Bodeneigenschaften erreicht werden können, und den tatsächlichen Infiltrationsraten, die bei hydrophoben Bodeneigenschaften erreicht werden.

Zusammenfassend lassen die Ergebnisse zwei Schlüsse zu. Zum einen können hydrophobe Bodeneigenschaften zu einer Verringerung der Infiltrationsrate führen, was im Extremfall die Infiltration vollständig verhindern kann. Zum anderen müssen die Aussagen des vorigen Abschnitts bezüglich des Bodenwassergehalts korrigiert werden. Bei bestimmten Bedingungen, die in diesem Fall auf nicht natürliche Weise hervorgerufen wurden, beeinflussen veränderte Bodenwassergehalte den Grad der hydrophoben Bodeneigenschaften und können zu einer Wasseraufnahme des Bodens führen.

#### **3.3.2 Plotskala**

##### **Abfluss**

In Abschnitt 3.3.1 ist die Bestimmung der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit und die Annahme einer ausbleibenden Infiltration diskutiert worden, was folglich zu einem oberflächlichen Abfluss des gesamten Niederschlages führen würde. Um diese These zu überprüfen, wurden die Ergebnisse der Abflussbildung auf einem Plot mit hydrophoben Bodeneigenschaften (TH) mit den Ergebnissen eines Plots mit hydrophilen Bodeneigenschaften (QH) verglichen. In Abbildung 3.10 sind die Niederschlags-Abfluss-Verhältnisse für die beiden Plots dargestellt, die signifikant unterschiedlich sind (T-Test mit Signifikanz-Grenzen 0,01). Der Quotient aus Abflussmenge und Niederschlagsmenge wird als Abflussbeiwert (ABW) bezeichnet und dient der Quantifizierung des Anteils der

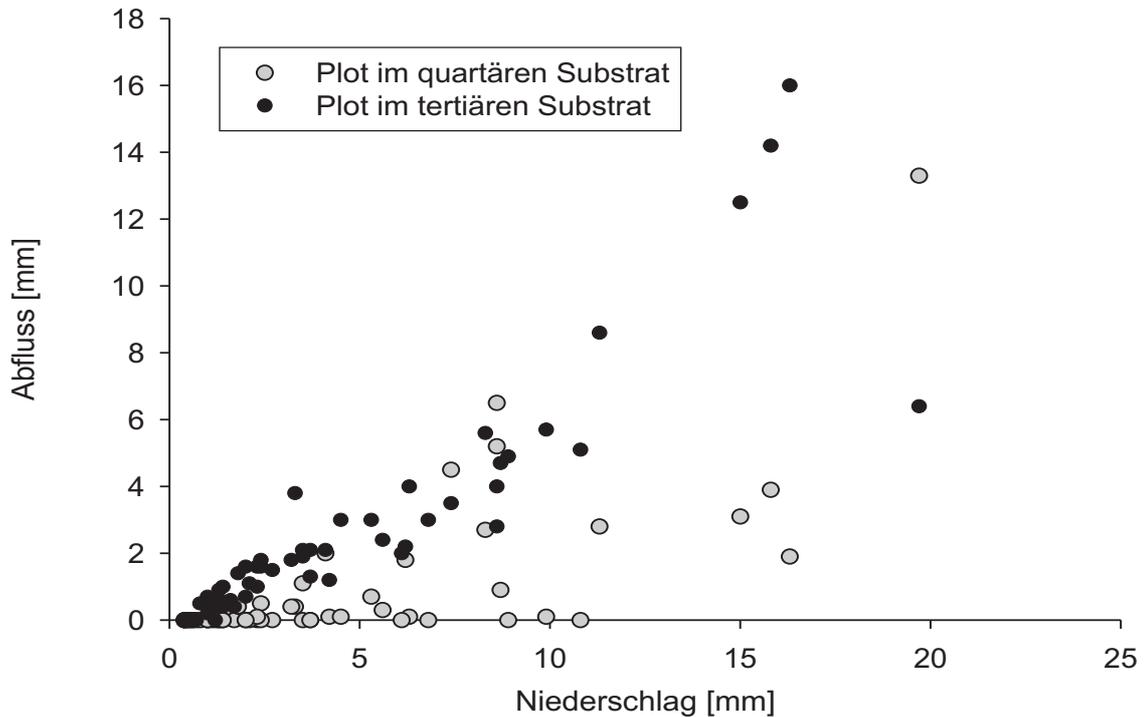


Abb. 3.10: Niederschlags-Abfluss-Verhältnis der Plots auf quartären (hydrophiles) und tertiären (hydrophobes) Substrat für 60 Niederschlagsereignisse.

Niederschlagsmenge, die als Oberflächenabfluss abfließt. Das Niederschlags-Abfluss-Verhalten des quartären Plots entspricht der Abflussbildung in einem semi-ariden Einzugsgebiet (Beven, 2002), in dem es typischerweise ab einem bestimmten Grenzwert der Niederschlagsmenge zur Abflussbildung kommt und die gemessenen Abflussbeiwerte ein breites Spektrum abdecken (Beven, 2002). Die Variation kommt wegen unterschiedlicher Niederschlagsintensitäten und initialer Bodenwassergehalte zustande.

Demgegenüber steht das Niederschlags-Abfluss-Verhalten auf dem tertiären Plot, das einen deutlich linearen Zusammenhang, unabhängig von den Anfangswassergehalten des Bodens, aufzeigt und mit der Gleichung

$$Q = 0,76 \cdot NS - 0,32 \quad (3.1)$$

$Q$  : Abfluss [mm]

$NS$  : Niederschlag [mm]

beschrieben wird. Die Gleichung wurde mittels linearer Regression aus 159 Niederschlag-Abfluss-Verhältnissen, die 2005 auf dem Plot TH gemessen wurden, abgeleitet ( $r^2 = 0,90$ ). Der Abfluss-

beiwert wird über die lineare Regression ermittelt, da bei der Mittelwertbildung die Niederschlagsereignisse mit geringer Gesamtmenge überrepräsentiert wären. Der Abflussbeiwert für das tertiäre Substrat ist mit der Steigung in der Formel 3.1 gegeben ( $ABW=0,76$ ). Es fließen demnach 76 % des Niederschlages oberflächlich ab, was der Ausgangsthese von 100 % widerspricht. Die Abweichung kann in einer fehlerhaften Messung, einer Speicherung in der hydrophilen Schicht an der Oberfläche oder der Infiltration über präferenzielle Fließwege begründet sein. Die möglichen Ursachen werden in den nächsten beiden Abschnitten ausführlicher erörtert.

#### **Unsicherheiten in der Abflussmessung**

Bei der Messung mit Kippwaagen, wie sie hier angewendet wurden, können verschiedene Ursachen zu Ungenauigkeiten bei der Erfassung des abfließenden Wassers führen. Sobald eine der beiden gleichgroßen Kammern der Kippwaage (Fassungsvermögen 0,1 L) gefüllt ist, wird der Kippimpuls ausgelöst. Bei einem nicht waagrechten Einbau oder einer Verschiebung während des Messzeitraums könnten die Mengen, die den Impuls auslösen, variieren. Bei einer Überprüfung der installierten Kippwaagen wurde ein maximaler Unterschied von 15 % festgestellt (alle Waagen wurden überprüft). Dieser Effekt wurde bei den weiteren Betrachtungen vernachlässigt.

Um das ausgetragene Sediment zu quantifizieren, wurden Gitternetze (Maschenweite 0,063 mm) in die Abflussrinnen eingebaut, die einen Abfluss zulassen, aber das mittransportierte Sediment ( $> 0,063$  mm) zurückhalten. Der Einbau der Gitternetze erfolgte im Frühjahr 2005 und hätte zu Verzögerungen und Verlusten des Abflusses führen können. Um dies zu überprüfen und eventuelle Einflüsse auf die quantitative Erfassung des Abflusses zu untersuchen, wurden die Messungen vor und nach dem Einbau an dem Messplot TH verglichen. Die Niederschlags-Abfluss-Verhältnisse für die Jahre 2004 ( $n = 63$ ) und 2005 ( $n = 90$ ) sind in der Abbildung 3.11 gegenüber gestellt. Die Verteilung der Niederschlags-Abfluss-Verhältnisse ist in beiden Jahren ähnlich. Wenn es zu Änderungen gekommen ist, wurden diese nur durch variierenden Niederschläge hervorgerufen. Demzufolge beeinflusste der Einbau des Gitternetzes die Gesamtmenge des gemessenen Abflusses für die beobachteten Niederschlagsmengen nicht.

Abbildung 3.12 zeigt die Niederschlags-Abfluss-Verhältnisse von Ereignissen mit einer Niederschlagsmenge von mehr als 3,5 mm am Plot TH. Es werden die aufsummierten Mengen für Niederschlag und Abfluss der ersten 2 mm des Niederschlags dargestellt. Ein Vergleich der Zusammenhänge von 2004 ( $n = 6$ ) und 2005 ( $n = 10$ ) zeigt im Jahr 2004 eine Abflussbildung bei einer geringeren Niederschlagssumme (geringste Werte liegen bei 0,3 mm Niederschlag) im Vergleich zum Jahr 2005, in dem es erst ab 0,6 mm bzw. 1,3 mm Niederschlag zur Abflussbildung kam. Dieser Effekt ist auf den Einbau des Gitternetzes zurückzuführen, der zu einer Verzögerung der Abflusses führt. Eine Auswertung mehrerer Ereignisse hat gezeigt, dass sich diese Verzögerung über einen

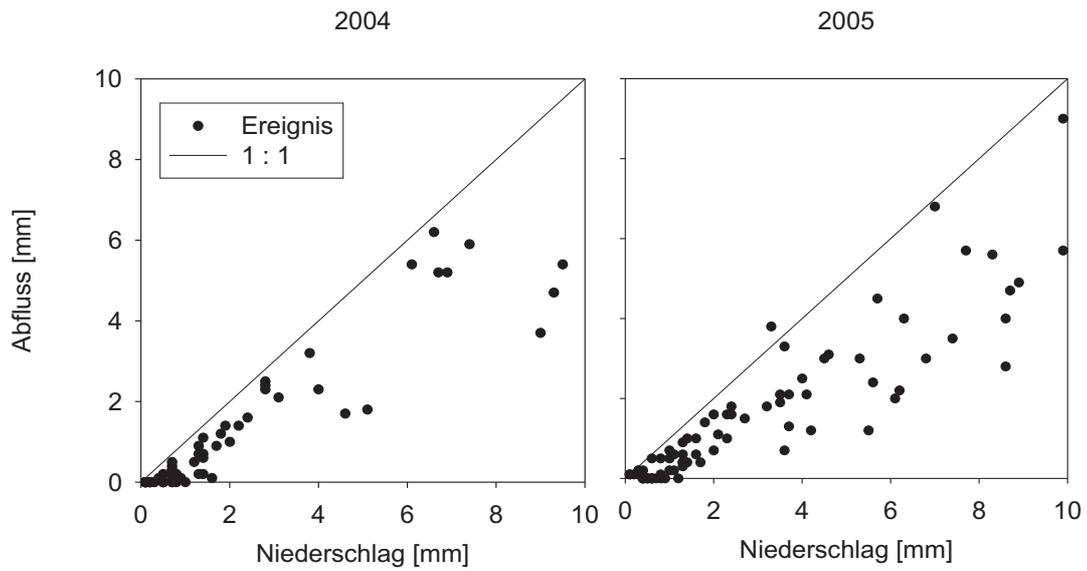


Abb. 3.11: Niederschlags-Abfluss-Verhältnis der Jahre 2004 und 2005 auf einem Mikroplot im tertiären Substrat (2004:  $n = 63$ ; 2005:  $n = 90$ ).

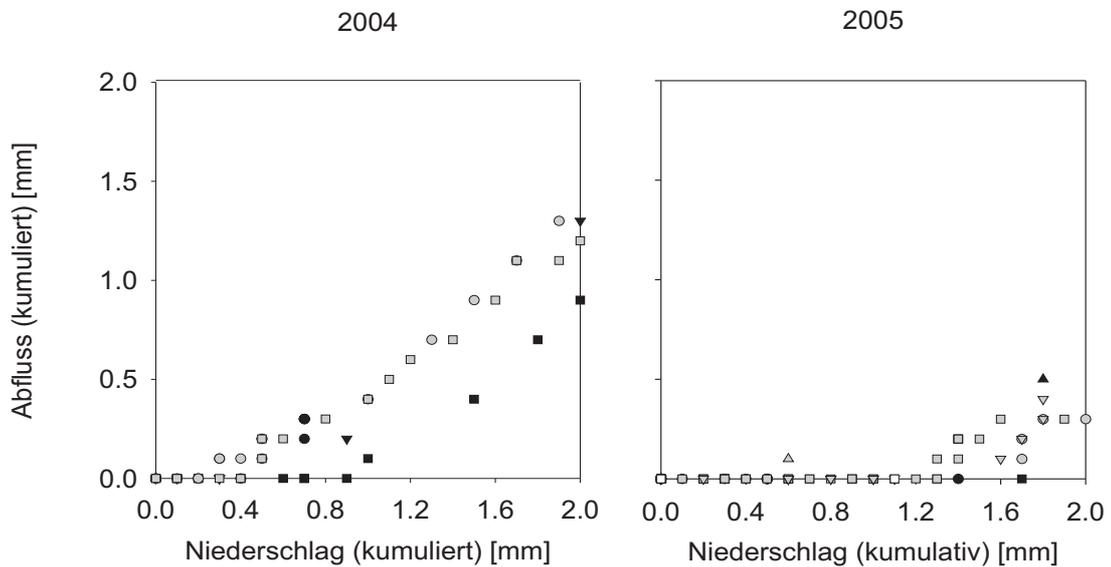


Abb. 3.12: Niederschlags-Abfluss-Verhältnis von Niederschlagsereignissen mit einer Menge von mehr als 3,5 mm gemessen an Plot TH für die Jahre 2004 (links,  $n = 6$ ) und 2005 (rechts,  $n = 10$ ). Im Jahr 2004 kommt es schneller zum Abfluss (schon nach 0,3 mm Niederschlagsmenge) als im Jahr 2005, in dem es auf Grund des eingebauten Gitternetzes zu einer Verzögerung kommt.

Zeitraum von 10 min bis zu 3 Stunden erstreckt.

Der Vergleich der Niederschlags-Abfluss-Beziehung (Abbildung 3.11) zeigt eine geringere Streuung der Werte für Niederschlagsmengen unter 3 mm, die parallel zu der 1:1-Geraden angeordnet sind. Die stärkeren Abweichungen können ein Indiz für höhere Verluste bei größeren Niederschlagsmengen sein. Dies bestätigt die Abweichung von der aufgestellten These, dass 100 % des Niederschlags abfließen müssten. Ob und welche Gründe innerhalb der Messmethodik zu den Verlusten führen, konnte nicht ermittelt werden.

#### **Verringerte Abflussbildung durch veränderte Bodeneigenschaften**

Neben einer fehlerhaften Messung können auch natürliche Bedingungen zu einem reduzierten Abfluss geführt haben. Zum einen wird in Abschnitt 3.2.2 auf eine hydrophile Schicht an der Oberfläche hingewiesen, in die Wasser infiltrieren kann, und zum anderen besteht die Möglichkeit der Infiltration über präferenzielle Fließwege.

Die Mächtigkeit der hydrophilen Schicht lag bei 1-5 mm, was bei einem Porenvolumen von 42 % (vergleiche Abschnitt 2.3.2) einem Speichervolumen von 0,42 - 2,1 mm Niederschlag entspricht. Beobachtungen im Feld haben gezeigt, dass dieser oberflächennahe Wasserspeicher nach Niederschlagsereignissen gefüllt war. Eine Messung der hydrophilen Schicht war nicht möglich, da die Mächtigkeit der hydrophilen Schicht zu gering war. Falls dieser Speicher auf die Abflussbildung einwirkt, hätte dies zur Folge, dass bei Sättigung der hydrophilen Schicht der Niederschlag vollständig abfließt. Die Steigung in Gleichung 3.1, die den ABW darstellt, müsste demnach eins sein. Die Gerade dürfte nicht durch den Nullpunkt verlaufen, sondern würde parallel zu der 1:1-Gerade liegen. Die über die Messungen ermittelte Steigung liegt allerdings bei 0,76, was sich nicht mit diesem Effekt erklären lässt.

Auf Grund des niedrigen pH-Wertes und des geringen Alters des Bodens hatte sich noch keine Bodenfauna entwickelt, die Wühl- oder Regenwurmgänge anlegt haben könnte. Außerdem umfasste die Fläche des Plots ausschließlich Zwischenrillenbereiche, so dass starke Schwankungen der Hydrophobie auf der Plotfläche nicht zu erwarten sind. Die Infiltration über präferenzielle Fließwege wird deswegen als recht unwahrscheinlich eingestuft, kann aber nicht vollständig ausgeschlossen werden. Neben den präferenziellen Fließwegen, die natürliche Ursachen haben, könnte es auch an den Wänden der Plots zur Infiltration gekommen sein. Bei der Installation wurde zwar auf einen guten Übergang von Wand zu Boden geachtet, und es wurden keine Lücken im Feld beobachtet, trotzdem lässt sich eine Infiltration entlang der Wand nicht ausschließen.

Welcher Effekt für eine Reduktion des Abflusses auf weniger als 100 % verantwortlich ist, kann nicht eindeutig geklärt werden, ebenso wenig, ob es ein wirklicher Effekt ist oder ob die Abweichung nur auf einem Messfehler beruht. Deshalb wird für die Plotskala ein ABW von 0,76 angenommen.

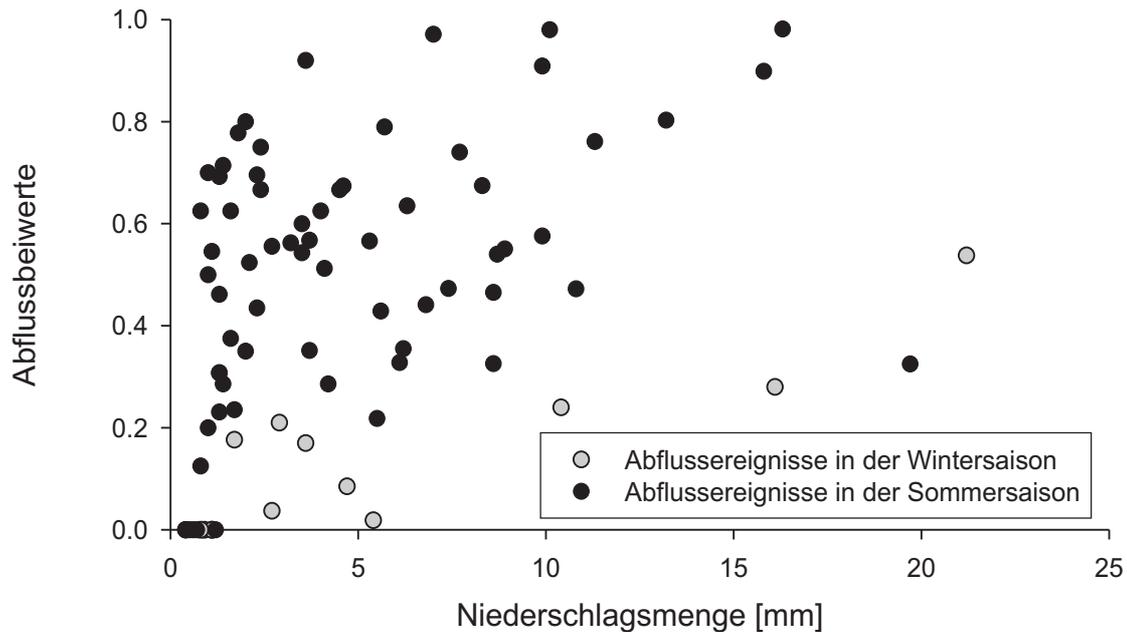


Abb. 3.13: Darstellung der Abflussbeiwerte von Niederschlagsereignissen aus der hydrophoben Sommersaison ( $n = 70$ ) und der hydrophilen Wintersaison ( $n = 13$ ) 2005, die auf Versuchsplot TH gemessen wurden.

### Zeitliche Variabilität

Wie die Ergebnisse in Kapitel 3.2 zeigen, wies das hydrophobe Verhalten des Bodens eine Saisonalität auf. Während der Boden im Sommerhalbjahr (ungefähr April - November) hydrophob reagierte, konnte im Winterhalbjahr (ungefähr Dezember - März) keine bzw. nur vereinzelt Hydrophobie nachgewiesen werden. Dies ermöglichte einen Vergleich der Abflussbildungen auf demselben Boden bei hydrophilen wie hydrophoben Bodeneigenschaften. Wegen Frost und Schnee standen im Winter allerdings nur wenige Abflusswerte von erfassten Regenereignissen zur Verfügung.

Abbildung 3.13 zeigt, dass die Abflussbeiwerte, die auf Versuchsplot TH ermittelt wurden, im Winterhalbjahr alle unter 0,3 liegen, mit Ausnahme des Ereignisses mit über 20 mm Niederschlag ( $ABW = 0,54$ ). Die Abflussbeiwerte für die hydrophobe Sommersaison liegen fast alle höher als die Werte für die Wintersaison, mit Ausnahme der Niederschlagsereignisse mit weniger als 1,5 mm Niederschlag, die auch Abflussbeiwerte unter 0,2 aufweisen. Diese Werte lassen sich auf die bereits angesprochene Speicherung des Niederschlagswassers in der hydrophilen Schicht zurückführen. In der Sommersaison fiel das größte Niederschlagsereignis ( $NS = 19,7$  mm) mit einem recht niedrigen Abflussbeiwert ( $ABW = 0,32$ ) jedoch ebenfalls aus dem Trend der übrigen Werte.

Der Ausreißer bei hydrophilen Bodenbedingungen ist über den sogenannten Horton'schen Abfluss zu erklären, der sich bildet, wenn die Niederschlagsintensität die aktuelle Infiltrationsrate übersteigt. Dadurch gelangt mehr Wasser an die Bodenoberfläche als infiltrieren kann, so dass das überschüssige

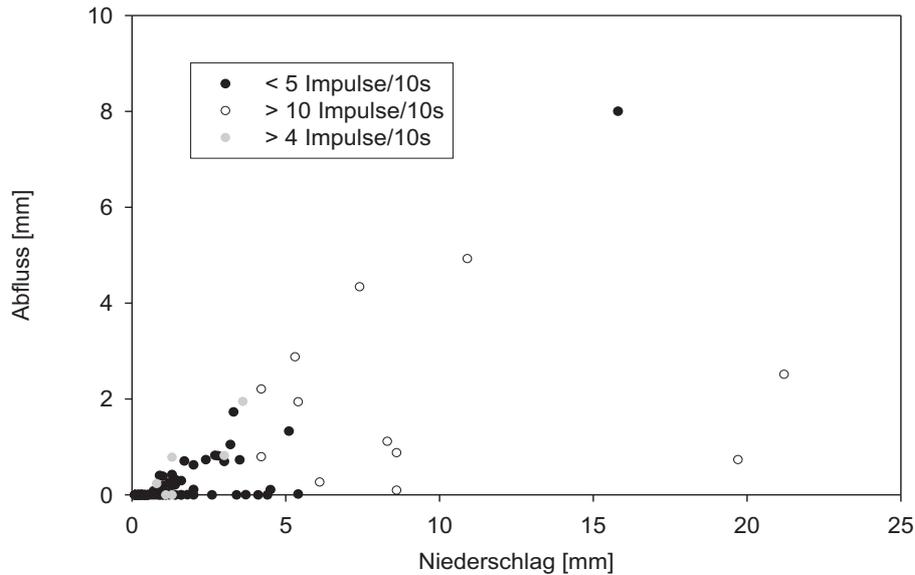


Abb. 3.14: Das Niederschlags-Abfluss-Verhältnis zeigt einen Zusammenhang zu der Abflussintensität (Anzahl der Kippimpulse bei der Abflussmessung pro Zeiteinheit). Deshalb werden die einhundert betrachteten Niederschlagsereignisse (zwischen 01. Mai und 23. Dezember 2005) in Kategorien unterteilt, die sich nach der Anzahl der Kippimpulse der Kippwaage für ein zehn Sekunden Intervall richtet (weniger als fünf, mehr oder genau fünf und mehr als zehn Kippimpulse pro zehn Sekunden).

Wasser abfließt. Der Außreiser in der Sommersaison ist wahrscheinlich auf eine fehlerhafte Messung zurückzuführen, bei der die Abflussmenge nicht vollständig erfasst wurde, was eine Unterschätzung des tatsächlichen ABW zur Folge hat. Trotz dieser beiden Ausnahmen zeigt sich die Auswirkung der Saisonalität der Hydrophobie auf das Abflussverhalten auf der Plotskala deutlich.

### 3.3.3 Hangskala

#### Fehlerbetrachtung der Abflussmessung

Die Abflussmessung auf der Hangskala erfolgte für das kleine Einzugsgebiet mit einer Kippwaage (Kapazität  $20 \frac{L}{min}$ ), die in eine Messapparatur integriert war, welche in Abschnitt 4.4 ausführlich vorgestellt wird. Da die Zielsetzung dieser Arbeit die gleichzeitige Erfassung von Sediment und Abfluss beinhaltet, wird vor der Abflussmessung das mitgeführte Sediment mit einem Sieb zurückgehalten (Abschnitt 4.4). Mit dem verwendeten Sieb und mit der installierten Messapparatur wurde im Feld getestet, ob das Sieb zu einer Verzögerung des Abflusses führt. Auf Grund der technischen Möglichkeiten wurde die Verzögerung für eine maximale Abflussrate von zwanzig Litern pro Minute und einer maximalen Sedimentmenge von vierzig Kilogramm Sediment (als Zwischenspeicher im Sieb) untersucht und daraufhin als vernachlässigbar gering erachtet. Für höhere Werte können keine Aussagen getroffen werden.

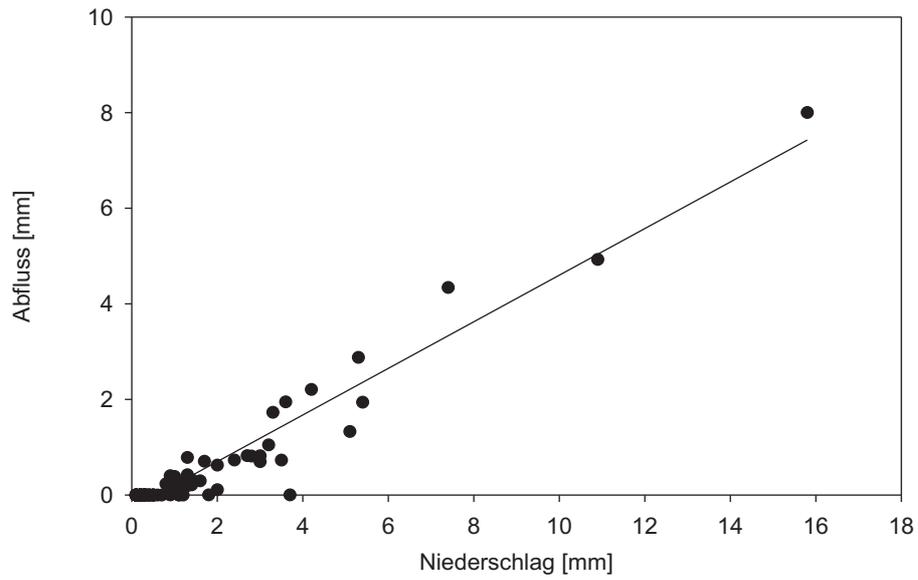


Abb. 3.15: Niederschlag-Abfluss-Verhältnis für das kleine Einzugsgebiet ohne Werte, die von einer Störung der Abflussmessung beeinflusst wurden (n = 77).

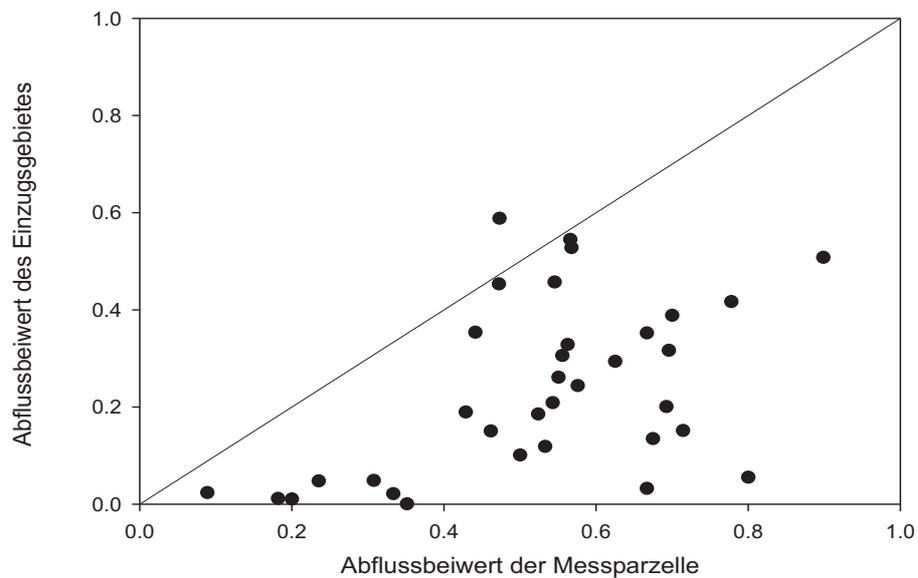


Abb. 3.16: Vergleich der Abflussbeiwerte von Hang- und Plotskala für identische Ereignisse (n=34).

Die Niederschlags-Abfluss-Verhältnisse für den Zeitraum zwischen 1. Mai und 23. Dezember 2005 sind in Abbildung 3.14 dargestellt und in Kategorien zusammengefasst, die sich nach der maximalen Anzahl von Kippimpulsen der Kippwaage pro zehn Sekunden richten. Ausgehend von den Firmenangaben der Kippwaage ist diese für 3-4 Kippimpulse pro zehn Sekunden ausgelegt, wobei die Kippwaagenschale mit einem Volumen von 1 L die minimale Auflösung vorgibt. Die Kategorien umfassen maximal vier, fünf bis zehn und mehr als zehn Kippimpulse pro zehn Sekunden. Abbildung 3.14 zeigt, dass besonders die Abflussereignisse mit mehr als zehn Kippimpulsen pro zehn Sekunden eine starke Streuung aufweisen, während die Ereignisse mit weniger als zehn Kippimpulsen pro zehn Sekunden linear zusammenhängen. Ausnahme sind sechs Ereignisse mit weniger als fünf Kippimpulsen pro zehn Sekunden, bei denen es bei einer Niederschlagsmenge von 2,6 - 5,4 mm zu keiner oder einer sehr geringen Abflussbildung kam. Für diese Ereignisse und für die abweichenden Ereignisse mit mehr als zehn Kippimpulsen konnte eine Fehlerquelle identifiziert werden. Die Installation der Kippwaage erfolgte in einer Grube, in der bei sehr starken Abflussereignissen der Wasserspiegel stieg, so dass eine Abflussmessung mit der Kippwaage wegen deren Überflutung nicht mehr möglich war. Für die weiteren Untersuchungen werden nicht alle Daten, die in Abbildung 3.14 dargestellt sind, verwendet, sondern die nicht durch Überflutung beeinflussten Daten in Abbildung 3.15.

### Abfluss

Die Relation von Niederschlag (NS) und Abfluss (Q) ist linear ( $r^2 = 0.92$  bei  $n = 77$ ; Abbildung 3.15) und lässt sich durch die Formel

$$Q = 0,49 \cdot NS - 0,28 \quad (3.2)$$

ausdrücken. Im Gegensatz zu der Plotskala liegt der über die Regression ermittelte Abflussbeiwert für dieses Gebiet niedriger ( $ABW_{tertiaer} = 0,49$ ). Neben diesem Mittelwert zeigt auch ein Vergleich der berechneten ABW für einzelne Niederschlagsereignisse, dass die ABW der Hangskala niedriger liegen als die der Plotskala (Abbildung 3.16). Dieser Effekt ist auf Unterschiede in den hydrophoben Bodeneigenschaften von Rillen und Zwischenrillenbereichen zurückzuführen. Der untersuchte Hang unterscheidet sich von den Messplots in der Ausbildung eines Rillensystems. In Abschnitt 3.2.2 konnte gezeigt werden, dass Rillen auch im Sommer hydrophile Bodeneigenschaften aufzeigen können, so dass es zu einer Reinfiltration in den Rillen kommen kann.

In anderen Untersuchungen wurden ebenfalls für eine zunehmende Gebietsgröße geringere Abflussbeiwerte ermittelt (Witter *et al.*, 1991; Doerr *et al.*, 2003), was meist auf den Einfluss von

Makroporen zurückgeführt wurde (Burch *et al.*, 1989; Doerr *et al.*, 2003). Diese sind eher auf größeren Messflächen zu finden, da bei der Abgrenzung eines Messplots die Fläche so gewählt wird, dass keine Makroporen enthalten sind. Die Infiltration über präferenzielle Fließwege dominiert meist die Abflussbildung, da große Mengen Wasser schnell infiltrieren können und für den Oberflächenabfluss nicht mehr zur Verfügung stehen. Die Auswirkungen anderer Effekte, wie zum Beispiel hydrophober Bodeneigenschaften, werden von der Infiltration über Makroporen überlagert. Makroporen waren auf dem Messhang keine zu finden, da keine Vegetation vorhanden war und sich der Boden auch nicht als Lebensraum für Tiere eignete, die Makroporen hinterlassen. Demnach führen im untersuchten Gebiet allein die Rillen zu einer Verringerung der Abflussmenge.

Berechnungsversuche auf vergleichbarem tertiären Substrat, die in einem anderen Projekt durchgeführt wurden, ergaben einen Abflussbeiwert von 0,89 für den Zwischenrillenbereich (Schapp *et al.*, 2002). Dies entspricht der Größenordnung, die auch in dieser Untersuchung ermittelt wurde. Dagegen werden für Flächen, die sowohl Rillen als auch Zwischenrillenbereiche umfassen, Werte von 0,72 erreicht, was über dem Wert für das kleine Einzugsgebiet liegt (Schapp *et al.*, 2002).

Im kleinen Einzugsgebiet kommt es, wie auf der Plotskala, erst ab einer bestimmten Niederschlagsmenge zu messbaren Abflüssen. Durch Umstellen der Gleichung 3.1 lässt sich die kleinste Niederschlagsmenge, die zum Abfluss führt, ermitteln.

Auf der Plotskala kommt es bei einer Niederschlagsmenge von 0,42 mm zum Abfluss, während dem Messhang mindestens 0,57 mm Niederschlag nötig sind, damit sich Oberflächenabfluss bildet. Diese aus den empirischen Gleichungen abgeleiteten Werte werden durch die Abflussmessungen bestätigt (0,4 mm auf der Plotskala und 0,5 auf der Hangskala). Dieser Minimalwert für die Abflussbildung ergibt sich aus der Infiltration des Niederschlagswassers in die oberste hydrophile Schicht. Erst nach Sättigung dieser Schicht verhindert die nachfolgende hydrophobe Schicht eine weitere Infiltration und folglich zu einem erhöhten Abfluss. Weitere Ursachen für die verzögerte Abflussbildung könnten in Muldenspeichern oder fehlerhaften Messungen begründet sein und werden in Kapitel 5 ausführlich diskutiert.

### **3.3.4 Gesamtgebiet**

Im gesamten Einzugsgebiet standen oberflächlich verschiedene Substrate an, von denen allerdings hauptsächlich die Flächen im quartären und tertiären Substrat zur Abflussbildung beitrugen. Dabei musste der Oberflächenabfluss aus dem tertiären Substrat eine Fläche mit quartärem Sand passieren, bevor er von dem Messwehr erfasst wurde (Abbildung 2.1).

Zu der Abflussbildung auf dem quartären Substrat lassen sich wenig Aussagen machen, da der Schwerpunkt der Untersuchungen auf der Betrachtung des tertiären Substrats lag. Die Verteilung des Niederschlags-Abfluss-Verhältnisses in Abbildung 3.10 entspricht der Verteilung, die bei Hor-

ton'scher Abflussbildung zu beobachten ist. Diese hat z.B. Beven (2002) in semiariden Gebieten beobachtet. Wenn die Niederschlagsintensität die aktuelle Infiltrationsrate übersteigt, bleibt Niederschlagswasser an der Oberfläche. Bei einer entsprechenden Hangneigung kommt es zum Abfluss. Da die Infiltrationsrate von dem initialen Bodenwassergehalt abhängig ist und die Niederschlagsintensität sehr unterschiedlich sein kann, kommt es zu unterschiedlichen Abflussbeiwerten. Sättigungsabfluss, bei dem der gesättigte Boden kein Wasser mehr aufnehmen kann, wird bis auf wenige Bereiche im Untersuchungsgebiet ausgeschlossen, da die Grundwassermessung kontinuierlich einen hierfür zu tiefen Grundwasserstand angezeigt hat. Nur in einigen Bereichen hatten sich im Projektgebiet größere Mengen feinkörnigen Substrats abgelagert, die teilweise gesättigte Bodenwassergehalte an der Oberfläche aufwiesen.

Die Abflussbildung im quartären Substrat wurde neben dem Bodenwassergehalt auch von der Vegetation beeinflusst. Innerhalb der Messperiode hat die Vegetationsdichte auf dem quartären Substrat deutlich zugenommen, wurde allerdings nicht quantitativ erfasst.

Die Abflussmessungen werden für das Gesamtgebiet nur als Monatssummen betrachtet. Tabelle 3.5 zeigt die monatlichen Abflüsse zusammen mit den Niederschlägen für die Jahre 2004 und 2005. Auf monatlicher Basis wurden auch die entsprechenden Abflussbeiwerte berechnet. Diese lagen im Jahr 2004 ( $0,29 \pm 0,19$  für Jan.-Dez. und  $0,20 \pm 0,08$  für Mai-Okt.) höher als im Jahr 2005 ( $0,17 \pm 0,08$  für Jan.-Dez. und  $0,14 \pm 0,05$  für Apr.-Nov.). Dabei wurden die Abflussmessungen, die durch eingefrorene Wasserstände im Wehr beeinträchtigt waren, nicht berücksichtigt. Die Abflussbeiwerte liegen für das Jahr 2004 sowohl bei der Mittelwertbildung über das ganze Jahre, als auch über das Sommerhalbjahr höher als 2005, wobei dieser Anstieg nicht signifikant ist (T-Test mit Signifikanzniveau von 0,05). Die Verringerung der Abflussbeiwerte im Jahr 2005 könnte auf die Zunahme der Vegetationsdichte zurückzuführen sein.

Für beide Jahre ergeben sich im Winter höhere Abflussbeiwerte als im Sommerhalbjahr, obwohl dies den Auswirkungen der hydrophoben Bodeneigenschaften widerspricht. Dies zeigt, dass die für das gesamte Einzugsgebiet bestimmte Abflussmenge hauptsächlich von den Bodeneigenschaften des quartären Substrats beeinflusst wird. Die Auswirkungen der hydrophoben Bodeneigenschaften spielen im gesamten Gebiet eine untergeordnete Rolle. Ob die Abflussbeiwerte im Winter wirklich höher liegen als im Sommer oder dies im Betrachtungszeitraum nur zufällig der Fall ist, kann nicht eindeutig gezeigt oder ausgeschlossen werden. Wenn es sich um einen tatsächlichen Effekt handelt, könnte eine durch Frost verringerte Infiltrationsrate bei Schneeschmelze oder Niederschlag zu erhöhten Abflüssen führen. Dies soll an dieser Stelle aber nicht weiter diskutiert werden und kann anhand der vorliegenden Daten auch nicht eindeutig belegt werden.

Die Abflussbeiwerte des gesamten Einzugsgebietes liegen in der Größenordnung der Abflussbeiwerte des quartären Substrats und somit niedriger als die des tertiären Substrats. der Größen-

ordnung der Abflussbeiwerte des quartären Substrats. Auf Grund der Position des Messwehres am unteren Ende der Fläche mit quartären Substrat wird der Abfluss für das Einzugsgebiet vom quartärem Substrat dominiert, und der Einfluss der Hydrophobie konnte auf dieser Skala nicht mehr nachgewiesen werden. Auch in anderen Publikationen wurde beobachtet, dass die Auswirkungen der hydrophoben Bodeneigenschaften auf größeren Skalen eine geringe Rolle spielen (Doerr *et al.*, 2003).

Tab. 3.5: Monatliche Abfluss- und Niederschlagswerte für die Jahre 2004 und 2005. Unvollständige Messzeiträume sind mit einem Stern gekennzeichnet und fehlende Messwerte werden mit k.D. abgekürzt.

	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
2004												
Abfluss [ $m^3$ ]	936*	0	234	k.D.	553	333	656	269	153	673	1463	764
Abfluss [ $mm$ ]	23,4*	0	5,9	k.D.	13,8	8,3	16,4	6,7	3,8	16,8	36,6	19,1
Niederschlag [ $mm$ ]	36,0	2,4	18,3	10,7	60,6	46,0	71,4	50,4	34,3	49,9	79,7	38,2
Abflussbeiwert	0,65	0	0,32	k.D.	0,23	0,18	0,23	0,13	0,11	0,34	0,46	0,50
2005												
Abfluss [ $m^3$ ]	936	531	113	134	327	71	548	560	228	59	202	655
Abfluss [ $mm$ ]	5,9	12,3	2,8	3,4	8,2	1,8	13,7	14,0	5,7	1,5	5,0	16,4
Niederschlag [ $mm$ ]	42,7	42,5	11,5	16,9	61,3	38,7	116,4	81,4	38,2	13,9	30,9	60,2
Abflussbeiwert	0,14	0,31	0,25	0,20	0,13	0,05	0,12	0,17	0,15	0,11	0,16	0,27

## 4 Erosion

### 4.1 Begriffsdefinition

Der Begriff Erosion kommt von dem lateinischen Verb *erodere* (abtragen) und taucht in den verschiedensten Fachrichtungen auf. Im Zusammenhang mit der Geomorphologie hat Penck (1894) die Erosion als Abtrag festen Materials an der Erdoberfläche durch fluviale Prozesse bezeichnet. In der Bodenkunde wird der Prozess weiter eingeschränkt und von Bodenerosion (englisch: *soil erosion*) gesprochen, die den Abtrag von Boden durch Wind oder Wasser bezeichnet. Richter (1965) präziserte die Definition, zitiert bei Bork (1988): "Unter Bodenerosion (Bodenabtragung) werden alle jene Erscheinung der Abtragung (Denudation, Erosion und Akkumulation) verstanden, die den Haushalt der Landschaft über ein naturgegebenes Maß hinaus verändern. Sie werden vom Menschen ausgelöst und meist durch Wasser oder Wind bewirkt (Abspülung und Auswehung)." Im weiteren Verlauf wird bei Bork (1988) der Begriff "naturgegebenes Maß" diskutiert, wobei die eigentliche Abgrenzung gegenüber den anthropogenen Einflüssen in das natürliche System gemeint sind, die Erosion auslösen oder begünstigen können. Da es schwierig ist, naturgegebene Bedingungen gegenüber veränderten Bedingungen abzugrenzen, formuliert Bork (1988) eine neue Definition. Er versteht unter Bodenerosion "die durch Eingriffe des Menschen ermöglichten und durch erosive Niederschläge oder den Wind ausgelöste Prozesse der Ablösung, des Transportes und der Ablagerung von Bodenpartikeln - losgelöst von der Problematik der rein natürlichen Abtragung ohne anthropogenen Einfluss." Die zentralen Punkte der Definitionen sind die Abtragung von Boden durch Wind oder Wasser und die anthropogene Beeinflussung dieses Prozesses.

Bei der Beschreibung der Erosion durch Wasser gibt es verschiedene Möglichkeiten der Strukturierung, da man den Prozess nach physikalischer Bewegung, auslösenden Prozessen oder nach Erosionsformen unterscheiden kann. Morgan (1996) bezeichnet die Erosion als Zwei-Phasen-Prozess, der sich in das Ablösen und den Transport von Bodenpartikeln untergliedert. Als dritte Phase wird die Ablagerung der Partikel bezeichnet, die eintritt, wenn die Transportenergie des Wassers zu gering ist. Bei der Bodenerosion wird zwischen Flächen- oder Schichterosion (*sheet erosion*), Zwischenrillenerosion (*interrill erosion*), Rillenerosion (*rill erosion*), Rinnenerosion (*ephemeral gully erosion*), Grabenerosion (*gully erosion* oder *channel erosion*) und Tunnelerosion (*pipe erosi-*

on) unterschieden (Auerswald, 1993; Morgan, 1996; Auerswald, 1998; Scheffer & Schachtschabel, 1998).

Der Unterschied zwischen Rillen, Rinnen und Gullies besteht in der Größe. Eine Definition aus dem englischen Sprachraum definiert *rills* als "*microchannels ... small enough to be removed by normal tillage operations*" (FAO, 1965). Morgan (1996) unterscheidet zwischen Rillen (ca. 10 cm tief) und Rinnen (30 cm tief). Eintiefungen, die nicht mehr durch Pflügen zugeschüttet werden können, werden als Graben- oder Gully-Erosion bezeichnet und können bis zu mehrere Meter breit und tief sein (Auerswald, 1998).

Zur sprachlichen Vereinfachung wird in dieser Arbeit nicht zwischen Flächen- und Zwischenrillenerosion unterschieden und sowohl Rillen- und Rinnenerosion im Begriff Rillenerosion als auch Winderosion und Erosion durch Wasser in dem Begriff Erosion zusammengefasst, es sei denn, es wird ausdrücklich zwischen den einzelnen Prozesse unterschieden.

## 4.2 Der Erosionsprozess

Bodenerosion durch Wasser wird durch Niederschlag oder Schneeschmelze und dem dadurch verursachten Oberflächenabfluss ausgelöst (Auerswald, 1998). Da in dieser Arbeit die durch Regen verursachte Erosion betrachtet wird, wird nur dieser Prozess ausführlich dargestellt.

Das Auftreffen des Regentropfens auf dem Boden sorgt für eine Zerstörung der Bodenaggregate, einem Loslösen und Transport der Bodenpartikel (Auerswald, 1998). Die Energie, die der Regentropfen beim Aufprall frei setzt, wird, neben der Verdichtung des Bodens und dem Transport von Spritzwasser, zum Großteil beim Loslösen der Partikel verbraucht, so dass der Transport durch den Regentropfeneinschlag eine eher untergeordnete Rolle spielt. Dabei bestimmen die Geschwindigkeit und die Größe die kinetische Energie des Regentropfens, die bei Feldmessungen häufig von der Intensität des Niederschlages abgeleitet wird (Brandt, 1990; Kinnell, 1998; van Dijk *et al.*, 2002; van Dijk *et al.*, 2003). Diese kinetische Energie wird beim Auftreffen auf die Bodenoberfläche in einen Impuls umgesetzt.

Je nach Intensität kann bei einem Niederschlagsereignis mehr Wasser auf der Bodenoberfläche aufkommen als infiltrieren kann, so dass sich Wasserlachen in den Unebenheiten bilden. Wenn dieser Muldenspeicher gefüllt ist und noch zusätzlich Wasser hinzukommt, bildet sich Abfluss, der hangabwärts fließt. Dieser hat eine geringere Energie, die zum Ablösen der Bodenpartikel zur Verfügung steht, als die Regentropfen beim Aufprall, wirkt jedoch auf einer größeren Fläche. Dem Abfluss kommt eine größere Bedeutung beim Transport der losgelösten Partikel zu, da er diese über längere Strecken transportieren kann. Bei Starkregenereignissen (Definition nach Dyck und Peschke (1995)) übersteigt die Transportkapazität des Abflusses die Energie, die zum Abtransport

der durch Regentropfeneinschlag losgelösten Partikel nötig ist. Die überschüssige Energie steht zum Ablösen von Bodenpartikeln durch den Oberflächenabfluss zur Verfügung. Böden, die geringe Kohäsionskräfte aufweisen, wie zum Beispiel Sandböden, sind davon besonders betroffen, was zu ausgebildeten Rillensystemen auf Sandböden führen kann (Auerswald, 1998).

Ein exakte Abgrenzung zwischen den Prozessen ist schwierig, da sie gleichzeitig stattfinden und sich gegenseitig beeinflussen. Der Abfluss bildet im Zwischenrillenbereich an der Oberfläche eine mehr oder weniger gleichmäßige Schicht, auf welche die Regentropfen auftreffen (Auerswald, 1993). Die entstehenden Verwirbelungen verstärken die wirkenden Kräfte und sorgen dadurch für einen höheren Abtrag (tropfeninduzierter Abflusstransport), da die transportierten Bodenpartikel in Suspension gehalten werden (Scheffer & Schachtschabel, 1998). Die stärksten Auswirkungen dieses Effektes sind bei einer Dicke der Abflussschicht von  $\frac{1}{5}$  -  $\frac{1}{3}$  des Tropfendurchmessers (Mutchler & Young, 1975; Torri & Poesen, 1986; Scheffer & Schachtschabel, 1998) zu beobachten, während bei dreifachem Tropfendurchmesser der Regentropfeneinschlag keinen Effekt mehr erzielt. Unabhängig von der Schichtdicke kommt es auf Sandböden nicht zum tropfeninduzierten Abflusstransport (Ghadiri & Payne, 1979; Poesen, 1981). Mit zunehmender Sedimentkonzentration nimmt auch die Viskosität des abfließenden Wasser zu (Guy *et al.*, 1990), wodurch es zu weniger Turbulenzen im Abfluss kommt und die Ablösung von weiteren Bodenpartikeln reduziert wird (Merten *et al.*, 2001).

Der Regentropfeneinschlag und der Abfluss wirken zusammen, aber dominieren jeweils unterschiedliche Bereiche auf der Bodenoberfläche. Während der Regentropfeneinschlag die Erosion im Zwischenrillenbereich dominiert, hat der Abfluss den größten Einfluss bei der Rillenerosion. In den Zwischenrillenbereichen kommt es nur zu einer geringen Schichtdicke für den "flächigen" Abfluss, der in erster Linie die losgelösten Bodenpartikel zu den Rillen transportiert. In den Rillen sammelt sich das abfließende Wasser aus den Zwischenrillenbereichen und erreicht so eine größere Schichtdicke, durch die der Einfluss der Regentropfen auf die Erosion verringert wird. Während die Zwischenrillenerosion im größeren Maße zur Erosion beiträgt, erreicht der Rillenabfluss durch das Vereinigen der Abflüsse aus den Zwischenrillenbereichen eine höhere Transportkapazität.

In Rillen kann es in Abhängigkeit von der Viskosität und dem hydraulischen Radius zu einer superkritischen Strömung bzw. schießendem Fluss kommen (Emmett, 1978; Morgan, 1996; Scheffer & Schachtschabel, 1998; Auerswald, 1998). Die superkritische Strömung wirkt erosiver als die unkritische (Morgan, 1996; Scheffer & Schachtschabel, 1998) und kann durch einen Wechselsprung, der z.B. durch Unebenheiten ausgelöst werden kann, wieder in die stabile unkritische Strömung zurückspringen (Scheffer & Schachtschabel, 1998; Auerswald, 1998).

Sobald der Abfluss untere Hangbereiche erreicht, nimmt die Hangneigung und damit auch die Transportkapazität ab. Wenn die Kapazität nicht mehr ausreicht, um das mitgeführte Sediment zu transportieren, kommt es zur Deposition, die am Hangfuß zur Ausbildung von Schwemmfächern

führen kann. Dabei lagern sich zuerst die gröberen Partikel ab und bei weiterer Verringerung der Transportkapazität kommt es zur Ablagerung von feinen Partikeln.

### 4.3 Messmethoden zur Bestimmung der Bodenerosion

Die Messmethoden lassen sich in dynamische Messungen, die den zeitlich veränderlichen Sedimentaustrag aus einem definierten Gebiet messen, und volumetrische Messungen, welche die Volumenänderung für eine definierte Fläche bestimmen, unterscheiden (de Ploey & Gabriels, 1980). Im Gegensatz zu den dynamischen Messungen, die eine zeitliche Auflösung des Prozesses ermöglichen, lassen sich mit den volumetrischen Methoden räumlich verteilte Änderungen ermitteln, die eine Differenzierung von Abtrags- und Ablagerungsbereichen ermöglichen. Welche Methode verwendet wird, hängt von dem Gebiet, der Fragestellung und den finanziellen Möglichkeiten ab. Die verschiedenen Methoden können sowohl bei Experimenten als auch für Messungen eingesetzt werden. Man spricht von einem Experiment, wenn der Experimentator mindestens eine dynamische Größe kontrolliert (de Ploey & Gabriels, 1980), während Messung nur das Erfassen von Daten beschreibt. Demnach beinhalten Experimente in der Regel Messungen, aber nicht jede Messung ist ein Experiment. Messungen im Feld geben zwar die natürlichen Bedingungen besser wieder, aber die Randbedingungen lassen sich nicht so leicht kontrollieren wie bei Experimenten. Hinzu kommt, dass bei nicht automatisierten Messungen der zeitliche Aufwand sehr hoch ist, besonders wenn einzelne Ereignisse erfasst werden sollen. Experimente (wie z.B. künstliche Beregnung) ermöglichen dagegen die Randbedingungen, auch bei mehreren Wiederholungen, konstant zu halten, was eine gezielte Untersuchung einzelner Parameter erleichtert. Zusätzlich sind die Anfangsbedingungen bekannt, die unter natürlichen Bedingungen nicht immer erfasst werden können. Experimente können wiederholt werden, so dass man eine statistisch relevante Anzahl von Ergebnissen erhält, während dies bei der Messung von Niederschlagsereignisse unter natürlichen Bedingungen nicht möglich ist. Die natürlichen Bedingungen lassen sich in Experimenten nicht exakt simulieren, aber es werden nützliche Erkenntnisse gewonnen, die sich mit Einschränkungen auf die natürliche Situation übertragen lassen (de Ploey & Gabriels, 1980).

Sowohl Messungen als auch Experimente werden häufig auf Versuchsplots durchgeführt, da sich auf einer kleineren Fläche die Parameter leichter bestimmen lassen. Dabei ist darauf zu achten, dass die gewählte Fläche repräsentativ für das Gebiet ist. Zur Erstellung eines empirischen Datensatzes, der die Abschätzung von jährlichen Sedimentausträgen aus landwirtschaftlichen Flächen ermöglicht, wurden von Wischmeier und Smith (1978) mehr als 10000 Jahre Plotmessungen ausgewertet. Die ausgewerteten Messungen wurden auf sogenannten Standardplots (22 m lang, 1,8 m breit und ein durchschnittliches Gefälle von 9 %) durchgeführt. Für Prozessstudien in anderen Projekten werden

allerdings kleinere Plots verwendet, die eine bessere Kontrolle einzelner Parameter ermöglichen (Kellmann, 1969; Morgan, 1980; Schmidt, 1983; Mathys *et al.*, 2005). Miniplots ( $\leq 1m^2$ ) werden verwendet, wenn die Infiltration oder die Erosion durch Regentropfeneinschlag quantifiziert werden sollen. Beispiele für solche Messungen sind bei Govers *et al.* (1988) (0,5 bis  $0,66m^2$ ) und Bagarello *et al.* (2004) ( $0,04m^2$ ) zu finden. Meist werden Messplot von  $10m^2$  bis zu  $50m^2$  eingesetzt, um die Erosion zu messen (Schmidt, 1998). Beispiele für die Durchführungen solcher Experimente bieten Morgan (1980) und DePloey und Gabriels (1980), die den Einfluss von Hanglänge und -neigung auf den Erosionsprozess untersucht haben.

Für die Größe, Materialien und Instrumentierung von Plots gibt es keine vorgegebenen Standards, mit Ausnahme des Wischmeier-Plots (Wischmeier & Smith, 1978), der sich allerdings nicht für alle Fragestellungen eignet. Die Größe des Plots wird der Größe und dem Relief des Untersuchungsgebietes angepasst, was einen Vergleich der Ergebnisse der verschiedenen Untersuchungen erschwert bzw. verhindert (Roels, 1985).

### **4.3.1 Quantifizierung von ausgetragenen Sediment auf der Plot-, Hang- und Einzugsgebietskala**

Die Messung des ausgetragenen Sediments wird an einer Stelle durchgeführt, die einem Einzugsgebiet zugeordnet werden kann. Dieses ist entweder künstlich, zum Beispiel bei Versuchsplots, oder natürlich, in Einzugsgebieten abgegrenzt. Der Sedimentaustrag wird auf eine Fläche und einen Zeitraum bezogen und für gewöhnlich in Tonnen pro Hektar pro Jahr angegeben. Der Austrag wird für kleine Flächen häufig durch das Sammeln von Abfluss und transportiertem Sediment bestimmt, was bei zu großen Austrägen zu Problemen führen kann. Deshalb werden, wenn die zu erwartenden Austräge zu groß sind, Aliquots entnommen, deren Sedimentgehalt bestimmt und auf die Fläche hochgerechnet wird. In Einzugsgebieten, deren Abfluss über einen Vorfluter abgeführt wird, lässt sich auch die Trübung messen, über die auf den Gehalt an suspendiertem Sediment geschlossen werden kann.

#### **Sedimentmessung mit Sammel tanks**

Die einfachste integrierende Methode ist das Sammeln von Abfluss und ausgetragenen Sediment in Tanks (Brakensiek *et al.*, 1979; Morgan, 1996; Bagarello & Ferro, 1998; Mathys *et al.*, 2005). Das durch eine Rinne, Wanne oder durch einen Trichter gesammelte Wasser wird zusammen mit dem transportierten Sediment in Tanks geleitet und am Ende des Messzeitraums volumetrisch oder gravimetrisch quantifiziert (Morgan, 1996). Bei großen Wasser- und Sedimentmengen werden auch "multislot divisors" verwendet (Brakensiek *et al.*, 1979), die einen Teil des überlaufenden Wassers in einen weiteren Tank leiten (dem ersten Aliquot-Tank). Je nach Größe des Einzugsgebietes, dem

Bemessungszeitraum und den Abflussmengen kann an den Aliquot-Tank ein weiterer "multislot divisors" installiert werden, usw. Nur bei einer guten Durchmischung sind die entnommenen Proben repräsentativ und lassen quantitative Aussagen zu. Bei der Auswertung müssen verschiedene Aspekte berücksichtigt werden, die in Brakensiek *et al.* (1979) und Bagarello und Ferro (1998) aufgeführt sind.

Diese Messmethode ist einfach und kostengünstig umsetzbar, aber es kann zwischen den verschiedenen Niederschlagsereignissen innerhalb des Untersuchungszeitraums nicht differenziert werden. Außerdem muss für die Installation des Messtanks ausreichend Platz vorhanden sein und der Grundwasserspiegel darf den Einbau des Tanks nicht beeinträchtigen.

### **Entnahme von Aliquots zur Bestimmung des Sedimentaustrags**

Die Entnahme von Aliquots ermöglicht die Bestimmung des ausgetragenen Sediments für die gewählten Intervalle und wird häufig mit der Abflussmessung gekoppelt. Die Entnahme kann über ein Probenentnahmegesetz ("Probensammler") oder über andere Konstruktionen, wie zum Beispiel den Coshocton-Abfluss-Sammler, erfolgen. Dieser Sammler ist ein Rad, über welches der Abfluss geleitet und durch eine Öffnung im Rad ein Aliquot abgeführt wird (Brakensiek *et al.*, 1979; Bonta, 2002). Ebenfalls mit der Abflussmessung gekoppelt ist die Entnahme eines Aliquots über eine Kippwaage (Zhao *et al.*, 2001; Klik *et al.*, 2004), bei der eine kleine Öffnung das Abpumpen eines Aliquots vom abfließenden Wasser ermöglicht. Die Entnahme aus Vorflutern (Lawler *et al.*, 1992; Bartnik *et al.*, 1992; Russell *et al.*, 2001; Horowitz, 2003) oder Messwehren (Hirschi *et al.*, 1981; Bonta, 1998; Bonta, 2002; van den Elsen *et al.*, 2003) erfolgt über einen Probennehmer, der über einen Saugschlauch die Wasserproben abpumpt und die entnommenen Proben in Sammelgefäßen aliquotiert.

Durch die Entnahme von Aliquots lässt sich für den betrachteten Zeitraum, in einem festen Messintervall oder gezielt zu den Zeitpunkten des Niederschlagsereignisses die Menge an ausgetragenen Sediment bestimmen. Voraussetzung für eine repräsentative Probe ist eine gute Durchmischung an der Entnahmestelle, damit das Sediment gleichmäßig verteilt ist. Diese Art der Probennahme eignet sich besonders gut für Gebiete mit feinkörnigem Substrat (Schluff und Ton), weil aus diesen das Sediment als Suspension ausgetragen wird. Weniger geeignet ist diese Methode zur Bestimmung von mittel- und grobsandigem Sediment, da dieses durch Saltation an der Bodenoberfläche transportiert wird und nicht gleichmäßig durchmischt ist. Bei der Entnahme von Aliquots kommt es meist zu einer Unterschätzung der tatsächlichen Sedimentausträge (Gippel, 1995)

### **Bestimmung des Sedimentaustrags durch Messung der Trübung**

Feinkörniges erodiertes Substrat bildet mit dem Wasser bei guter Durchmischung durch Turbulenzen eine Suspension, die man als trübes Wasser bezeichnen kann. Da in Abhängigkeit von der Menge an transportiertem Sediment die Lichtdurchlässigkeit beeinflusst wird, kann über die Trübungsmessung die Menge an abgetragenen Sediment bestimmt werden (Lawler & Brown, 1992; Clifford *et al.*, 1995; Wass & Leeks, 1999; Old *et al.*, 2006). Dabei wird eine Trübungssonde eingesetzt, in der sich die Flüssigkeit in einer Lücke zwischen Lichtquelle und Lichtsensor befindet, so dass über Photoextinktion die Trübung der Flüssigkeit bestimmt werden kann (Lawler & Brown, 1992). Über eine erstellte Kalibrierungskurve lässt sich anhand der Trübung der entsprechende Sedimentgehalt bestimmen (Lawler & Brown, 1992; Clifford *et al.*, 1995; Wass *et al.*, 1997; Wass & Leeks, 1999). Sowohl bei der Messung, als auch bei der Erstellung der Eichkurve ist auf eine gute Durchmischung der Proben zu achten, da nur bei einer gleichmäßigen Verteilung der suspendierten Partikel die Sedimentmenge korrekt bestimmt werden kann (Gippel, 1995). Die Methode kann bei entnommenen Aliquots ebenso angewendet werden, wie bei direkten Messungen über eine fest installierte Sonde, wenn ein ausreichender Wasserstand erreicht wird. Für Messungen des Oberflächenabflusses kann das Wasser aufgestaut oder gesammelt werden, damit ein entsprechender Wasserstand erreicht wird (Hasholt, 1992).

Der große Vorteil dieser Methode ist die kontinuierliche Messung der Erosion, da die Messintervalle alleine durch die Dauer der Messung selbst beschränkt werden. Allerdings lässt sich diese Methode nur in Gebieten einsetzen, in denen hauptsächlich feinkörniges Substrat (Ton, Schluff und Feinsand) erodiert werden, da der Transport durch Saltation an der Bodenoberfläche nicht erfasst wird.

Eine weitere Methode, die Trübung in Vorflutern zu bestimmen, ist die Spektralmessung (Chen *et al.*, 1992), die durch Messungen aus dem Flugzeug oder unter Verwendung von Handmessgeräten erfolgen kann. Diese ermöglicht eine schnelle Messung in großen Gebieten und erreicht eine räumlich sehr hohe Auflösung, im Gegensatz zu der Punktmessung der Trübungssonde (Wass *et al.*, 1997). Der Nachteil dieser Methode ist die niedrige zeitliche Auflösung bzw. der Preis z.B. für mehrere Überflüge.

#### **4.3.2 Sedimentfallen**

Mit Sedimentfallen, die unterschiedlich konstruiert sein können, lässt sich die Menge an ausgetragenen Sediment integriert über einen bestimmten Zeitraum messen (Morgan, 1980; Roels & Jonker, 1983; Schmidt, 1983; Schmidt, 1998; Bracken & Kirkby, 2005). Eine einfache Variante Sediment abzufangen sind Feldkästen, die in der gewünschten Größe im Feld mit ebenerdiger Einlass- und Öffnung hangaufwärts aufgestellt werden. Am hinteren Ende ist eine Lochplatte befestigt, damit

das Abflusswasser abfließen kann (Schmidt, 1998). Je nachdem, welche Textur der Boden aufweist, ist es sinnvoll, zusätzlich zu der Lochplatte einen Filter einzusetzen, damit auch Ton- und Schluffpartikel zurückgehalten werden z.B. bei Lössböden (Schmidt, 1983). Die Porenweite sollte weder zu klein gewählt werden, um ein Verstopfen der Poren zu vermeiden, noch zu groß, damit alle Korngrößen bei der Messung erfasst werden (Schmidt, 1983). Ein anderes Design für eine Sedimentfalle sind Baumwolltaschen, die auf dem Hang platziert werden (Bracken & Kirkby, 2005). Unabhängig von Form und Bauart der Sedimentfalle kann das Sediment am unteren Ende des Hanges oder auch innerhalb des Hanges gemessen werden (Morgan, 1980; Roels & Jonker, 1983).

Der Vorteil dieser Messmethode ist die leichte Anwendbarkeit und die flexible Handhabung. Durch eine räumlich verteilte Platzierung der Fallen lassen sich Informationen zu der Verteilung der Erosion ermitteln, wobei nur Austräge gemessen werden können. Eine ereignisbezogene Auswertung ist sehr zeitintensiv und setzt Sedimentausträge voraus, die größer sind als der Messfehler. In den meisten Fällen sind die Sedimentfallen nicht mit einer Abflussmessung gekoppelt.

### **4.3.3 Bestimmung der Erosion durch Stabmessungen**

Ein einfacher Ansatz zur volumetrischen Bestimmung der Erosion ist die Installation von Stäben, Stöcken oder Nägeln in den Boden. Dabei wird die Höhe, die diese aus den Boden herausragen, bestimmt (Gleason, 1957; de Ploey & Gabriels, 1980; Takei *et al.*, 1981; Millington, 1981; Hadley, 1984; Schmidt, 1983; Schmidt, 1998). Kommt es zu Abtrag oder Ablagerung von Bodensubstrat, verändert sich diese Höhe, die durch räumliche Interpolation in Volumenänderungen umgerechnet werden kann. Da die Messstäbe in direktem Kontakt zu dem Boden stehen, verändern sie im Übergangsbereich die natürlichen Bedingungen (de Ploey & Gabriels, 1980). Es kommt zu Verwirbelungen am Fuße des Stabes, die Stäbe behindern Bodenbewegungen oder halten Steine zurück, die den Abtrag von Sediment beeinträchtigen (Haigh, 1977). Zusätzlich muss die Fläche bei der Installation und der Messung betreten werden, was einen Eingriff in die untersuchte Fläche darstellt und zu Fehlern führen kann (Hadley, 1984). Eine weitere Fehlerquelle stellen die natürlichen Bodenprozesse dar, wie Quellen und Schrumpfen, Änderung des Bodenwassergehaltes, Frost oder Setzungsprozesse, die zu einem Herausheben oder Versinken der Stäbe führen können (Haigh, 1977; Schmidt, 1998).

Zusammenfassend ist dies eine gute Methode für eine räumliche Unterscheidung von Abtrags- und Ablagerungsbereichen und die Methode ermöglicht Messungen auch bei hohen Erosionsraten, bei denen andere Messinstrumente bereits überlastet sind (Schmidt, 1998). Allerdings wird die Stabmessung relativ selten angewendet (Schmidt, 1998), da sie sehr zeitintensiv und mit vielen Unsicherheiten behaftet ist.

#### 4.3.4 Nicht-invasive Methoden

Als nicht-invasive Methoden werden Messungen bezeichnet, die nicht in das bestehende System eingreifen. Zur Bestimmung der Erosion sind dies ausschließlich volumetrische Messungen. Die Kombination verschiedener Aufnahmen von der Bodenoberfläche, aus verschiedenen Richtungen, führen zu einem dreidimensionalen Bild, aus dem ein digitales Geländemodell (DGM) abgeleitet werden kann. Werden zwei DGM, die zu unterschiedlichen Zeitpunkten aufgenommen wurden, verglichen, können die Veränderungen identifiziert und quantifiziert werden. Ablagerungen und Abtrag lassen sich so durch ein höheres oder niedrigeres Relief erkennen und durch Interpolation können diese Änderungen Flächen zugewiesen werden, wodurch flächige Volumenänderungen erfasst werden können. Die zur Messung der Erosion eingesetzten Methoden sind Lasermessungen und photogrammetrische Analysen der Oberfläche.

##### **Lasermessungen**

In vielen Untersuchungen wird die Lasermessung zur Bestimmung der Oberflächenrauigkeit angewendet (Römken *et al.*, 1988; Huang *et al.*, 1988; Huang & Bradford, 1992; Romken *et al.*, 2002), die aus dem erstellten DGM abgeleitet wird. Nur selten wird durch Lasermessung die Erosion im Feld quantifiziert (Flanagan *et al.*, 1995; Schmid *et al.*, 2004).

Es gibt zwei Möglichkeiten ein vollständiges DGM zu erstellen. Um die dreidimensionalen Informationen von der Oberfläche zu erhalten, kann in einem festgelegten Raster (definierte x- und y-Achse) die Höhe (z-Achse) durch einen fixierten Laser, der sich innerhalb dieses x-y-Rasters bewegen lässt, gemessen werden (Flanagan *et al.*, 1995). Die Zwischenräume in dem so erstellten Raster werden durch Interpolation beschrieben.

Andere Laser erfassen jeden Punkt mit x-, y- und z-Koordinaten und können mit einer Aufnahme ein dreidimensionales Bild erstellen. Um auch die Schattenbereiche (Flächen, die aus einem Blickwinkel hinter einer Erhebung liegen) erfassen zu können, müssen mindestens 2-3 Aufnahmen von unterschiedlichen Richtungen durchgeführt werden (Schmid *et al.*, 2004).

Durch den Vergleich zweier DGM, die zu verschiedenen Zeitpunkten gemessen wurden, erhält man die Änderungen der Oberfläche (Differenz der z-Koordinaten für jeden Punkt), über den sich die Erosion ableiten lässt. Dabei sind nur Änderungen von mindestens einem Millimeter nachweisbar (Schmid *et al.*, 2004), der auf die Fläche bezogen einem Abtrag von 10 t/ha entspricht.

Lasermessungen werden nicht sehr oft zur Quantifizierung der Erosion eingesetzt. Deutlich häufiger wird die Erosion über photogrammetrische Messmethoden bestimmt.

## Photogrammetrie

Die häufigste Anwendung der Photogrammetrie bei der Untersuchung der Erosion ist die Messung der Rauigkeit (Merel & Farres, 1998) und das Erstellen präziser DGM (Warner & Reutebuch, 1999), die auch zur Quantifizierung der Erosion verwendet werden können (Merel & Farres, 1998; Warner & Reutebuch, 1999; Rieke-Zapp & Nearing, 2005). Zur Erstellung des DGM werden mehrere Aufnahmen in einer Reihe erstellt, wobei die nachfolgende Aufnahme sich mindestens zu 60 % mit der vorherigen überschneiden muss (Rieke-Zapp & Nearing, 2005). Durch diese Überlappung erzielt man eine dreidimensionale Darstellung der Oberfläche, die zu einem DGM umgesetzt wird (Rieke-Zapp & Nearing, 2005). Bei anderen Anwendungen wird zeitgleich von zwei Kameras, die in einem festen Abstand und Winkel zueinander stehen, eine Fläche aufgenommen (Warner & Reutebuch, 1999), so dass auf diese Weise eine räumliche Darstellung der Bodenoberfläche ermöglicht wird. Ebenso wie bei der Lasermessung kann über den Vergleich von zwei DGM, die zu unterschiedlichen Zeitpunkten aufgenommen wurden, die Erosion bestimmt werden.

Bei diesen Methoden ist die Auflösung der Bilder von entscheidender Bedeutung. Die räumliche Auflösung der Aufnahmen erreicht bei Luftaufnahmen 0,15 - 0,3 m in der Horizontalen und +/- 55 mm in der Vertikalen (Thomas *et al.*, 1986). Bei Bodenaufnahmen kann eine vertikale Genauigkeit von 1 mm (Merel & Farres, 1998; Rieke-Zapp & Nearing, 2005) bis 2 mm (Sneddon *et al.*, 1984) bei einer horizontalen Auflösung von 1 mm bis 15 mm (Rieke-Zapp & Nearing, 2005) erreicht werden.

Die Anwendung der Photogrammetrie aus dem Flugzeug (Morgan *et al.*, 1978) oder dem Hubschrauber (Nachtergaele & Poesen, 1999) ist sehr kostenintensiv, deckt aber große Flächen ab (bis zu Quadratkilometern). Die Anwendung der photogrammetrischen Methoden im Feld ermöglicht dagegen die Erstellung hochaufgelöster DGM für kleine Flächen (bis zu mehreren Quadratmetern). Mit dieser Methode lassen sich sowohl Abtrag als auch Akkumulation quantifizieren. Neben den hohen Kosten ist der zeitliche Aufwand für die Auswertung ein Nachteil .

### 4.3.5 Tracermessungen

Von allen Tracern ist Caesium-137 (Cs-137) am häufigsten zur Bestimmung der Erosion eingesetzt worden (Loughran, 1989). Cs-137 ist ein Isotop mit einer Halbwertszeit von 30,2 Jahren und ist durch die Atombombenversuche in den 50er Jahren in signifikanten Mengen in die Stratosphäre gelangt. Cs-137 kann von den Böden und Sedimenten sehr gut adsorbiert werden und reichert sich, da es nicht durch Wasser ausgetragen wird, an der Bodenoberfläche an. Wenn es zu keiner mechanischen Untermischung kommt, findet die Anreicherung innerhalb der oberen fünf bis zehn Zentimeter statt und es kommt nur durch den Zerfall zu einer Abnahme des Gehalts an Cs-137. Ritchie *et al.* (1974) konnten eine Korrelation zwischen Austrag von adsorbierten Cs-137 und ero-

diertem Sediment aufzeigen. Bei dieser Methode wird entweder als Referenz ein vergleichbarer Bodentyp verwendet oder der Abtrag über Zerfallsrate und dem atmosphärischen *Fallout* abgeschätzt (Loughran, 1989). Der Vorteil dieser Methode ist die Quantifizierung von sowohl Abtrags- als auch Ablagerungsbereichen. Allerdings ist diese Methode eher zur Bestimmung langfristiger Austräge geeignet.

Ein weiterer ubiquitärer Tracer ist Beryllium 7 (Be-7) (Walling & He, 1999), das eine Halbwertszeit von 53 Tagen aufweist. Es wird beim Auftreffen kosmischer Strahlung auf die Erdatmosphäre gebildet und über Niederschlag in den Boden eingebracht (Walling & He, 1999).

Eisen-59 (Fe-59) (Wooldridge, 1965), Kupfer (Schwertmann & Schmidt, 1980) oder Aluminiumfarbe (Mtakwa *et al.*, 1987) können gelöst als künstlicher Tracer auf den Boden aufgetragen werden. Fe-59 hat eine Halbwertszeit von 45 Tagen, was eine wiederholte Anwendung nach sechs Monaten ermöglicht, während sich Kupfer sehr gut für Langzeituntersuchungen eignet (Schwertmann & Schmidt, 1980).

Die Tracermessung kann auf allen Skalen durchgeführt werden (Ritchie & McHenry, 1975) und reicht von der Plotskala über kleine Einzugsgebiete (Ritchie *et al.*, 1974; Walling & He, 1999) bis hin zu großen Einzugsgebieten (Walling *et al.*, 2001).

#### **4.3.6 Weitere Messmethoden**

Zusätzlich gibt es Methoden, die weniger präzise, aber einfach in der Anwendung sind und zur Abschätzung der Erosion in großen Gebieten und über lange Zeiträume ausreichen. Zwei dieser Methoden sind die Erosionskartierung (Rohr *et al.*, 1990; Bernsdorf *et al.*, 1995; DVWK, 1996; Schmidt, 1998) und die Quantifizierung der Sedimentumlagerung anhand von Fixpunkten (Hempel, 1951; Illner, 1956; Schmidt, 1998).

Eine simple Methode zur Bestimmung der Erosion ist die Kronkorkenmethode. Kronkorken werden am Hang verteilt und erzeugen so einen künstlichen Widerstand, unter dem sich, während des Abflusses, ein kleines Plateau bildet. Die Höhe des Plateaus ermöglicht eine Quantifizierung des abgetragenen Sediments (Gleason, 1957).

Ebenso wurden farbige Steine oder Substrate als Tracer eingesetzt (Leopold *et al.*, 1966) oder die Position von Steinen mit Farbe markiert (Gleason, 1957), um die Transportkapazität des Abflusses zu bestimmen. Diese und andere kreative Methoden konnten sich allerdings nicht durchsetzen.

## 4.4 Messungen der Erosion im Untersuchungsgebiet

### 4.4.1 Bewertung der vorgestellten Messmethoden

Die fehlende Standardisierung der Methoden zur Messung der Erosion und des ausgetragenen Sediments spiegeln die Problematik der Erosionsmessung wider. Es stellt eine Herausforderung dar, diesen Prozess zu quantifizieren, ohne in ihn einzugreifen. Nicht-invasive volumetrische Messungen sind aufwendig und teuer (Lasermessung und Photographie) oder ungenau (Kartierung). Andere volumetrische Messungen, wie z. B. die Stabmethode, greifen in das System ein und stören den Prozess, was zu Fehlern bei den Messungen führen kann.

Am weitesten verbreitet sind die dynamischen Messmethoden, da sie relativ leicht anwendbar und relativ kostengünstig sind. In Gebieten, in denen der Boden einen hohen Anteil an feinkörnigem Substrat und eine turbulente Strömung aufweist, sind die Messung der Trübung und die Entnahme von Aliquots eine gut anwendbare Messmethode. Diese beiden Methoden lassen sich besonders gut in Untersuchungsgebieten anwenden, in denen der Abfluss über einen Vorfluter erfolgt. Flächen ohne permanenten Abfluss können zwar ebenfalls mit einer Trübungssonde gemessen werden, allerdings ist die Entnahme von Aliquots zu empfehlen, da die auszuwertende Probe ein geringes Volumen umfasst und damit auch bei niedrigen Wasserständen gemessen werden kann.

Plotmessungen können für viele verschiedene Fragestellungen eingesetzt werden und lassen sich den örtlichen Gegebenheiten und der Fragestellung anpassen. Besonders häufig werden Plots bei der Durchführung von Experimenten installiert, da sie eine gute Kontrolle der beeinflussenden Parameter ermöglichen. Plotmessungen sind besonders geeignet, um gezielt die Zwischenrillenerosion zu quantifizieren, wenn die Plotgröße so gewählt ist, dass es nicht zur Ausbildung von Rillen kommt.

Tracermessungen können nur auf Böden durchgeführt werden, auf denen es über längere Zeiträume zu Sedimentumlagerungen gekommen ist, da die Isotope ansonsten keine unterschiedliche Verteilung aufweisen.

### 4.4.2 Messkonzept

Das Ziel des Messkonzepts ist die Messungen unter natürlichen Bedingungen. Die Durchführung von Experimenten war nicht vorgesehen, wobei trotzdem Erosion und Abfluss für jedes Niederschlagsereignis erfasst werden sollten. Aus diesem Grund war die Messung mit Sammel tanks ungeeignet und es boten sich stattdessen die Entnahme von Proben oder die Messung der Trübung an. Beide Methoden setzen allerdings eine gute Durchmischung des Abflusses und einen Sedimenttransport als Suspension voraus. Weil das sandige Substrat in dem Untersuchungsgebiet auch große Anteile groben Sandes aufwies, der durch Saltation transportiert wird, eigneten sich diese Methoden nicht für das betrachtete Untersuchungsgebiet. Da keine der bekannten dynamischen Methoden den Sedi-

mentaustrag in zufriedenstellender Art und Weise erfassen könnten, wurde eine eigene Methode entwickelt, die in Abschnitt 4.4 vorgestellt wird.

Abtrags- und Ablagerungsbereiche wurden durch volumetrische Messungen unterschieden. Diese sollten nicht invasiv sein, so dass Fernerkundungsmethoden und Kartierung für die Messung geeignet waren. Für eine Kartierung waren das Untersuchungsgebiet zu klein und die betrachteten Zeiträume zu kurz. Da die Flächengröße nicht ausreichte, um Vermessung aus Flugzeugen oder Satelliten durchzuführen, wurden Fernerkundungsmethoden vom Boden aus angewendet. Von den beiden geeigneten Methoden Photogrammetrie und Lasermessung wurde in diesem Projekt die Lasermessung ausgewählt. Die Messung mit dem eingesetzten Laser, der eine Fläche von einem Quadratmeter abdeckt, war eine in der Erosionsmessung noch nicht etablierte Methode. Die Kombination mit einer Oberflächenvermessung durch einen Punktlaser in einem festen Raster lieferte ergänzende Informationen über die räumliche Verteilung der Erosion.

Auf der Fläche standen vier unterschiedliche Substrate an, von denen nur die tertiären und quartären Sande untersucht wurden. Die eigentlichen Untersuchungen konzentrierten sich auf die Prozesse im Bereich des tertiären Substrats. Die Messapparaturen im Bereich des quartären Substrats dienten als Vergleich, da die beiden Substrate in der Textur sehr ähnlich waren (Tabelle 2.3.1), aber ein unterschiedliches hydrologisches Verhalten aufwiesen.

#### **4.4.3 Räumlich differenzierte Messung der Erosion**

Bei der Untersuchung der Erosion wurde zwischen Rillenerosion und Zwischenrillenerosion unterschieden. Beide Prozesse wurden sowohl durch eine dynamische Messung, als auch durch eine volumetrische Methode erfasst (Abbildung 4.1). Die Sedimentausträge aus den Zwischenrillenbereichen wurden auf Miniplots ( $1m^2$ ) gemessen, die auf tertiären wie quartären Substrat installiert waren, um hydrophile mit hydrophoben Bodeneigenschaften vergleichen zu können. Da die Rillenerosion nur durch die Zuflüsse der Zwischenrillenbereiche zustande kommt, kann man diesen Prozess nicht einzeln, sondern nur in der Kombination mit der Zwischenrillenerosion, betrachten. Aus diesem Grund wurde ein kleines Einzugsgebiet ( $300m^2$ ) ausgewählt, das die Untersuchung von Abfluss und Sedimentaustrag auf einem einzelnen Substrat und ohne den Einfluss von Vegetation ermöglicht. Neben der Plotmessung und den Messungen auf der Hangskala wurde der Sedimentaustrag des gesamten Einzugsgebietes ( $4ha$ ) gemessen (Abbildung 2.4).

#### **4.4.4 Erosionsmessung an den Versuchsplots**

Die Erosionsmessungen an den Versuchsplots, die in Abschnitt 2.2.3 vorgestellt werden, erfolgte durch den Einbau von Gitternetzen in den Auffangrinnen. Die Maschenweite betrug 0,063 mm und hielt sandiges Substrat, das durch den Abfluss transportiert wurde, in der Rinne zurück. Das

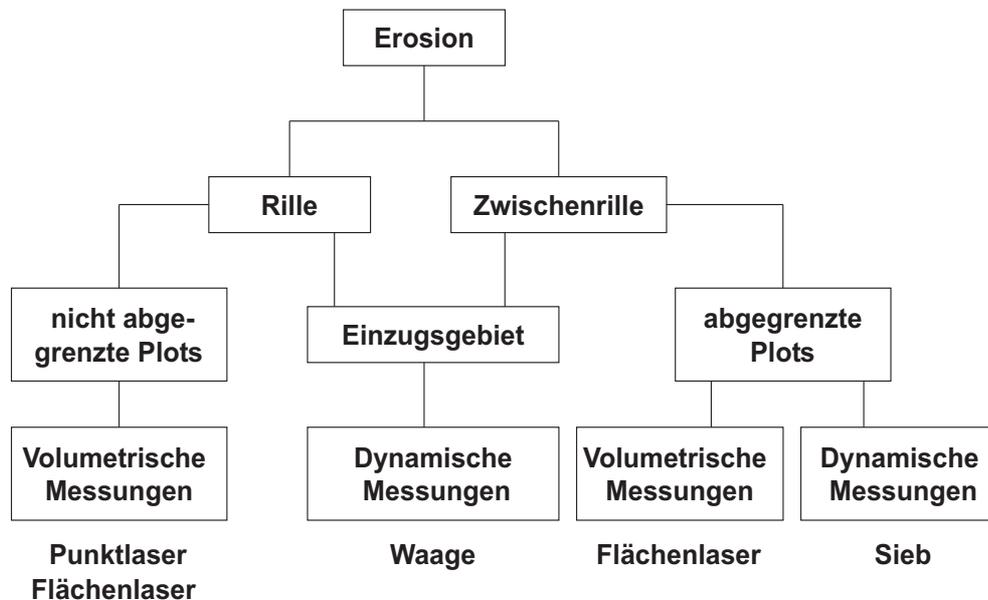


Abb. 4.1: Darstellung der Erosionsmessungen auf der Versuchsfläche Welzow Süd.

Sediment in der Rinne wurde in Abständen von 2-5 Wochen entfernt und gravimetrisch quantifiziert.

#### 4.4.5 Quantifizierung des Sedimentaustrags auf der Hangskala

Bei der eingesetzten Messapparatur handelt es sich um eine eigene Konstruktion, die sowohl Sedimentaustrag als auch Oberflächenabfluss zeitkontinuierlich erfasst. Die Messung erfolgte am Gebietsauslass des kleinen Einzugsgebietes, das sich hangwärts zu einer einzelnen Abflussrinne verengte (Abbildungen 2.4 B und 4.2 A). Am unteren Ende der Rinne war eine künstliche Rinne installiert (Abbildung 4.2 B), die das Wasser übergangslos aus der natürlichen Rinne aufnehmen konnte (Abbildung 4.3 A). Um ein seitliches Umspülen der Sammelrinne zu verhindern, wurden um den Eingang der künstlichen Rinne herum zwei Holzbarrieren errichtet, die trichterförmig angeordnet waren (Abbildungen 4.2 A und B und 4.3 A). Eine Unterspülung der künstlichen Rinne wurde durch eine Kunststoffolie verhindert, die an der künstlichen Rinne und den Seitenwänden befestigt war und in Richtung natürlicher Rinne bis zu 50 cm unter der Geländeoberfläche abgesenkt wurde. Darüber befand sich wieder aufgeschüttetes Substrat.

Die künstliche Rinne (gefertigt aus PVC) war 60 cm hoch, 1 m lang und am Einlass 10 cm breit und hatte ein Gefälle von 8,9 %, welches nach 10 cm abflachte (Abbildung 4.3 A). Anschließend an den 10 cm breiten Einlass erweiterte sich die Rinne auf 20 cm und wies ein Gefälle von 4 % auf. Ein beheizter Feuchtigkeitssensor, der in diesem Bereich der Rinne installiert war, registrierte abfließendes Wasser und löste einen Ultraschallsensor (Abbildung 4.2 B) aus. Dieser war im breiteren Teil der Rinne installiert und hat während eines Abflussereignisses den Wasserstand in Zehn-Sekunden-Schritten gemessen. Der schmalere und steilere Einlass bewirkte eine Beschleunigung des Abflusses,

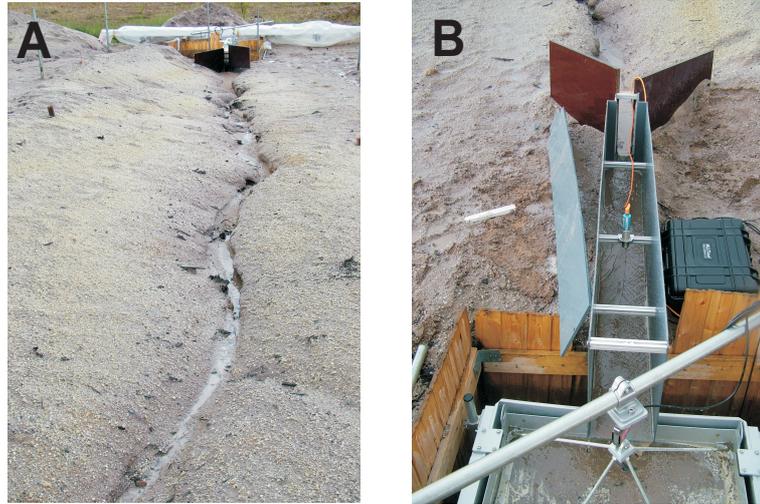


Abb. 4.2: Die natürliche Rinne des kleinen Einzugsgebietes (A) vereint den Abfluss, der dann über die künstliche Rinne (B) in den Auffangkasten zur Sedimentmessung geleitet wird.

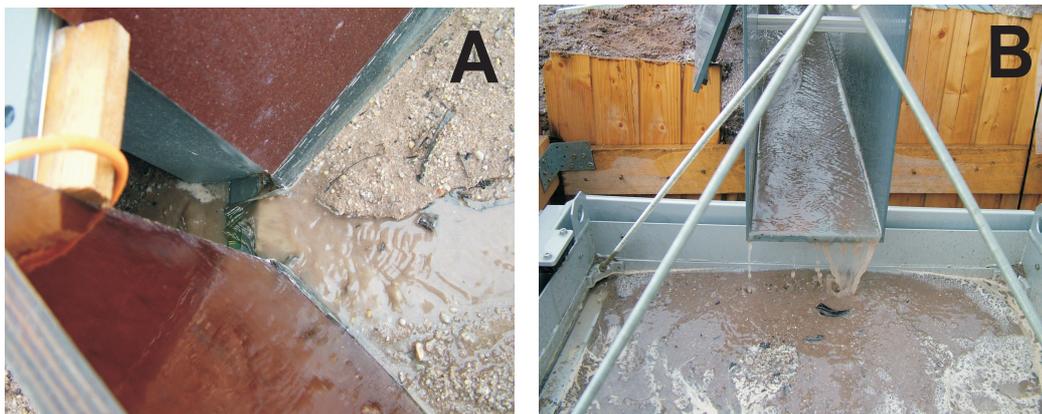


Abb. 4.3: Die Abflussrinne flacht in unteren Bereich am Übergang zu der künstlichen Rinne (A) ab. Diese sammelt abfließendes Wasser wie auch Sediment und leitet diese in den Auffangkasten der Sedimentmessung (B).

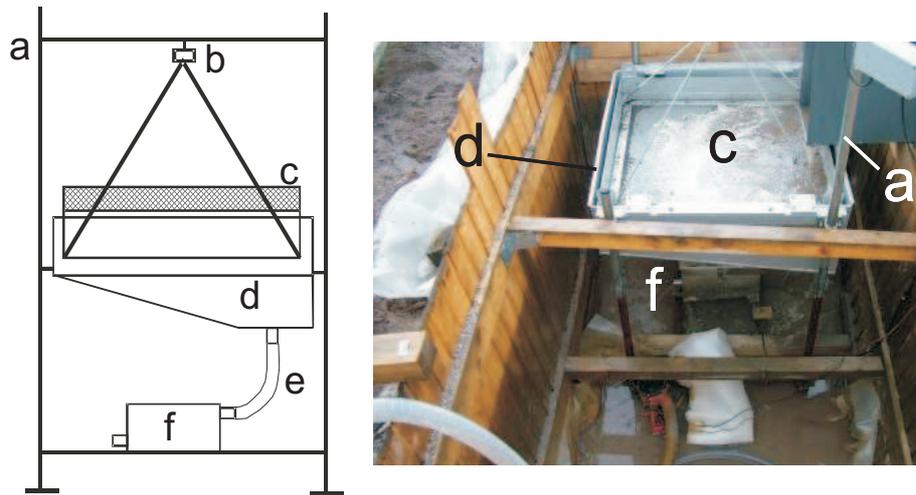


Abb. 4.4: Messapparatur für Erosion und Abfluss des kleinen Einzugsgebietes. Der Auffangkasten (c) ist am Gestell (a) über einen Kraftmesser (b) befestigt. Das abfließende Wasser wird in einem Trichter (d) gesammelt und über einen Schlauch (e) zur Kippwaage (f) geleitet.

um die Sedimentation von transportiertem Substrat zu verhindern.

Über die künstliche Rinne wurde der Oberflächenabfluss zusammen mit dem transportierten Sediment zu der eigentlichen Messapparatur geleitet (Abbildung 4.3 B), einem quadratischen Auffangkasten (Abbildung 4.4 c) mit einer Seitenlänge von 78 cm. Der Boden des Kastens bestand aus einem Gitternetz mit einer Maschenweite von 0,063 mm, welches entsprechend gröberes Sediment zurückhielt, während das Wasser abfließen konnte. Die 20 cm hohen Wände des Kastens waren in den unteren zehn Zentimetern undurchlässig und bestanden in den oberen zehn Zentimetern aus einem Gitternetz mit der Maschenweite von zwei Millimeter, das einen schnelleren Abfluss bei hohen Wasserständen ermöglichte und mittransportierte Äste oder andere Gegenstände zurückhielt. Der Auffangkasten hing frei schwebend über einem Trichter (Abbildung 4.4 d) an einem Kraftmesser der Firma Bongshin Loadcell Co. Ltd., mit einer Kapazität von 100 kg (Abbildung 4.4 b). Das aus dem Kasten abfließende Wasser wurde über den Trichter aufgefangen (Abbildung 4.4 d) und über einen Schlauch zu einer Kippwaage (Model V2A-Kippzähler) der Firma Umwelt-Geräte-Technik geleitet (Abbildung 4.4 f). Das Fassungsvermögen der Kippe betrug ein Liter. Bei einer maximalen Anzahl von drei bis vier Kippimpulsen pro zehn Sekunden ergibt sich eine maximale Abflussrate von  $20 \frac{L}{min}$ , die detektiert werden konnte. Die verschiedenen Messinstrumenten waren an einem Gestell befestigt (Abbildung 4.4 a), das fest im Boden verankert war.

Um den Oberflächenabfluss mit der Apparatur sammeln zu können, musste diese in einer Grube platziert werden, so dass sich der Auffangkasten unterhalb der Bodenoberfläche befand. Da sich der Grundwasserstauer in einer Tiefe von maximal zwei Meter befand und die gesamte Apparatur ca. ein Meter hoch war, bestand die Gefahr, dass Grundwasser in die Grube eindringt. Zusätzlich sammelte sich bei hohen Niederschlagsmengen in der Grube das Abflusswasser, dessen Abflussgeschwindigkeit

die Versickerungsrate in der Grube überstieg. Um den Anstieg des Wasserstandes in der Grube zu verhindern, wurden zwei Pumpen (Model L2200 der Firma Johnson Pump) in der Grube installiert, die durch einen Kippschalter bei steigenden Wasserspiegel eigenständig ansprangen. Die maximale Pumprate jeder Pumpe war mit  $120 \frac{L}{min}$  angegeben und die Stromversorgung erfolgte über zwei Blei-Gel-Akkus, die durch Solarzellen aufgeladen wurden.

#### **4.4.6 Quantifizierung der Erosion durch Lasermessung**

Die Messung der Erosion bzw. der Volumenveränderung an der Bodenoberfläche erfolgte über den Vergleich zweier digitaler Geländehöhenmodelle (DGM), die jeweils zu Beginn und zum Ende des Untersuchungszeitraums erstellt wurden. Die Genauigkeit der DGM war von der räumlichen Auflösung des Vermessungsrasters abhängig, in dem die Oberfläche erfasst wurde. In dieser Arbeit wurden zwei Methoden verwendet (Abbildung 4.1), die sich in der Auflösung stark unterschieden. Im weiteren Verlauf wird zwischen flächiger Lasermessung (sehr hohe Auflösung) und punktueller Lasermessung (niedrige Auflösung) unterschieden.

##### **Erosionsbestimmung durch einen 3D-Digitalisierer**

Der für die flächige Lasermessung eingesetzte Scanner (3D-Laserscanner VIVID 910 von Minolta) ist hauptsächlich für industrielle Nutzung, Archäologie, künstlerische und medizinische Anwendungen entwickelt worden und ermöglicht die Erstellung sehr genauer 3D-Bilder von Objekten (Konica Minolta, 2006). Über Triangulation und einem festen Abstand zwischen Lichtquelle und Kamera lässt sich für jeden gescannten Punkt die Entfernung und genaue Position bestimmen (Minolta, n.d.; Donges & Noll, 1993). Bei der Detektion der Bodenoberfläche erfasst eine Aufnahme eine Fläche von ca.  $1m^2$  mit einer Auflösung von ungefähr 640 X 480 Bildpunkten (die Kantenlängen variieren zwischen den Aufnahmen).

Da der Laser für eine Anwendung in geschlossenen Räumen entwickelt wurde, mussten bei der Anwendung im Feld einige Randbedingungen beachtet werden. Die größten Probleme bei der Messung im freien Feld stellten dabei die Lichtanfälligkeit des Lasers (Helligkeit  $< 500$  lx) und die Geländeunebenheiten dar. Die Position des Lasers, der auf einem Dreifuss installiert wurde, musste den Unebenheiten im Gelände angepasst werden. Bei Messungen in der Dämmerung oder in der Dunkelheit ergaben sich keine Probleme durch die Helligkeit. Bei tagsüber durchgeführten Messungen wurde die zu messende Fläche mit Hilfe einer Decke abgedunkelt, um sie vor der seitlichen Einstrahlung zu schützen (Zabel, 2006). Die Messung mit dem Flächenlaser wurde von den Projektpartnern in Sektion 1.4 (Fernerkundung) des GFZ durchgeführt.

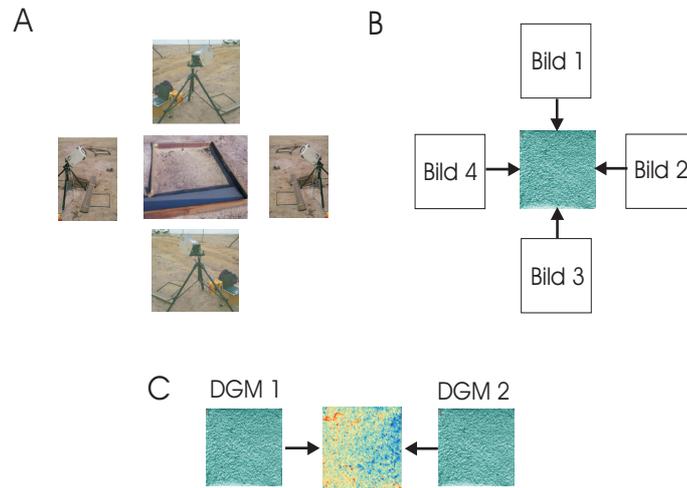


Abb. 4.5: Darstellung der Quantifizierung der Erosion über Laseraufnahmen im Feld (A), die Erstellung eines DGM aus den aufgenommenen Bildern (B) und die Erstellung einer Differenzkarte, die die Erosion zeigt (C).

**Erstellung eines digitalen Geländehöhenmodells (DGM) und eines Differenzbildes** Die dreidimensionalen Darstellung der Geländeoberfläche wurde durch die Kombination von vier Aufnahmen erstellt, die jeweils aus einer anderen Richtung, im Idealfall im rechten Winkel zueinander, aufgenommen wurden (Abbildung 4.5 A). Die Verarbeitung der Bilder zu einem DGM erfolgte in dem Programm RapidForm der Firma Metris. Die vier Bilder wurden über Fixpunkte miteinander verschnitten, wobei für die Kombination zweier Bilder mindestens drei Fixpunkte nötig sind (Abbildung 4.5 B). Um ein besseres Ergebnis zu erzielen, wurden bei der Auswertung sieben bis zehn Fixpunkte verwendet (Zabel, 2006). Die Auswahl der Fixpunkte erfolgte subjektiv durch den Bearbeiter.

**Quantifizierung der Erosion an Hand von Differenzbildern** Die Quantifizierung der Erosion erfolgte über Differenzbilder zwischen den erstellten DGM (Abbildung 4.5 C), die auf Messungen zu unterschiedlichen Zeitpunkten basieren (Tabelle 4.1). Nachdem die beiden DGM über Fixpunkte normiert wurden, konnte für jedes korrespondierende Punktepaar die Differenz berechnet werden. Randeffekte wurden vermieden, indem die äußeren Randbereiche abgeschnitten wurden.

Das Differenzbild zeigt die Abnahme (negative Werte) oder Zunahme (positive Werte) der Höhen an der Oberfläche, was mit Abtrag und Ablagerung von Sediment gleichgesetzt wurde. Die Differenzen werden grafisch dargestellt und ermöglichten qualitative Aussagen über die Lage von Abtrags- und Akkumulationsbereichen in der untersuchten Fläche. Die Erstellung sowohl der DGM als auch der Differenzbilder wurde von der Sektion 1.4 (Fernerkundung) des GFZ durchgeführt.

Tab. 4.1: Messperioden für die Messungen mit dem Flächenlaser.

Messung	Beginn	Ende
X	31.03.05	13.04.05
Y	13.04.05	10.05.05
A	10.05.05	26.06.05
B	26.05.05	13.07.05
C	13.07.05	08.08.05
D	08.08.05	31.08.05
E	31.08.05	12.10.05
F	12.10.05	02.11.05

### Erosionsmessung durch punktuelle Lasermessungen

Die punktuelle Lasermessung diente der Vermessung der unteren Rinne des kleinen Einzugsgebietes (Abbildung 4.1). Dazu wurde ein Laser (Disto Pro der Firma Leica) auf einem Schlitten über der Bodenoberfläche fixiert (Abbildung 4.6 C) und der Abstand zur Oberfläche gemessen. Der Schlitten ließ sich entlang einer Schiene, die an den beiden Enden ihrerseits auf fest installierten Schienen platziert war (Abbildung 4.6 A), parallel zur Hangoberfläche bewegen (Abbildung 4.6 B). Dadurch wurde eine Bewegung senkrecht zu der Bewegungsrichtung des Schlittens ermöglicht. An den Schienen und am Schlitten waren Maßbänder befestigt, worüber die relative räumliche Position des Schlittens festgelegt wurde.

Um die Hauptabflussrinne zu vermessen, wurde ein Raster erstellt, das sich über eine Länge von 8 m erstreckt und in 20 cm-Schritten hangaufwärts vermessen wurde. Hangparallel wurde in 1 cm-Schritten eine Breite von 60 bis 100 cm vermessen, die den Bereich der Rinne abgedeckt hat. Die Messungen wurden digital gesteuert (Abbildung 4.6 D) und gespeichert, während das Verschieben des Schlittens und der Schiene manuell erfolgte.

Die Punktmessungen wurden interpoliert, so dass die Änderungen der Höhenangaben auf die Fläche bezogen wurden und volumetrische Austräge berechnet werden konnten. Die Umsetzung erfolgte mit zwei Methoden. Zum einen wurden die Differenzen zwischen den einzelnen Punkten an der gleichen Position, die zu unterschiedlichen Zeitpunkten aufgenommen wurden, gemessen und dann interpoliert. Zum anderen wurden die Punkte zweier Zeitpunkte jeweils interpoliert und eine Differenz der entstandenen Flächen gebildet (Creutzfeld *et al.*, 2006).



Abb. 4.6: Punktuelle Lasermessung: Die dargestellte Messapparatur ermöglicht eine punktuelle Differenzmessung an der Bodenoderfläche. Auf zwei Schienen (A) ist eine bewegliche Schiene positioniert (B), an der ein Schlitten befestigt ist (C). An diesem Schlitten, der sich senkrecht zu der Bewegungsrichtung der Schiene bewegen lässt, ist ein Distometer befestigt, das punktuelle Abstandsmessungen ermöglicht. Die Messung ist computergesteuert (D).

## 4.5 Ergebnisse und Diskussion

### 4.5.1 Plotskala

Bei den Versuchplots (Abbildung 2.4) unterscheiden sich die Sedimentausträge, die für die acht betrachteten Zeiträume gemessen wurden, deutlich. Zum einen sind die Unterschiede in den ver-

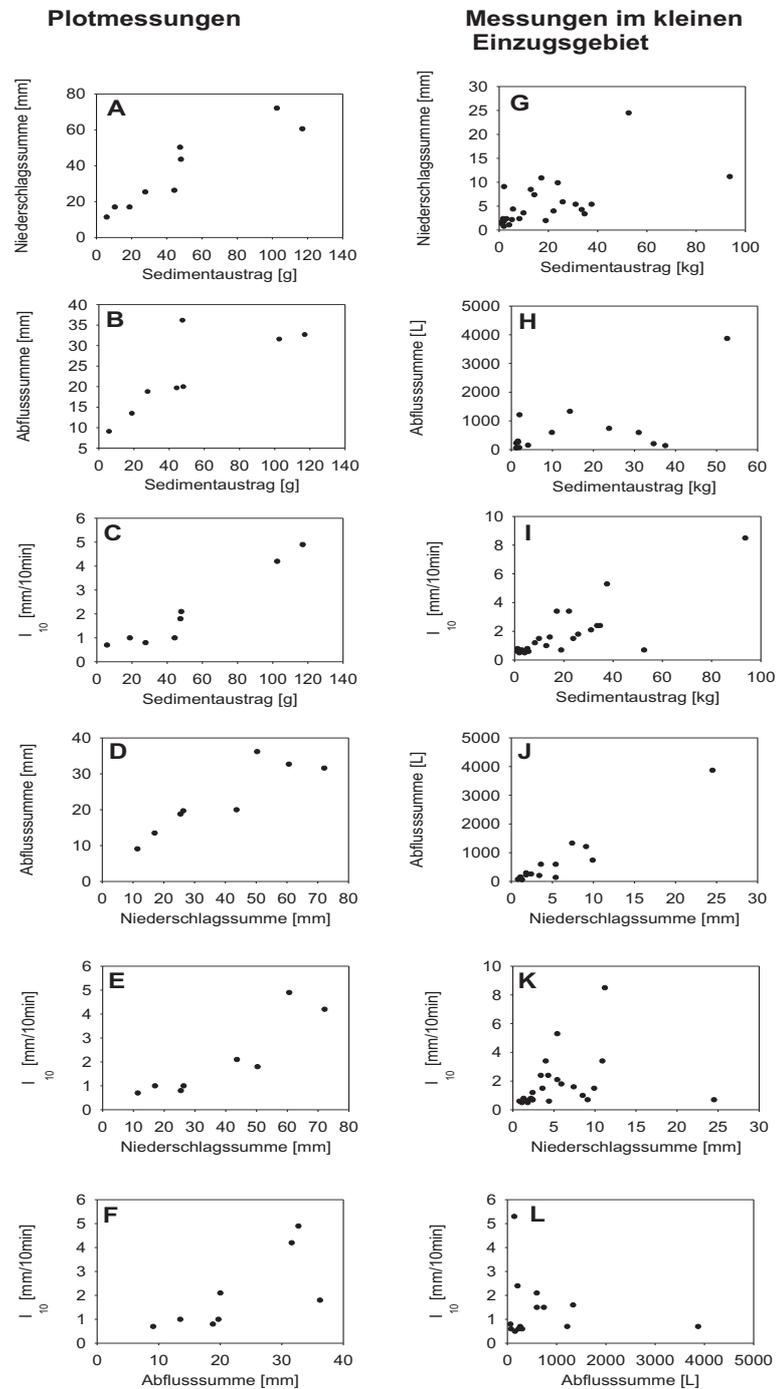


Abb. 4.7: Darstellung der Zusammenhänge zwischen Sedimentausttrag, Niederschlagsmenge, Niederschlagsintensität und Abfluss für den Plot TH (in A und C auch Plot TM) und für das kleine Einzugsgebiet.

schiedenen Substraten begründet, zum anderen haben auch andere Größen zu unterschiedlichen Sedimentaustträgen auf demselben Substrat beigetragen (Tabelle 4.2). Während die Sedimentaustträge der Plots QMG ( $3m^2$ ) und QM ( $1m^2$ ), unter Berücksichtigung ihrer Größe, vergleichbare Austträge aufweisen (aus QM wurde 40-90 % der Sedimentmengen von Plot QMG ausgetragen) liegen die Austträge aus Plot QH deutlich niedriger (1-8 % von Plot QMG). Diese Unterschiede können mit einer geringeren Hangneigung bei Plot QH (Tabelle 2.3) und Unterschieden in der Textur begründet werden (Tabelle 2.7).

Die gemessenen Sedimentaustträge wurden für die acht betrachteten Zeiträume mit der Niederschlagsmenge und der maximalen Niederschlagsintensität innerhalb dieser Zeiträume verglichen. Diese Vergleiche zeigen die Auswirkungen von Regentropfeneinschlag und Oberflächenabfluss auf den Sedimentausttrag auf. Die Erosion durch Regentropfeneinschlag ist von der kinetischen Energie des Regentropfens abhängig, die ihrerseits aus der Tropfengröße und der Fallgeschwindigkeit hervorgeht (Kinnell, 1990b; van Dijk *et al.*, 2002). Sowohl die Tropfengröße als auch die Fallgeschwindigkeit stehen im Zusammenhang mit der Niederschlagsintensität, so dass von dieser in vielen Untersuchungen die Wirkung des Regentropfeneinschlags abgeleitet wird. Da die kinetische Energie des Regentropfeneinschlags nicht gemessen wurde, wird die maximale Niederschlagsintensität als Äquivalent für den Regentropfeneinschlag verwendet. Die Transportkapazität, die zum Abtransport des losgelösten Sediments zur Verfügung steht, hängt vom Abfluss ab, der seinerseits durch die Menge und die Intensität des Niederschlags bestimmt wird. Wie in Kapitel 3 dargestellt wird, besteht auf dem hydrophoben Substrat ein linearer Zusammenhang zwischen Abfluss und Niederschlagsmenge. Demnach wird für das untersuchte Gebiet die Erosion durch den Abfluss hauptsächlich durch die Niederschlagsmenge bestimmt. Für Messungen, bei denen der Oberflächenabfluss nicht erfasst wurde, die Niederschlagsmenge als Äquivalent für die Abflussmenge verwendet.

Um die Zusammenhänge zwischen den Prozessen und deren Auswirkungen auf die Erosion zu untersuchen, wurden Korrelationen nach Pearson durchgeführt. Dabei wurden lineare und log-lineare Zusammenhänge betrachtet. Als einfachster Ansatz wurde die lineare Korrelation untersucht. Die log-lineare Abhängigkeit wurde überprüft, da in verschiedenen Modellen Sedimentausttrag und Abfluss in einem log-linearen Zusammenhang stehen (Onstad & Foster, 1975; Williams & Berndt, 1977; Witter *et al.*, 1991). Welcher Zusammenhang die Situation auf der untersuchten Fläche besser beschreibt, lässt sich anhand der Scatterplots (Abbildung 4.7) nicht eindeutig bestimmen, da die Anzahl der betrachteten Zeiträume auf der Plotskala klein ist (Abbildung 4.7 A-F).

Bei den tertiären Plots sind auf Grund von Störungen oder Messausfällen Daten verloren gegangen bzw. nicht für eine weitere Betrachtung verwendbar (Plot TMK). Bei Plot TM kam es bei der Messung des Abflusses zu vielen Ausfällen, so dass für den Plot nur die Niederschlagsdaten und die Mengen an Sedimentausttrag zur Verfügung stehen.

Bevor die Daten der einzelnen Plots untersucht wurden, erfolgte ein Vergleich der gemessenen Sedimentausträge der Plots untereinander. Würde sich für eine Pearson-Korrelation kein signifikanter Zusammenhang ergeben, dann hätten die Veränderungen von Niederschlagsmenge und -intensität unterschiedliche Auswirkungen auf die Sedimentausträge zwischen den Plots und das Zusammentragen der Ergebnisse wäre unzulässig. Da sich ein signifikanter Zusammenhang der Sedimentausträge aus den Plots und der Niederschlagsmenge für ein Signifikanzniveau von  $p = 0,01$  ergibt (Tabelle 4.3), kann man davon ausgehen, dass ein Anstieg der Menge an gefallenem Niederschlag bei allen Plots zu einem vergleichbarem Anstieg der ausgetragenen Sedimentmenge führt. Die Effekte, die durch Messungen aufgezeigt werden, sind demnach vergleichbar.

Die Korrelationen für Plot TH zeigen bis auf zwei Ausnahmen für Niederschlagsmenge, Niederschlagsintensität, Sedimentaustrag und Abfluss sowohl linear wie auch log-linear einen signifikanten Zusammenhang (Tabelle 4.4; Signifikanzniveau  $p = 0,01$ ). Die beiden Ausnahmen sind zum einen der log-lineare wie der lineare Zusammenhang von Abfluss und maximaler Niederschlagsintensität innerhalb eines zehnminütigen Intervalls und zum anderen der lineare Zusammenhang von Abfluss und Sedimentaustrag. Die Menge des Abflusses ist somit nicht abhängig von der maximalen Intensität eines Niederschlagsereignisses. Bei der Korrelation von Abfluss und Menge an ausgetragenen Sediment zeigt nur der log-lineare Zusammenhang ein signifikantes Ergebnis. Dieser log-lineare Zusammenhang ist auch in der Literatur beschrieben (Abrahams *et al.*, 1989) und bei empirischen Erosionsmodellen zu finden (Onstad & Foster, 1975; Williams & Berndt, 1977).

Als Vergleich zu den Messungen auf tertiärem Substrat zeigen die Messungen auf Plot QH, der im quartärem Substrat installiert war, ebenfalls eine Korrelatione zwischen Niederschlagsmenge und -intensität (Signifikanzniveau  $p = 0,01$ ) und, im Gegensatz zum tertiären Substrat, zwischen Abfluss und Niederschlagsintensität (Signifikanzniveau  $p = 0,05$ ). Alle anderen Korrelationen für die Messergebnisse auf Plot QH weisen keinen signifikanten Zusammenhang auf. Die Datenlage für die Korrelation mit den Ergebnissen der Abflussmessung ist allerdings kaum aussagekräftig, da nur für vier Messzeiträume komplette Messungen vorliegen. Geht man trotzdem davon aus, dass die vier Messergebnisse stimmen, hängt auf quartärem Substrat die Menge des Abflusses nur von der Niederschlagsintensität und nicht von der Niederschlagsmenge ab.

In Kapitel 3 wird gezeigt, dass sich das Abflussverhalten durch die hydrophoben Bodeneigenschaften ändert. Statt der wechselnden Abflussbeiwerte, die auf Böden mit hydrophilen Eigenschaften in Abhängigkeit vom Bodenwassergehalt und Niederschlagsintensität beobachtet werden können, besteht auf einem hydrophob wirkendem Boden ein linearer Zusammenhang zwischen Niederschlag und Abfluss. Der nicht signifikante Zusammenhang zwischen maximaler Niederschlagsintensität und Abflussmenge zeigt, dass die Abflussbildung durch die hydrophoben Bodeneigenschaften verändert wird. Dadurch hängt die Abflussmenge nicht mehr von der Niederschlagsintensität ab, wie es beim

Horton'schen Abfluss der Fall ist. Die Korrelationen für Plot QH bestätigen diesen Zusammenhang in den gemessenen Zeiträumen.

Da die Menge an ausgetragenen Sediment mit allen relevanten Größen korreliert, kann kein dominierender Prozess ausgemacht werden, der die Erosion im Zwischenrillenbereich bestimmt. Die Korrelationen zeigen vielmehr das Zusammenspiel von Regentropfeneinschlag und Oberflächenabfluss beim Abtrag von Sediment. Um neben der Zwischenrillenerosion auch die Rillenerosion zu untersuchen, wurden Messungen auf der Hangskala durchgeführt.

### 4.5.2 Hangskala

#### Auswertung der Messungen

Auf der Hangskala werden die Ergebnisse der Sedimentausträge bei hydrophilen und hydrophoben Bedingungen nicht über einen Vergleich verschiedener Substrate, sondern nur über die saisonalen Unterschiede der Bodeneigenschaften verglichen. Die meisten Messungen wurden bei hydrophoben Bedingungen durchgeführt und die Zusammenhänge von Niederschlagsmenge, -intensität und Sedimentaustrag sind in Abbildung 4.7 dargestellt (G-L). Die Ergebnisse basieren im Gegensatz zu den Plotmessungen auf ereignisbezogenen Messungen.

Die Menge an ausgetragenen Sediment auf der Hangskala wurde mittels der in Abschnitt 4.4.5 beschriebenen Messapparatur gemessen. Dabei wurde die Masse der Sedimentausträge mittels Kraftmesser bestimmt (Abschnitt 4.4.5). Dieser gibt ein permanentes Spannungssignal aus, welches von einem Datenlogger aufgezeichnet wird. Die Grundspannung ist konstant und Gewichtsänderungen führen zu Spannungsänderungen. Um diese Spannung den entsprechenden Gewichtswerten zuordnen zu können, wurde eine Eichgerade erstellt, indem für bekannte Massen (0 kg; 10,4 kg; 20,0 kg; 29,6 kg; 41,4 kg) die Spannung gemessen wurde. Das Ergebnis der Eichung ergibt über lineare Regression ( $r^2 = 0,9997$ ) die Gleichung:

$$m = 0,0506 \cdot U - 11,203 \quad (4.1)$$

$m$  : Masse des gesammelten Sediments [kg]

$U$  : Spannung [mV]

Die Zielsetzung der neu entwickelten Messapparatur war die kontinuierliche Bestimmung von Abfluss und ausgetragenen Sediment. Um die Auswertung der Messung zu verdeutlichen wird diese exemplarisch für einen Messtag (10. August 2005) durchgeführt (Abbildung 4.8). In dieser

Tab. 4.2: Sedimenttaustrag [g] aus den Mikroplots, für acht Zeiträume zwischen 28. April und 18. Oktober 2005.

	28.4.-10.5.	10.5.-18.5.	18.5.-26.5.	26.5.-15.6.	15.6.-12.7.	12.7.-01.8.	01.8.-31.8.	31.8.-18.10.	$\sum \left[ \frac{t}{\text{ha} \cdot \text{h}} \right]$
QH 1	1,91	3,19	3,8	12,4	7,9	23,9	53,3	11,7	118
QM 1	74,7	89,0	25,2	99,5	187,9	490,2	477,5	60,6	45,1
QMG	132,6	142,2	35,1	166,1	243,2	565,1	621,9	148,8	58,7
TH 1	18,8	27,7	5,8	44,3	47,5	117,0	102,5	47,99	12,3
TM 1	10,4	20,3	10,73	65,9	36,0	90,5	144,9	33,43	12,4
TMK	5,7	10,8	6,3	37,6	29,0	85,4	120,0	30,0	9,7
NS [mm]	6,0	18,2	11,4	26,3	50,3	60,6	72,1	43,6	288,5

Tab. 4.3: Korrelation nach Pearson für den Vergleich der Sedimentausträge aus den verschiedenen Plots, wie sie in Tabelle 4.2 aufgeführt sind, und der Niederschlagssumme. Alle Korrelationen sind signifikant (Signifikanzniveau 0,01).

	QH	QM	QMG	TH	TM	TMK	NS
QH	1	<b>0,85</b>	<b>0,89</b>	<b>0,83</b>	<b>0,97</b>	<b>0,97</b>	<b>0,83</b>
QM		1	<b>0,99</b>	<b>0,94</b>	<b>0,88</b>	<b>0,94</b>	<b>0,83</b>
QMG			1	<b>0,94</b>	<b>0,91</b>	<b>0,96</b>	<b>0,85</b>
TH				1	<b>0,89</b>	<b>0,93</b>	<b>0,92</b>
TM					1	<b>0,98</b>	<b>0,95</b>
TMK						1	<b>0,88</b>
NS							1

Tab. 4.4: Korrelation von ausgetragenen Sediment (S), Niederschlagsmenge (NS), Abflussvolumen (Q), maximaler Niederschlagsintensität ( $I_{10}$ ) für den Versuchsplot TH, durchgeführt für die in Tabelle 4.2 aufgeführten Zeiträume ( $n = 8$ ). Die Korrelationen wurden für die Messwerte wie für die logarithmierten Messwerte durchgeführt. Die signifikanten Korrelationen sind hervorgehoben.

TH	NS	Q	S	$I_{10}$		ln(NS)	ln(Q)	ln(S)	ln( $I_{10}$ )
NS	1	<b>0,89</b>	<b>0,92</b>	<b>0,90</b>	ln(NS)	1	<b>0,95</b>	<b>0,95</b>	<b>0,90</b>
Q		1	0,79	0,73	ln(Q)		1	<b>0,91</b>	0,79
S			1	<b>0,97</b>	ln(S)			1	<b>0,86</b>
$I_{10}$				1	ln( $I_{10}$ )				1

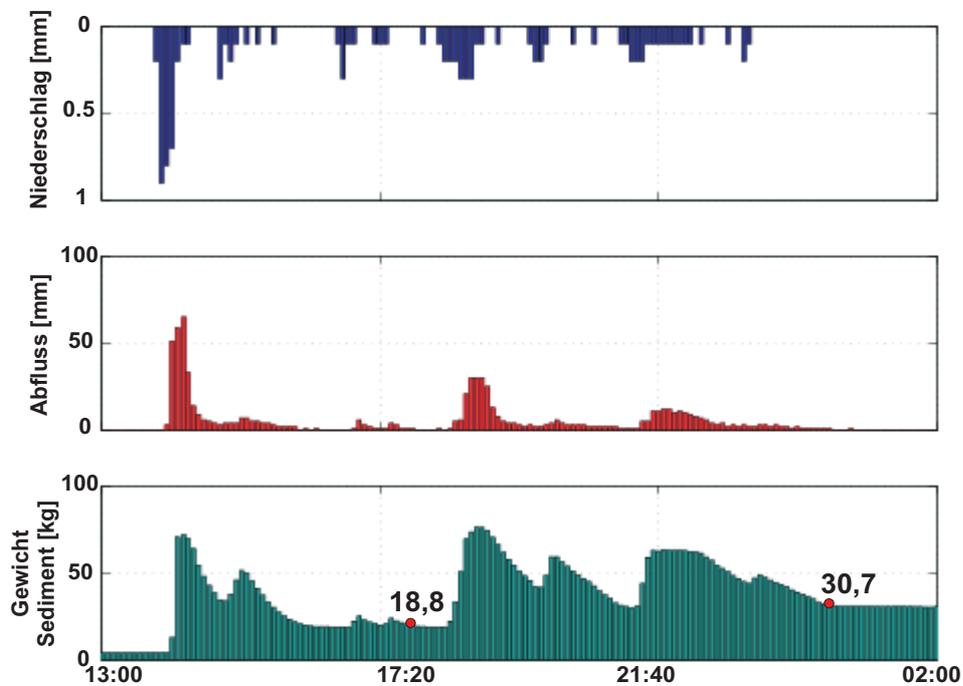


Abb. 4.8: Darstellung des Niederschlages, Abflusses und der Gewichtsmessung durch die Erosionsmessapparatur im kleinen Einzugsgebiet (10. August 2005).

Abbildung lassen sich zwei Niederschlagsereignisse differenzieren, das erste von 13:50 bis 15:40 Uhr und das zweite von 16:40 bis 23:00 Uhr. Für das jeweilige Ereignis ist der zeitliche Verlauf von Niederschlag und Abfluss deutlich zu erkennen und die Dynamik des Ereignisses wurde erfasst. Dies ist für die Sedimentmessung nicht kontinuierlich möglich, da auf Grund des Wassers, das sich im Auffangkasten sammelte, die Gewichtsmessung beeinflusst wurde. Das zusätzliche Gewicht durch das Wasser lässt sich nicht zeitkontinuierlich bestimmen und somit ist das Gewicht des zurückgehaltenen Sediments nicht kontinuierlich zu quantifizieren. Der Sedimentaustrag kann demnach nur ereignisbezogen bestimmt werden. Dies geschah über die Differenz zwischen den Gewichten, die am Ende des vorangegangenen und am Ende des betrachteten Ereignisses gemessen wurden, wie es in Abbildung 4.8 durch die roten Punkte dargestellt ist. Die Differenz zwischen diesen beiden Punkten ergibt die Masse des Sediments und des gespeicherten Wassers, das gegen die Schwerkraft im Sediment zurückgehalten wurde. Dieser Wassergehalt konnte in Laborexperimenten mit einem Wassergehalt von  $\theta = 10,9$  Gew. % ermittelt werden. Um die Trockenmasse an ausgetragenen Sediment zu erhalten, wurden die  $\theta = 10,9$  Gew. % von der gemessenen Masse abgezogen, wie es im Rechenbeispiel für den 10. August 2005 in der Berechnung 4.2 gezeigt wird.

$$S = (30,7kg - 18,8kg) - (30,7kg - 18,8kg) \cdot 0,109 = 10,6kg \quad (4.2)$$

$S$  : Masse des trockenen Sediments [kg]

Parallel zu den Messungen mit der neuen Messapparatur wurde im Zeitraum 15. Juli bis 8. Dezember 2005 zu 23 Zeitpunkten das Sediment aus dem Auffangkasten der Messapparatur im Labor getrocknet und gewogen (Tabelle 4.6). Bei sieben dieser Zeiträume lagen vollständige Datenreihen der Messapparatur für den gesamten betrachteten Zeitraum vor und ermöglichten eine Validierung der Messungen. Das Ergebnis des Vergleichs der gravimetrisch gemessenen Sedimentausträgen mit den berechneten Werten ist in Abbildung 4.9 dargestellt und zeigt eine gute Übereinstimmung der Werte. Die beiden grauen Punkte stehen für Zeiträume, in denen es bei der Messapparatur zu Ausfällen gekommen ist und somit die tatsächlich ausgetragenen Sedimentmengen unterschätzt wurden. Dieser Vergleich zeigt, dass die Messung und die Vorgehensweise bei der Auswertung zu guten Ergebnissen bei der Bestimmung des Sedimentaustrags führt.

### Untersuchung des Erosionsprozesses

Mit der vorgestellten Messapparatur sind für das kleine Einzugsgebiet 90 Niederschlagsereignisse erfasst worden. Davon führten 49 Ereignisse zu keinem messbaren Sedimentaustrag und bei fünfzehn

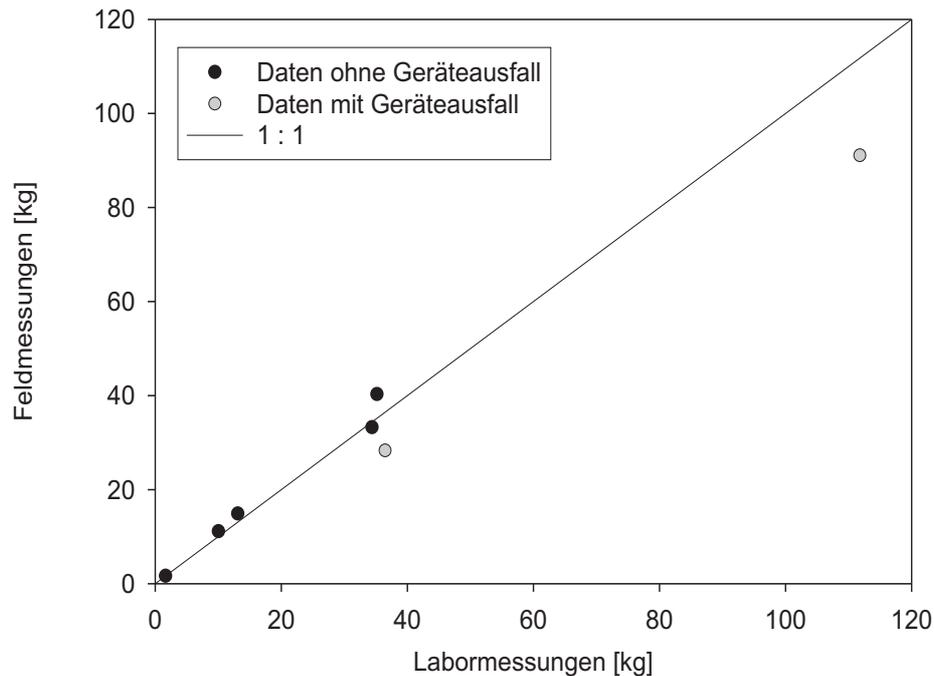


Abb. 4.9: Vergleich der berechneten Masse des trockenen Sediments im Auffangkasten der Messapparatur mit gravimetrischen Messungen im Labor.

Ereignissen wurde weniger als ein Kilogramm ausgetragenes Sediment gemessen. Die Ergebnisse der übrigen 26 Ereignisse sind zusammen mit der Niederschlagsmenge, der maximalen Niederschlagsintensität innerhalb eines Zehnminutenintervalls und dem Abfluss des entsprechenden Ereignisses in Tabelle 4.5 aufgeführt.

Die Ergebnisse der gravimetrischen Messung im Jahr 2005, die in Tabelle 4.6 dargestellt sind, ergaben in der Summe 879,4 kg ausgetragenes Sediment. Dies ergibt für den Zeitraum von 28. April bis Ende des Jahres einen Austrag von  $28,6 \frac{t}{ha}$ .

Die Ergebnisse der Messungen wurden analog zu den Messungen auf der Plotskala über die Pearson-Korrelation hinsichtlich ihres linearen und log-linearen Zusammenhangs getestet. Neben der Korrelation der gesamten Ergebnisse (Tabellen 4.7 I und II) wurden die Messergebnisse der Tabelle 4.5 nach maximalen Niederschlagsintensitäten sortiert und in zwei Kategorien (kleiner als  $1 \frac{mm}{10min}$  in Tabellen 4.7 III bzw. größer als  $1 \frac{mm}{10min}$  in Tabellen 4.7 IV jeweils für mindestens ein Messintervall) unterteilt. Innerhalb der jeweiligen Kategorie wurden die Pearson-Korrelationen berechnet (Tabelle 4.7 III und IV). Da der Abfluss nicht für alle Niederschlagsereignisse erfasst werden konnte, basieren die Korrelationen mit der Abflussmenge auf einer geringeren Anzahl an Ereignissen als die Korrelationen von ausgetragenen Sediment, Niederschlagsmenge und -intensität. Die log-linearen Abhängigkeiten wurden nur für Niederschlagsereignisse durchgeführt, die zum Sedimentaustrag geführt haben, um numerische Probleme bei der Berechnung zu vermeiden.

Tab. 4.5: Niederschlagsereignisse, für die Sedimentaustrag (S), Niederschlagsmenge (NS) und maximale Niederschlagsintensität ( $I_{10}$ ) auf der Hangskala gemessen wurde (n=26). Der Abfluss (Q) konnte nur für 14 dieser Ereignisse erfasst werden.

Tag	NS-Dauer[ $\text{min}$ ]	S [kg]	NS [mm]	$I_{10}$ [ $\frac{\text{mm}}{10\text{min}}$ ]	Q [L]
13.08.05	170	1,2	1,3	0,8	60
11.09.05	85	1,2	1,8	0,6	227
16.09.05	100	1,6	1,8	0,6	298
29.09.05	35	1,6	2,4	0,7	259
27.05.06	180	1,9	1,8	0,5	-
13.08.05	135	1,9	0,8	0,6	72
15.09.05	485	2,0	9,1	0,7	1214
25.08.06	140	2,9	2,4	0,7	-
13.08.05	140	4,1	1,1	0,5	154
23.08.06	250	5,2	2,2	0,8	-
27.05.06	300	5,6	4,4	0,6	-
15.07.05	20	8,2	2,4	1,2	-
29.09.05	155	9,9	3,6	1,5	598
14.06.05	370	12,8	8,5	1	-
16.11.05	200	14,3	7,4	1,6	1333
27.06.06	190	17,1	10,9	3,4	-
22.08.06	230	18,9	2	0,7	-
15.07.05	30	22,1	4	3,4	-
10.08.05	655	23,8	9,9	1,5	740
25.06.05	230	25,8	5,9	1,8	-
16.09.05	75	31,0	5,4	2,1	596
29.07.06	80	33,5	4,3	2,4	-
20.05.06	80	34,7	3,4	2,4	206
16.05.06	60	37,5	5,4	5,3	139
22.07.05	1085	52,6	24,5	0,7	3872
29.07.06	90	93,6	11,2	8,5	-

Tab. 4.6: Gravimetrisch im Labor gemessene Sedimentausträge (S) aus dem kleinen Einzugsgebiet mit dem Datum der Messung. Die Ergebnisse beziehen sich jeweils auf den angegebenen Zeitraum. Für die aufgeführten Zeitraum sind auch die Niederschlagsmenge (NS) und die maximale Niederschlagsintensität ( $I_{10}$ ), die innerhalb des untersuchten Zeitraums gemessen wurde, aufgeführt. Für einige Zeiträume liegen keine Daten (k.D.) für die Niederschlagsintensität vor.

Datum	S [kg]	NS [mm]	$I_{10} [\frac{mm}{10min}]$
28.04.2005	2,3	k.D.	k.D.
28.04.-10.05.2005	6,0	17	1,0
10.05.-11.05.2005	3,1	4,3	0,8
11.05.-18.05.2005	13,0	21,0	k.D.
18.05.-22.05.2005	0	1,4	k.D.
22.05.-26.05.2005	5,6	10,0	k.D.
26.05.-07.06.2005	23,0	8,0	k.D.
07.06.-15.06.2005	46,7	18,3	1,0
15.06.-29.06.2005	21,7	7,4	1,8
29.06.-08.07.2005	60,4	36,3	1,7
08.07.-15.07.2005	9,5	6,6	0,3
15.07.-18.07.2005	34,4	6,5	3,4
18.07.-27.07.2005	122,2	34,9	4,5
27.07.-01.08.2005	146,5	19,2	4,9
01.08.-05.08.2005	43,7	10,2	0,5
05.08.-08.08.2005	64,7	17	2,7
08.08.-31.08.2005	216,7	44,9	4,2
31.08.-20.09.2005	35,2	25,6	2,1
20.09.-29.09.2005	10,0	5,3	1,5
29.09.-06.10.2005	1,6	12,7	0,7
06.10.-08.12.2005	13,1	36,1	1,6
08.12.2005-30.03.2006	2,7	122,0	k.D.
30.03.-07.04.2006	0	9,2	0,9

Tab. 4.7: Korrelation von ausgetragenen Sediment (S), Niederschlag (NS), Abfluss (Q) und maximaler Niederschlagsintensität ( $I_{10}$ ) im kleinen Einzugsgebiet für alle erfassten Ereignisse ( $n = 90$ ), die erfassten Ereignisse mit Abflussmessung und die nach der Niederschlagsintensität sortierten Ereignisse. Signifikante Korrelationen sind hervorgehoben (Signifikanzniveau 0,01). Bei Korrelationen, für die nicht alle Werte vorlagen, steht k.D. (keine Daten).

I	Alle Werte für das Einzugsgebiet ( $n = 90$ )							
	Messwerte ( $n = 90$ )				logarithmiert ( $n = 41$ )			
	NS	Q	S	$I_{10}$	NS	Q	S	$I_{10}$
NS	1	k.D.	<b>0,72</b>	<b>0,51</b>	1	k.D.	<b>0,74</b>	<b>0,67</b>
Q		1	k.D.	k.D.		1	k.D.	k.D.
S			1	<b>0,87</b>			1	<b>0,78</b>
$I_{10}$				1				1
II	Alle Werte für das Einzugsgebiet mit Abflussmessung ( $n = 52$ )							
	Messwerte ( $n = 52$ )				logarithmiert ( $n = 25$ )			
	NS	Q	S	$I_{10}$	NS	Q	S	$I_{10}$
NS	1	<b>0,96</b>	<b>0,78</b>	0,33	1	<b>0,83</b>	<b>0,67</b>	0,55
Q		1	<b>0,69</b>	0,18		1	<b>0,54</b>	<b>0,53</b>
S			1	<b>0,71</b>			1	<b>0,73</b>
$I_{10}$				1				1
III	Werte mit Niederschlagsintensität $< 1 \frac{mm}{10min}$ ( $n = 46$ )							
	Messwerte ( $n = 46$ )				logarithmiert ( $n = 19$ )			
	NS	Q	S	$I_{10}$	NS	Q	S	$I_{10}$
NS	1	<b>0,99</b>	<b>0,92</b>	0,37	1	<b>0,83</b>	0,52	0,34
Q		1	<b>0,95</b>	0,35		1	0,48	<b>0,64</b>
S			1	0,27			1	0,35
$I_{10}$				1				1
IV	Werte mit Niederschlagsintensität $> 1 \frac{mm}{10min}$ ( $n = 13$ )							
	Messwerte ( $n = 13$ )				logarithmiert ( $n = 13$ )			
	NS	Q	S	$I_{10}$	NS	Q	S	$I_{10}$
NS	1	k.D.	0,39	0,40	1	k.D.	0,36	0,29
Q		k.D.	k.D.	k.D.		k.D.	k.D.	k.D.
S			1	<b>0,89</b>			1	<b>0,80</b>
$I_{10}$				1				1

Tab. 4.8: Korrelation von ausgetragenen Sediment (S), Niederschlag (NS), Abfluss (Q) und maximaler Niederschlagsintensität ( $I_{10}$ ) auf der Hangskala für Ereignisse mit einem Sedimentaustrag von mehr als 1 kg (Tabelle 4.5), mit mehr als 5 kg und den Ergebnissen der gravimetrischen Messung (Tabelle 4.6). Signifikante Korrelationen sind hervorgehoben (Signifikanzniveau 0,01). Bei Korrelationen, für die nicht alle Werte vorlagen, steht k.D. (keine Daten).

V	Gravimetrisch bestimmte Sedimentausträge (n = 23)							
	Messwerte (n = 16)				logarithmiert (n = 16)			
	NS	Q	S	$I_{10}$	NS	Q	S	$I_{10}$
NS	1	k.D.	<b>0,65</b>	0,48	1	k.D.	0,57	0,49
Q		1	k.D.	k.D.		1	k.D.	k.D.
S			1	<b>0,82</b>			1	<b>0,69</b>
$I_{10}$				1				1
VI	Werte mit Sedimentausttrag > 1 kg (n = 26)							
	Messwerte (n = 14)				logarithmiert (n = 14)			
	NS	Q	S	$I_{10}$	NS	Q	S	$I_{10}$
NS	1	<b>0,96</b>	<b>0,70</b>	0,01	1	<b>0,88</b>	<b>0,70</b>	0,38
Q		1	0,58	-0,17		1	0,48	0,04
S			1	0,56			1	<b>0,73</b>
$I_{10}$				1				1
VII	Werte mit Sedimentausttrag > 5 kg (n = 17)							
	Messwerte (n = 7)				logarithmiert (n = 7)			
	NS	Q	S	$I_{10}$	NS	Q	S	$I_{10}$
NS	1	<b>0,96</b>	0,65	-0,47	1	0,80	0,47	-0,66
Q		1	0,52	-0,59		1	-0,01	<b>-0,93</b>
S			1	0,14			1	0,05
$I_{10}$				1				1
VIII	Werte mit Sedimentausttrag > 5 kg (n = 17)							
	Messwerte (n = 17)				logarithmiert (n = 17)			
	NS	Q	S	$I_{10}$	NS	Q	S	$I_{10}$
NS	1	k.D.	0,50	0,10	1	k.D.	0,54	0,21
Q		k.D.	k.D.	k.D.		k.D.	k.D.	k.D.
S			1	<b>0,77</b>			1	<b>0,63</b>
$I_{10}$				1				1

Die Ergebnisse zeigen zwischen Niederschlags- und Abflusswerten in allen Kategorien eine hohe und signifikante Korrelation. Dieser Zusammenhang ist auf die hydrophoben Bodeneigenschaften zurückzuführen, die die Abflussbildung stark beeinflussen (Kapitel 3). In Tabelle 4.7 II ist bis auf zwei Ausnahmen ein Zusammenhang aller korrelierter Größen zu sehen. Kein signifikanter Zusammenhang lässt sich zwischen Niederschlagsmenge und -intensität aufzeigen, und für Abflussmenge und maximale Niederschlagsintensität ergibt sich nur eine signifikante log-lineare Korrelation. Für die Menge an ausgetragenem Sediment sind demnach sowohl die Abflussmenge, als auch die Niederschlagsintensität entscheidend.

Bei den Korrelationen mit den beiden nach Niederschlagsintensität eingeteilten Kategorien zeigt sich für Ereignisse  $< 1 \frac{mm}{10min}$  ein signifikanter Zusammenhang zwischen ausgetragenem Sediment und Abflussmenge, nicht aber für Sedimentaustrag und maximaler Intensität (Tabelle 4.7 III). Demzufolge wird der Sedimentabtrag hauptsächlich durch den Oberflächenabfluss bestimmt, wenn die Niederschlagsereignisse eine maximale Intensität von einem Millimeter pro zehn Minuten nicht überschreiten.

Die Anzahl der Niederschlagsereignisse mit einer maximalen Intensität von mehr als  $1 \frac{mm}{10min}$  war recht gering ( $n = 7$ ) und ergab bei der Pearson-Korrelation keine signifikanten Zusammenhänge. Aus diesem Grund wurden bei einer weiteren Korrelation auch Niederschlagsereignisse ohne Abflussmessung berücksichtigt. Aufgrund der hohen Korrelation zwischen Abfluss- und Niederschlagsmenge wurde die Niederschlagsmenge als Äquivalent für den Abfluss betrachtet (Tabelle 4.7 IV). Für die dreizehn erfassten Ereignisse ergibt sich ein signifikanter Zusammenhang zwischen der Menge an ausgetragenem Sediment und der maximalen Niederschlagsintensität. Für eine Signifikanzniveau von  $p = 0,01$  ergibt sich für die Abflussmenge und den Sedimentaustrag kein signifikanter Zusammenhang, sondern erst bei einem Signifikanzniveau von  $p = 0,05$ . Bei den Ereignissen hoher Niederschlagsintensität hängt der Sedimentabtrag hauptsächlich vom Regentropfeneinschlag ab, kann aber nur bei einer ausreichenden Menge Oberflächenabfluss stattfinden. Die Korrelationen zeigen auch, dass die Menge an Oberflächenabfluss bei hohen Niederschlagsintensitäten nicht der limitierende Faktor ist, da sich sonst eine signifikante Korrelation zwischen Abflussmenge und Sedimentaustrag ergeben hätte.

Eine weitere Kategorisierung der Ereignisse erfolgte nach der Menge an ausgetragenem Sediment. Die Kategorien umfassen Ereignisse, die zu einem Sedimentaustrag von mehr als einem Kilogramm geführt haben, und Ereignisse, bei denen mehr als fünf Kilogramm Sediment ausgetragen wurden. Die Ergebnisse der entsprechenden Korrelationen sind in den Tabellen 4.8 VI und 4.8 VII dargestellt.

Bei Niederschlagsereignissen, die zu einem Sedimentaustrag von mehr als einem Kilogramm führen, korreliert die Menge an ausgetragenem Sediment signifikant mit der Niederschlagsintensität

(log-linearer Zusammenhang), nicht aber mit der Abflussmenge. Allerdings scheint der Abfluss den Prozess noch zu beeinflussen, da der Sedimentaustrag einen signifikanten Zusammenhang mit der Niederschlagsmenge aufweist. Die Bereitstellung von Niederschlagswasser scheint bei diesen Sedimentausträgen von Bedeutung zu sein, um eine entsprechende Transportkapazität des Oberflächenabflusses zu erreichen.

Bei Niederschlagsereignisse, die zu einem Sedimentaustrag von mehr als fünf Kilogramm geführt haben, wurde für sieben Ereignisse der Abfluss erfasst. Deshalb werden auch für diese Korrelation Ereignisse ohne Abflussmessung betrachtet (Tabellen 4.8 VIII). Bei diesen Korrelationen ergibt sich ein signifikanter Zusammenhang für den Sedimentaustrag und Niederschlagsintensität, nicht aber für Sedimentaustrag und Niederschlagsmenge, die als Richtwert für die Abflussmenge verwendet werden kann. Demnach zeigt auch die Einteilung nach ausgetragenen Sedimentmengen, dass für größere Austräge der Regentropfeneinschlag der entscheidende Prozess für das Abtragen auf der Hangskala ist und der Oberflächenabfluss nicht den limitierenden Faktor darstellt.

Neben den Messungen im Feld wurden auch die Ergebnisse der gravimetrischen Messungen der Sedimentausträge im Labor mit den im Feld gemessenen Werten für Niederschlagsmenge und maximale Niederschlagsintensität der entsprechenden Zeiträume auf signifikante Zusammenhänge getestet. Dabei zeigt sich ein linearer Zusammenhang zwischen Menge an ausgetragenen Sediment und maximaler Niederschlagsintensität (Tabelle 4.8 V). Bei den Korrelationen über längere Zeiträume zeigt sich wieder die Abhängigkeit des Sedimentaustrags von sowohl der Niederschlagsmenge, als auch der maximalen Niederschlagsintensität.

Die Ergebnisse der Korrelationen zeigen, wie Regentropfeneinschlag und Oberflächenabfluss beim Sedimentaustrag zusammenspielen. Dies entspricht den Untersuchungen der Böden ohne wasserabweisende Eigenschaften. Die Einteilung in Kategorien zeigt, dass der Oberflächenabfluss den Sedimentabtrag bei geringeren Niederschlagsintensitäten bestimmt. Außerdem wird bei Niederschlagsereignissen mit geringer Intensität weniger Sediment ausgetragen als bei Ereignissen mit hoher Intensität. Bei diesen Ereignissen wird der Sedimentabtrag hauptsächlich durch den Regentropfeneinschlag bestimmt. Dabei können Sedimentausträge nur dann gemessen werden, wenn die Transportkapazität des Abflusses ausreicht, um die losgelösten Bodenpartikel zum Gebietsauslass zu transportieren. Dies scheint bei Niederschlagsereignissen mit geringer maximaler Niederschlagsintensität der limitierende Faktor zu sein. Nach den Ergebnissen reicht bei Ereignissen mit geringen Sedimentausträgen die Transportkapazität aus, um das losgelöste Sediment zu transportieren.

### **Grenzwerte der Erosion**

Die kinetische Energie des Niederschlages, die von der Niederschlagsintensität abhängt (Kinnell, 1990a; van Dijk *et al.*, 2003), und die Transportkapazität des Abflusses müssen ausreichen, um

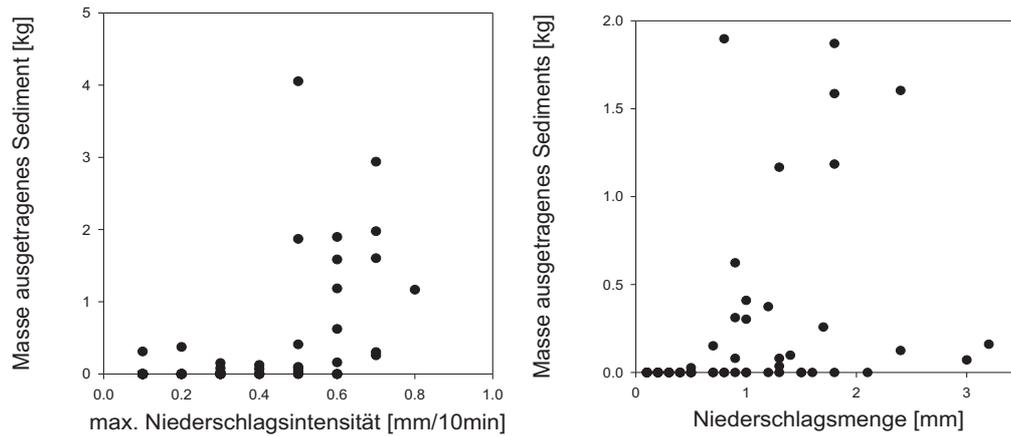


Abb. 4.10: Ausschnitte aus der Darstellung der Masse an ausgetragenen Sediment (bestimmt mit der Messapparatur im kleinen Einzugsgebiet) in Abhängigkeit von der maximalen Niederschlagskapazität ( $n=29$ ) und der Niederschlagsmenge des jeweils korrespondierenden Niederschlagsereignisses ( $n=26$ ).

Bodenpartikel abzulösen und abtransportieren zu können. Um die minimalen Werte für Niederschlagsmenge und Niederschlagsintensität zu ermitteln, die zum Auslösen des Erosionsprozesses nötig sind, werden in Abbildung 4.10 Ausschnitte aus den Abbildungen 4.7 G und I dargestellt. Jeder Punkt stellt ein Niederschlagsereignis dar, für das der Sedimentaustrag einmal der korrespondierenden Niederschlagsmenge und einmal der maximalen Niederschlagsintensität innerhalb eines zehnminütigen Zeitintervalls gegenübergestellt wird. Austräge unter  $0,5 \text{ kg}$ , die einem Abtrag von  $1,6 \text{ g/m}^2$  entsprechen, werden nicht berücksichtigt. Die angegebenen Grenzbereiche umfassen den niedrigsten Betrag, bei dem es zu Austrägen von mehr als  $0,5 \text{ kg}$  kam, und den höchsten Wert, der zu keinem Austrag führte. Die Abbildung 4.10 zeigt, dass es ab einer maximalen Niederschlagsintensität von  $0,5 - 0,7 \frac{\text{mm}}{10\text{min}}$  zu messbaren Sedimentausträgen kommt, während das Spektrum für die Niederschlagsmenge mit  $0,9-3,2 \text{ mm}$  deutlich breiter ist. Da beide Prozesse bei der Erosion zusammenspielen, ist es nicht ausreichend, wenn nur für einen der beiden Prozesse der Grenzwert überschritten wird. Sowohl die Niederschlagsmenge als auch die Intensität müssen den jeweiligen Grenzwert überschreiten, damit es zum Sedimentaustrag kommt. Eine Analyse von 90 Niederschlagsereignissen ergab, dass diese Grenzwerte für 80 Ereignisse zutreffen und bei einem Grenzwert von  $0,6 \frac{\text{mm}}{10\text{min}}$  für die maximale Niederschlagsintensität sogar 85 Ereignisse die Grenzwertbedingungen erfüllen. Basierend auf diesen Beobachtungen werden die Grenzwerte für erosionserzeugende Niederschlagsereignisse mit einer Niederschlagsmenge von  $0,9 \text{ mm}$  und einer maximalen Niederschlagsintensität von  $3,6 \frac{\text{mm}}{\text{h}}$  in einem Zehnminutenintervall angegeben.

In der Literatur wird für hydrophil reagierende Böden ein Niederschlag als erosiv angenommen, wenn es sich um einen länger anhaltenden Landregen mit einer Niederschlagsmenge von mehr als zehn Millimeter handelt (Schwertmann *et al.*, 1990) oder ein Niederschlagsintensität von 10

$\frac{mm}{h}$  innerhalb einer halben Stunde gemessen wird (Schwertmann *et al.*, 1990). Ein Vergleich der Niederschlagsintensitäten ist wegen der unterschiedlichen zeitlichen Auflösungen nicht möglich, aber es wird deutlich, dass bei hydrophoben Bodeneigenschaften bereits geringere Niederschlagsmengen erosiv wirken.

Die oberen Grenzen des Erosionsprozesses, wie die maximale Transportkapazität oder andere limitierende Parameter konnten nicht untersucht werden, da durch die Messapparatur bei Ereignissen mit großen Niederschlagsmengen der Abfluss nicht oder unvollständig erfasst wurde. Die Messung mit dem Echolot konnte diese Lücke nicht schließen, da die Kopplung mit dem Feuchte-sensor (vergleiche Abschnitt 4.4.5) nicht zufriedenstellend funktionierte.

### 4.5.3 Ergebnisse der Erosionsmessung mit dem Flächenlaser

#### Fehlerbetrachtung

Die Messungen wurden mit einem Gerät durchgeführt, das für den Einsatz im Labor entwickelt wurde. Deshalb ergaben sich beim Einsatz des Lasers im Freien Probleme und Messungenauigkeiten, die quantifiziert und berücksichtigt werden mussten. Die größten Probleme machten die Helligkeit, die eine Detektion der Oberfläche durch den Laser beeinträchtigt bzw. verhindert, sowie die Unwegbarkeiten im Gelände, die eine korrekte Positionierung des Lasers erschwerten. Der Neigungswinkel und die Platzierung des Gerätes im rechten Winkel zur vorhergehenden Aufnahme konnten nicht immer optimal eingestellt werden. Neben diesen Schwierigkeiten gab es zwischen der Aufnahme im Feld bis hin zum ausgewerteten Differenzbild eine Vielzahl von Fehlerquellen, wobei die größte Unsicherheit bei der subjektiven Verschneidung der einzelnen Bilder durch den Bearbeiter zu erwarten ist. Rahmen der durchgeführten Fehleranalyse wurde allerdings nicht zwischen den Ursachen für Abweichungen unterschieden, sondern nur ein Gesamtfehler für die Messung bestimmt. Dieser wurde über eine Versuchswiederholung derselben Fläche zum selben Messtermin ermittelt. Das Dif-

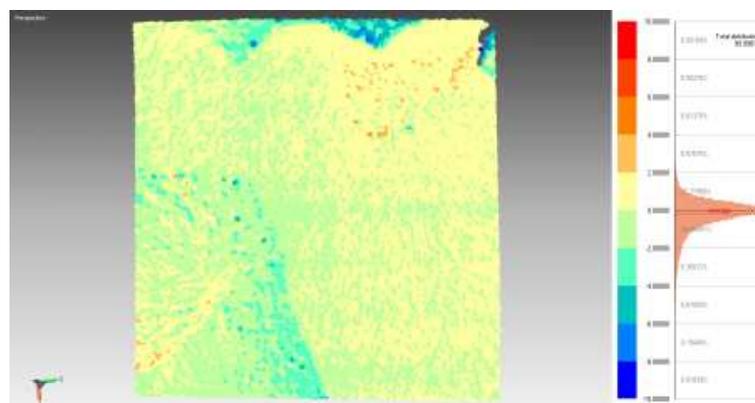


Abb. 4.11: Vergleich zweier getrennt erstellter DGM derselben Fläche ( $1m^2$ ).

Tab. 4.9: Auflistung von Niederschlagsmenge (NS), der Niederschlagsintensität innerhalb eines zehnminütigen Messintervalls und die Mittlere Windrichtung (W) für die betrachteten Zeiträume. Zusätzlich ist der Erosionskoeffizient (EK) aufgeführt, der das Verhältnis von Sedimentaustrag auf dem Plot und kleinem Einzugsgebiet beschreibt.

Bez.	Zeitraum	NS [mm]	$I_{10} [\frac{mm}{10min}]$	W [°]	EK
A	10.05.-26.05.05	36,7	0,8	283	0,45
B	26.05.-13.07.05	76,6	1,8	43	0,20
C	13.07.-08.08.05	87,8	4,9	77	0,11
D	08.08.-31.08.05	49,1	4,2	58	0,12
E	31.08.-12.10.05	43,6	1,5	-	0,27
F	12.10.-02.11.05	5,9	0,6	-	-

ferenzenbild der Messung ist in Abbildung 4.11 dargestellt und zeigt neben der flächigen Verteilung die Verteilung der Differenzen, die fast ausschließlich im Bereich von  $\pm 1mm$  liegen. Differenzen über einem Millimeter befinden sich häufig in gleichen Bereichen, wie die hellblauen Zellen in der linken unteren Hälfte oder am oberen Rand, und lassen sich durch relativ scharfe Linien von der Umgebung abgrenzen. Diese deutlichen Abweichungen sind auf eine fehlerhafte Verschneidung der einzelnen Bilder zurückzuführen und werden als Brüche bezeichnet (Zabel, 2006). Der Mittelwert der Abweichungen (Berechnung über das Programm RapidForm) liegt mit  $-0,19mm \pm 1,06mm$  fast bei null. Die Standardabweichung gibt mit  $\pm 1,06mm$  die Ungenauigkeit der Messung vor, so dass Unterschiede, die kleiner als ein Millimeter sind, nicht erfasst werden können. Dieser Wert entspricht den Beobachtungen von Schmid *et al.* (2004), die für eine ähnliche Messmethode ebenfalls eine Ungenauigkeit von einem Millimeter angegeben haben. Dies entspricht für eine Fläche von einem Quadratmeter ein Austrag von 1700 g (bei einer Bodendichte von  $1,7 \frac{g}{cm^3}$ ) und übersteigt deutlich die Sedimentausträge aus den Messplots in Tabelle 4.2. Diese Methode lässt sich für die Untersuchung der Plots nur für längere Zeiträume einsetzen und nicht für die in Tabelle 4.2 aufgeführten Messperioden. Die Erstellung der DGM und der Differenzenbilder wurde ebenso von der Sektion 1.4 (Fernerkundung) durchgeführt, wie die Bestimmung des Messfehlers (Zabel, 2006).

### Messungen der Volumenänderung in Rillenbereichen

Die Volumenänderungen in den Rillenbereichen sind größer als in den Zwischenrillenbereichen und können mit der Lasermessung erfasst werden. In Abbildung 4.12 sind Differenzbilder eines Bereiches mit einer Abflussrinne im kleinen Einzugsgebiet (Abbildung 2.5 D) für sechs verschiedene Zeiträume dargestellt. Die Niederschläge fallen sowohl in der Menge als auch bei der maximalen Intensität für die sechs Zeiträume recht unterschiedlich aus, wie die Auflistung in Tabelle 4.9 zeigt. Ein Vergleich der Daten mit der Abbildung macht deutlich, dass die unterschiedlichen Volumenänderungen nicht mit der Niederschlagsmenge, sondern mit der Niederschlagsintensität zusammenhängen. Die

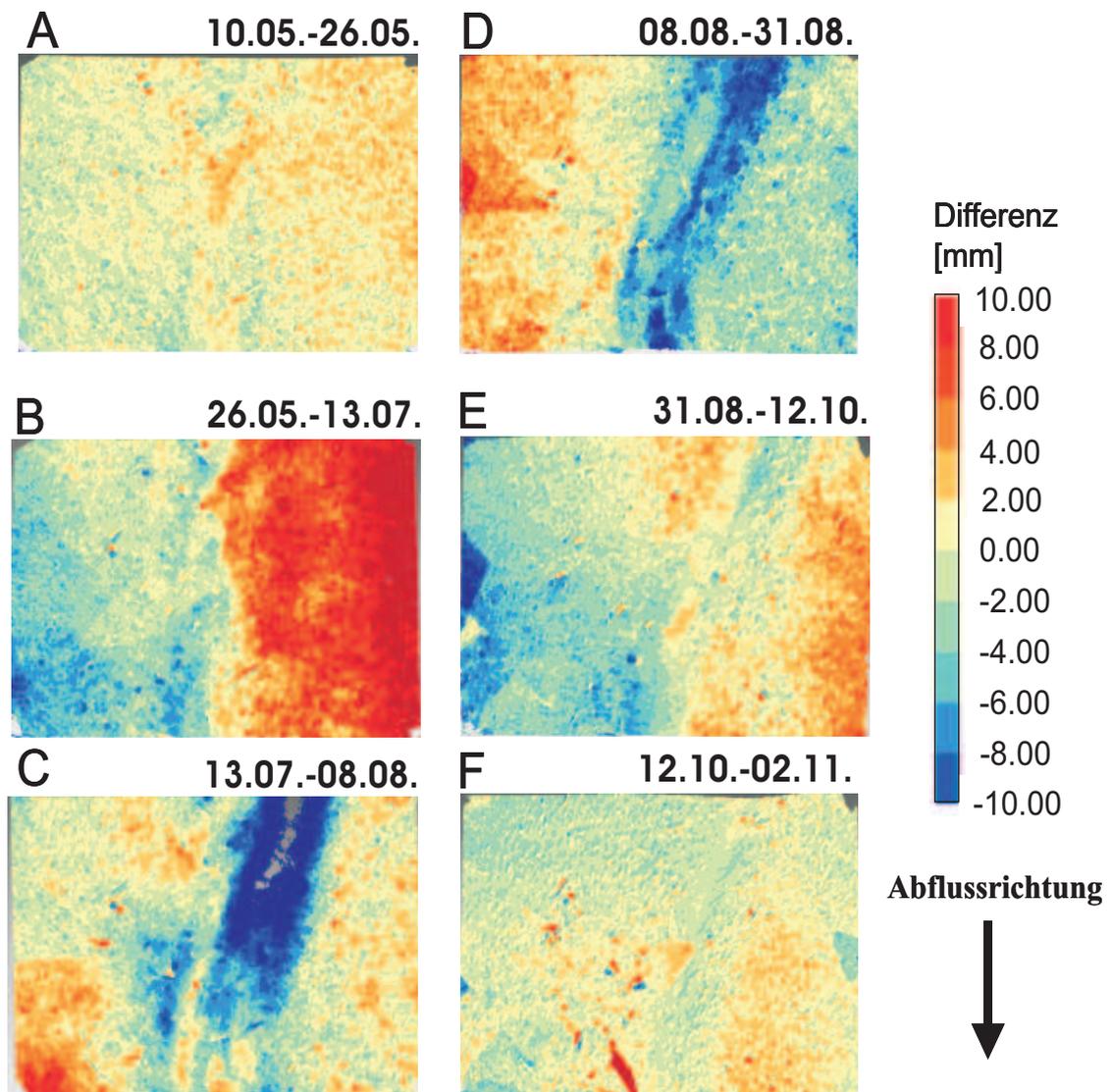


Abb. 4.12: Darstellung der Differenzbilder (Differenz zwischen Beginn und Ende des Messzeitraums) an Messpunkt C in Abbildung 2.5 für sechs Zeiträume 2005. Die Zeiträume und entsprechende Daten sind in Tabelle 4.9 aufgeführt.

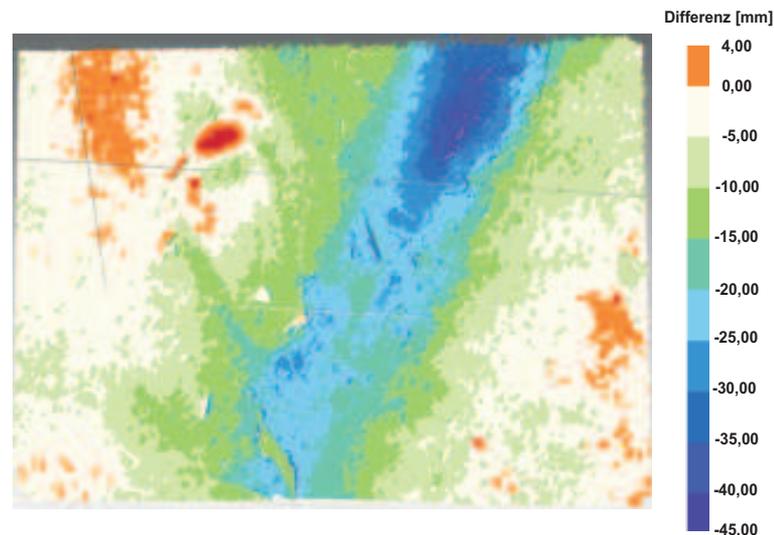


Abb. 4.13: Die Veränderung der Oberfläche für den Zeitraum zwischen dem 13. April und dem 2. November 2005. Bei der Abbildung handelt es sich um den Messpunkt D im kleinen Einzugsgebiet (Abbildung 2.5), der einen Rillenausschnitt beinhaltet.

Zeiträume ohne Eintiefungen fielen in Perioden mit einer maximalen Niederschlagsintensität von  $< 1 \frac{mm}{10min}$  (Abbildung 4.12 und Tabelle 4.9 A und E) und die Zeiträume mit den stärksten Eintiefungen (Abbildung 4.12 und Tabelle 4.9 C und D) wurden für die Perioden mit einer maximalen Niederschlagsintensitäten von  $> 4 \frac{mm}{10min}$  beobachtet.

Die Abbildung für den Zeitraum B zeigt fast ausschließlich geringere Volumina im linken und eine Volumenzunahme im rechten Bereich der Abbildung. Wie bei den anderen Abbildungen verläuft die Abflussrichtung nach unten bzw. zur Rille hin, so dass diese Verteilung sehr unnatürlich wirkt und nicht zu erklären ist. Diese Verteilung könnte in Winderosion, anthropogene Einflüsse oder in einer fehlerhaften Datenauswertung begründet sein. Um einen Bruch bei der Datenauswertung, wie er in Abschnitt 4.5.3 beschrieben wird, handelt es sich nicht, da ein solcher eine schärfere Abgrenzung aufweisen würde als in Abbildung B erkennbar ist. Da die Ursachen für die Höhenänderungen nicht eindeutig zu ermitteln waren, wurde dieses Bild nicht zur Auswertung der Erosion durch Wasser herangezogen.

Die Verlagerung von Steinen oder kleinen Ästen ist in den Differenzbildern an Punkten, die nah beieinander liegen und jeweils große positive und negative Höhenunterschiede aufzeigen, zu erkennen. In Abbildung 4.12 ist ein Beispiel für die Verschiebungen aufgezeigt, bei dem die Verlagerung durch die blauen und roten Punkte, die im Differenzbild direkt nebeneinander liegen, dargestellt wird. Die Bewegungen der Steine zeigen in den meisten Fällen zur Rille hin bzw. innerhalb der Rille in Abflussrichtung.

Abbildung 4.13 zeigt die Eintiefung der Rille für den Zeitraum zwischen dem 13. April und dem 2. November 2005, die im Bereich der Rille mit mindestens 15 mm höher liegt als der Abtrag

außerhalb des Rillenbereichs mit maximal 15 mm. Die Maximalwerte von 15 mm werden direkt am Rand der Rille gemessen und stellen einen Übergangsbereich zwischen Rille und Zwischenrinne dar. In größerer Entfernung werden im Zwischenrillenbereich maximale Abträge von zehn Millimeter gemessen und für weite Bereiche auch weniger als fünf Millimeter Abtrag. Im Rillenbereich kommt es zu deutlich stärkeren Eintiefungen von bis zu 45 mm, die damit zwischen 1,5 und neun mal höher liegen als im Zwischenrillenbereich.

#### **4.5.4 Ergebnisse der Erosionsmessung mit dem Punktlaser**

##### **Auswertung**

Die Messung erfolgte in 56 Transekten, in denen jeweils in ein Zentimeter Schritten der Abstand zu Boden bestimmt wurde. Die Transekte hatten einen Abstand von 20 cm zueinander und verliefen quer zur Abflussrinne. Die jeweilige Höhe und die Änderungen in den Differenzbildern werden für jeden Punkt auf die umliegende Fläche (20 cm X 1 cm) übertragen. Zur Quantifizierung des Fehlers wurde die Messung zu einem Messtermin für einen Teil der Fläche (28 Transekte) zweimal durchgeführt, um bei unveränderten Bedingungen den Fehler als Unterschied zwischen diesen Messungen quantifizieren zu können. Eine umfangreichere Diskussion der Fehleranalyse ist bei Creutzfeld *et al.* (2006) zu finden. Als Ergebnis dieser Fehleranalyse ergibt sich eine Messungenauigkeit von 0,5 mm.

##### **Erosion in der Hauptabflussrinne**

Die Änderungen innerhalb des Rinnenbereichs sind für acht Messperioden graphisch in Abbildung 4.14 aufgeführt, wobei rote Bereiche Abträge und grüne Ablagerungen darstellen. Innerhalb der fünf Zeiträumen im Sommerhalbjahr (18. Mai bis 25. August 2005) kam es zu Sedimentausträgen im Rinnenbereich und in drei Messperioden (18. Mai - 26. Mai, 26. Mai - 23. Juni und 12. Juli - 1. August 2005) ist es zu Ablagerungen im unteren Hangbereich gekommen. Hier nimmt die Hangneigung ab, wodurch sich die Fließgeschwindigkeit verringert. Dadurch verringert sich die Transportkapazität des Oberflächenabflusses und mitgeführtes Sediment lagert sich ab. Bei sehr starken Niederschlagsereignissen kommt es auch in den flacheren Bereichen nicht zu einer Ablagerung und es können nur Abträge gemessen werden (1. August 2005). Im Messzeitraum zwischen 12. Juli und 1. August ist es trotz hoher Niederschlagsereignisse zu Ablagerungen im unteren Hangbereich gekommen, da die Kapazität der Messapparatur zur Sedimentmessung überschritten wurde. Deshalb ist es zu einem Rückstau gekommen, der eine Verringerung der Fließgeschwindigkeit zur Folge hatte.

Die durch die Erosion beeinflussten Bereiche sind unterschiedlich verteilt. Während zwischen 18.

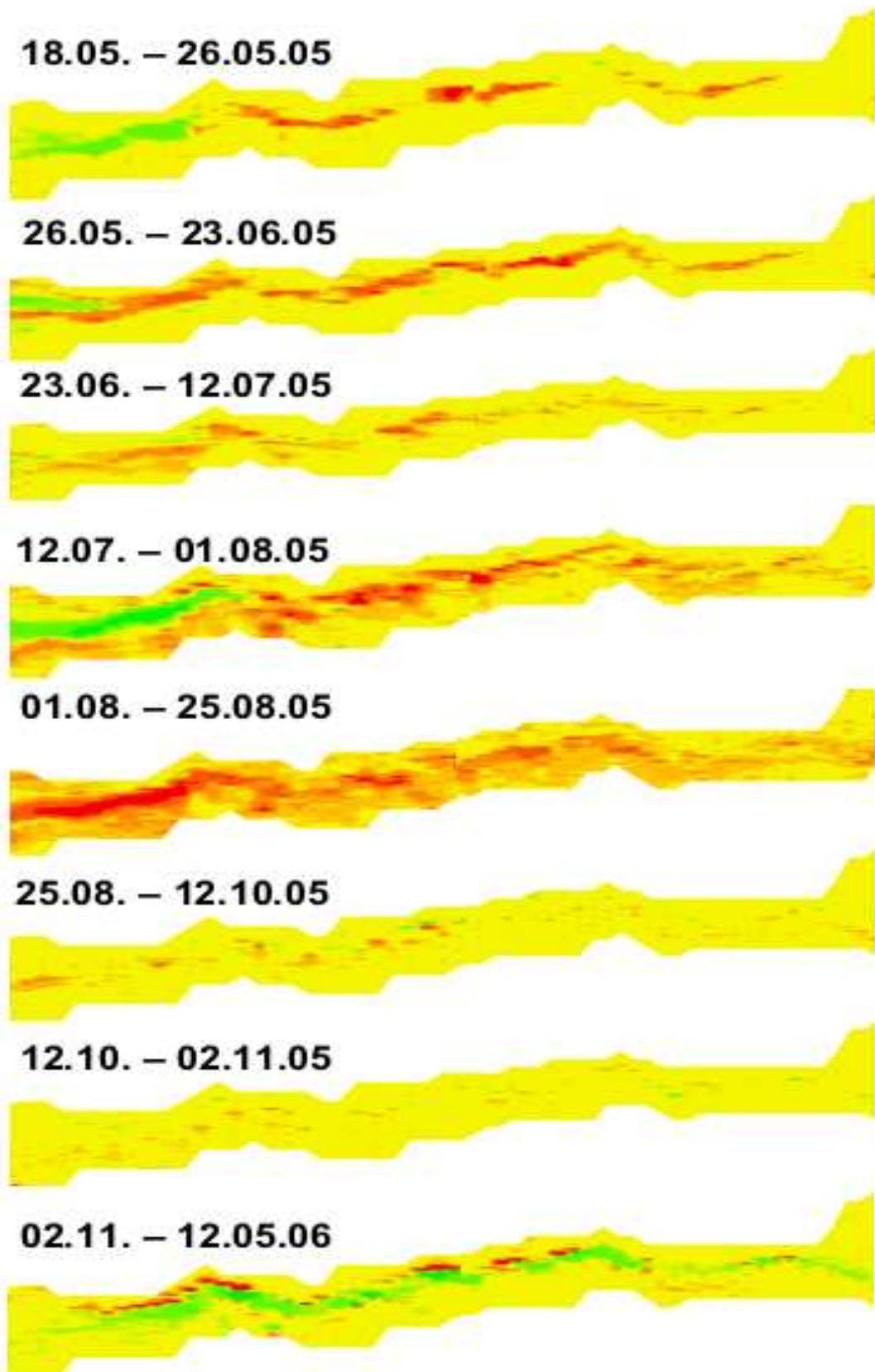


Abb. 4.14: Darstellung der Differenzbilder der Hauptabflussrinne gemessen mit dem Punktlaser. Die roten Bereiche kennzeichnen Abträge und die grünen Ablagerungen.



Abb. 4.15: Abbildung der Hauptabflussrinne im kleinen Einzugsgebiet. Die unterspülten Randbereiche der Rinne sind eingefallen.

Mai und 12. Juli fast ausschließlich der Rinnenbereich betroffen ist, sind in den Abbildungen der beiden folgenden Zeiträume auch Abträge in den steilen Randbereichen der Rinne zu erkennen (Abbildung 2.5). In der Messperiode zwischen 25. August und 2. November ist es auf Grund von Niederschlägen mit geringer Intensität kaum zu Sedimentausträgen gekommen.

Für die Wintersaison wurden sogar starke Ablagerungen von Sediment in der Rinne gemessen. Diese sind auf das Einbrechen unterspülter Randbereiche zurückzuführen, die im Winter aufgrund ihrer Durchfeuchtung (der Boden wies keine hydrophoben Bodeneigenschaften auf) die Stabilität verloren hatten (Abbildung 4.15). In Abbildung 4.14 sind für diesen Zeitraum (2. November 2005 bis 12. Mai 2006) im Rinnenrandbereich rote Stellen zu erkennen, die den eingestürzten Rand wiedergeben und direkt an die Ablagerungsbereiche anschließen.

#### 4.5.5 Vergleich der Lasermessungen

Beide Messmethoden zeigen die unterschiedlichen Sedimentabträge im Rillen- und Zwischenrillenbereich bei verschiedenen Niederschlagsintensitäten. Der flächig messende Laser zeigt deutlich die stärkere Eintiefung im Rillenbereich gegenüber dem Zwischenrillenbereich, sobald hohe Niederschlagsintensitäten innerhalb des betreffenden Zeitraums gemessen wurden. Gleiches ist auch in der Rinne, die durch den Punktlaser vermessen wurde, zu beobachten. Dort wird allerdings schon bei geringeren Niederschlagsintensitäten mehr Sediment abgetragen (18. Mai-26. Mai) als im flacheren Rillenbereich (Flächenlaser zwischen 10. Mai und 26. Mai).

Da keine quantitativen Ergebnisse des flächigen Lasers vorliegen, ist ein quantitativer Vergleich nicht möglich. Im weiteren Verlauf der Arbeit werden beide Methoden noch weiter bei der differenzierten Betrachtung von Rillen und Zwischenrillenbereichen diskutiert. Die flächige Lasermessung erfasst dabei eine Rille im oberen Bereich des Untersuchungsgebietes, während mit der punktuellen Lasermessung die Rinnenerosion quantifiziert wurde. Die Austräge aus diesem  $7,84m^2$  großen

Tab. 4.10: Oberflächenänderung, gemessen durch den Punktlaser und umgerechnet in die Masse ( $\rho = 1,680$ ), und Niederschlagsmenge (NS) für die angegebenen Zeiträume. Abträge (Abt.) und Ablagerungen (Abl.) werden zu der Bilanz aufaddiert. Die korrigierte Bilanz (Bilanz korr.) berücksichtigt nur Werte, deren Betrag größer als der Fehler von 0,5 mm Höhenänderung ist.

Zeitraum	Abt. [kg]	Abl. [kg]	Bilanz [kg]	Bilanz korr. [kg]	NS [mm]
18.05.-26.05.05	-37,5	21,2	-16,3	-15,0	11,4
26.05.-23.06.05	-55,1	15,3	-39,8	-39,1	26,7
23.06.-12.07.05	-39,5	9,6	-29,9	-27,1	49,9
12.07.-01.08.05	-81,6	29,9	-51,6	-49,5	60,6
01.08.-25.08.05	-126,3	2,4	-124,0	-122,6	72
25.08.-12.10.05	-89,9	10,6	-79,5	-79,4	43,7
12.10.-02.11.05	-22,7	10,1	-12,8	-9,2	5,9
02.11.-12.05.06	-38,0	64,0	26,0	26,3	

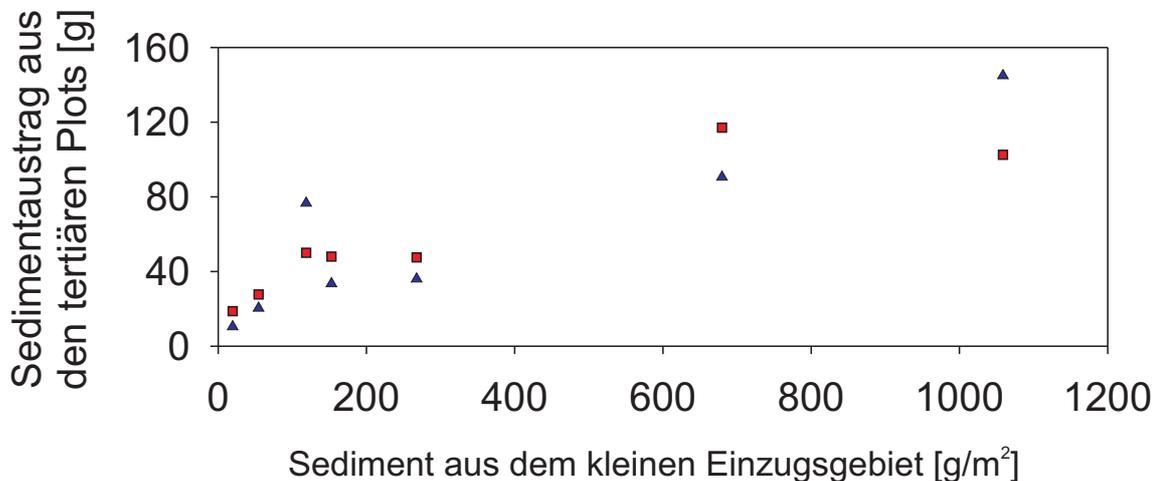


Abb. 4.16: Vergleich der Sedimentausträge auf der Plotskala mit den Austrägen aus dem kleinen Einzugsgebiet in  $\frac{g}{m^2}$ . Die roten Quadrate stehen für die Austräge aus dem Plot TH und die blauen Dreiecke für die Austräge aus dem Plot TM.

Rinnenbereich liegen für die vergleichbaren Zeiträume mit 12 - 124 kg ( $1,5 - 15,8 \frac{kg}{m^2}$ ) deutlich über den Austrägen auf der Plotskala ( $2 - 600 \frac{g}{m^2}$ ).

#### 4.5.6 Zwischenrillen- und Rillenerosion

##### Vergleich von Zwischenrillen- und Rillenbereichen

Aufgrund der verschiedenen Messmethoden kann zwischen Rillen- und Zwischenrillenerosion unterschieden werden. Die Sedimentausträge der Plotmessungen stehen dabei für die Zwischenrillenerosion, während auf der Hangskala Rinnen-, Rillen- und Zwischenrillenerosion zusammen ermittelt wurden. Ein Vergleich der Ergebnisse von Plot- und Hangmessungen zeigt, dass auf der Hangskala mehr Sediment ausgetragen wurde als aus den Plots TH und TM (Abbildung 4.16). Ausgehend

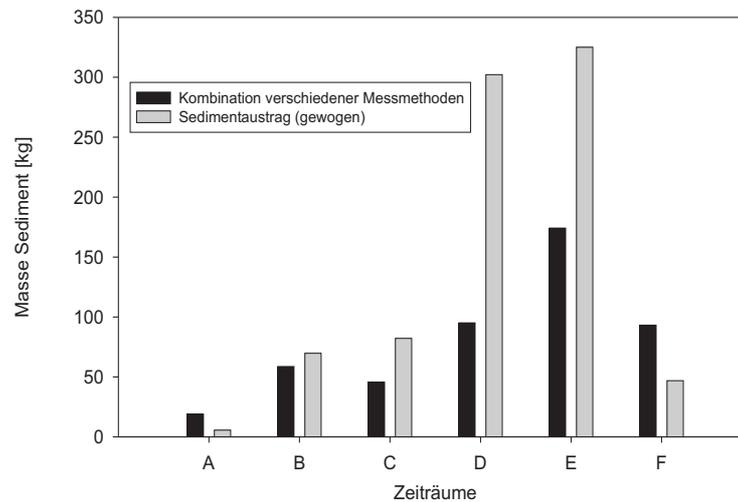


Abb. 4.17: Gegenüberstellung der Erosion, die über die verschiedenen Methoden gemessen wurde, und den gravimetrisch bestimmten Austrägen.

vom Messkonzept zeigt dieses Ergebnis einen höheren Sedimentaustrag aus den Rillen als aus den Zwischenrillen. Allerdings wurde durch die Messung der Sedimentausträge auf der Hangskala die Rillenerosion nicht separat betrachtet, sondern der Sedimentaustrag für das Zusammenwirken von Rillen- und Zwischenrillenerosion gemessen. Neben den Rillen gab es weitere unterschiedliche Faktoren zwischen Hang und Versuchsplot, die zu höheren Sedimentausträgen führen könnten. Die Abflussrinne im unteren Bereich des kleinen Einzugsgebietes wies ein deutlich stärkeres Gefälle (Abbildung 2.5) als die Versuchsplots auf (Tabelle 2.3). Zusätzlich stellen die Plots, im Gegensatz zum Hang, ein abgeschlossenes System dar. Die sich bildende Abflussmenge war für den Plot begrenzt, da der Zufluss vom oberen Hangbereich abgetrennt war. Trotz dieser Einschränkungen wurde zur Beschreibung des Verhältnisses der beiden Skalen der Erosionskoeffizient  $EK$  eingeführt, der sich nach folgender Gleichung berechnen lässt:

$$EK = E_{Plot} / E_{Hang} \quad (4.3)$$

$EK$  : Erosionskoeffizient

$E_{Plot}$  : Sedimentaustrag auf der Plotskala [ $\frac{g}{m^2}$ ]

$E_{Hang}$  : Sedimentaustrag auf der Hangskala [ $\frac{g}{m^2}$ ]

Der  $EK$  gibt das Verhältnis der Zwischenrillenerosion, die auf dem Plot gemessen wurde, zu der Gesamterosion (Rille und Zwischenrinne) wieder, und liegt zwischen den theoretischen Werten null,

wenn nur Rillenerosion stattfand, und eins, wenn es nur zu Zwischenrillenerosion gekommen ist. Wenn beide Prozesse gleiche Anteile haben, dann ergibt sich der Wert  $EK = 0,5$ . Die Werte für die Plotmessungen und die Austräge aus dem kleinen Einzugsgebiet liegen für die betrachteten Zeiträume zwischen 0,11 und 0,45 (Tabelle 4.9).

Ein Vergleich der Werte zeigt einen niedrigeren EK ( $EK = 0,11$  und  $EK = 0,12$ ) in Zeiträumen mit starker Niederschlagsintensität ( $4,9 \frac{mm}{10min}$  und  $4,2 \frac{mm}{10min}$  in den Zeiträumen C und D) als im Zeitraum mit niedriger Niederschlagsintensität ( $EK = 0,45$  bei  $0,8 \frac{mm}{10min}$  im Zeitraum A). Bei mittleren Niederschlagsintensitäten ( $1,8 \frac{mm}{10min}$  und  $1,5 \frac{mm}{10min}$  in den Zeiträumen B und E) erreicht der EK mit 0,20 und 0,27 mittlere Werte. Bei zunehmender Niederschlagsintensität verstärkt sich also die Rillenerosion relativ zur Zwischenrillenerosion.

Dieser Zusammenhang wird durch die Ergebnisse der Lasermessungen bestätigt. Bei starker Niederschlagsintensität kommt es zu einer deutlich stärkeren Eintiefung im Rillenbereich als im Zwischenrillenbereich, während bei schwacher Niederschlagsintensität kein Unterschied zwischen dem Abtrag in beiden Bereichen zu erkennen ist. Von den beiden Zeiträumen, in denen eine mittlere maximale Niederschlagsintensität gemessen wurde, kann nur der Zeitraum E (31. August - 12. Oktober 2005) analysiert werden. Die Auswertung des Differenzbildes zeigt zwar eine etwas deutlichere Eintiefung im Rillenbereich im Vergleich zu der Umgebung, allerdings sind vergleichbare Abträge auch im Zwischenrillenbereich zu finden.

Zusammenfassend kommt es erst ab einer bestimmten Niederschlagsmenge und -intensität zum Abfluss und ermöglicht so den Austrag an losgelöstem Sediment. Bei niedrigen Niederschlagsintensitäten ist der Oberflächenabfluss der limitierende Faktor für die Erosion. Die Transportkapazität reicht aus um Sediment auszutragen, aber die verbleibende Energie des Abflusses ist zu gering um Sediment im Rillenbereich abzutragen. Dies wird in den Differenzbildern der Lasermessungen bestätigt. Erst bei stärkeren Intensitäten kommt es zu einem Sedimentabtrag im Rillenbereich, da die erhöhte Abflussmenge ausreicht, um neben dem Transport von Sediment noch Sediment abzulösen. In den Untersuchungen drückt sich dies im Wert EK aus, der für Niederschlagsereignisse mit niedriger Intensität ungefähr bei 0,5 liegt und mit zunehmender Niederschlagsintensität kleiner wird.

Unterteilt man die Messperiode nicht in einzelne Zeiträume, sondern betrachtet die Veränderungen an der Bodenoberfläche für den gesamten Zeitraum (Abbildung 4.13), werden die Unterschiede zwischen den Eintiefungen im Rillen- und Zwischenrillenbereich deutlicher. Innerhalb des betrachteten Zeitraums von gut 7 Monaten konnte eine 1,5 - 9 mal stärkere Eintiefung in den Rillen im Vergleich zu der Fläche zwischen den Rillen beobachtet werden. Bezieht man dieses Verhältnis allerdings auf die Flächenanteile im kleinen Einzugsgebiet ( $22,4m^2$  Rillen zu  $282,6m^2$  Zwischenrillenbereich), beträgt die Erosion in den Rillen 11,1-66,7 % der Erosion im Zwischenrillenbereich.

Dieses Ergebnis deckt sich mit dem anderer Untersuchungen, die Böden ohne hydrophobe Bodeneigenschaften betrachtet haben (Auerswald, 1993; Morgan, 1996).

### Kombination einzelner Messmethoden zur Beschreibung der Erosion auf der Hangskala

Die vorgestellten Messungen der Erosion (Plot, Flächenlaser und Punktlaser) betrachten jeweils eine geomorphologische Einheit (Zwischenrinne, Rille und Rinne). Demnach lässt sich durch eine Kombination der eingesetzten Methoden der Austrag aus dem kleinen Einzugsgebiet ermitteln, indem die Abträge den entsprechenden Flächenanteilen zugeordnet werden. Ein Vergleich mit den gemessenen Austrägen ermöglicht eine Bewertung der angewendeten Messmethoden.

Da die Messungen mit der neuen Messapparatur einige Lücken aufweist, wurden als Referenz die gravimetrisch bestimmten Sedimentausträgen aus dem kleinen Einzugsgebiet verwendet (Tabelle 4.6). Die Ergebnisse der Messungen mit dem Punktlaser können als Werte der Rinnenerosion, während die Ergebnisse der Plotmessung für die Zwischenrillenerosion stehen. Eine quantitative Erfassung der Rillen im oberen flachen Hangbereich ist nicht möglich gewesen, sondern nur eine qualitative Erfassung durch den Flächenlaser. Aus diesem Grund wurde auf den Quotienten EK aus Tabelle 4.9 zurückgegriffen, um die Sedimentausträge für diese Flächen zu erhalten. Es befinden sich in dem Gebiet  $7,8m^2$  Rinne,  $16,4m^2$  Rille im flachen Hangbereich und  $282,6m^2$  Zwischenrillenebereich, mit denen die Erosion pro Fläche multipliziert wurden (Gleichung 4.4).

$$E_{Messungen} = F_{Rille} \cdot EK \cdot E_{Hang} + F_{Rinne} \cdot E_{Rinne} + F_{Zwischenrinne} \cdot E_{Plot} \quad (4.4)$$

$E_{Messungen}$  : Masse des trockenen Sediments [kg]

$F_{Rille}$  : Fläche der Rillenbereiche [ $m^2$ ]

$EK$  : Erosionskoeffizient [ $\frac{kg}{kg}$ ]

$E_{Hang}$  : Masse an ausgetragenes Sediment aus dem kleinen Einzugsgebiet [ $\frac{kg}{m^2}$ ]

$F_{Rinne}$  : Fläche der Rinnenbereiche [ $m^2$ ]

$E_{Rinne}$  : Über die Punktlaser gemessene Bilanz [ $\frac{kg}{m^2}$ ]

$F_{ZR}$  : Fläche der Zwischenrillenebereiche [kg]

$E_{Plot}$  : Masse an ausgetragenes Sediment aus dem Plot TH [ $\frac{kg}{m^2}$ ]

Die Summe der einzelnen Erosionsformen wurden den gravimetrisch ermittelten Sedimentausträgen gegenübergestellt (Abbildung 4.17). Für Ereignisse mit geringen Austrägen wird der gewogene Wert von der Summe der kombinierten Methoden leicht überschätzt, während sie für Zeiträume mit hohen Austrägen deutlich zu niedrig liegen. Der größte Anteil der Abweichungen ist auf die Messung mit dem Punktlaser zurückzuführen. Bei niedrigen Austrägen weist er einen zu hohen Fehler auf (die Messung alleine übersteigt die gewogenen Sedimentmengen) und bei hohen Abflussmengen werden die Unterhöhlung der Randbereich nicht erfasst (vergleiche Abschnitt 4.5.4). Welchen Anteil die übrigen Messungen an der Abweichung haben, kann nicht quantifiziert werden. Die Abweichungen müssen bei der Interpretation der Ergebnisse berücksichtigt werden.

### **Vergleich der Ergebnisse der Erosionsmessungen mit Niederschlag und Abfluss**

Die Differenzbilder in Abbildung 4.12 zeigen für die betrachteten Zeiträume (Tabelle 4.9) unterschiedlich starke Eintiefungen im Rillenbereich. Dabei lassen sich die sechs Bilder in drei Kategorien einteilen (keine Eintiefung für A und F, geringe Eintiefung für B und E und starke Eintiefung für C und D). Für die Zeiträume der jeweiligen Kategorie wurden die Korrelationen zwischen Niederschlagsmenge, maximale Niederschlagsintensität, Abfluss und Sedimentaustrag untersucht, die in der Tabelle 4.11 dargestellt ist. Die Werte in den Zeiträumen A (18. Mai - 26. Mai 2005) und F (12. Oktober - 2. November 2005) wurden, wegen der geringen Anzahl an betrachteten Ereignissen und sehr geringen Sedimentausträgen, nicht korreliert.

In den Zeiträumen mit sehr starken Eintiefungen der Rille, welche die Abbildungen 4.12 C und D zeigen, korreliert der Abfluss signifikant mit den Sedimentausträgen, während kein Zusammenhang mit der Niederschlagsintensität festzustellen ist (Tabelle 4.11). Für diese Zeiträume mit einer dominierenden Rillenerosion ist die Erosion demnach vom Abfluss abhängig, wobei die Anzahl der betrachteten Ereignisse zu klein ist ( $n = 5$ ), um daraus zuverlässige Aussagen ableiten zu können. Dagegen korrelieren in den Zeiträumen B und E die gemessenen Sedimentausträge im hohen Maße mit der maximalen Niederschlagsintensität (Tabelle 4.11). Dies zeigt den starken Einfluss des Regentropfeneinschlages, der besonders zu Austrägen aus den Zwischenrillenbereichen führt. In Abbildung 4.12 E entsprechen die Änderungen im Zwischenrillenbereich den Änderungen in der Rille. Es ist demnach in diesem Bereich nicht zu einer starken Rillenerosion gekommen.

Innerhalb der beiden Zeiträume C und D betragen die maximalen Niederschlagsintensitäten  $29,4 \frac{mm}{h}$  (Zeitraum C) und  $25,2 \frac{mm}{h}$  (Zeitraum D), jeweils für mindestens ein Messintervall von zehn Minuten. Für die Zeiträume B und E, in denen die Zwischenrillenerosion dominiert, liegen die maximalen Niederschlagsintensitäten bei  $20,4 \frac{mm}{h}$  und  $12,6 \frac{mm}{h}$ . Basierend auf den dargestellten Ergebnissen ergeben sich Grenzbereiche für die maximalen Niederschlagsintensitäten für die Dominanz von Rillenerosion ( $> 25,2 \frac{mm}{h}$ ) oder Zwischenrillenerosion ( $< 20,4 \frac{mm}{h}$ ). Diese Grenz-

Tab. 4.11: Korrelation nach Pearson von ausgetragenen Sediment (S), Niederschlag (NS), Abfluss (Q) und maximaler Niederschlagsintensität ( $I_{10}$ ) auf der Hangskala. In der linken Tabelle ist die Korrelation für die fünfzehn Ereignisse in den Messperioden B (26. Mai - 13. Juli 2005) und E (31. August - 12. Oktober 2005) dargestellt. Die Korrelationen für die Zeiträume C (13. Juli - 1. August 2005) und D (1. August - 31. August 2005), die in der rechten Tabelle dargestellt sind, beinhalten neun Ereignisse, wobei nur für fünf Ereignisse auch der Abfluss gemessen wurde. Signifikante Korrelationen sind hervorgehoben (Signifikanzniveau 0,01).

	NS	Q	S	$I_{10}$	NS	Q	Sed.	$I_{10}$
NS	1	<b>0,96</b>	0,40	0,42	1	<b>0,97</b>	<b>0,96</b>	0,07
Q		1	0,39	0,49		1	<b>0,97</b>	-0,01
S			1	<b>0,93</b>			1	0,32
$I_{10}$				1				1

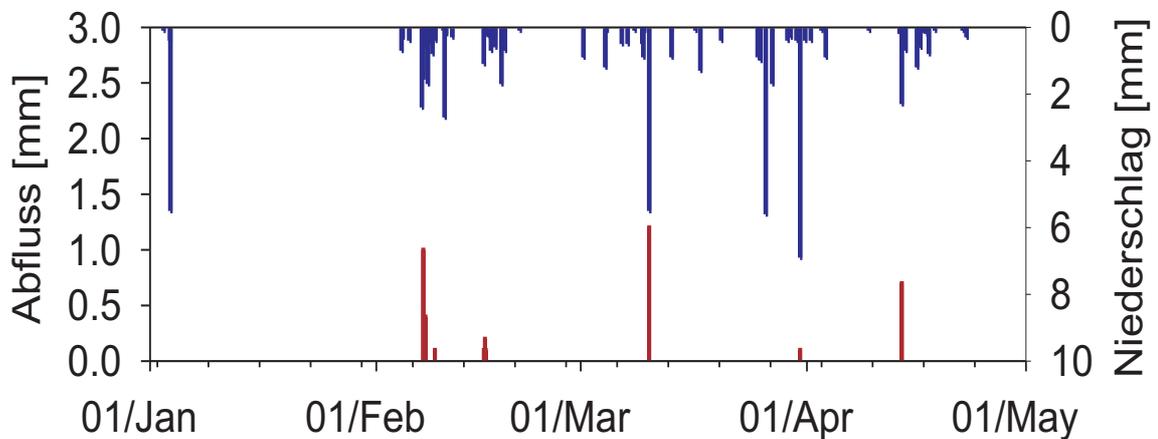


Abb. 4.18: Darstellung der Abfluss- und Niederschlagsereignisse im Winter 2006 auf dem Plot TH. Der Niederschlag ist blau dargestellt und der Abfluss rot.

werte widersprechen der Unterscheidung dieser Prozesse in Abschnitt 4.5.2, in dem nach einer maximalen Niederschlagsintensität von ( $6 \frac{mm}{h}$ ) unterteilt wird. Allerdings werden dort Einzelereignisse betrachtet und die Ereignisse mit sehr hohen Niederschlagsintensitäten konnten nicht über die Messapparatur erfasst werden.

#### 4.5.7 Einfluss der Hydrophobie auf die Erosion

##### Vergleich bei verschiedenen Jahreszeiten

In Kapitel 3 wird gezeigt, dass die hydrophoben Bodeneigenschaften im Untersuchungsgebiet zu erhöhten Abflüssen führten und eine saisonale Änderung aufwiesen. Dies ermöglicht einen Vergleich zwischen Erosion unter hydrophoben Bedingungen im Sommer und unter hydrophilen Bedingungen im Winter. Bei hydrophilen Bodenbedingungen wurden auf der Plotskala keine und auf der

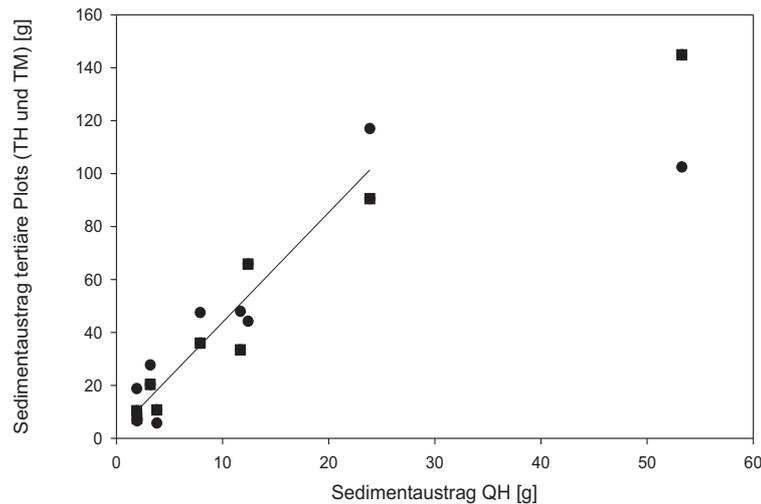


Abb. 4.19: Vergleich der Sedimentausträge aus den tertiären Plots TH (Kreise) und TM (Quadrate) auf dem hydrophob reagierenden Substrat mit dem quartären Plot QH (hydrophil Bodeneigenschaften). Die beiden für die lineare Regression nicht berücksichtigten Punkte werden als Ausreißer behandelt. Es kann nicht geklärt werden, ob es sich dabei um einen Messfehler oder um einen tatsächlichen Effekt handelt.

Hangskala mit 2,7 kg (bei 122 mm Niederschlag) nur geringe Sedimentmengen ausgetragen. Auch die gemessenen Abflussmengen liegen trotz Regen und Schneeschmelze im Winter niedriger als im Sommer (Abbildung 4.18).

Die Punktlasermessungen an der Hauptrinne am untersuchten Hang haben in der Messperiode zwischen 2. November 2005 und 16. Mai 2006 eine Zunahme an Sediment gezeigt, die auf den Einbruch der Seitenwände an der Rinne zurückzuführen ist. Dabei handelt es sich um unterspülte Bereiche, die durch Frost und höhere Bodenwassergehalte destabilisiert wurden und somit einbrachen.

Die Ergebnisse zeigen die geringe Bedeutung von Erosion bei hydrophilen Bedingungen auf den untersuchten Messflächen. Andere Einflüsse, die zu einer Verringerung des Sedimentaustrags führen können, wie zum Beispiel die Speicherung des Niederschlags als Schnee und das geringere Auftreten von Starkregenereignissen, spielen innerhalb des Beobachtungszeitraums eine untergeordnete Rolle. Außerdem kommt es durch die Destabilisierung von unterspülten Bereichen zu einem Sedimenteintrag in die Abflussrinne, was eher erhöhte Sedimentausträge zur Folge haben müsste.

### Vergleich auf verschiedenen Substraten

Der Vergleich der Plotmessungen im quartären (hydrophile Bodeneigenschaften) und im tertiären (hydrophobe Bodeneigenschaften) Substrat zeigte die größten Sedimentausträge für die Plots QM und QMG im quartären Substrat. Diese hohen Austräge sind auf die steileren Hangneigungen im

Vergleich zu den anderen Plots und auf die Unterschiede in der Textur zurückzuführen. Sie eigneten sich, wie in Abschnitt 4.5.1 diskutiert wird, nicht für einen Vergleich mit den Plots im tertiären Substrat. Stattdessen wurde für den Vergleich der Plot QH herangezogen.

Die Gegenüberstellung der Plots TH/TM und QH (Abbildung 4.19) zeigt, mit Ausnahme von zwei Werten, einen linearen Zusammenhang zwischen den Sedimentausträgen auf tertiären und quartären Substrat. Die beiden abweichenden Werte wurden im August 2005 gemessen, in dem es mit einer Niederschlagsmenge von 72,1 mm, bei einer maximalen Niederschlagsintensität von  $4,2 \frac{mm}{10min}$ , zu sehr hohen Sedimentausträgen gekommen ist. Die beiden gemessenen Werte weichen deutlich von der Regressionsgerade ab. Entweder besteht für Zeiträume mit höheren Sedimentausträgen kein linearer Zusammenhang zwischen den beiden Substrattypen oder die Bestimmung der ausgetragenen Sedimentmassen war fehlerhaft und die tatsächlich ausgetragene Sedimentmasse liegt höher als die gemessene. Für eine exakte Analyse müssten weitere Messungen bei Niederschlagsereignissen mit hoher maximaler Intensität vorgenommen werden. Aus diesem Grund werden nur die Zeiträume betrachtet, die sich durch den linearen Zusammenhang beschreiben lassen. Diese Aussagen gelten dann allerdings nur für den erfassten Wertebereiche (30 g Sedimentaustrag auf quartärem Substrat und 120 g Sedimentaustrag auf tertiärem Substrat). Die lineare Regression ( $r^2 = 0,90$ ) ohne die beiden Ausreißer aus dem August 2005 führt zu der Gleichung:

$$m_{TH} = 4,15 \cdot m_{QH} + 2,31 \quad (4.5)$$

$m_{TH}$  : Masse des ausgetragenen Sediments aus Plot TH [g]

$m_{QH}$  : Masse des ausgetragenen Sediments aus Plot QH [g]

Die Textur und die Hangneigung der Plots waren vergleichbar, aber sie unterscheiden sich im hydrophoben Verhalten des tertiären Substrates. Deshalb kann der Plot QH als Referenzplot mit hydrophilen Bodeneigenschaften verwendet werden, auf dem es zu 4,2 mal weniger Erosion kam als auf dem tertiären.

Ein Vergleich mit anderen Untersuchungen zeigt, dass diese Größenordnung durchaus denen von anderen Versuchsgebieten ähnelt. Osborne *et al.* (1964) stellten in ihren Untersuchungen für eine sehr hohe Niederschlagsintensität ( $34,3 \frac{mm}{h}$ ) 1-100 mal höhere und für eine niedrigere Intensität ( $10,2 \frac{mm}{h}$ ) 4-6 mal höhere Erosionsraten auf hydrophoben Plots im Vergleich zu hydrophilen fest. Die Hangneigung der untersuchten Plots lag mit 54 % und 64 % allerdings deutlich über denen im Untersuchungsgebiet. Soto und Diaz-Fierros (1998) fanden auf ihren Versuchsplots einen um den Faktor 8,5 erhöhten Sedimentaustrag (Hangneigung 30 %). Beide Untersuchungen fanden auf

Böden statt, auf denen die Hydrophobie durch Brände induziert wurde. Dagegen konnten Witter *et al.* (1991) auch für Dünen einen 3,2 - 5,8 mal höheren Sedimentaustrag auf hydrophoben Plots messen (Hangneigung 26 %). Die in Welzow durchgeführten Untersuchungen zeigen allerdings diese Auswirkungen für relativ geringe Hangneigungen, auf denen sich die Menge ausgetragenen Sediments auf Grund der hydrophoben Bodeneigenschaften um den Faktor vier erhöhte.

Nach Auswertung einzelner Ereignisse beschrieben Jungerius und ten Harkel (1994) den Erosionsprozesses auf Böden mit hydrophoben Bodeneigenschaften als ein Zusammenwirken von Oberflächenabfluss und Regentropfeneinschlag. Der Anteil der *Splash*-Erosion (Erosion durch Regentropfeneinschlag) wurde nur mit zwei Prozent beziffert (Jungerius & van-der Meulen, 1988). Dafür wurde anderen Auswirkungen des Regentropfeneinschlags größere Bedeutung beigemessen. Höhere Niederschlagsintensitäten bedeuten größere Wassermengen pro Zeiteinheit, die, bei fehlender oder verminderter Infiltration, an der Bodenoberfläche abfließen. Dies führt zu erhöhten Transportkapazitäten, die ausreichen, um Sandflüsse auszulösen und aufrecht zu erhalten (Jungerius & ten Harkel, 1994).

Demgegenüber stehen Beobachtungen und Messergebnisse im Untersuchungsgebiet, aufgrund derer nicht die Niederschlagsintensität, sondern die Niederschlagsmenge für die Bereitstellung der Wassermengen, die zum Abtransport benötigt werden, relevant ist. Die Niederschlagsintensität steht für die kinetische Energie, die beim Auftreffen des Regentropfens auf dem Boden auf die Bodenpartikel wirkt. Die Feldmessungen haben gezeigt, dass es nicht oder nur im geringen Maße zur Infiltration gekommen ist und deshalb die gesamte bzw. nahezu gesamte Niederschlagsmenge zur Abflussbildung zur Verfügung stand. Dies unterscheidet im Projektgebiet die Abflussbildung auf Substrat mit wasserabweisenden Bodeneigenschaften, von der auf Substrat mit hydrophilen Bodeneigenschaften, auf dem es zu Horton'schen Oberflächenabfluss kommt. Dieser ist von der Niederschlagsintensität abhängig.

#### **4.5.8 Erosion im gesamten Einzugsgebiet**

Der Einfluss der Hydrophobie auf das gesamte Gebiet ist auf Grund des quartären Substrates im unteren Teil von untergeordneter Bedeutung, was auch schon für die Abflussmenge gezeigt werden konnte (vergleiche Abschnitt 3.3.4). Im Jahr 2004 wurde im Messwehr für den Zeitraum zwischen 24. Mai und 3. November 5,6 t Sediment quantifiziert (3,9 t/ha/a), während im Jahr 2005 nur noch bei einem Ereignis im August 2005 Sediment ausgetragen wurde. Einziger Unterschied zwischen den beiden Jahren ist die Vegetationsdichte im quartären Teil des Einzugsgebietes. Diese ist zwar nicht quantitativ erfasst worden, aber Beobachtungen im Feld ergaben eine deutlich höhere Vegetationsdichte im Jahr 2005 im Vergleich zu 2004. Diese befand sich besonders im unteren Bereich des Einzugsgebietes in der Hauptabflussrinne. Dieser Effekt überlagert auf der gesamten

Fläche den Einfluss der Hydrophobie.

#### **4.5.9 Zusammenfassung und Bewertung**

##### **Bewertung der neu entwickelten Messapparatur**

Die Funktionalität der neu entwickelten Messapparatur konnte mit Einschränkungen nachgewiesen werden, wie ein Vergleich mit den gewogenen Sedimentaustträgen gezeigt hat. Die Messausfälle sind auf eine unzureichende Stromversorgung im Feld zurückzuführen, die ein Abpumpen von Wasser aus der Grube verhindert hat. Ein großer Nachteil war die ungenügende Erfassung der Abflüsse für Niederschlagsereignisse mit hoher Intensität, welche wegen Schwierigkeiten bei der Messung mit dem Echolot nicht ausgeglichen werden konnte. Für weitere Anwendungen muss diese Messmethode ergänzt werden, da die Niederschlagsereignisse mit hoher Intensität den Hauptanteil des jährlichen Sedimentaustrags ausmachen. Sediment mit einer Korngröße  $< 0,063\text{mm}$  kann mit der Apparatur nicht erfasst werden, was für das betrachtete Einzugsgebiet keine Rolle spielt.

##### **Bewertung der Lasermessungen**

Die Lasermessungen ermöglichten die qualitative und quantitative Erfassung der Veränderungen an der Bodenoberfläche. Die Ergebnisse der Messung mit dem Flächenlaser zeigen die Anwendbarkeit der Methode. Allerdings waren die betrachteten Zeiträume bei den Messungen auf den Plots zu kurz, um Änderungen detektieren zu können. Bei der durch die Methode vorgegebenen Auflösung eignet sich die Anwendung nur für längere Zeiträume. In dieser Arbeit wurde dies für einen Zeitraum von 7 Monaten gezeigt (Abbildung 4.13), wobei die Menge an ausgetragenen Sediment für die Rillen- und Zwischenrillenbereiche nicht differenziert bestimmt werden konnte. Trotz dieser Einschränkungen konnte der Vorteil der qualitativen Einschätzung der Messungen aufgezeigt werden. Besonders in Kombination mit anderen quantitativen Messungen trägt die Methode zu einer besseren Beschreibung der Prozesse bei.

Der Punktlaser weist eine höhere Genauigkeit als der Flächenlaser auf (0,5 mm Ungenauigkeit). Die Vermessung der Oberfläche senkrecht von oben führt allerdings zu einigen Einschränkungen, da Unterhöhlungen der Randbereiche von Rinnen nicht erfasst wurden und somit die Sedimentaustträge unterschätzt wurden. Der Vorteil der Methode ist die einfache Anwendung, der Nachteil der zeitliche Aufwand für Messung und Auswertung. Die erzielten Ergebnisse lagen für Zeiträume, in denen es zu geringeren Austrägen gekommen ist, zu hoch. Bei der Interpolation der Ergebnisse wird auch der Fehler auf eine größere Fläche übertragen, was sich besonders bei Ereignissen mit geringen Abträgen auswirkt. Für Zeiträume mit hohen Austrägen lagen die Messwerte zu niedrig, da die seitliche Erosion, die zur Unterhöhlung der Randbereiche geführt hat, nicht erfasst wurde.

### **Diskussion der Ergebnisse zur Erosionsmessung**

Die Zielsetzung war eine räumlich und zeitlich differenzierte Erfassung der Erosion. Während die zeitliche Auflösung durch die kontinuierliche Messung mit der neuen Messapparatur erreicht wurde, wurde bei der räumlichen Betrachtung zwischen Rillen- und Zwischenrillenerosion unterschieden.

Auf der Plotskala hängt nach den aufgeführten Pearson-Korrelationen der Sedimentaustrag linear von Niederschlagsmenge und -intensität ab, während zum Abfluss ein log-linearer Zusammenhang besteht. Da der Sedimentaustrag von allen beeinflussenden Größen signifikant abhängig ist, lässt sich kein Prozess als dominierend hervorheben. Regentropfeneinschlag und Oberflächenabfluss sorgen zusammen für den Sedimentabtrag auf der Plotskala, die als Referenz für den Zwischenrillenbereich betrachtet wird.

Dasselbe Ergebnis ergibt sich für die Korrelationen auf der Hangskala, bei der sich erst für eine differenzierte Betrachtung von Niederschlagsereignissen mit hoher und mit niedriger Intensität Unterschiede zeigen. Bei Niederschlagsereignissen mit einer Intensität unter einem Millimeter pro zehnminütigem Intervall wird der Sedimentaustrag durch den Oberflächenabfluss bestimmt. Dagegen zeigt sich bei Ereignissen mit einer Niederschlagsintensität von mehr als einem Millimeter in einem zehnminütigen Intervall eine signifikante Korrelation der Menge an ausgetragenen Sediment und der Niederschlagsintensität. Daraus lässt sich die größere Bedeutung des Regentropfeneinschlags beim Sedimentabtrag im Vergleich zum Abtrag durch Oberflächenabfluss ableiten. Das Sediment kann allerdings nur ausgetragen werden, wenn ausreichend Abfluss zum Transport des losgelösten Sediments zur Verfügung steht.

Zusätzlich wurden die Ereignisse nach der Menge an ausgetragenen Sediment unterteilt. Dabei zeigte sich ebenfalls, dass bei Ereignissen mit hohen Austrägen der Regentropfeneinschlag die Menge an ausgetragenen Sediment bestimmt. Bei Sedimentausträgen von mehr als einem Kilogramm korrelieren neben ausgetragenen Sediment und maximaler Niederschlagsintensität auch Niederschlagsmenge und Sedimentaustrag. Daraus lässt sich wiederum der Zusammenhang der Prozesse ableiten, da ebenfalls ausreichend Niederschlagswasser zur Verfügung stehen muss, um die losgelösten Bodenpartikel abzutransportieren.

Die qualitativen und quantitativen Ergebnisse der Lasermessung zeigen den Zusammenhang der maximalen Niederschlagsintensität mit den Austrägen und auch die Auswirkungen auf die Rillen- und Zwischenrillenbereiche. Demnach führen Niederschlagsereignisse starker Intensität im deutlicheren Maße zur Rillenerosion im Vergleich zur Zwischenrillenerosion. Im Gegensatz dazu wird, bezogen auf die Flächenanteile von Rillen- und Zwischenrillenbereichen im Untersuchungsgebiet, aus den Zwischenrillenbereichen mehr Sediment ausgetragen als aus den Rillen.

Die Kombination der verschiedenen Methoden zeigte die Probleme der einzelnen Messungen, die

in einer Unter- bzw. Überschätzung der tatsächlichen Sedimentausträge zum Ausdruck kommt. Besonders für Ereignisse mit starker Niederschlagsintensität weißt die Kombination der einzelnen Messungen deutliche Abweichungen auf, was auf die seitliche Erosion im Rinnenbereich zurückzuführen ist, die mit den angewendeten Methoden nicht erfasst werden konnte.

Die hydrophoben Bodeneigenschaften führten zu einem viermal höheren Sedimentaustrag im Vergleich zu hydrophilen Bodeneigenschaften. Die Untersuchungen auf den verschiedenen Skalen haben gezeigt, dass mit zunehmender Größe der betrachteten Fläche die Auswirkungen der hydrophoben Bodeneigenschaften geringer wurden, da der Abfluss auch von anderen Eigenschaften beeinflusst wurde. So waren die Auswirkungen im kleinen Einzugsgebiet, bedingt durch die Infiltration im Rillbereich, kleiner als auf der Plotskala. Trotzdem waren die Mengen an ausgetragenem Sediment auf der Plotskala niedriger als auf der Hangskala. Dies ist in dem Zusammenspiel von Rillen- und Zwischenrillengebieten begründet. In den Rillengebieten sammelt sich das Wasser des Oberflächenabflusses, so dass eine höhere Transportkapazität erreicht wird und mehr Sediment über längere Strecken transportiert werden kann. Die Auswirkungen der hydrophoben Bodeneigenschaften auf den Erosionsprozess im gesamten Einzugsgebiet decken sich wiederum mit den Untersuchungen des Oberflächenabflusses. Im gesamten Einzugsgebiet ließen sich die Auswirkungen der hydrophoben Bodeneigenschaften gar nicht mehr nachweisen, da die Vegetation einen größeren Einfluss auf den Sedimentaustrag hatte.

Da sich die Zusammenhänge zwischen Abfluss und Regentropfeneinschlag auf die Erosion gleich verhalten haben, wie in anderen Untersuchungen auf hydrophil reagierenden Böden, ist nicht von einem veränderten Erosionsprozess als Folge der hydrophoben Bodeneigenschaften auszugehen. Es ist zu untersuchen, ob die erhöhten Sedimentausträge in den erhöhten Abflussmengen begründet sind.

## 5 Quantifizierung von Oberflächenabfluss und Erosion

Die Ergebnisse der Abfluss- und Erosionsmessungen wurden in einfache mathematische Beschreibungen umgesetzt, um basierend auf den Niederschlagsdaten Abfluss und Erosion berechnen zu können. Das Ziel war die Entwicklung einfacher Ansätze, um den Einfluss hydrophober Bodeneigenschaften in bestehende Computer-Simulationsmodelle implementieren zu können. Dies ist in der hydrologischen Modellierung bisher nur selten geschehen (Doerr *et al.*, 2003). Dabei steht weniger die Bereitstellung eines universellen Modells im Mittelpunkt, sondern es sollen viel mehr konzeptionelle Ansätze zur Simulation von Sedimentaustrag und Oberflächenabfluss präsentiert werden.

### 5.1 Hydrophobie in der hydrologischen und Erosionsmodellierung

In den vorigen Kapiteln werden die Auswirkungen der Hydrophobie auf Abfluss und Erosion dargestellt. Desweiteren werden die komplexen Zusammenhänge zwischen hydrophoben Bodeneigenschaften und hydrologischen Prozessen aufgezeigt. Zur Beschreibung von Abflussmenge und Sedimentaustrag eignen sich empirische Ansätze, da für Prozessmodelle die Kenntnisse zu gering sind. Bisherige Modellierungsansätze zur Beschreibung von Abfluss und Sedimentaustrag wurden bei Untersuchungen an der niederländischen Küste aufgestellt und sind ebenfalls empirisch basiert (Witter *et al.*, 1991). Neben den Untersuchungen von Witter *et al.* (1991) ist noch die Publikation von Doerr *et al.* (2003) zu nennen, in der zwar keine Modellierungsansätze geliefert werden, aber Kernpunkte, die für die hydrologische Modellierung auf hydrophoben Böden entscheidend sind, herausgearbeitet werden.

Basierend auf den Untersuchungen von Rutin (1983) wurden an der niederländischen Küste zahlreiche Untersuchungen zur Abflussbildung und Erosion auf hydrophoben Dünen durchgeführt (z.B. Jungerius und ten Harkel (1994), Jungerius und De Jong (1989), Jungerius und van der Meulen (1988), Jungerius und Dekker (1990)). In den Untersuchungen sind Dünensande mit hohem Gehalt an organischem Material (sogenannter grauer Sand) als hydrophob charakterisiert worden. Witter *et al.* (1991) untersuchten neben einem Versuchplot auf grauem Sand ( $10m^2$ ) noch einen zweiten derselben Größe mit hydrophilen Bodeneigenschaften. Neben meteorologischen Parametern wur-

den wöchentlich Abflussmenge und Sedimentaustrag bestimmt. Die Ansätze zur Quantifizierung des Oberflächenabflusses und des Sedimentaustrags basieren auf linearer Regression, die für einen zweijährigen Datensatz durchgeführt wurde. Die lineare Regression wurde in Anlehnung an die Untersuchungen von Abrahams *et al.* (1989) für logarithmierte Werte durchgeführt und mit dem Datensatz des dritten Jahres validiert. Schließlich wurde die lineare Regression zwischen den logarithmierten Werten von Niederschlagsmenge, Abflussmenge und Sedimentaustrag für den kompletten Untersuchungszeitraum (März 1987 - März 1990) durchgeführt. Die Regression auf dem Boden mit hydrophoben Bodeneigenschaften fielen mit  $r^2 = 0,39$  (für Sedimentaustrag und Abfluss),  $r^2 = 0,24$  (für Sedimentaustrag und Niederschlag) und  $r^2 = 0,71$  (für Abfluss und Niederschlag) sehr unterschiedlich aus.

Für die hydrophoben Bodeneigenschaften wurde, ebenso wie in den Untersuchungen von Doerr *et al.* (2003), die Bodenfeuchte als Steuergröße verwendet (Witter *et al.*, 1991). Da in beiden Untersuchungen keine Daten für den Bodenwassergehalt vorlagen, wurden statt dessen über die gefallenen Niederschläge Rückschlüsse auf die Feuchtebedingungen gezogen. Während Witter *et al.* (1991) einen festen Grenzwert (2 mm wöchentliche Niederschlagssumme) verwendeten, unterschieden Dörr *et al.* (2003) zusätzlich zwischen längeren und kürzeren Zeiträumen (Abschnitt 3.1.4). In diesen Untersuchungen wurde von den Feuchtebedingungen auf das hydrophile (feuchte Bedingungen) oder hydrophobe (trockene Bedingungen) Verhalten des Bodens geschlossen. Witter *et al.* (1991) konnten mit dieser Einteilung signifikante Ergebnisse für das Verhältnis Niederschlag und Abfluss erzielen, nicht aber für das Verhältnis zwischen ausgetragenes Sediment und Niederschlag.

Weitere Modellansätze wurden für Böden entwickelt bzw. modifiziert, deren Oberflächeneigenschaften durch Brandeinwirkungen verändert sind. Da in der Regel Brandeinwirkungen mit hydrophoben Bodeneigenschaften assoziiert werden (DeBano, 1981), werden erhöhte Erosion und Abflussmenge häufig mit der Hydrophobie begründet (Imeson *et al.*, 1992; Shakesby *et al.*, 1993; Walsh *et al.*, 1994; Robichaud, 1996; Scott *et al.*, 1997). Diaz-Fierros *et al.* (1987) versuchten die Parameter der *USLE* auf Brandböden anzupassen. Die Übertragbarkeit auf Böden, deren hydrophoben Eigenschaften nicht durch Brände induziert wurden, ist allerdings nicht oder nur bedingt möglich. Zum einen regenerieren die Brandböden im Laufe der Jahre wieder, wodurch die entsprechenden *USLE*-Parameter zeitlich variabel sind. Zum anderen sind verschiedenste Bodenparameter neben der Hydrophobie ebenfalls verändert, was eine isolierte Modifizierung von Parametern erschwert (Doerr *et al.*, 2000).

Die Modellierung von Abfluss und Erosion durch ein physikalisch basiertes Erosionsmodell wurde von Soto und Diaz-Fierros (1998) durchgeführt, die das Modell *Water Erosion Prediction Project* (*WEPP*) auf Untersuchungsplots der Größe 4 X 20 m angewendet haben. Zwei der vier Plots waren künstlich abgebrannt worden, während einer von zwei Kontrollplots durch ein Wildfeuer verbrannt

te. Bei der Modellierung wurde "burning" als Managementtool im Modell eingestellt, wodurch die veränderte Phytomasse und die Erhöhung des Nährstoffgehalts in Folge des Brands berücksichtigt wurden. Die Hydrophobie wurde als solche nicht direkt im Modell berücksichtigt, aber sie begründeten die Ergebnisse mit den hydrophoben Bodeneigenschaften und einer degradierten Bodenstruktur (Soto & Diaz Fierros, 1998). Die modellierten Werte für das ausgetragene Sediment unterschätzten die Messwerte, was auf die reduzierten Anteile verbrannten organischen Materials zurückgeführt wurde.

Scherer und Naef (2001) und Dörr *et al.* (2003) machen einige konzeptionelle Vorschläge, welche Aspekte bei der hydrologischen Modellierung auf hydrophoben Böden berücksichtigt werden sollten. Dörr *et al.* (2003) haben bei Versuchen auf verschiedenen Skalen vier Parameter erarbeitet, die bei der Modellierung hydrologischer Prozesse auf hydrophoben Böden berücksichtigt werden sollten. Dies sind der Grad der Hydrophobie, deren räumliche Verteilung, die Dichte an Makroporen und der Grenzwert des Bodenwassergehaltes. In bestehenden Modellen wurden diese Ansätze allerdings noch nicht umgesetzt. Der Ansatz von Scherer und Naef (2001) bezieht sich nicht ausschließlich auf hydrophobe Böden, sondern schlägt vor, die Modellierung auf die relevanten Eigenschaften und Prozesse zu reduzieren. Dabei sollen die Algorithmen an veränderte Bedingungen (z.B. andere Skala oder hydrophobe Bedingungen) angepasst werden.

## 5.2 Modellansätze für das Untersuchungsgebiet

In Abschnitt 4.5 wird der lineare und log-lineare Zusammenhang zwischen den Ergebnissen der Messungen des Niederschlags, Abflusses und Sedimentaustrages mittels einer Pearson-Korrelation untersucht. Die signifikanten Zusammenhänge dieser Korrelationen wurden in Regressionsgleichungen umgesetzt, mit denen die Abflussmenge und der Sedimentaustrag als Funktion des Niederschlags geschätzt werden können.

Der Bodenwassergehalt oder Niederschläge im Vorfeld der Messungen werden bei den Regressionen nicht berücksichtigt, da für das Untersuchungsgebiet gezeigt werden konnte, dass der Bodenwassergehalt keinen Einfluss auf die hydrophoben Bodeneigenschaften hat (Abschnitt 3.3.1). Die bisher eingesetzten Modelle zur Beschreibung von Hydrologie und Erosion unter hydrophoben Bedingungen wurden in dieser Arbeit nicht angewendet, da die betrachteten Zeitreihen für jährliche Austräge, wie sie über die *USLE* berechnet werden, nicht geeignet sind. Das *WEPP*-Modell berücksichtigt die Hydrophobie nur indirekt.

Die einfachen Ansätze zur Beschreibung von Oberflächenabfluss und Sedimentaustrag sollen nicht ganzjährig diese Prozesse beschreiben. Vielmehr sollen sie mit einem bestehenden Modell, das die Prozesse bei hydrophilen Bodeneigenschaften beschreibt, gekoppelt werden, wenn der Boden

hydrophobe Eigenschaften aufweist. Statt eines komplexen Niederschlags-Abfluss-Modells würde die Berechnung des Oberflächenabflusses bei hydrophoben Bedingungen über lineare Regression erfolgen. Eine Steuerung der Ansätze wäre zum Beispiel über die saisonalen Unterschiede möglich.

### 5.3 Regressionsansatz für die Abflussbildung

Basierend auf den Ergebnissen der Messungen im Untersuchungsgebiet lässt sich das Abflussverhalten auf der Plotskala in einem theoretischen Modell beschreiben, das bereits in Abschnitt 3.3.2 angesprochen wird. Der Boden ließ sich in eine dünne (1-5 mm) hydrophile Schicht, die an der Oberfläche anstand, eine darunter liegende hydrophobe Schicht (10 - 25 cm) und einer sich anschließenden hydrophilen Schicht unterteilen. In Abschnitt 3.3.2 wird das mögliche Speichervolumen der hydrophilen Schicht diskutiert und mit 0,42 - 2,1 mm quantifiziert. In Abschnitt 3.3.2 wird die Abflussbildung erläutert und gezeigt, dass nach der Aufsättigung der obersten hydrophilen Schicht das Niederschlagswasser vollständig abfließen müsste.

Um die Speicherkapazität der hydrophilen Schicht zu ermitteln, werden die Ergebnisse der Abflussmessungen für den Versuchsplot TH und dem kleinen Einzugsgebiet verglichen und die Speicherkapazität berechnet. Die berechneten Mengen ( $NS_{Plot} = 0,42mm$  und  $NS_{Hang} = 0,57mm$ ) entsprechen der Kapazität, die eine 1 mm mächtige hydrophilen Schicht an der Bodenoberfläche speichern kann.

Geht man nach einem Anfangsverlust durch die Aufsättigung der hydrophilen Schicht an der Oberfläche von einem Abfluss von 100 % des Niederschlagswassers aus, müssten Abfluss und Niederschlag in einem linearen Zusammenhang stehen und die Steigung der Regressionsgleichung eins betragen. Witter *et al.* (1991) haben einen log-linearen Zusammenhang zwischen Niederschlag und Abfluss herausgefunden, wobei die Steigung mit 1,2 etwas über eins liegt und Jungerius und ten Harkel (1994) konnten nur eine schwache lineare Abhängigkeit aufzeigen. Die Korrelationen in Abschnitt 4.5.1 für den Plot TH ergeben für die 8 betrachteten Zeiträume einen eindeutigen linearen Zusammenhang ( $r^2 = 0,87$ ) und damit auch eine gute log-lineare Abhängigkeit ( $r^2 = 0,92$ ). In Abschnitt 3.3.2 werden für den Plot TH statt weniger Zeiträume 159 einzelne Niederschlagsereignisse betrachtet, die einen stärkeren linearen Zusammenhang (Gleichung 3.1;  $r^2 = 0,90$ ) im Gegensatz zu der log-linearen Abhängigkeit ( $r^2 = 0,83$ ) aufweisen.

Die Regressionen für den untersuchten Hang wurden für zwei sich überschneidende Datensätze durchgeführt. Es werden für die Hangskala 42 Ereignisse mit Niederschlag, Sedimentaustrag und Abfluss berücksichtigt, deren lineare und log-lineare Abhängigkeiten in den Tabellen 5.1 und 5.2 dargestellt sind. In Abschnitt 3.3.3 wird ebenfalls eine lineare Regression für 77 Niederschlagsereignisse durchgeführt, in der auch Niederschlagsereignisse berücksichtigt werden, die nicht zur Erosion

Tab. 5.1: Log-lineare Regressionsbeziehungen zwischen Sedimentaustrag ( $S$ ), Abfluss ( $Q$ ), Niederschlagsintensität ( $I_{10}$ ) und Niederschlagsmenge (NS) der Messungen auf der Hang- und der Plotskala. Die Korrelationen auf der Hangskala wurden nur für Ereignisse durchgeführt, deren Sedimentaustrag größer null ist. Die Korrelationen des Plots TH beziehen sich auf die 8 Zeiträume aus Tabelle 4.2.

	Hang				Plot TH			
	a	b	$r^2$	n	a	b	$r^2$	n
$\ln S = a + b \cdot \ln Q$	-4,15	0,83	0,29	27	-1,97	1,84	0,82	8
$\ln S = a + b \cdot \ln NS$	-1,08	1,90	0,55	42	-1,30	1,41	0,90	8
$\ln Q = a + b \cdot \ln NS$	3,98	1,38	0,69	27	0,68	0,68	0,85	8
$\ln S = a + b \cdot \ln I_{10}$	1,11	2,06	0,61	42	-0,84	0,67	0,75	8

Tab. 5.2: Regressionsbeziehung zwischen Sedimentaustrag ( $S$ ), Abfluss ( $Q$ ), Niederschlagsintensität ( $I_{10}$ ) und Niederschlagsmenge (NS) basierend auf den Messungen im kleinen Einzugsgebiet. Bei den Abfluss-Korrelationen mit dem Abfluss wurden nur Ereignisse betrachtet, deren Abfluss erfasst wurde.

	Hangskala			
	a	b	$r^2$	n
$S = a + b \cdot Q$	1,19	4,04	0,48	42
$S = a + b \cdot NS$	-0,89	2,88	0,52	90
$Q = a + b \cdot NS$	-0,36	0,48	0,93	42
$S = a + b \cdot I_{10}$	-1,79	10,27	0,76	90

geführt haben (Gleichung 3.2). Die Bestimmtheitsmaße für das Niederschlag-Abfluss-Verhältnis weisen deutlich auf einen linearen Zusammenhang im Gegensatz zu einem log-linearen Zusammenhang hin (0,93 versus 0,69 für die 42 Ereignisse und 0,90 versus 0,45 für die 77 Ereignisse). Die Steigungen der beiden Regressionen, die den Abflussbeiwert angeben, sind gleich (0,49 und 0,48) und auch die minimale Niederschlagsmenge, die zur Abflussbildung führte, ist mit 0,57 mm bzw. 0,75 mm vergleichbar. Für das untersuchte Gebiet kann demnach von einem linearen Zusammenhang zwischen Niederschlagsmenge und Abfluss ausgegangen werden.

Die Speicherkapazität der hydrophil wirkenden Schicht wurde bereits angesprochen und führte zu einer Speicherung von 0,4-0,75 mm Niederschlag. Der aufgezeigte lineare Zusammenhang des Niederschlag-Abfluss-Verhältnisses im kleinen Einzugsgebiet widerspricht den Beobachtungen in anderen Untersuchungen (Witter *et al.*, 1991; Jungerius & ten Harkel, 1994), was mit der fehlenden Vegetation im Untersuchungsgebiet begründet werden kann. Wurzelgänge, verzögerter Abfluss und damit verbunden erhöhte Evapotranspiration können zu nicht-linearen Zusammenhängen führen. Dies war im Untersuchungsgebiet nicht der Fall, allerdings kam es nicht zum Abfluss des gesamten Niederschlagswassers, sondern nur eines Anteils von 80 % auf der Plotskala und von 50 % auf dem untersuchten Hang. Für den Hang konnten die Verluste mit der Infiltration im Rillenbereich

begründet werden (Abschnitt 3.3.3), während die Verluste für die Plotskala nicht zu erklären sind.

## **5.4 Beschreibung des Sedimentaustrags in Abhängigkeit von Abfluss und Niederschlag**

### **5.4.1 Quantifizierung der Rillen und der Zwischenrillenerosion**

Sedimentaustrag hängt vom Abtrag und Transport durch Oberflächenabfluss und Regentropfeneinschlag ab. Wie schon im vorigen Kapitel diskutiert, wird auch an dieser Stelle statt der kinetischen Energie des Regentropfeneinschlags die Niederschlagsintensität bei den Korrelationen betrachtet. An Stelle der Werte für den Oberflächenabfluss wird bei den Korrelationen die Niederschlagsmenge verwendet. Dadurch stehen mehr Niederschlagsereignisse für die Korrelationen zur Verfügung, da auch Ereignisse mit fehlerhafter Abflussmessung betrachtet werden können.

Im Gegensatz zu bisherigen Ansätzen sollen die Zwischenrillen- und Rillenerosion einzeln in die Regressionsansätze eingehen. Die Ergebnisse der Messungen in Kapitel 4 zeigen die unterschiedliche Auswirkungen der Prozesse auf die räumlichen Einheiten. Während im Zwischenrillenbereich die Niederschlagsintensität von größerer Bedeutung ist, dominiert im Rillenbereich die Niederschlagsmenge den Sedimentaustrag. Die schrittweise lineare Regression soll zeigen, ob durch diese Differenzierung eine Verbesserung erzielt werden kann. Für die Menge an ausgetragenen Sediment wurden die Ergebnisse der Punktlasermessung für den Rillenbereich (Abschnitt 4.5.4) und für den Zwischenrillenbereich die Ergebnisse der Plotmessung (Abschnitte 4.5.1) verwendet. Die Werte der Messdaten für Niederschlagsmenge, maximale Niederschlagsintensität innerhalb eines Zehnminutenintervalls und die entsprechenden Sedimentausträge sind für die beobachteten Zeiträume in Tabelle 5.3 zusammengetragen. Für die Plotmessungen sind die gemessenen Sedimentausträge aufgeführt und für die Messung mit dem Punktlaser die Bilanz von Abtrag und Ablagerung. Einzige Ausnahme ist der Wert für den Zeitraum vom 12. Juli bis zum 1. August 2005, da das Differenzbild Ablagerungen aufzeigt, die auf Grund eines Rückstaus des Sediments zustande kommen. Da diese Ablagerungen nicht den natürlichen Prozess wiedergeben (vergleiche Abschnitt 4.5.4), wird für diesen Zeitraum der Austrag statt der Bilanz verwendet.

Bei der schrittweisen linearen Regression wurde sowohl für die Messwerte der Plotmessungen, als auch für die Messwerte der Lasermessung die Abhängigkeit von Niederschlagsmenge und maximaler Niederschlagsintensität untersucht. Durch die schrittweise Durchführung der Regression kann ermittelt werden, ob eine einzelne Variable oder die Kombination mehrerer Variablen den Sedimentaustrag am besten beschreibt. Für beide Regressionen ergab sich jeweils nur die Abhängigkeit von einer Variablen (Gleichungen 5.2 und 5.1). Aus diesem Zusammenhang könnte man die Dominanz der einzelnen Prozesse auf den beiden geomorphologischen Einheiten ableiten. Dies ist aber nicht

Tab. 5.3: Die zur Modellerstellung verwendeten Daten und die berechneten Modellergebnisse des Sedimentaustrages, der Niederschlagsmenge (NS) und der Niederschlagsintensität ( $I_{10}$ ).

Zeitraum		Sediment gemessen		NS [mm]		$I_{10}$ [kg]		Sediment modelliert	
Rinne	Plot	Rinne [kg]	Plot [g]	Rinne	Plot	Rinne [kg]	Plot [g]	Rinne [kg]	Plot [g]
	26.04.05 - 10.05.05		18,78		17,0		1,0	24,43	16,27
	10.05.05 - 18.05.05		27,71		25,4		0,8	21,92	30,13
18.05.05 - 26.05.05	18.05.05 - 26.05.05	16,30	5,79	11,4	11,4	20,67	0,7	20,67	70,4
26.05.05 - 23.06.05	26.05.05 - 15.06.05	39,83	44,25	26,7	26,3	24,43	1,0	24,43	31,61
23.06.05 - 12.07.05	15.06.05 - 12.07.05	29,89	47,52	49,9	50,3	34,48	1,8	34,48	71,19
12.07.05 - 01.08.05	12.07.05 - 01.08.05	81,65*	117,04	60,6	60,6	73,38	4,9	73,38	88,17
01.08.05 - 25.08.05	12.07.05 - 31.08.05	124,04	102,52	72,0	72,1	64,60	4,2	64,60	107,13
25.08.05 - 12.10.05	31.08.05 - 18.10.05	79,42	47,99	43,7	43,6	38,24	2,1	38,24	60,14
12.10.05 - 02.11.05		12,76			5,9	19,41	0,6	19,41	

\* dieser Werte ergibt sich nicht der Bilanz, sondern gibt nur die Austrägen an

Tab. 5.4: Bestimmtheitsmaße für schrittweise Regressionen für Messwerte und log-Werte von Niederschlagsmenge (NS), Niederschlagsintensität ( $I_{10}$ ) und Sedimentaustrag (S).

	Plot		Rinne	
	NS und $I_{10}$	ln NS und ln $I_{10}$	NS und $I_{10}$	ln NS und ln $I_{10}$
S	0,94 ( $I_{10}$ )	0,91 ( $I_{10}$ )	0,76 (NS)	0,77 ( $I_{10}$ )
ln S	0,79 (NS)	0,90 (NS)	0,81 (NS)	0,83 ( $I_{10}$ )

möglich, da die beiden Variablen nicht unabhängig voneinander sind (Tabelle 4.4). Beide Größen korrelieren sowohl für die Werte der Plotmessungen ( $\rho = 0,90$ ) als auch für die Werte der Rinne ( $\rho = 0,89$ ).

Die linearen Regressionen weisen einen guten Zusammenhang auf ( $r^2 = 0,80$  für Gleichung 5.2 und  $r^2 = 0,84$  für Gleichung 5.1). In Tabelle 5.4 sind verschiedene Bestimmtheitsmaße für die Zusammenhänge der Werte und der logarithmierten Werte dargestellt. In Klammern sind jeweils die Variablen aufgeführt, die bei der schrittweisen Regression nicht ausgeschlossen worden sind.

$$S_{Plot} = 23,41 \cdot I_{10} + 3,17 \quad (5.1)$$

$S_{Plot}$  : Sedimentaustrag aus dem Plot [g]

$I_{10}$  : Maximale Niederschlagsintensität innerhalb eines 10 Minuten-Intervalls [ $\frac{mm}{10min}$ ]

$$S_{Rinne} = 1,44 \cdot NS - 0,89 \quad (5.2)$$

$S_{Rinne}$  : Sedimentaustrag aus der Rinne [kg]

$NS$  : Niederschlagsmenge [mm]

Die besten Korrelationen der log-linearen Zusammenhänge erreichen die Gleichung 5.3 für den Plot und Gleichung 5.4 für die Rinne.

$$\ln S_{Plot} = 1,41 \cdot \ln NS - 1,30 \quad (5.3)$$

$S_{Plot}$  : Sedimentaustrag aus dem Plot [g]

$NS$  : Niederschlagsmenge [mm]

$$\ln S_{Rinne} = 0,94 \cdot \ln I_{10} + 3,25 \quad (5.4)$$

$S_{Rinne}$  : Sedimentaustrag aus der Hauptrinne [kg]

$I_{10}$  : Maximale Niederschlagsintensität innerhalb eines 10 Minuten-Intervalls [ $\frac{mm}{10min}$ ]

#### 5.4.2 Kombination der Modellansätze für Rillen und der Zwischenrillenerosion

In Einzugsgebieten tragen Rillen- und Zwischenrillenerosion zusammen zu den Sedimentausträgen bei. Um auch die Austräge auf der Hangskala durch ein Modell beschreiben zu können, wurden die Modellansätze aus dem vorigen Abschnitt kombiniert. Dabei ist die Verwendung der Ergebnisse der Punktlasermessung zur Beschreibung der Rillenerosion kritisch zu bewerten, da die Rillen im oberen Bereich des kleinen Einzugsgebietes geringere Tiefen und andere Hangneigungen aufwiesen als die Rinne in der unteren Hälfte des Hangs. Allerdings beziehen sich die Gleichungen 5.2 und 5.4 ausschließlich auf die Messungen im Rinnenbereich in der unteren Hälfte. Aus diesem Grund wurde an dieser Stelle zwischen Rillen-, Rinnen- und Zwischenrillenerosion unterschieden, deren Flächenanteile  $16,4m^2$ ,  $7,8m^2$  und  $282,6m^2$  entsprechen. Da für die Rillenerosion keine quantitativen Messdaten vorliegen, werden sie in einer Betrachtung den Rinnen und in einer weiteren dem Zwischenrillenbereich zugeordnet. Kombiniert werden jeweils die Regressionen sowohl der logarithmierten Werte als auch der Messwerte.

Die Bestimmtheitsmaße der Regressionen weisen Unterschiede auf, liegen aber in derselben Größenordnung (Tabelle 5.4). Da der Erosionsprozess sowohl vom Abfluss als auch vom Regentropfeneinschlag beeinflusst wird, sollten in einem beschreibenden Modell beide Komponenten enthalten sein, wobei in den hier vorgestellten Gleichungen der Abfluss durch die Niederschlagsmenge ersetzt wurde (s.o.). Demnach ergeben sich die Gleichungen:

$$S = \left( \frac{F_{ZR}}{1000} \right) \cdot (23,41 \cdot I_{10} + 3,17) + \frac{(F_{Rille} + F_{Rinne})}{7,8} \cdot (1,44 \cdot NS - 0,89) \quad (5.5)$$

$$S = \left( \frac{F_{ZR} + F_{Rille}}{1000} \right) \cdot (23,41 \cdot I_{10} + 3,17) + \frac{F_{Rinne}}{7,8} \cdot (1,44 \cdot NS - 0,89) \quad (5.6)$$

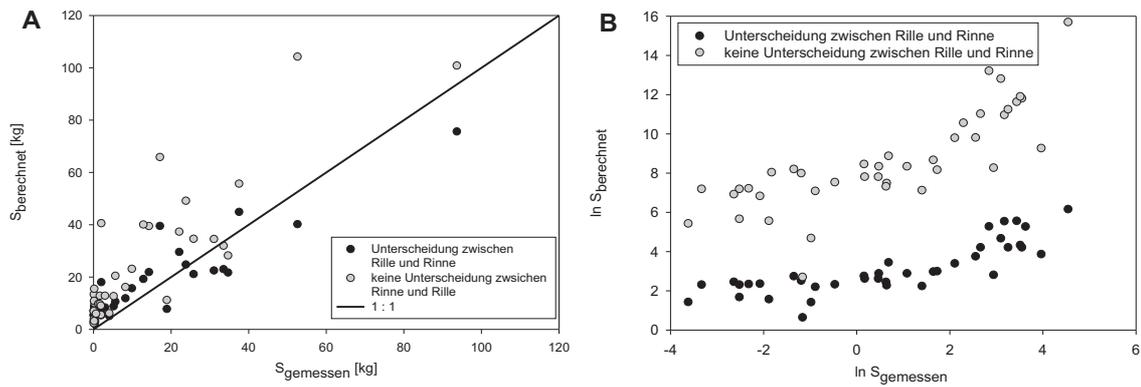


Abb. 5.1: Vergleich der berechneten und gemessenen Werte für die Sedimentausträge (S) aus dem kleinen Einzugsgebiet. Links werden die Werte direkt und rechts die logarithmierten Werte verglichen.

$$\ln S = \frac{F_{ZR}}{1000} \cdot (1,41 \cdot \ln NS - 1,30) + \frac{(F_{Rille} + F_{Rinne})}{7,8} \cdot (0,94 \cdot \ln I_{10} + 3,25) \quad (5.7)$$

$$\ln S = \frac{F_{ZR} + F_{Rille}}{1000} \cdot (1,41 \cdot \ln NS - 1,30) + \frac{F_{Rinne}}{7,8} \cdot (0,94 \cdot \ln I_{10} + 3,25) \quad (5.8)$$

$S$  : Sedimentaustrag [g]

$NS$  : Niederschlagsmenge [mm]

$I_{10}$  : Niederschlagsintensität [ $\frac{mm}{10min}$ ]

$F_{Rille}$  : Fläche der Rillenbereiche [ $m^2$ ]

$F_{Rinne}$  : Fläche der Rinnenbereiche [ $m^2$ ]

$F_{ZR}$  : Fläche der Zwischenrillenbereiche [ $m^2$ ]

### 5.4.3 Validierung

Da die vorgestellten Regressionsmodelle auf den Ergebnissen der Plot- und Lasermessungen basieren, können die mit der neuen Messapparatur gemessenen Sedimentausträge zur Validierung verwendet werden. Im Gegensatz zu den Messungen, auf denen die Regressionen basieren, handelt es sich bei den Daten, die zur Validierung verwendet werden, um Einzelereignisse. Die auf den Regressionen basierenden Werte wurden nach den Gleichungen 5.5, 5.6, 5.7 und 5.8 berechnet. Bei den Messwerten wurden nur die 42 Ereignisse berücksichtigt, bei denen auf der Hangskala ein

Tab. 5.5: Regressionsgeraden für die Vergleiche der berechneten Werte der Sedimentausträge aus dem kleinen Einzugsgebiet und der gemessenen Werte.

	Gleichung	Regressionsgerade	$r^2$
Modell 1	5.5	$S_{berechnet} = 1,13 \cdot S_{gemessen} + 9,82$	0,75
Modell 2	5.6	$S_{berechnet} = 0,73 \cdot S_{gemessen} + 6,12$	0,85
Modell 3	5.7	$S_{berechnet} = 0,41 \cdot S_{gemessen} + 2,80$	0,68
Modell 4	5.8	$S_{berechnet} = 0,91 \cdot S_{gemessen} + 8,14$	0,65

Tab. 5.6: Regressionsgeraden für die Vergleiche der berechneten Werte und der im kleinen Einzugsgebiet gemessenen Werte durch den Nullpunkt.

	Gleichung	Regressionsgerade	$r^2$
Modell 1	5.5	$S_{berechnet} = 1,36 \cdot S_{gemessen}$	0,63
Modell 2	5.6	$S_{berechnet} = 0,87 \cdot S_{gemessen}$	0,72

Sedimentaustrag gemessen wurde. Um die Vergleichbarkeit der Werte zu gewährleisten, wurden die Austräge auf die entsprechenden Flächen bezogen und die Werte auf eine einheitlich Einheit von Kilogramm pro Quadratmeter umgerechnet. Die Berechnung des ausgetragenen Sediments im Zwischenrillenbereich erfolgte in der Einheit Gramm und wird über den Divisor 1000 in kg umgerechnet (Gleichungen 5.5 - 5.8). Die Normierung der Rinnenerosion erfolgte über den Divisor 7,8 (entspricht der gemessenen Fläche) auf die Einheit  $\frac{kg}{m^2}$ .

Die Validierung der Modelle ermöglicht eine Bewertung der Qualität der Modelle. Aus diesen Ergebnissen können zwei Aspekte des Erosionsprozesses abgeleitet werden. Zum einen ergibt sich der mathematische Zusammenhang zwischen Sedimentaustrag und Niederschlag (linear oder log-linear), zum anderen zeigt sich, ob die Rillen den Rinnen oder den Zwischenrillen zugeordnet werden sollten.

Wie die Abbildung 5.1 B zeigt, liegen die Werte bei Verwendung der log-linearen Regressionen nur zum Teil auf der 1 : 1 - Geraden. Die Regressionen dieser Werte zeigen ebenfalls niedrigere Bestimmtheitsmaße als die Gegenüberstellung der nicht logarithmierten Werte (Tabelle 5.5). Der Vergleich der Werte von Gleichung 5.6, bei der die Rillenbereiche als Zwischenrillenbereiche behandelt werden, zeigt auch eine geringere Streuung der Werte um die 1 : 1 - Gerade (Abbildung 5.1 A). Dies spiegelt sich auch in der Regression der Gegenüberstellung von berechneten und gemessenen Werten in Tabelle 5.5 wider. Allerdings weisen diese Regressionen große Verschiebungen auf der y-Achse auf, da beim Vergleich viele Werte von Ereignissen mit geringen Austrägen berücksichtigt wurden. Für diese Werte überschätzen die Regressionsmodelle die gemessenen Werte (Abbildung 5.1 A). Diese Überschätzung ist auf die Lasermessungen zurückzuführen, auf denen die Regressionsmodelle basieren, und wurde bereits in Kapitel 4.5.6 durch einen Vergleich mit den gravimetrisch

bestimmten Sedimentaustträgen gezeigt. Um die Verschiebung auf der y-Achse zu vermeiden, wurde eine lineare Regression durchgeführt, bei der der Verlauf der Geraden durch den Nullpunkt erzwungen wurde. Für diesen Vergleich ergibt sich mit 0,72 noch ein zufriedenstellendes Bestimmtheitsmaß. Die Steigung der Geraden liegt mit 0,87 ebenfalls relativ nah bei eins, so dass Modell zwei für das Projektgebiet als beste Gleichung zur Beschreibung der Sedimentausträge bewertet werden kann.

## 5.5 Zusammenfassung und Diskussion

Die Modelle zur Quantifizierung der Abflussmenge und des Sedimentaustrages basieren auf Regressionen für lineare Zusammenhänge der Werte direkt und der logarithmierten Werte. Die Beschreibung der Prozesse über Regressionsmodelle wurde gewählt, da sich dieser Ansatz gut umsetzen lässt und im vorherigen Kapitel bereits der lineare Zusammenhang von Niederschlag und Abfluss aufgezeigt werden konnte. Um ein prozessorientiertes Modell erstellen zu können, reichen die Kenntnisse über die Hydrologie bei hydrophoben Bodeneigenschaften nicht aus. Da das Aufstellen der Gleichungen nur auf den Messungen in einem Messgebiet basieren, ist eine Übertragbarkeit auf andere Flächen nicht möglich.

Die Untersuchungen zeigen, dass sich der Zusammenhang von Niederschlag und Abfluss auf einem hydrophoben Boden ohne Vegetation über einen linearen Zusammenhang beschreiben lässt. Ergebnisse anderer Untersuchungen konnten dies nicht zeigen, da Vegetation oder wechselnde Bedingungen den Zusammenhang überlagerten (Witter *et al.*, 1991; Jungerius & ten Harkel, 1994). Aufgrund der Messergebnisse konnte eine Gleichung aufgestellt werden, die den Abfluss mit einer zufriedenstellenden Genauigkeit ( $r^2 = 0,93$ ) beschreibt (Tabelle 5.2), wobei ein Anfangsverlust von 0,4 mm Niederschlag angenommen wird.

Im Gegensatz zu den bivariaten Korrelationen von Witter *et al.* (1991) und Jungerius und ten Harkel (1994) wird der Sedimentaustrag für die Rillen- und Zwischenrillenerosion getrennt betrachtet. Für die Rinnenerosion zeigt der log-lineare Zusammenhang die beste Korrelation, während auf der Plotskala die lineare Regression zu den höchsten Bestimmtheitsmaßen führt. Zur Beschreibung der Sedimentausträge aus dem kleinen Einzugsgebiet wurden die erstellten Modelle zum einen in einem linearen Ansatz und zum anderen in einem log-linearen Ansatz kombiniert. Die Kombination der Teilmodelle erfolgte unter Berücksichtigung der jeweiligen Flächenanteile von Rille, Rinne und Zwischenrillenbereich. Da die Rillen deutlich flacher sind und eine geringere Hangneigung aufweisen als die Rinne, wurden neben dem Vergleich von linearem und log-linearen Zusammenhängen noch zwei Ansätze hinzugefügt. Zum einen werden die Rillen als Rinnen betrachtet und zum anderen den Zwischenrillenbereichen zugeordnet. Beim Vergleich mit den Messwerten der Einzelereignisse auf

der Hangskala weisen die beiden log-linearen Regressionen deutlich geringere Bestimmtheitsmaße als die linearen Modellansätze auf. Von den beiden linearen Zusammenhängen führt das Modell, das die Rillen den Rinnenbereichen zuordnet, zu einer deutlichen Überschätzung der gemessenen Werte. Wenn die Rillenbereiche durch die Sedimentausträge aus den Zwischenrillenbereichen beschrieben werden, wird eine gute Übereinstimmung zwischen gemessenen und berechneten Werten erzielt.

Die einfachen Ansätze ermöglichen die Implementierung in ein komplexeres Niederschlags-Abfluss- und Erosionsmodell. Ein entsprechender Ansatz wurde von Scherrer und Naef (2001) vorgestellt, die vor der Berechnung des Abflussprozesses den dominierenden Prozess identifizieren und das Modell dementsprechend anpassen. Dementsprechend können für kleine Gebiete, die hydrophobe Bodeneigenschaften aufweisen, entsprechende Regressionsansätze zur Berechnung der Menge des Oberflächenabflusses verwendet werden. Als Steuergröße für die dominierenden Prozesse, wie sie bei Scherrer und Naef (2001) verlangt werden, könnten z.B. die saisonalen Unterschiede dienen. Werden größere Flächen betrachtet, die eine größere Heterogenität, wie z.B. Anteile von quartärem Substrat, beinhalten, müssen komplexere Modellansätze verwendet werden. Auf dieser größeren Skala hat die Hydrophobie keinen großen Einfluss auf Abflussbildung und Sedimentaustrag.

Die Aspekte, die Dörr *et al.* (2003) für die Modellierung auf hydrophob wirkenden Böden als relevant erachten, können für das Untersuchungsgebiet nicht bestätigt werden. Auf der untersuchten Fläche sind keine Makroporen vorhanden, die aus diesem Grund auch keinen Einfluss auf die Abflussbildung nehmen. Wären Makroporen auf der Fläche, würden die Regressionen nicht mehr Abflussmenge und Sedimentaustrag beschreiben können, da diese keinen linearen Zusammenhang von Niederschlag und Abfluss aufzeigen würden. Ob der Grad der Hydrophobie und die Verteilung der hydrophoben Bodeneigenschaften zu Zwischenstufen zwischen hydrophilen und sehr starken bis extremen hydrophoben Bodenbedingungen führt, wie es die These von Doerr *et al.* (2003) besagt, konnte im Untersuchungsgebiet nicht ermittelt werden, da diese Zwischenstufen kaum gemessen wurden. Die Auswirkungen auf die Infiltration, die durch den Grad der Hydrophobie beeinflusst wird, ist in Abschnitt 3.3.1 dargestellt. Der Bodenwassergehalt konnte für das Untersuchungsgebiet nicht als Steuergröße der Hydrophobie identifiziert werden (Abschnitt 3.3.1), so dass in den hier vorgestellten Modellen keiner der Aspekte von Dörr *et al.* (2003) berücksichtigt wird.

## 6 Diskussion und Ausblick

### 6.1 Messsystem

Sehr hohe Sedimentausträge sind auf Böden mit grobem sandigem Substrat, das als Einzelkorngefüge vorliegt, eher ungewöhnlich. Auf Grund der besonderen Situation der untersuchten Fläche war es notwendig, eine neue Messapparatur zu entwickeln. Die bisher bekannten Methoden, die kontinuierlich den Sedimentaustrag messen können, sind nicht für grobes sandiges Sediment ausgelegt. Deshalb wurde eine Messapparatur entwickelt, die sich für die Messung in kleinen Einzugsgebieten eignet. Diese wurde in ein Messsystem eingebunden, das den Sedimentabtrag in zeitlicher und räumlicher Auflösung erfasst. Dabei hat die neu entwickelte Messapparatur den Sedimentaustrag ereignisbezogen gemessen, während über die Fernerkundungsmethoden zwischen Rillen- und Zwischenrillenerosion unterschieden wurden. Dies ermöglichte die Erfassung der Zusammenhänge von Niederschlag und Erosion auf einem hydrophoben Boden.

Die neue Messapparatur wurde am Messhang eingesetzt und hat im Jahr 2005 216 kg Sedimentaustrag gemessen, was einem Sedimentaustrag von 7,2 t/ha entspricht. Dabei konnten einige Erosionsereignisse wegen Messausfällen nicht erfasst werden. Die gravimetrischen Messungen ergeben mit einer erfassten Sedimentmenge von 879 kg sogar einen Austrag von 29 t/ha. Für diese relativ großen Mengen an ausgetragenen Sediment, war die Kapazität des Auffangkastens der neu entwickelten Messapparatur weitestgehend ausreichend. Nur innerhalb einer Messperiode wurde die Kapazität ausgelastet (8.-31. August 2005) und einmal überschritten (18.-23. Juni 2006). Die Kapazität des Kraftmessers sollte allerdings für ein vergleichbares Untersuchungsgebiet für eine Masse von 200 kg ausgelegt sein, um die Sedimentmenge im Auffangkasten auch im Falle der Auslastung bestimmen zu können. Bezüglich des Kraftmessers wurde die maximale Auslastung ebenfalls nur in den beiden genannten Messperioden überschritten, jedoch lagen die Massen mehrmals oberhalb der von der Firma angegebenen Kapazitäten. Durch den Einsatz der Messapparatur war eine ereignisbezogene Erfassung von Sedimentausträgen bei einzelnen Niederschlagsereignissen möglich, ohne nach jedem Ereignis vor Ort sein zu müssen. Innerhalb der Arbeit konnten die meisten Probleme die sich mit dem Einsatz der Apparatur ergaben, bewältigt werden.

Neben der Messung des ausgetragenen Sediments bestimmt die Messapparatur auch den Ober-

flächenabfluss. Die Kippwaage ist im unteren Bereich der Messapparatur angebracht. Um Sedimentaustrag und Oberflächenabfluss zu bestimmen, muss die Apparatur unterhalb der Bodenoberfläche installiert werden. Dies hat im Untersuchungsgebiet zu Problemen geführt, da die Messungen der Kippwaage öfter wegen eines zu hohen Wasserstands gestört war. Die installierten Pumpen hatten zwar eine ausreichende Pumpleistung, aber der Strombedarf konnte über die Energieversorgung nicht gedeckt werden. Auch das Aufladen über Solarpaneele konnte dieses Problem nicht lösen. Diese begrenzten Kapazitäten bei der Bestimmung des Abflusses verhinderten eine Erfassung des Oberflächenabflusses bei Niederschlagsereignissen mit großen Niederschlagsmengen und hohen Intensitäten. Da diese Ereignisse für die Erosion von entscheidender Bedeutung sind, muss die Messung des Oberflächenabflusses durch eine zusätzliche Methode ergänzt werden. Die Installation einer größeren Kippwaage ist aufgrund des Gestells nicht möglich und würde auch nur zu einer geringen Erhöhung der Messkapazität führen, da die Trägheit des Kippimpulses mit zunehmender Größe der Kippwaage zunimmt. Für eine zusätzliche Abflussmessung bietet sich die Messung des Wasserstandes mit einem Echolot an, wie sie in Abschnitt 4.4.5 vorgestellt wird. Bei der Bestimmung des Wasserstandes sind kurze Zeitintervalle nötig, um den Abfluss korrekt zu erfassen. Dies führt zu einer großen Datenmenge, die durch eine Steuerung der Echolotmessung reduziert werden kann. Innerhalb dieser Arbeit konnten die Probleme, die mit der Steuerung des Echolots auftraten, allerdings erst gegen Ende des Projektes zufrieden stellend gelöst werden. Aus diesem Grund findet die Abflussmessung mit dem Echolot keine Berücksichtigung.

Bei einer weiteren Verwendung dieser Apparatur sollte die Abflussmessung erweitert werden. Wegen des Aufbaus der Apparatur kann sie auch nicht in Gebieten mit oberflächennahen Grundwasserspiegel ( $< 1m$ ) verwendet werden. Eine Erweiterung der Messung wird auch einem Einsatz in einem Gebiet mit höheren Anteilen an schluffigem oder tonigem Sediment nötig sein. Hierzu eignet sich eine Trübungssonde oder ein Probennehmer zur Bestimmung des als Suspension transportierten Sediments. Diese Messung kann am Ausfluss der Kippwaage durchgeführt werden. Für das Untersuchungsgebiet in Welzow Süd war diese Messung nicht notwendig.

Mit der flächigen Lasermessung wurde eine Methode verwendet, die im Bereich der Erosionsmessung noch nicht etabliert ist. Die Untersuchungszeiträume müssen dabei der Sensitivität der Methode entsprechend gewählt werden. Da nur Abträge von mehr als einem Millimeter detektiert werden können, wäre eine quantitative Erfassung der Abträge von den Versuchsplots in dieser Arbeit nur für Messperioden von mehr als einem Jahr möglich. Deshalb werden in dieser Arbeit nur eingeschränkte quantitative Aussagen getroffen. Die Software, die für die Auswertung der Messungen verwendet wurde, ist nicht für den Vergleich zweier Aufnahmen mit diesen Unsicherheiten, die beim Einsatz im freien Feld auftreten (leicht verschiedene Positionen, keine guten Fixpunkte), ausgelegt. Deshalb liegt in der Auswertung noch Potenzial für Verbesserungen der Methode. Eine Wei-

terentwicklung der Auswertung könnte auch eine gezielte Quantifizierung einzelner Bildausschnitte ermöglichen, womit sowohl Abtrag als auch Deposition quantitativ erfasst werden könnten.

Das vorgestellte Messkonzept ermöglichte die quantitative Erfassung von Oberflächenabfluss, Rillen- und Zwischenrillenerosion und ereignisbezogenen Sedimentausträgen aus einem kleinen Einzugsgebiet. Mit den vorgeschlagenen Modifikationen kann es auch in anderen Untersuchungsgebieten angewendet werden. Dabei beschränkt sich der Einsatz der neu entwickelten Messapparatur auf kleine Einzugsgebiete, die, je nach Substrat und Hangneigung, bis zu  $500 \text{ m}^2$  groß sein können. Für Untersuchungen in großen Einzugsgebieten sind die Methoden nur bedingt zu verwenden bzw. liefern kleinräumig Daten die auf die gesamte Fläche hochgerechnet werden müssen.

## 6.2 Hydrophobe Bodeneigenschaften

In dieser Arbeit wurde zum ersten Mal der Bodenwassergehalt eines hydrophob reagierenden Bodens im Feld gemessen. Bisherige Untersuchungen fanden im Labor statt oder leiteten den Bodenwassergehalt anhand von Niederschlagsdaten ab. Die Messungen im Feld zeigten einen anderen Zusammenhang zwischen Bodenwassergehalt und hydrophoben Bodeneigenschaften, als er in der Literatur zu finden ist. Bisher wurde der Bodenwassergehalt als Steuergröße für die hydrophoben Bodeneigenschaften angenommen (Burch *et al.*, 1989; Walsh *et al.*, 1994; Ferreira *et al.*, 2000; Doerr *et al.*, 2000; Keizer *et al.*, 2002), wohingegen die Ergebnisse eher auf eine Änderung des Bodenwassergehalts als Folge der veränderten Bodeneigenschaften hindeuten. Allerdings muss bei dieser Aussage berücksichtigt werden, dass die Messungen in fünf bis zehn Zentimeter Tiefe erfolgten, während die Messungen der hydrophoben Bodeneigenschaften in den oberen fünf Zentimetern durchgeführt wurden. Da die Messsonde in der Umgebung misst hätten demnach die Veränderungen auch erfasst werden können. Um diesen Zusammenhang eindeutig nachzuweisen sind weiteren Untersuchungen notwendig. Die Messungen sollten im Feld durchgeführt werden, um möglichst natürliche Randbedingungen zu gewährleisten.

Neben dem Bodenwassergehalt sollten dabei auch andere Größen berücksichtigt werden, die eine Veränderung der Bodenbedingungen hervorrufen könnten. Eine dieser beeinflussenden Faktoren könnte Frost sein. Diese Annahme lässt sich nicht an Messungen oder Beobachtungen im Feld belegen. Untersuchungen von Ma'shum und Farmer (1985) konnten zwar den Einfluss von Frost zeigen, allerdings unter nicht natürlichen Bedingungen. Ein Hinweis für diese Vermutung ist eine MED-Messung, mit der auch im Winter hydrophobe Bodeneigenschaften nachgewiesen wurden. Da es sich um einen recht milden Winter handelt, könnte dies auf einen Temperatur- oder Frosteffekt hindeuten.

### 6.3 Auswirkungen der hydrophoben Bodeneigenschaften auf Hydrologie und Erosion

Die hydrophoben Bodeneigenschaften wirken sich vor allem auf die hydraulische Leitfähigkeit aus. Bei der Bestimmung der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit mit dem Haubeninfiltrometer sind auf Grund der heterogenen Bodeneigenschaften unterschiedliche Ergebnisse auf dem gleichen Boden zu erwarten. Die Variationen der Ergebnisse sind in dieser Untersuchung allerdings nicht alleine auf die Bodenheterogenitäten zurückzuführen. Die Messungen zeigen auf dem hydrophoben Substrat Ergebnisse von einer vollständigen Vermeidung der Infiltration bis hin zu einer Infiltrationsrate, wie sie für hydrophile Bodeneigenschaften bestimmt wurde. Diese Unterschiede lassen sich nicht alleine durch die Heterogenität der hydrophoben Bedingungen erklären, sondern könnten sich auch durch die verwendete Messmethode ergeben. Das zwischenzeitlich positive hydraulische Potenzial an der Oberfläche könnte zu einer Infiltration führen, die unter natürlichen Bedingungen nicht stattfinden würde. Ein alternatives Messsystem zur Bestimmung der gesättigten Leitfähigkeit stellt das *Minidisc*-Infiltrometer der Firma Decagon dar. Dieses besteht aus einer wassergefüllten Röhre (ca.  $200\text{cm}^3$ ), die am unteren Ende durch eine poröse Platte abgeschlossen wird. Sobald diese die Bodenoberfläche berührt, beginnt die Infiltration, wobei das hydraulische Potenzial, das der Boden aufbringen muss, um eine Infiltration zu ermöglichen, durch eine Mariott'sche Flasche gesteuert wird. Mit dieser Methode kommt es während und vor der Messung nicht zu einem positiven hydraulischen Potenzial.

Trotzdem zeigen die Messungen mit den Haubeninfiltrometer, dass durch die hydrophoben Eigenschaften die Infiltrationskapazität des Bodens reduziert ist. Wegen der Spannbreite der Ergebnisse konnte kein Faktor für die Reduktion der Infiltrationskapazität bestimmt werden. Bei einem Versuch kam es zu einem Wechsel der gesättigten Leitfähigkeiten innerhalb des Versuchs. Dies deutet daraufhin, dass der Bodenwassergehalt, auch wenn er nicht wie oben diskutiert für den Wechsel der Bedingungen auf der gesamten Fläche verantwortlich sein sollte, zu einer Änderung der Bodeneigenschaften führen kann.

Aufgrund der verringerten hydraulischen Leitfähigkeit kam es zu erhöhten Abflüssen auf den Böden mit hydrophoben Eigenschaften. Diese wirkten sich allerdings unterschiedlich auf die verschiedenen Skalen aus. Die Abflussbeiwerte reichten von sehr hohen Anstiegen des Oberflächenabflusses auf der Plotskala ( $ABW = 0,8$ ), über einen mittleren auf dem Messhang ( $ABW = 0,5$ ) bis zu einer nicht nachweisbaren Änderung im gesamten Einzugsgebiet ( $ABW = 0,2$ ). Dabei wurden die Abflussbeiwerte des hydrophil reagierenden Substrats als Referenz genommen.

Die veränderten Bodeneigenschaften führten im Untersuchungsgebiet auch zu einem viermal höheren Sedimentaustrag auf hydrophob wirkendem Substrat im Vergleich zu Bereichen mit hy-

drophil wirkendem Substrat. Weiterführende Untersuchungen sollten sich neben der Quantifizierung der Austräge auf hydrophobem Substrat auch der Abhängigkeit des Sedimentaustrags von der Hangneigung widmen. Da die Erosion stark von der Hangneigung abhängig ist, stellt sich die Frage, ob hydrophobe Bodeneigenschaften bei verschiedenen Hangneigungen unterschiedliche Auswirkungen auf den Sedimentaustrag haben. Dieses könnte z.B. im Labor durch Verwendung eines Kastens, der hydrophobes Substrat enthält und dessen Neigung variiert werden kann, und durch Beregnungsversuche untersucht werden. Eine weitere Möglichkeit ist die Untersuchung der Sedimentausträge innerhalb eines Projektgebiets an einer Vielzahl von Plots mit unterschiedlichen Hangneigungen.

Die Auswirkungen der hydrophoben Bodeneigenschaften auf den Sedimentaustrag konnten quantifiziert werden, jedoch wurden keine Änderungen des Erosionsprozesses im Vergleich zur Erosion bei hydrophilen Bodeneigenschaften gefunden. Die Ergebnisse bestätigen die theoretischen Grundlagen des Prozesses auf hydrophilen Böden, wie sie z. B. bei Kirkby (1980), Auerswald (1993), Auerswald (1998) und Morgan (1996) dargestellt werden. Die Theorie von Terry und Shakesby (1993) und Doerr et al. (2000), nach der auf hydrophob reagierenden Böden der Regentropfeneinschlag mehr Sediment ablöst, konnte mit den durchgeführten Untersuchungen weder bestätigt noch widerlegt werden. Da für Ereignisse mit geringer Niederschlagsintensität der Abfluss als limitierender Faktor für den Sedimentaustrag identifiziert wurde, kann man annehmen, dass die durch die Hydrophobie hervorgerufenen erhöhten Abflussmengen zu den erhöhten Sedimentausträgen führen.

Das Verständnis des Prozesses kann auch in anderen Untersuchungen und auf anderen Flächen genutzt werden, wohingegen die Übertragbarkeit der Messergebnisse auf vergleichbare Flächen nur beschränkt möglich ist. Die Auswirkungen auf den Oberflächenabfluss werden auch bei anderer Textur vergleichbar sein, da die veränderten Bodeneigenschaften auch auf anderen Bodentypen zu einer Verminderung bzw. Verhinderung der Infiltration führen. Die Effekte auf die Erosion werden unterschiedlich ausfallen, da der Sedimentaustrag sowohl von der Textur als auch der Aggregatstabilität abhängt und diese Eigenschaften auf verschiedenen Böden sehr unterschiedlich sind. Weiterhin ist die Erosion im hohen Maße von der Hangneigung abhängig, was bei der Übertragung der Ergebnisse auf andere Gebiete zu berücksichtigen ist.

#### **6.4 Auswirkungen hydrophober Bodeneigenschaften in Einzugsgebieten**

Die Ergebnisse auf den verschiedenen Skalen haben die unterschiedliche Bedeutung für die jeweiligen Flächen gezeigt. Während die hydrophoben Bodeneigenschaften auf der Plotskala die Abflussbildung dominieren, beeinflussen bei zunehmender Flächengröße immer mehr Größen diesen Prozess. Für die größte in dieser Arbeit betrachtete Skala konnten bereits keine erhöhten Abflussmengen

mehr nachgewiesen werden. Allerdings wies im Projektgebiet nur ein Teil der Fläche hydrophobe Bodeneigenschaften auf, so dass die erhöhten Abflüsse im hydrophil reagierenden Substrat infiltrieren konnten. Andere Untersuchungen haben vergleichbare Effekte auf größeren Flächen mit hydrophoben Bodeneigenschaften beobachtet. Dabei konnte das Niederschlagswasser vor allem über präferenzielle Fließwege infiltrieren, so dass der Effekt überlagert wurde (Crockford *et al.*, 1991; Ferreira *et al.*, 2000; Doerr *et al.*, 2003). Demnach würde der Einfluss hydrophober Bodeneigenschaften innerhalb größerer Einzugsgebiete eine untergeordnete Rolle spielen.

Das Untersuchungsgebiet war für die durchgeführten Untersuchungen besonders geeignet, da beeinflussende Faktoren, wie z. B. Vegetation, nicht zu berücksichtigen waren. Die Vegetation beeinflusst deutlich Abfluss und Erosion. Durch Stabilisation der Bodenoberfläche wird der Sedimentabtrag reduziert, Wurzelgänge erhöhen die Infiltrationsrate und die Pflanzen verringern die Abflussgeschwindigkeit, was ebenfalls zu einer stärkeren Infiltration führt. Diese Zusammenhänge wurden in diesem Projekt nicht gezielt untersucht, da die Fläche mit hydrophobem Substrat vegetationsfrei war. Allerdings konnte 2005 im gesamten Untersuchungsgebiet eine Zunahme der Vegetationsdichte beobachtet werden, von der besonders die Hauptabflussrinne im quartären Substrat betroffen war. Dies hatte eine Verminderung von Oberflächenabfluss und Sedimentaustrag zur Folge. Bisherige Untersuchungen von Sedimentausträgen auf hydrophob reagierenden Böden haben deutlich steilere Hänge betrachtet (Osborn *et al.*, 1964; Witter *et al.*, 1991; Soto & Diaz Fierros, 1998), bei denen der Einfluss der Vegetation gegenüber dem der Hangneigung geringer war.

Die vegetationsfreie Fläche ermöglichte Untersuchungen der geomorphologischen Einflüsse auf die hydrophoben Bodeneigenschaften. Die Unterschiede des Grads der Hydrophobie sowohl zwischen den geomorphologischen Einheiten als auch der Gradient am Hang zeigen die Veränderungen, denen die hydrophoben Bodeneigenschaften unterliegen. Durch den Transport werden die hydrophob wirkenden Moleküle von den Partikeln abgerieben, wodurch der Boden die hydrophoben Eigenschaften verliert.

Da die Bodenpartikel nach langem Transport ihre hydrophoben Eigenschaften verlieren, würden sich auf großen Flächen nach einiger Zeit Bereiche bilden, an denen sich Sediment ohne hydrophobe Eigenschaften ablagert und Oberflächenabfluss infiltrieren kann. Außerdem werden die Auswirkungen der hydrophoben Bodeneigenschaft auf der großen Skala von anderen Prozessen überlagert. Welche Relevanz haben also hydrophobe Bodeneigenschaft für Hydrologie und Erosion auf der Einzugsgebietsskala? Es steht fest, dass hydrophobe Bodeneigenschaften weiter verbreitet sind als bisher angenommen (Doerr *et al.*, 2003). Zusätzlich konnte gezeigt werden, dass auf Flächen mit geringer Dichte an Makroporen, wenig Vegetation und geringer Streuschicht mit erhöhten Abflussmengen und demzufolge mit erhöhtem Sedimentaustrag zu rechnen ist. Durch den Klimawandel ist in verschiedenen Regionen mit trockeneren Bedingungen zu rechnen, die auch zur Verminde-

rung der Vegetationsdecke, zunehmender Desertifikation und einer Verödung der Landschaft führen können. Besonders semi-aride Gebiete, die bereits mit die höchsten Erosionsraten aufweisen sind von der zunehmenden Trockenheit betroffen. Durch die trockeneren Bedingungen kann es häufiger zu Bränden kommen, die wiederum hydrophobe Bodeneigenschaften hervorrufen (DeBano, 1981; Doerr *et al.*, 2000). Aus diesen Gründen sind zumindest mit kurzfristigen Auswirkungen zu rechnen, die in erosions- oder überschwemmungsgefährdeten Gebieten die Probleme verstärken können. Um genauere Aussagen zu treffen, sind weitere Untersuchungen in großen Einzugsgebieten nötig.

## 6.5 Beschreibung von Erosion und Oberflächenabfluss über Regressionsgleichungen

In der hydrologischen Modellierung wird die Hydrophobie bisher kaum berücksichtigt. Es gibt nur wenige Ansätze Erosion und Oberflächenabfluss auf wasserabweisenden Böden durch empirische oder physikalisch basierte Ansätze zu beschreiben. Die hydrophoben Bodeneigenschaften vermindern die Infiltrationskapazität des Bodens und rufen demzufolge erhöhte Abflussraten an der Oberfläche hervor, die wiederum zu erhöhten Sedimentausträgen führen. Ein Ansatz wäre die Anpassung der hydraulischen Leitfähigkeit des Bodens an die veränderten Infiltrationseigenschaften des Bodens. Da die Ergebnisse einen linearen Zusammenhang zwischen Niederschlag und Oberflächenabfluss gezeigt haben, ist auch ein zweiter Ansatz möglich, der den Oberflächenabfluss über eine lineare Gleichung in Abhängigkeit von der Niederschlagsmenge bestimmt. Da dieses Verfahren weniger Rechenzeit beansprucht und die Genauigkeit in dieser Arbeit als gut bewertet wird, ist dies zu bevorzugen.

Die Beschreibung der Sedimentausträge erfolgt ebenfalls über Regressionsgleichungen, die auf den Ergebnissen der Messungen in dieser Arbeit basieren. Dabei wird, anders als in anderen Arbeiten, zwischen Rinnen- und Zwischenrillenbereich unterschieden sowie Niederschlagsintensität und Niederschlagsmenge gemeinsam berücksichtigt. Das Erstellen der empirischen Gleichungen über schrittweise Regression, ergab die jeweilige Abhängigkeit von einer dieser Variablen. Die Gleichungen wurden mit den Ergebnissen der Messungen am Messhang validiert ( $r^2 = 0,72$ ). Trotz der Berücksichtigung weiterer Größen neben der Niederschlagsmenge, konnte keine Verbesserung erzielt werden. Einfache Korrelationen ergaben für die Abhängigkeit von der Niederschlagsmenge ( $r^2 = 0,72$ ) und der Niederschlagsintensität ( $r^2 = 0,87$ ) vergleichbare oder höhere Korrelationen.

Eine Implementierung dieser einfachen empirischen Ansätze ist aufgrund der guten Korrelation durchaus sinnvoll, setzt aber eine bessere Kenntnis der Prozesse, die den Wechsel der hydrophoben Bodeneigenschaften beeinflussen, voraus. In der Umsetzung könnten in Zeiträumen, in denen der Boden hydrophob reagiert, die empirischen Ansätze verwendet werden. Dabei müssen die ver-

wendeten Regressionsgleichungen anhand von Messergebnissen für jedes Gebiet abgeleitet werden. Für allgemeingültige empirische Ansätze ist eine Großzahl von Untersuchungen nötig, die eine entsprechende Datengrundlage liefern. Ein Beispiel für eine solche Datengrundlage ist in der Erosionsmodellierung die *Universal Soil Loss Equation* (Wischmeier & Smith, 1978), die als empirisches Modell weit verbreitet ist und deren Parameter auf Experimenten von 10000 "Plotjahren" basieren.

Physikalisch basierte Modelle benötigen keine solch große Datengrundlage oder Experimente im Feld (außer zur Kalibrierung und Validierung). Zurzeit lassen sich aber aus den Kenntnissen über die hydrophoben Bodeneigenschaften noch keine physikalisch basierte Modelle ableiten. Allein die Auswirkungen, wie z.B. die verringerte Infiltrationsrate, kann in diesen Modellen berücksichtigt werden. Für eine kontinuierliche Simulation der hydrologischen Prozesse auf einem hydrophob reagierenden Boden sind vor allem Kenntnisse über die beeinflussenden Parameter wichtig. Das Zusammenwirken dieser Parameter zur Steuerung der hydrophoben Bodeneigenschaften ist allerdings noch nicht ausreichend untersucht.

## 7 Zusammenfassung

Der neuste Bericht des *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC, 2007) belegt, dass sich das Klima verändert hat und auch weiter ändern wird. Dabei sind unter anderem im weltweiten Mittel höhere Temperaturen und eine Zunahme von Extremereignissen, wie z.B. Starkregenereignisse oder lange Trockenperioden, zu erwarten. Diese Veränderungen können dazu führen, dass sich die Bodenerosion verstärkt. Neben der Zunahme extremer Niederschläge spielt hierfür auch die Begünstigung hydrophober Bodenbedingungen (z.B. durch längere Trockenperioden) eine Rolle.

Hydrophobe Bodeneigenschaften werden durch Moleküle organischen Ursprungs hervorgerufen, die sich an der Oberfläche der Bodenpartikel anlagern. Aufgrund des wasserabweisenden Effekts dieser Molekülschicht können hydrophobe Bodenbedingungen dazu beitragen, dass die Menge des Oberflächenabflusses zunimmt, und können somit zu verstärkter Erosion führen. Die Bindung zwischen Molekül und Bodenmatrix ist jedoch reversibel und kann durch veränderte Umweltbedingungen aufgehoben werden, so dass der Boden wieder hydrophil reagiert. In vielen Publikationen wird der Bodenwassergehalt als eine bedeutende Steuergröße der hydrophoben Eigenschaften von Böden angenommen. Die Untersuchung hydrophober Bodenbedingungen und deren Auswirkungen auf Oberflächenabfluss und Erosion waren Motivation und Ziel dieser Arbeit. Hierfür galt es ein Messkonzept zu entwickeln, das die Messung der Erosion räumlich und zeitlich aufgelöst erfasst. Auf Basis dieser Messungen konnten Ansätze zur Quantifizierung von Oberflächenabfluss und Sedimentaustrag bei hydrophoben Bodeneigenschaften abgeleitet werden.

Die Untersuchungen fanden auf einer Fläche im Tagebaugelände Welzow Süd statt, das aufgrund der teilweise geringen Vegetationsbedeckung und der relativ trockenen klimatischen Bedingungen gut geeignet war. Die Fläche wurde im Jahr 2001 künstlich mit zwei sandigen Substraten tertiärer und quartärer Herkunft aufgeschüttet. Die Untersuchung der hydrophoben Bodeneigenschaften erfolgte in Zusammenarbeit mit der BTU Cottbus. Zur Bestimmung des Grades der Hydrophobie wurden die Persistenz (*Water Drop Penetration Time Test*) und die Oberflächenspannung indirekt (*Molarity Ethanol Droplet Test*) und direkt (Kontaktwinkelmessung) ermittelt. Die Messungen des Oberflächenabflusses und des Sedimentaustrags erfolgten auf kleinen Plots ( $1 \text{ m}^2$ ), auf einem Messhang ( $300 \text{ m}^2$ ) und für das gesamte Untersuchungsgebiet ( $0,04 \text{ km}^2$ ).

Mit allen drei Nachweismethoden konnte der Unterschied zwischen dem hydrophil reagierenden

quartären Sand und den zeitweise hydrophob reagierenden tertiären Sand aufgezeigt werden. Die hydrophoben Eigenschaften des tertiären Sandes zeigten dabei einen saisonalen Verlauf. Im Sommer wurden hydrophobe und im Winter hydrophile Bodeneigenschaften beobachtet, wobei der Zeitpunkt des Wechsels zwischen hydrophob und hydrophil von Jahr zu Jahr variierte. Neben der zeitlichen Variation der Hydrophobie konnte auch eine räumliche Variabilität aufgezeigt werden. Während Kuppen- und Zwischenrillenbereiche im Sommerhalbjahr hydrophob reagierten, wiesen die Rillen ganzjährig hydrophile Bodeneigenschaften auf.

Im Gegensatz zur vorherrschenden Meinung, dass der Bodenwassergehalt eine der wichtigsten Steuergrößen der hydrophoben Bodeneigenschaften ist, können die Ergebnisse dieser Arbeit den Einfluss des Bodenwassergehalts auf die hydrophoben Bodeneigenschaften nicht bestätigen. Basierend auf diesen Messergebnissen kann man nicht davon ausgehen, dass der Bodenwassergehalt die hydrophoben Bodeneigenschaften steuert, sondern sich vielmehr als Folge der hydrophilen Bedingungen ändert. Für den Zeitraum August bis Dezember 2005 konnte in den Messungen am Messhang - selbst bei Niederschlagsereignissen mit hoher Intensität - keine nennenswerte Änderung des Bodenwassergehalts in zehn Zentimeter Tiefe festgestellt werden. Innerhalb des Zeitraums nach Dezember 2005, in dem bereits hydrophile Bodeneigenschaften nachgewiesen wurden, nahmen die Änderungen des Bodenwassergehalts deutlich zu, obwohl die Mengen an gefallenem Niederschlag deutlich niedriger lagen. Dementsprechend änderte der Bodenwassergehalt erst maßgeblich nachdem ein Wechsel von hydrophoben zu hydrophilen Bedingungen stattgefunden hatte.

Messungen mit einem Haubeninfiltrometer ergaben eine verringerte Infiltrationsrate auf dem hydrophob reagierenden Substrat, die zu einem stärkeren Oberflächenabfluss führte. Dies zeigt ein Vergleich des Oberflächenabflusses über Abflussbeiwerte (ABW), die auf der Plotskala (ABW = 0,8) höhere Werte als am Hang (ABW = 0,5) erreichten und im gesamten Untersuchungsgebiet (ABW = 0,2) die niedrigsten Werte aufwiesen. Die geringeren Werte auf der Hangskala resultierten aus der Reinfiltration des Oberflächenabflusses in den hydrophil reagierenden Rillenbereichen. Wegen zunehmender Vegetation und großen Flächenanteilen mit hydrophilem Substrat schlugen sich die Veränderungen der Infiltrationsraten auf hydrophob reagierendem Substrat im Gebiet nicht im Abflussbeiwert nieder. Für das gesamte Einzugsgebiet waren die hydrophoben Bodeneigenschaften daher kaum von Bedeutung.

Die Messung der Erosion erfolgte über ein Messsystem, das sowohl eine zeitlich als auch eine räumlich differenzierte Erfassung ermöglichte. Zentraler Teil dieses Systems war eine selbst entwickelte Messapparatur, die den Austrag von sandigem Sediment und den Oberflächenabfluss ereignisbezogen erfassen konnte. Ergänzt wurde diese Messung mit volumetrische Messungen der Erosion.

Auf den Plots - der kleinsten untersuchten Skala - hatten sich keine Rillen ausgebildet. Die

Mengen an ausgetragenen Sediment wurden deshalb als Abtrag aus dem Zwischenrillenbereich angenommen. Dagegen hatte sich auf dem Messhang ein umfangreiches Rillensystem ausgebildet. Im unteren Bereich des Hanges münden die Rillen in einer einzelnen Rinne, an deren Ende sich die Messapparatur befand. Diese Rinne wurde mit einem punktuell messenden Laser in einem Raster vermessen, um den Sedimentaustrag zu quantifizieren. An einigen Stellen wurden repräsentative Abschnitte des Rillensystems mit einem flächig messenden Laser erfasst. Durch eine Wiederholung der Messungen mit den beiden Lasersystemen konnte über die Änderungen die Erosion bestimmt werden. Für einzelne Messperioden wurde ein Summenwert der Messergebnisse der verschiedenen Methoden gebildet. Auf der Hangskala wurde so jede Messung auf den Flächenanteil der jeweiligen geomorphologischen Einheit bezogen ( $7,8 \text{ m}^2$  Rinne (punktuell messender Laser),  $16,4 \text{ m}^2$  Rille (flächig messender Laser) und  $282,6 \text{ m}^2$  Zwischenrinne (Plotmessung)). Ein Vergleich dieser Summe mit den gravimetrisch bestimmten Sedimentausträgen aus dem Messhang ergab eine gute Übereinstimmung für Perioden mit einer mittleren maximalen Niederschlagsintensität von ungefähr  $12 \frac{\text{mm}}{\text{h}}$  in einem zehnminütigen Intervall. Abweichungen der beiden methodischen Ansätze für stärkere und weniger intensive Ereignisse, bei denen die Messungen die Austräge unter- bzw. überschätzten, sind auf die Ergebnisse des punktuell messenden Laser zurückzuführen.

Aus den Messergebnissen wurden Grenzwerte für erosive Niederschläge abgeleitet. Über einen Vergleich der Messungen mit dem flächig messenden Laser und der maximalen Niederschlagsintensität innerhalb eines Zehnminutenintervalls konnten Grenzwerte für das dominierende Auftreten von Rillenerosion ( $> 25,2 \frac{\text{mm}}{\text{h}}$ ) und Zwischenrillenerosion ( $< 20,4 \frac{\text{mm}}{\text{h}}$ ) ermittelt werden. Dabei kam es im Untersuchungsgebiet erst bei einem Niederschlag von mindestens  $0,9 \text{ mm}$  und einer maximalen Niederschlagsintensität von  $3,6 \frac{\text{mm}}{\text{h}}$  innerhalb eines zehnminütigen Intervalls zu Sedimentaustrag.

Für das hydrophobe Substrat wurden die gemessenen Größen Sedimentaustrag, Abflussmenge, Niederschlagsmenge sowie -intensität mittels Pearson-Korrelation hinsichtlich signifikanter linearer und log-linearer Abhängigkeiten überprüft. Dabei konnte für alle Skalen ein linearer Zusammenhang zwischen Niederschlags- und Abflussmenge festgestellt werden. Dies ist auf die veränderten Infiltrationsbedingungen zurückzuführen, die durch die hydrophoben Bodeneigenschaften hervorgerufen wurden.

Auf der Plotskala ergaben sich für alle untersuchten Größen signifikante Zusammenhänge. Es konnte somit kein dominierender Prozess identifiziert werden, der die Erosion im Zwischenrillenbereich bestimmt. Vielmehr zeigen die Korrelationen aller untersuchten Größen, dass das Zusammenspiel von Regentropfeneinschlag und Oberflächenabfluss entscheidend für den Abtrag von Sediment ist.

Auf der Hangskala wiesen bis auf zwei Ausnahmen alle korrelierten Größen einen signifikanten

Zusammenhang auf. Um die Ergebnisse differenzierter analysieren zu können, wurden sie zusätzlich in Kategorien unterteilt. Dies erfolgte zum einen nach der Niederschlagsintensität ( $< 6 \frac{mm}{h}$  und  $6 \frac{mm}{h}$  in einem zehnminütigen Intervall) und zum anderen nach der Menge an ausgetragenen Sediment ( $> 1 \text{ kg}$  und  $> 5 \text{ kg}$ ). In den beiden jeweils höheren Kategorien korreliert der Regentropfeneinschlag signifikant mit der Menge an ausgetragenen Sediment. Dabei muss die Menge an Oberflächenabfluss ausreichen, um die Menge an losgelöstem Sediment abzutransportieren.

Ein Vergleich der beiden Substrate zeigt, dass die Sedimentausträge bei hydrophoben Bodeneigenschaften viermal höher liegen als bei hydrophilen. Die Auswirkungen der hydrophoben Bodeneigenschaften des tertiären Substrats auf das gesamte Einzugsgebiet sind im Vergleich zu anderen Einflüssen als eher gering einzuschätzen. Hier sind andere Faktoren, wie z.B. die Vegetation, bedeutender. Während 2004 noch ein Sedimentaustrag von mehr als 5,6 t gemessen wurde, konnte 2005 so gut wie kein Austrag mehr festgestellt werden, was auf eine höhere Vegetationsdichte zurückzuführen war.

Über die Ergebnisse wurden in Regressionsansätzen Gleichungen zur Beschreibung der Abflussmenge und des Sedimentaustrags abgeleitet. Die Sedimentausträge des tertiären Substrats konnten aus den Messergebnissen ermittelt werden. Aufgrund der guten linearen Korrelation wurde für die Berechnung der Abflussmenge eine lineare empirische Beziehung zur Niederschlagsmenge aufgestellt. Im Gegensatz zu bisherigen Untersuchungen wurde die Gleichung zur Beschreibung des Sedimentaustrags über schrittweise Regression für die lineare und log-lineare Abhängigkeit von der Niederschlagsmenge und -intensität entwickelt. Zusätzlich wurde zwischen Rillen-, Rinnen- und Zwischenrillenbereichen unterschieden. Allerdings haben beide Vorgehensweisen kaum zu einer Verbesserung der Berechnung beigetragen.

Die Arbeit zeigt die Auswirkungen von hydrophoben Bodeneigenschaften auf Oberflächenabfluss und Erosion. Die hydrophobe Reaktion des Bodens führt zu höheren Oberflächenabflüssen und stärkeren Sedimentausträgen. Auch wenn diese Effekte im Rahmen dieser Arbeit nur in einem kleinräumigen Maßstab beobachtet wurden, können die Auswirkungen in großen Einzugsgebieten mit hydrophoben Bodeneigenschaften zu einem nachhaltigen Bodenabtrag führen.

# Literaturverzeichnis

- ABRAHAMS, A.D., PARSONS, A.J., & LUK, S.H. 1989. Distribution of depth of overland flow on desert hillslopes and its implications for modelling soil erosion. *Journal of Hydrology*, **106**, 177–184.
- ADAMS, S., STRAIN, B.R., & ADAMS, M.S. 1969. Water-repellent soils and annual plant cover in a desert scrub community of southeastern california. *Pages 289–296 of: DEBANO, L. F., & LETEY, J. (eds), Symposium on Water Repellent Soils.*
- AUERSWALD, K. 1993. *Relief, Boden, Paläoklima - Bodeneigenschaften und Bodenerosion*. Berlin: Gebrüder Borntraeger.
- AUERSWALD, K. 1998. Bodenerosion durch Wasser. *Pages 31–42 of: RICHTER, G. (ed), Bodenerosion - Analyse und Bilanz eines Umweltproblems*. Darmstadt: Wissenschaftliche Buchgesellschaft.
- AUERSWALD, K., & HAIDER, J. 1992. Eintrag von Agrochemikalien in Oberflächengewässer durch Bodenerosion. *Zeitschrift für Kulturtechnik und Landentwicklung*, **33**, 222–229.
- BACHMANN, J., ELLIES, A., & HARTGE, K. H. 2000a. Development and application of a new sessile drop contact angle method to assess soil water repellency. *Journal of Hydrology*, **231-232(-)**, 66–75.
- BACHMANN, J., HORTON, R., VAN DER PLOEG, R. R., & WOCHER, S. 2000b. Modified sessile drop method for assessing initial soil-water contact angle of sandy soil. *Soil Science Society of America Journal*, **64(2)**, 564–567.
- BACHMANN, J., WOCHER, S. K., GOEBEL, M. O., KIRKHAM, M. B., & HORTON, R. 2003. Extended methodology for determining wetting properties of porous media. *Water Resources Research*, **39(12)**, SBH 1.11–SBH 11.14.
- BAGARELLO, V., & FERRO, V. 2004. Plot-scale measurement of soil erosion at the experimental area of sparacia (southern italy). *Hydrological Processes*, **18(1)**, 141–157.

- BAGARELLO, VINCENZO, & FERRO, VITO. 1998. Calibrating storage tanks for soil erosion measurement from plots. *Pages 1151–1170 of: Technical and software bulletin 1998*, vol. 23; 13. Chichester-New York, United Kingdom: Wiley Sons.
- BARRETT, G., & SLAYMAKER, O. 1989. Identification, characterization, and hydrological implications of water repellency in mountain soils, southern british columbia. *Catena*, **16**(4-5), 477–489.
- BARTNIK, W., MADEYSKI, M., & MICHALIK, A. 1992. Suspended load and bed load transport in mountain streams determined by different methods. *In: BOGEN, J., WALLING, D. E., & DAY, T.J. (eds), Erosion and Sediment Transport Monitoring Programmes in River Basin*.
- BAUTERS, T. W. J., DICARLO, D. A., STEENHUIS, T. S., & PARLANGE, J. Y. 1998. Preferential flow in water repellent sands. *Soil Science Society of America Journal*, **62**(5), 1185–1190.
- BAUTERS, T. W. J., STEENHUIS, T. S., DICARLO, D. A., NIEBER, J. L., DEKKER, L. W., RITSEMA, C. J., PARLANGE, J. Y., & HAVERKAMP, R. 2000. Physics of water repellent soils. *Journal of Hydrology*, **231-232**(-), 233–243.
- BERGLUND, K., & PERSSON, L. 1996. Water repellence of cultivated organic soils. *Acta Agriculturae Scandinavica*, **46**, 145–152.
- BERNSDORF, B., RICHTER, G., & SCHMIDT, R.G. 1995. *Die Kartierung der Schneeschnmelz-Erosion - Probleme und Möglichkeiten der Felderhebung*. Tech. rept. Universität Trier.
- BEVEN, K. 2002. Runoff generation in semi-arid areas. *In: BULL, L.J., & KIRKBY, M.J. (eds), Dryland rivers - hydrology and geomorphology of semi-arid channels*. Chister: John Wiley and Sons Ltd.
- BIEMELT, D., SCHAPP, A., KLEEBOEG, A., & GRUNEWALD, U. 2005. Overland flow, erosion, and related phosphorus and iron fluxes at plot scale: A case study from a non-vegetated lignite mining dump in lusatia. *Geoderma*, **129**(1-2), 4–18.
- BISDOM, E. B. A., DEKKER, L. W., & SCHOUTE, J. F. T. 1993. Water repellency of sieve fractions from sandy soils and relationships with organic material and soil structure. *Geoderma*, **56**(1-4), 105–118.
- BOARDMAN, JOHN, POESEN, JEAN, & EVANS, ROBERT. 2003. Socio-economic factors in soil erosion and conservation. *Pages 1–6 of: Socio-economic factors in soil erosion and conservation*, vol. 6; 1. Serial GeoRef, Copyright 2004, American Geological Institute. 1462-9011.

- BONTA, J. V. 1998. Modified drop-box weir for monitoring flows from erosion plots and small watersheds. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, **41**(3), 565–573. 0001-2351 Journal; Article.
- BONTA, J. V. 2002. Modification and performance of the coshocton wheel with the modified drop-box weir. *Journal of Soil and Water Conservation*, **57**(6), 364–373.
- BORK, H.-R. 1988. *Bodenerosion und Umwelt - Verlauf, Ursachen und Folgen der mittelalterlichen und neuzeitlichen Bodenerosion*. Landschaftsgenese und Landschaftsökologie, vol. 13. Braunschweig: Selbstverlag Abteilung für physische Geographie und Landschaftsökologie und für physische Geographie und Hydrologie der technischen Universität Braunschweig.
- BRACKEN, L.J., & KIRKBY, M. 2005. Differences in hillslope runoff and sediment transport rates within two semiarid catchments in southeast Spain. *Geomorphology*, **68**, 183–200.
- BRAKENSIEK, D.L., OSBORN, H.B., & RAWLS, W.J. 1979. *Field manual for research in agricultural hydrology*. Tech. rept. United States Department of Agriculture.
- BRANDT, C. J. 1990. Simulation of the size distribution and erosivity of raindrops and throughfall drops. *Earth Surface Processes and Landforms*, **15**(8), 687–698.
- BURCH, G. J., MOORE, I. D., & BURNS, J. 1989. Soil hydrophobic effects on infiltration and catchment runoff. *Hydrological Processes*, **3**, 211–222.
- CHEN, ZHIMIN, CURRAN, PAUL J., & HANSOM, JIM D. 1992. Derivative reflectance spectroscopy to estimate suspended sediment concentration. *Remote Sensing of Environment*, **40**(1), 67–77.
- CLIFFORD, N.J., RICHARDS, K.S., BROWN, R.A., & LANE, S.N. 1995. Laboratory and field assessment of an infrared turbidity probe and its response to particle size and variation in suspended sediment concentration. *Hydrological Sciences Journal*, **40**(6), 771–791.
- CREUTZFELD, B., GÜNTNER, A., & KUHNERT, M. 2006. Multi-temporal DEMs for rill erosion monitoring at the plot scale: volume estimation and quality assessment. In: PFISTER, P., MATGEN, P., AN DEN BOS, R., & HPFFMANN, L. (eds), *Erb 2006 - uncertainties in the 'monitoring-conceptualisation-modelling' sequence of catchment research*.
- CROCKFORD, H., TOPALIDIS, S., & RICHARDSON, D. P. 1991. Water repellency in a dry sclerophyll eucalypt forest - measurements and processes. *Hydrological Processes*, **5**(4), 405–420.
- DE JONG, S. M., PARACCHINI, M. L., BERTOLO, F., FOLVING, S., MEGIER, J., & DE ROO, A. P. J. 1999. Regional assessment of soil erosion using the distributed model SEMMED and remotely sensed data. *Catena*, **37**(3-4), 291–308.

- DE JONGE, L.W., JACOBSEN, O.H., & MOLDRUP, P. 1999. Soil water repellency: effects of water content, temperature and particle size. *Journal of the soil Science society of america*, **63**, 437–442.
- DE PLOEY, J., & GABRIELS, D. 1980. Measuring soil loss and experimental studies. *In: KIRKBY, M. J., & MORGAN, R.P.C. (eds), Soil erosion*. Chister, New York, Brisbane, Toronto: John Wiley and Sons.
- DEBANO, L. F. 1971. The effect of hydrophobic substances on water movement in soil during infiltration. *Proceeding of the Soil Science Society of America*, **35**, 340–343.
- DEBANO, L. F. 1981. *Water repellent soils: a state-of-the-art*. General Technical Report PSW-46. United States Department of Agriculture, Forest Service.
- DEBANO, L. F. 1991. *The effects of fire on soil properties*. General Technical Report INT-280. United States Department of Agriculture, Forest Service.
- DEBANO, L. F. 2000. Water repellency in soils: A historical overview. *Journal of Hydrology*, **231-232**, 4–32.
- DEKKER, L. W., & RITSEMA, C. J. 1994. How water moves in a water repellent sandy soil. i. potential and actual water repellency. *Water Resources Research*, **30**(9), 2507–2517.
- DEKKER, L. W., & RITSEMA, C. J. 1996a. Preferential flow paths in a water repellent clay soil with grass cover. *Water Resources Research*, **32**(5), 1239–1249.
- DEKKER, L. W., & RITSEMA, C. J. 1996b. Variation in water content and wetting patterns in dutch water repellent peaty clay and clayey peat soils. *Catena*, **28**, 89–105.
- DEKKER, L. W., & RITSEMA, C. J. 1997. Effect of maize canopy and water repellency on moisture pattern in a dutch black plaggen soil. *Plant and Soil*, **195**, 339–350.
- DEKKER, L. W., RITSEMA, C. J., OOSTINDIE, K., & BOERSMA, O. H. 1998. Effect of drying temperature on the severity of soil water repellency. *Soil Science*, **163**(10), 780–796.
- DIAZ-FIERROS, F.V., BENITO, E., & PEREZ, R.M. 1987. Evaluation of the USLE for the prediction of erosion in burned forest areas in Galicia (NW Spain). *Catena*, **14**, 189–199.
- DOERR, S. H. 1997. *Soil water repellency in wet mediterranean pine and eucalyptus forests, Agueda basin north-central Portugal*. Phd dissertation, University of Wales Swansea, UK.

- DOERR, S. H. 1998. On standardizing the 'water drop penetration time' and the 'molarity of an ethanol droplet' techniques to classify soil hydrophobicity: a case study using medium textured soils. *Earth Surface Processes and Landforms*, **23**(7), 663–668.
- DOERR, S. H., & THOMAS, A. D. 2000. The role of soil moisture in controlling water repellency: New evidence from forest soils in portugal. *Journal of Hydrology*, **231-232**, 134–147.
- DOERR, S. H., SHAKESBY, R. A., & WALSH, R. P. D. 1996. Soil water repellency variations with depth and particle size fraction in burned and unburned eucalyptus globulus and pinus pinaster forest terrain in agueda basin. *Catena*, **27**(1), 25–47.
- DOERR, S. H., SHAKESBY, R. A., & WALSH, R. P. D. 2000. Soil water repellency: Its causes, characteristics and hydro-geomorphological significance. *Earth Science Reviews*, **51**(1-4), 33–65.
- DOERR, S. H., FERREIRA, A. J. D., WALSH, R. P. D., SHAKESBY, R. A., LEIGHTON BOYCE, G., & COELHO, C. O. A. 2003. Soil water repellency as a potential parameter in rainfall-runoff modelling: Experimental evidence at point to catchment scales from portugal. *Hydrological Processes*, **17**(2), 363–377.
- DONGES, A., & NOLL, R. 1993. *Lasermesstechnik: Grundlagen und Anwendungen*. Heidelberg: Hüthig.
- DVWK. 1996. *Bodenerosion durch Wasser - Kartieranleitung zur Erfassung aktueller Erosionsformen*. Tech. rept. 239. DVWK.
- DYCK, S., & PESCHKE, G. 1995. *Grundlagen der Hydrologie*. Berlin: Verlag für Bauwesen GmbH.
- EMERSON, W.W, & BOND, R.D. 1963. The rate of water entry into dry sand and calculation of the advancing contact angle. *Australian Journal of Soil Research*, **1**, 9–16.
- EMMETT, W.W. 1978. Overland flow. *Pages 145–176 of: KIRKBY, M.J. (ed), Hillslope hydrology*. Chichester: Wiley.
- FAO. 1965. *Soil erosion by water: some measurements for its control on cultivated lands*.
- FERREIRA, A. J. D., COELHO, C. O. A., WALSH, R. P. D., SHAKESBY, R. A., CEBALLOS, A., & DOERR, S. H. 2000. Hydrological implications of soil water-repellency in eucalyptus globulus forests, north-central portugal. *Journal of Hydrology*, **231-232**(-), 165–177.
- FLANAGAN, D C, HUANG, C, NORTON, L D, & PARKER, S C. 1995. Laser scanner for erosion plot measurements. *Transactions of the ASAE*, **38**(3), 703–710.

- FRANCO, C. M. M., TATE, M. E., & OADES, J. M. 1995. Studies on non-wetting sands. i. the role of intrinsic particulate organic matter in the development of water-repellency in non-wetting sands. *Australian Journal of Soil Research*, **33**(2), 253–263.
- FRANCO, C. M. M., CLARKE, P. J., TATE, M. E., & OADES, J. M. 2000. Hydrophobic properties and chemical characterisation of natural water repellent materials in australian sands. *Journal of Hydrology*, **231-232**(-), 47–58.
- GERKE, H.H., HANGEN, E., SCHAAF, W., & HÜTTL, R.F. 2001. Spatial variability of potential water repellency in a lignite mine soil afforested with pinus nigra. *Geoderma*, **102**, 255–274.
- GERSTENGARBE, F.-W., BADECK, F., HATTERMANN, F., KRYSANOVA, V., LAHMER, W., LASCH, P., STOCK, M., SUCKOW, F., WECHSUNG, F., & WERNER, P. C. 2003. *Studie zur klimatischen Entwicklung im Land Brandenburg bis 2055 und deren Auswirkungen auf den Wasserhaushalt, die Forst- und Landwirtschaft sowie die Ableitung erster Perspektiven*. Tech. rept. 83. Potsdam Institute for Climate Impact Research.
- GERTHSEN, C., KNESER, H.O., & VOGEL, H. 1982. *Physik*. Berlin: Springer-Verlag.
- GHADIRI, H., & PAYNE, D. 1979. Raindrop impact and soil splash. *Pages 95–104 of: LAL, R., & GREENLAND, D.J. (eds), Soil physical properties and crop production in the tropics*. Chichester: Wiley.
- GIPPEL, C.J. 1995. Potential of turbidity monitoring for measuring the transport of suspended solids in streams. *Hydrological Processes*, **9**, 83–97.
- GLEASON, C.H. 1957. Reconnaissance methods of measuring erosion. *Soil and Water Conservation*, 105–107.
- GMBH, BEAK CONSULTANS. 2002. *Dokumentation der Einrichtung von Messpegeln, unveröffentlicht*. Tech. rept.
- GOVERS, G., & POESEN, J. 1988. Assessment of the interrill and rill contributions to total soil loss from an upland field plot. *Geomorphology*, **1**(4), 343–354.
- GUY, B. T., DICKINSON, W. T., RUDRA, R. P., & WALL, G. J. 1990. Hydraulics of sediment-laden sheetflow and the influence of simulated rainfall. *Earth Surface Processes and Landforms*, **15**(2), 101–118.
- HADLEY, R.F. 1984. Measuring and predicting soil erosion. *In: HADLEY, R.F., & WALLING, D. E. (eds), Erosion and sediment yield: Some methods of measurement and modelling*. Norwich, England: Geo Books.

- HAIGH, M.J. 1977. *The use of erosion pins in the study of slope evolution*. Tech. rept. 18.
- HALLET, P.D., & YOUNG, I.M. 1999. Changes to water repellence of soil aggregates caused by substrate-induced microbial activity. *European Journal of Soil Science*, **50**, 35–40.
- HANSCHKE, L. 2002. *Bodengeologischer Kartierungsbericht - Tagebau Welzow Süd, Schlag WW 042*. Tech. rept. Ingenieurbüro Hanschke und Hanschke.
- HARPER, R. J., & GILKES, R. J. 1994. Soil attributes related to water repellency and the utility of soil survey for predicting its occurrence. *Australian Journal of Soil Research*, **32**, 1109–1124.
- HARPER, R. J., MCKISSOCK, I., GILKES, R. J., CARTER, D. J., & BLACKWELL, P. S. 2000. A multivariate framework for interpreting the effects of soil properties, soil management and landuse on water repellency. *Journal of Hydrology*, **231-232(-)**, 371–383.
- HASHOLT, B. 1992. Monitoring sediment load from erosion events. *In: BOGEN, J., WALLING, D. E., & DAY, T.J. (eds), Erosion and sediment transport monitoring programmes in river basin*.
- HEIMOVAARA, T J. 1994. Frequency domain analysis of time domain reflectometry waveforms; 1, measurement of the complex dielectric permittivity of soils. *Water Resources Research*, **30(2)**, 189–199.
- HEMPEL, L. 1951. Über die Messbarkeit von Bodenerosion. *Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde*, **55**, 106–110.
- HIRSCHI, M.C., BARFIELD, B.J., MOORE, I. D., & BARNHISEL, R.I. 1981. Instrumentation for erosion data collection. *American Society of Agriculture Engineers*.
- HOROWITZ, A.J. 2003. An evaluation of sediment rating curves for estimating suspended concentrations for subsequent flux calculations. *Hydrological Processes*, **17**, 3387–3409.
- HUANG, C, WHITE, I., THWAITE, E.G., & BENDELI, A. 1988. A noncontact laser system for measuring soil surface topography. *Soil Science Society of America Journal*, **52**, 350–355.
- HUANG, CHI HUA, & BRADFORD, JOE M. 1992. Applications of a laser scanner to quantify soil microtopography. *Soil Science Society of America Journal*, **56(1)**, 14–21.
- ILLNER, K. 1956. Zur messbarkeit der Bodenerosion. *Darstellungen der deutscher Landwirtschaft*, **7(2)**, 99–100.

- IMESON, A. C., VERSTRATEN, J. M., VAN-MULLIGEN, E. J., & SEVINK, J. 1992. The effects of fire and water repellency on infiltration and runoff under mediterranean type forest. *Catena*, **19**(3-4), 345–361.
- JEX, G. W., BLEAKLEY, B. H., HUBBELL, D. H., & MUNRO, L. L. 1985. High humidity-induced increase in water repellency in some sandy soils. *Soil Science Society of America Journal*, **49**(5), 1177–1182.
- JUNGERIUS, P. D., & DE JONG, J. H. 1989. Variability of water repellence in the dunes along the Dutch coast. *Catena*, **16**(4-5), 491–497.
- JUNGERIUS, P. D., & DEKKER, L. W. 1990. Water erosion in the dunes. dunes of the European coast. *Catena supplement*, **18**, 185–193.
- JUNGERIUS, P. D., & TEN HARKEL, M. J. 1994. The effect of rainfall intensity on surface runoff and sediment yield in the grey dunes along the dutch coast under conditions of limited rainfall acceptance. *Catena*, **23**, 253–268.
- JUNGERIUS, P. D., & VAN-DER MEULEN, F. 1988. Erosion processes in a dune landscape along the dutch coast. *Catena*, **15**(3-4), 217–228.
- KEIZER, J. J., COELHO, C. O. A., FERREIRA, A. J. D., MATIAS, M. J. S., RUIZ, C., DOMINGUES, C. S. P., PEREZ, I. M. B., MALVAR, M. C., FERRARI, K., & BOULET, A. K. 2002. Erosion implications of soil water repellency in a pine and eucalyptus forest stand in the coastal zone of Central Portugal. *Littoral 2002, the changing coast. EUROCOAST / EUCC, Porto Portugal*, 591–600.
- KELLMANN, M.C. 1969. Some environmental components of shifting cultivation in upland mindanao. *Journal of Tropical Geography*, **28**, 40–56.
- KING, P. M. 1981. Comparison of methods for measuring severity of water repellence of sandy soils and assessment of some factors that affect its measurement. *Australian Journal of Soil Research*, **19**, 275–285.
- KINNELL, P. I. A. 1990a. The mechanics of raindrop-induced flow transport. *Australian Journal of Soil Research*, **28**(4), 497–516.
- KINNELL, P. I. A. 1990b. Modelling erosion by rain-impacted flow. *Catena Supplement*, **17**, 55–66.
- KINNELL, P. I. A. 1998. The effect of kinetic energy of excess rainfall on soil loss from non-vegetated plots. *Australian Journal of Soil Research*, **21**, 445–453.

- KIRKBY, M. J. 1980. Modelling water erosion processes. *Pages 183–216, 189 figs, 146 refs of:* KIRKBY, M. J., & MORGAN, R. P. C. (eds), *Soil erosion*. Wiley.
- KLIK, A., SOKOL, W., & STEINDL, F. 2004. Automated erosion wheel: A new measuring device for field erosion plots. *Journal of Soil and Water Conservation*, **59**(3), 116–121.
- LAMPARTER, A., DEURER, M., BACHMANN, J., & DUIJNISVELD, W.H.M. 2006. Effekt of sub-critical hydrophobicity in a sandy soil on water infiltration and mobile water content. *Journal of Plant Nutrient Soil Science*, **169**, 38–46.
- LAWLER, DAMIAN M, & BROWN, ROBERT M. 1992. A simple and inexpensive turbidity meter for the estimation of suspended sediment concentrations. *Hydrological Processes*, **6**(2), 159–168.
- LAWLER, D.M., DOLAN, M., TOMASSON, H., & ZOPHONIASSON, S. 1992. Temporal variability of suspended sediment flux from a subarctic glacial river, southern iceland. *In:* BOGEN, J., WALLING, D. E., & DAY, T.J. (eds), *Erosion and sediment transport monitoring programmes in river basin*.
- LEMMNITZ, C. in Bearbeitung. *Hydrophobie auf Kippenböden*. Ph.D. thesis, Brandenburgische technische Universität Cottbus.
- LEOPOLD, L.B., EMMETT, W.W., & MYRICK, R.M. 1966. Channel and hillslope process in a semiarid area new mexico. *Geological Survey Professional Paper*, **352-G**, 193–253.
- LETEY, J. 1969. Measurement of contact angle, water drop penetration time, and critical surface tension. *Pages 43–47 of: Symposium on water repellent soils*.
- LETEY, J., OSBORN, J.F., & PELISHEK, R.E. 1962. Measurement of liquid-solid contact angles in soil and sand. *Soil Science*, **93**(3), 149–153.
- LETEY, J., CARRILLO, M. L. K., & PANG, X. P. 2003. Characterizing the degree of repellency. *In:* RITSEMA, C. J., & DEKKER, L. W. (eds), *Soil water repellency*.
- LOUGHRAN, R. J. 1989. The measurement of soil erosion. *Progress in Physical Geography*, **13**(2), 216–233.
- MARMUR, A. 1988. Penetration of a small drop into a capillary. *Journal of Colloid Interface Science*, **122**(1), 209–219.
- MA'SHUM, M., & FARMER, V.C. 1985. Origin and assessment of water repellency of a sandy australien soil. *Australian Journal of Soil Research*, **23**, 623–626.

- MATHYS, N., KLOTZ, S., ESTEVES, M., DESCROIX, L., & LAPETITE, J. M. 2005. Runoff and erosion in the black marls of the french alps: Observations and measurements at the plot scale. *Catena*, **63**(2-3), 261–281.
- MCGHIE, D.A., & POSNER, A.M. 1980. Water repellence of a heavy-textured western australia surface soil. *Australian Journal of Soil Research*, **18**, 309–323.
- MCGHIE, D.A., & POSNER, A.M. 1981. The effect of plant top material on the water repellency of a heavy-textured western australien surface soil. *Australian Journal of Agricultural Research*, **32**, 609–620.
- MCINTOSH, J.C., & HORNER, D.J. 1994. Cause of repellency: I. the nature of hydrophobic compounds found in a new zealand development sequence of yellow-brown sands. *Pages 8–12 of: 2nd water repellency workshop*.
- MEREL, A P, & FARRES, P J. 1998. The monitoring of soil surface development using analytical photogrammetry. *Photogrammetric Record*, **16**(92), 331–345.
- MERTEN, G. H., NEARING, M. A., & BORGES, A. L. O. 2001. Effect of sediment load on soil detachment and deposition in rills. *Soil Science Society of America Journal*, **65**(3), 861–868. 0361-5995 Journal; Article.
- MILLINGTON, A.C. 1981. Relationship between three scales of erosion measurement on two small basins in sierrableone. *Pages 485–492 of: Erosion and sediment transport measurement*.
- MINOLTA. *Non-contact 3d digitizer vivid 910/vi-910 - introduction manual*.
- MORAL GARCIA, F. J., DEKKER, L. W., OOSTINDIE, K., & RITSEMA, C. J. 2005. Water repellency under natural conditions in sandy soils of southern spain. *Australian Journal of Soil Research*, **43**(3), 291–296.
- MORGAN, K.M., LEE, G.B., KIEFER, R.W., DANIEL, T.C., BUDENZER, G.D., & MURDOCK, J.T. 1978. Prediction of soil loss on cropland with remote sensing. *Journal of Soil and Water Conservation*, 291–293.
- MORGAN, R.P.C. 1980. Field studies of sediment transport by overland flow. *Earth surface processes*, **5**, 307–316.
- MORGAN, R.P.C. 1996. *Soil erosion and conservation*. Second Edition edn. John Wiley.
- MTAKWA, P. W., LAL, R., & SHARMA, R. B. 1987. An evaluation of the universal soil loss equation and field techniques for assessing soil erosion in a tropical alfisol in western nigeria. *Hydrological Processes*, **1**(2), 199–209.

- MUTCHLER, C.K., & YOUNG, R.A. 1975. Soil detachment by raindrops. *Pages 113–117 of: Present and prospective technology for predicting sediment yields and sources*, ars-s-40 edn. USDA-ARS Publications.
- NACHTERGAELE, J., & POESEN, J. 1999. Assessment of soil losses by ephemeral gully erosion using high-altitude (stereo) aerial photographs. *Earth Surface Processes and Landforms*, **24**(8), 693–706.
- OLD, G.H., LEEKS, G.J.L., PACKMAN, J.C., SMITH, B.P.G., LEWIS, S., & HEWITT, E.J. 2006. River flow and associated transport of sediment and solutes through a highly urbanised catchment, Bradford, West Yorkshire. *Science of the Total Environment*, **360**, 98–108.
- ONSTAD, C.A., & FOSTER, G.R. 1975. Erosion modelling on a watershed. *Transactions, American Society of Agricultural Engineers*, 288–292.
- OSBORN, J.F., PELISHEK, R.E., KRAMMES, J.S., & LETEY, J. 1964. Wetting agents can reduce soil erosion. *Crops and Soils*, **19**(9), 23–24.
- OSMET, B.D.J. 1963. The dropwise condensation of steam. *Pages 384–413 of: MOILLET, J.L. (ed), Water Proofing and Water - Repellency*.
- PENCK, A. 1894. *Morphologie der Erdoberfläche*.
- POESEN, J. 1981. Rainwash experiments on the erodibility of loose sediment. *Earth Surface Processes and Landforms*, **6**, 285–307.
- POESEN, J. W., BOARDMAN, J., WILCOX, B., & VALENTIN, C. 1996. Water erosion monitoring and experimentation for global change studies. *Journal of Soil and Water Conservation*, 386–396.
- RICHARDSON, J.L. 1984. Field observation and measurement of water repellency for soil surveyors. *Soil Survey Horizons*, **25**, 32–36.
- RICHARDSON, J.L., & HOLE, F.D. 1978. Influence of vegetation on water repellency in selected western Wisconsin soils. *Journal of the Soil Science Society of America*, **42**, 465–467.
- RICHTER, G. 1965. *Bodenerosion - Schäden und gefährdete Gebiete in der Bundesrepublik Deutschland*. Forschungen zur deutschen Landeskunde, vol. 152.
- RIEKE-ZAPP, D.H., & NEARING, M.A. 2005. Digital close range photogrammetry for measurements of soil erosion. *Photogrammetric Record*, **20**(109), 69–87.

- RITCHIE, J.C., & MCHENRY, J.R. 1975. Fallout cs-137: an tool in conservation research. *Journal of Soil and Water Conservation*, **30**, 283–286.
- RITCHIE, J.C., SPRABERRY, J.A., & MCHENRY, J.R. 1974. Estimating soil erosion from the redistribution of fallout 137cs. *Soil Science Society of America Proceedings*, **38**, 137–139.
- RITSEMA, C. J., & DEKKER, L. W. 1994a. How water moves in a water repellent sandy soil. 2. dynamics of fingered flow. *Water Resources Research*, **30**(9), 2519–2531.
- RITSEMA, C. J., & DEKKER, L. W. 1994b. Soil moisture and dry bulk density patterns in bare dune sands. *Journal of Hydrology*, **154**(1-4), 107–131.
- RITSEMA, C. J., & DEKKER, L. W. 1995. Distribution flow: a general process in the top layer of water repellent soils. *Water Resources Research*, **31**(5), 1187–1200.
- RITSEMA, C. J., DEKKER, L. W., HENDRICKX, J. M. H., & HAMMINGA, W. 1993. Preferential flow mechanism in a water repellent sandy soil. *Water Resources Research*, **29**(7), 2183–2193.
- RÖMKENS, M.J.M., WANG, J.Y., & DARDEN, R.W. 1988. A laser mikroreliefmeter. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 408–413.
- ROBERTS, F.J., & CARBON, B.A. 1971. *Water repellence in sandy soils of south-western australia. 1. some studies related to field occurrence*. Tech. rept. 10. CSIRO Division of Plant Industry, Western Australien Laboratories.
- ROBICHAUD, P.R. 1996. *Spatially-varied erosion potential from harvested hillslopes after prescribed fire in the interior northwest*. Phd dissertation, University of Idaho.
- ROELS, J M. 1985. Estimation of soil loss at a regional scale based on plot measurements; some critical considerations. *Earth Surface Processes and Landforms*, **10**(6), 587–595.
- ROELS, J M, & JONKER, P.J. 1983. Probability sampling techniques for estimating soil erosion. *Soil Science Society of America Journal*, **47**, 1224–1228.
- ROHR, W., MOSIMANN, T., BONO, R., RÜTTIMANN, M., & PRASHUHN, V. 1990. *Kartieranleitung zur Aufnahme von Bodenerosionsformen und -schäden auf Ackerflächen*. Tech. rept. 14. Universität Basel.
- ROMKENS, M J M, HELMING, K, & PRASAD, S N. 2002. Soil erosion under different rainfall intensities, surface roughness, and soil water regimes. *Pages 103–123 of: Soil patterns as a key controlling factor of water erosion*, vol. 46; 2-3.

- RUSSELL, M. A., WALLING, D. E., & HODGKINSON, R. A. 2001. Suspended sediment sources in two small lowland agricultural catchments in the uk. *Journal of Hydrology*, **252**(1-4), 1–24.
- RUTIN, J. 1983. *Erosional processes on a coastal sand dune, De Blink, Noordwijkerhout*. Ph.D. thesis, University of Amsterdam.
- SCHAPP, A., BIEMELT, D., ROLLAND, W., & GRÜNEWALD, U. 2002. Investigation of overland flow and erosion in the postlignite mining region of lusatia. *In: Third international conference on water resources and environment research*.
- SCHAUB, D. 1989. *Die Bodenerosion im Lössgebiet des Hochrheintales (Möhliner Feld/Schweiz) als Faktor des Landschaftshaushaltes und der Landwirtschaft*. Physiogeographica - Baseler Beiträge zur Physiogeographie, vol. 13.
- SCHEFFER, F., & SCHACHTSCHABEL, P. 1998. *Lehrbuch der Bodenkunde*. 14. edn. Stuttgart: Ferdinand Enke Verlag.
- SCHERER, S., & NAEF, F. 2001. A decision scheme to identify dominate flow processes at the plot scale for the evaluation of contributing areas at the catchment scale. *Pages 11–16 of: LEIBUNDGUT, C., UHLENBROOK, S., & MCDONNELL, J. (eds), Runoff generation and implication for river basin modelling*. Freiburger schriften zur Hydrologie, vol. 13. Freiburg: Institut für Hydrologie Freiburg.
- SCHMID, T., SCHACK-KIRCHNER, H., & HILDEBRAND, E. 2004. A case study of terrestrial laser scanning in erosion research: calculation of roughness and volume balance at a logged forest site. *Pages 114–118 of: THIES, KOCH, SPIECKER, & WEINACKER (eds), The internation archive of the photogrammetry, remote sensing and spatial information sciences, 2004; 36 (8/w2)*.
- SCHMIDT, R.G. 1983. Technische und methodische Probleme von Feldmethoden der Bodenerosionsforschung. *Geomethodica*, **8**, 51–85.
- SCHMIDT, R.G. 1998. Beobachtungen, Messung und Kartierung der Wassererosion. *Pages 110–121 of: RICHTER, G. (ed), Bodenerosion - Analyse und Bilanz eines Umweltproblems*.
- SCHWERTMANN, U., & SCHMIDT, F. 1980. Estimation of long-term soil loss using copper as a tracer. *Pages 403–406 of: DE BOODT, M., & GABRIELS, D. (eds), Assessment of erosion*. Chichester: John Wiley.
- SCHWERTMANN, U., VOGL, W., & KAINZ, M. 1990. *Bodenerosion durch Wasser*. 2. edn. Stuttgart: Ulmer Verlag.

- SCOTT, D. F., VERSFELD, D. B., & LESCH, W. 1997. Erosion and sediment yield in relation to afforestation and fire in the mountains of the western cape province, south africa. *South African Geographical Journal*, **79**(2), 52–59.
- SHAKESBY, R. A., COELHO, C. O. A., FERREIRA, A. J. D., TERRY, J. P., & WALSH, R. P. D. 1993. Wildfire impacts on soil erosion and hydrology in wet mediterranean forest, portugal. *International Journal of Wildland Fire*, **3**, 95–110.
- SHARMA, P. P., CARTER, F. S., & HALVORSON, G. A. 1993. Water retention by soils containing coal. *Soil Science Society of America Journal*, **57**(2), 311–316.
- SNEDDON, J., OLIVE, L. J., RIEGER, W.A., & LUTZE, T.A. 1984. Erosion measurement using close-range photogrammetry. *Pages 153–159 of: LOUGHRAN, R. J. (ed), Drainage basin erosion and sedimentation*. University of Newcastle and the New South Wales Soil Conservation Service.
- SOTO, B., & DIAZ FIERROS, F. 1998. Runoff and soil erosion from areas of burnt scrub: comparison of experimental results with those predicted by the wepp model. *Catena*, **31**(4), 257–270.
- TAKEI, A., KOBASHI, S., & FUKUSHIMA, Y. 1981. Erosion and sediment transport measurement in a weathered granite mountain area. *Pages 493–502 of: Erosion and sediment transport measurement*.
- TERAMURA, H.A. 1980. Relationship between stand age and water repellency of chaparral soils. *Bulletin of the Torrey Botanical Club*, **104**, 42–46.
- TERRY, J. P., & SHAKESBY, R. A. 1993. Soil hydrophobicity effects on rainsplash: simulated rainfall and photographic evidence. *Earth Surface Processes and Landforms*, **18**(6), 519–525.
- THOMAS, A. W., WELCH, R., & JORDAN, T.R. 1986. Quantifying concentrated-flow erosion on cropland with aerial photogrammetry. *Journal of Soil and Water Conservation*, **41**, 249–252.
- TORRI, D., & POESEN, J. 1986. Some problems on soil erosion modelling. *Pages 161–171 of: GIORGINI, A., & ZINGALES, F. (eds), Agricultural nonpoint source pollution: model selction and application*. Amsterdam: Elsevier.
- TSCHAPEK, M. 1984. Criteria for determining the hydrophilicity - hydrophobicity of soils. *Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde*, **147**, 137–149.
- TSCHAPEK, M., & WASOWSKI, C. 1976. The surface activity of humic acid. *Geochemica Cosmochimica Acta*, **40**, 1343–1345.

- VAN DAM, J. C., HENDRICKX, J. M. H., VAN-OMMEN, H. C., BANNINK, M. H., VAN-GENUCHTEN, M. T., & DEKKER, L. W. 1990. Water and solute movement in a coarse-textured water-repellent field soil. *Journal of Hydrology*, **120**(1-4), 359–379.
- VAN DEN ELSEN, E., HESSEL, R., LIU, B., TROUWBORST, K.O., STOLTE, J., RITSEMA, C. J., & BLIJENBERG, H. 2003. Discharge and sediment measurements at the outlet of a watershed on the loess plateau of china. *Catena*, **54**, 147–160.
- VAN DIJK, A I J M, BRUIJNZEEL, L A, & ROSEWELL, C J. 2002. Rainfall intensity-kinetic energy relationships; a critical literature appraisal. *Journal of Hydrology*, **261**(1-4), 1–23.
- VAN DIJK, A. I. J. M., BRUIJNZEEL, L. A., & EISMA, E. H. 2003. A methodology to study rain splash and wash processes under natural rainfall. *Hydrological Processes*, **17**(1), 153–167.
- WALLING, D. E., & HE, Q. 1999. Using fallout lead-210 measurements to estimate soil erosion on cultivated land. *Soil Science Society of America Journal*, **63**(5), 1404–1412.
- WALLING, D. E., COLLINS, A.L., SICHINGABULA, H.M., & LEEKS, G J L. 2001. Integrated assessment of catchment suspended sediment budgets: a zambian example. *Land Degradation and Development*, **12**, 387–415.
- WALLIS, M.G., HORNE, D.J., & MCAULIFFE, K.W. 1990. A study of water repellency and its amelioration in a yellow brown sand: 1. severity of water repellency and the effects of wetting and abrasion. *New Zealand Journal of Agriculture Research*, **33**, 139–144.
- WALLIS, M.G., SCOTTER, D.R., & HORNE, D.J. 1991. An evaluation of the intrinsic sorptivity water repellency index on a range of new zealand soils. *Australian Journal of Soil Research*, **29**, 353–362.
- WALSH, R. P. D., BOAKES, D., COELHO, C. O. A., GONCALVES, A.J.B., SHAKESBY, R. A., & THOMAS, A. D. 1994. Impact of fire-induced hydrophobicity and post-fire forest litter on overland flow in northern and central portugal. In: VIEGRAS, DOMINGOS XAVIER (ed), *The second international conference on forest fire research*.
- WARNER, W.S., & REUTEBUCH, S.E. 1999. Application and accuracy of two fixed base camera systems. *Photogrammetric Record*, **16**(93), 423–432.
- WASS, P D, MARKS, S D, FINCH, J W, LEEKS, G J L, & INGRAM, J K. 1997. Monitoring and preliminary interpretation of in-river turbidity and remote sensed imagery for suspended sediment transport studies in the humber catchment. *Pages 263–283 of: U k fluxes to the north*

- sea; land ocean interaction study (lois); river basins research, the first two years*, vol. 194-195;. Amsterdam, Netherlands: Elsevier.
- WASS, PAUL D, & LEEKS, GRAHAM J L. 1999. Suspended sediment fluxes in the humber catchment, uk. *Pages 935–953 of: River basin sediment dynamics*, vol. 13; 7. New York, NY, United States: John Wiley Sons Ltd.
- WATSON, C.L., & LETEY, J. 1970. Indices for characterising soil water repellency based upon contact angle-surface tension relationships. *Soil Science Society of America Journal*, **34**, 841–844.
- WENDLING, U., FUCHS, G., & MÜLLER-WESTERMEIER, G. 1999. *Mittlere jährliche potentielle Verdunstungshöhe als Gras-Referenzverdunstung*.
- WILLIAMS, J. R., & BERNDT, H. D. 1977. Sediment yield prediction based on watershed hydrology. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, **20**(6), 1100–1104.
- WISCHMEIER, W.H., & SMITH, D.D. 1978. *Predicting rainfall erosion losses-a guide to conservation planning*. Tech. rept. 537. U.S. Depart. of Agric. Agricultural Research Service.
- WITTER, J. V., JUNGERIUS, P. D., & TEN-HARKEL, M. J. 1991. Modelling water erosion and the impact of water repellency. *Catena*, **18**(2), 115–124.
- WOODING, R.A. 1968. Steady infiltration from a circular pond. *Water Resource Research*, **4**, 1259–1273.
- WOOLDRIDGE, D.D. 1965. Tracing soil particles movement with fe-59. *Soil Science Society of America Proceedings*, **29**, 469–472.
- ZABEL, K. 2006. *Überwachung der Auswirkung von Niederschlagsereignissen auf Erosionsprozesse mit Hilfe von Laserscanning untersucht am Beispiel eines vegetationsfreien und von Degradation betroffenen Tagebaurekultivierungsgebietes*. Ph.D. thesis, Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald.
- ZHAO, S. L., DORSEY, E. C., GUPTA, S. C., MONCRIEF, J. F., & HUGGINS, D. R. 2001. Automated water sampling and flow measuring devices for runoff and subsurface drainage. *Journal of Soil and Water Conservation*, **56**(4), 299–306.
- ZISMAN, W.A. 1964. Relation of the equilibrium contact angle to liquid and solid constitution. *Pages 1–51 of: GOULD, R.F. (ed), American Chemical Society, Advances in Chemistry Series*, vol. 43.

# Abkürzungsverzeichnis

3D:	dreidimensional
Abl.:	Ablagerung
Abt.:	Abtrag
ABW:	Abflussbeiwert
Be-7:	Das Isotop Beryllium 7
BTU:	Brandenburgische technische Universität
$CaCO_3$ :	Kalziumkarbonat
CRM :	Capillary-Rise Method
Cs-137:	Das Isotop Caesium 137
DGM:	Digitales Geländehöhenmodell
DVWK:	Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau
FDR:	Frequency Domain Reflectometry
Fe-59:	Das Isotop Eisen 59
GFZ:	GeoForschungsZentrum
GW:	Grundwasser
IPCC:	Intergovernmental Panel on Climate Change
korr.:	korrigiert
MCRM:	Modified Capillary-Rise Method
MED:	Molarity Ethanol Droplet
PS:	Profilsonde
PVC:	Polyvinylchlorid
USLE:	Universal Soil Loss Equation
üNN:	über Normal Null
WDPT:	Water Drop Penetration Time
WEPP:	<i>Water Erosion Prediction Project</i>

# Symbolverzeichnis

$\alpha$ :	Konstante
EK:	Erosionskoeffizient
$F_{Rille}$ :	Fläche der Rillenbereiche
$F_{Rinne}$ :	Fläche der Rinnenbereiche
$F_{ZR}$ :	Fläche der Zwischenrillenbereiche
g:	Erdbeschleunigung
Gew. %:	Gewichtsprozent
gS:	Grobsand
GW:	Grundwasser
H:	Höhe
h :	Wasserspannung
$h_i$ :	wirksame Druckhöhe bei i-ter Versuchsdurchführung
$I_{10}$ :	maximale Intensität innerhalb eines Niederschlagsereignisses für ein zehnminütiges Intervall
$I_{30}$ :	maximale Intensität innerhalb eines Niederschlagsereignisses für ein dreißigminütiges Intervall
$Konz_{Ethanol}$ :	Ethanolkonzentration
$K_u(h)$ :	hydraulische Leitfähigkeit
$K_s$ :	gesättigte hydraulische Leitfähigkeit
m:	Konstante
M1-M6:	Mischprobennummern 1-6
$m_{TH}$ :	Masse des ausgetragenen Sediments aus Plot TH
$m_{QH}$ :	Masse des ausgetragenen Sediments aus Plot QH
mS:	Mittelsand
mSfs:	feinsandiger Mittelsand
mSgs:	grobsandiger Mittelsand

n:	Anzahl der Niederschlagsereignisse
NS:	Niederschlagsmenge
$NS_{\text{kleinesEZG}}$ :	minimale Niederschlagsmenge, die zum Abfluss im kleinen Einzugsgebiet führt
$NS_{\text{Plot}}$ :	minimale Niederschlagsmenge, die zum Abfluss auf dem tertiären Plot führt
NS1, NS2:	Niederschlagsmesser 1 und 2
p:	Signifikanzniveau
P1, P2, P3:	Die Pegel 1, 2, 3
pF:	dekadische Logarithmus des Matrixpotentials
pH:	negativer dekadischer Logarithmus der Wasserstoffionenkonzentration
$\theta$ :	Bodenwassergehalt
$\theta_{\text{gravimetrisch}}$ :	Bodenwassergehalt gravimetrisch gemessen
Q:	Abfluss
$\theta_{\text{DeltaT}}$ :	Bodenwassergehalt gemessen mit der DeltaT-Sonde
$\theta_{\text{Echo}}$ :	Bodenwassergehalt gemessen mit der EchoProbe
$Q_i$ :	stationärer Fluss bei i-ter Versuchsdurchführung
$Q_{\text{Inf}}$ :	Stationärer Fluss bei der Infiltration
Q1, Q2:	Messstellen 1 und 2 auf quartärem Substrat
QH:	Plot auf quartärem Substrat mit Holzwänden (1 X 1 m)
QM:	Plot auf quartärem Substrat mit Metallwänden (1 X 1 m)
QMG:	Plot auf quartärem Substrat mit Metallwänden (1,75 X 1,75 m)
$\rho$ :	Dichte
r:	Korrelationskoeffizient (Pearson's r)
$r^2$ :	Bestimmtheitsmaß
S:	Masse des trockenen Sediments
$S_{\text{berechnet}}$ :	berechneter Sedimentaustrag
$S_{\text{gemessen}}$ :	gemessener Sedimentaustrag
$S_{\text{Plot}}$ :	Sedimentaustrag aus der Hauptrinne
$S_{\text{Rinne}}$ :	Sedimentaustrag aus der Rinne
T1, T2:	Messstellen 1 und 2 auf tertiärem Substrat
TH:	Plot auf tertiärem Substrat mit Holzwänden (1 X 1 m)
TM:	Plot auf tertiärem Substrat mit Metallwänden (1 X 1 m)
TMK:	Plot auf tertiärem Substrat mit Metallwänden (0,5 X 0,5 m)
U:	Spannung

üGO:	über Geländeoberfläche
üNN:	über Normal Null
Vol. %:	Volumenprozent
W:	Windrichtung

# Abbildungsverzeichnis

1.1	Vereinfachte Darstellung der Einflussgrößen auf den Erosionsprozess. Farbiger dargestellt ist die Aufgabenverteilung innerhalb des Projektes. Diese Arbeit umfasst die Untersuchungen zu den Themengebieten, die blau gekennzeichnet oder schraffiert sind.	5
2.1	Darstellung des vier Hektar großen Untersuchungsgebietes, in dem hydrologische und Erosionsprozesse untersucht wurden.	7
2.2	Erosionsrillen im tertiären Substrat im Untersuchungsgebiet.	8
2.3	Vergleich der Messung des Bodenwassergehaltes durch die Delta-T-Sonde mit der gravimetrischen Messung. Die Kalibrierung der $ECH_2O$ – Sonde erfolgte durch die lineare Regression des gemessenen Spannungssignals und den über Massenzunahme bestimmten Feuchtegehalt in einem Messgefäß.	11
2.4	(A) Verteilung der Messgeräte auf der Versuchsfläche. Es befinden sich drei Messplots auf quartärem Substrat (QMG, QM, QH) und drei auf tertiärem Substrat (TM, TMK, TH). Die weiteren Geräte sind die Grundwasserpegel (P1-P3), die Niederschlagsgeber (NS 1 und NS 2) und die Klimastation. (B) Darstellung der Messstellen zur Bestimmung des Bodenwassergehaltes durch $ECH_2O$ – Sonde im Untersuchungsgebiet.	11
2.5	Die Verteilung der Hangneigungen im kleinen Einzugsgebiet.	14
2.6	Strukturelle Darstellung der Bestimmung der Bodenparameter auf der Versuchsfläche Welzow Süd.	16
2.7	Verteilung der Substrate und der Bodenarten im Untersuchungsgebiet, basierend auf der durchgeführten Bodenkartierung. Für die verschiedenen Substrate wurden Mischproben entnommen (M1-M6), deren Anzahl an Entnahmestellen in Tabelle 2.5 und die Ergebnisse der Analysen in den Tabellen 2.6 und 2.7 aufgeführt sind.	18
2.8	Messung der Infiltration mit einem Haubeninfiltrimeter auf einem hydrophoben Boden am 14. August 2006. Das Wasser unter der Haube infiltriert, während es neben der Haube nicht versickert.	21

---

2.9	Darstellung der Grundwasserstände (GW) der drei Pegel vom März 2004 bis zum Januar 2006. . . . .	24
3.1	Graphische Darstellung eines amphiphilen Moleküls (I) und verschiedene Stadien der Hydrophobie (II; Quelle: Doerr <i>et al.</i> (Doerr <i>et al.</i> , 2000)). . . . .	27
3.2	Links ist die Durchführung vom MED- und WDPT-Test im Feld dargestellt und rechts beschreibt die rote Linie den Kontaktwinkel für einen Wassertropfen auf einem hydrophoben Untergrund. . . . .	35
3.3	Vergleich der Kontaktwinkelmessung mit der Persistenz bestimmt mit dem WDPT-Test für das tertiäre Substrat. . . . .	42
3.4	Darstellung der Ergebnisse des MED-Tests für Kuppe, Zwischenrinne und Rinne im tertiären Substrat. Da der Boden im Zwischenrinnen- und Rinnenbereich am 25. Januar gefroren war, liegen für diesen Messtermin keine Daten vor. . . . .	43
3.5	Prozentualer Anteil der Messungen, die hydrophobe Bodeneigenschaften nachwiesen, im Vergleich zu der Gesamtprobenzahl ( $n = 34$ ), an Hand der Transekte im kleinen Einzugsgebiet (Abbildung 2.5 A und B) nach Lemnitz <i>et al.</i> (2007). . . . .	44
3.6	Prozentualer Anteil der hydrophoben Proben am Oberhang, Mittelhang und Unterhang, bestimmt durch den MED-Test im Feld (die Probenanzahl variiert von 9-12). . . . .	45
3.7	Vergleich der Änderungen der hydrophoben Bodeneigenschaften (Bestimmung über WDPT-Test und Kontaktwinkelmessung im Labor) im tertiären Substrat (Messpunkte T1 und T2) mit der Lufttemperatur und der zweiwöchigen Niederschlagssumme (jeweils zwei Wochen vor dem Zeitpunkt der Probennahme). . . . .	47
3.8	Gegenüberstellung von Niederschlag, Bodenwassergehalt, WDPT- und Kontaktwinkelmessungen für Juni 2005 bis Januar 2006. Die Messungen des Bodenwassergehalts stammen von zwei <i>ECH<sub>2</sub>O</i> – Sensoren, die in zehn Zentimeter Tiefe unter dem Messhang installiert waren. . . . .	48
3.9	Bodenwassergehalt in zehn Zentimeter Tiefe von Juni 2005 bis August 2006. Die Messungen stammen von zwei <i>ECH<sub>2</sub>O</i> – Sensoren, die im kleinen Einzugsgebiet installiert sind. . . . .	49
3.10	Niederschlags-Abfluss-Verhältnis der Plots auf quartären (hydrophiles) und tertiären (hydrophobes) Substrat für 60 Niederschlagsereignisse. . . . .	54
3.11	Niederschlags-Abfluss-Verhältnis der Jahre 2004 und 2005 auf einem Mikroplot im tertiären Substrat (2004: $n = 63$ ; 2005: $n = 90$ ). . . . .	56

3.12	Niederschlags-Abfluss-Verhältnis von Niederschlagsereignissen mit einer Menge von mehr als 3,5 mm gemessen an Plot TH für die Jahre 2004 (links, n = 6) und 2005 (rechts, n = 10). Im Jahr 2004 kommt es schneller zum Abfluss (schon nach 0,3 mm Niederschlagsmenge) als im Jahr 2005, in dem es auf Grund des eingebauten Gitternetzes zu einer Verzögerung kommt. . . . .	56
3.13	Darstellung der Abflussbeiwerte von Niederschlagsereignissen aus der hydrophoben Sommersaison (n = 70) und der hydrophilen Wintersaison (n = 13) 2005, die auf Versuchsplot TH gemessen wurden. . . . .	58
3.14	Das Niederschlags-Abfluss-Verhältnis zeigt einen Zusammenhang zu der Abflussintensität (Anzahl der Kippimpulse bei der Abflussmessung pro Zeiteinheit). Deshalb werden die einhundert betrachteten Niederschlagsereignisse (zwischen 01. Mai und 23. Dezember 2005) in Kategorien unterteilt, die sich nach der Anzahl der Kippimpulse der Kippwaage für ein zehn Sekunden Intervall richtet (weniger als fünf, mehr oder genau fünf und mehr als zehn Kippimpulse pro zehn Sekunden). . . . .	59
3.15	Niederschlag-Abfluss-Verhältnis für das kleine Einzugsgebiet ohne Werte, die von einer Störung der Abflussmessung beeinflusst wurden (n = 77). . . . .	60
3.16	Vergleich der Abflussbeiwerte von Hang- und Plotskala für identische Ereignisse (n=34). . . . .	60
4.1	Darstellung der Erosionsmessungen auf der Versuchsfläche Welzow Süd. . . . .	79
4.2	Die natürliche Rinne des kleinen Einzugsgebietes (A) vereint den Abfluss, der dann über die künstliche Rinne (B) in den Auffangkasten zur Sedimentmessung geleitet wird. . . . .	80
4.3	Die Abflussrinne flacht in unteren Bereich am Übergang zu der künstlichen Rinne (A) ab. Diese sammelt abfließendes Wasser wie auch Sediment und leitet diese in den Auffangkasten der Sedimentmessung (B). . . . .	80
4.4	Messapparatur für Erosion und Abfluss des kleinen Einzugsgebietes. Der Auffangkasten (c) ist am Gestell (a) über einen Kraftmesser (b) befestigt. Das abfließende Wasser wird in einem Trichter (d) gesammelt und über einen Schlauch (e) zur Kippwaage (f) geleitet. . . . .	81
4.5	Darstellung der Quantifizierung der Erosion über Laseraufnahmen im Feld (A), die Erstellung eines DGM aus den aufgenommenen Bildern (B) und die Erstellung einer Differenzkarte, die die Erosion zeigt (C). . . . .	83

4.6	Punktuelle Lasermessung: Die dargestellte Messapparatur ermöglicht eine punktuelle Differenzmessung an der Bodenoderfläche. Auf zwei Schienen (A) ist eine bewegliche Schiene positioniert (B), an der ein Schlitten befestigt ist (C). An diesem Schlitten, der sich senkrecht zu der Bewegungsrichtung der Schiene bewegen lässt, ist ein Distometer befestigt, das punktuelle Abstandsmessungen ermöglicht. Die Messung ist computergesteuert (D). . . . .	85
4.7	Darstellung der Zusammenhänge zwischen Sedimentaustrag, Niederschlagsmenge, Niederschlagsintensität und Abfluss für den Plot TH (in A und C auch Plot TM) und für das kleine Einzugsgebiet. . . . .	86
4.8	Darstellung des Niederschlages, Abflusses und der Gewichtsmessung durch die Erosionsmessapparatur im kleinen Einzugsgebiet (10. August 2005). . . . .	91
4.9	Vergleich der berechneten Masse des trockenen Sediments im Auffangkasten der Messapparatur mit gravimetrischen Messungen im Labor. . . . .	93
4.10	Ausschnitte aus der Darstellung der Masse an ausgetragenen Sediment (bestimmt mit der Messapparatur im kleinen Einzugsgebiet) in Abhängigkeit von der maximalen Niederschlagskapazität (n= 29) und der Niederschlagsmenge des jeweils korrespondierenden Niederschlagsereignisses (n=26). . . . .	100
4.11	Vergleich zweier getrennt erstellter DGM derselben Fläche ( $1m^2$ ). . . . .	101
4.12	Darstellung der Differenzbilder (Differenz zwischen Beginn und Ende des Messzeitraums) an Messpunkt C in Abbildung 2.5 für sechs Zeiträume 2005. Die Zeiträume und entsprechende Daten sind in Tabelle 4.9 aufgeführt. . . . .	103
4.13	Die Veränderung der Oberfläche für den Zeitraum zwischen dem 13. April und dem 2. November 2005. Bei der Abbildung handelt es sich um den Messpunkt D im kleinen Einzugsgebiet (Abbildung 2.5), der einen Rillenausschnitt beinhaltet. . . . .	104
4.14	Darstellung der Differenzbilder der Hauptabflussrinne gemessen mit dem Punktlaser. Die roten Bereiche kennzeichnen Abträge und die grünen Ablagerungen. . . . .	106
4.15	Abbildung der Hauptabflussrinne im kleinen Einzugsgebiet. Die unterspülten Randbereiche der Rinne sind eingefallen. . . . .	107
4.16	Vergleich der Sedimentausträge auf der Plotskala mit den Austrägen aus dem kleinen Einzugsgebiet in $\frac{g}{m^2}$ . Die roten Quadrate stehen für die Austräge aus dem Plot TH und die blauen Dreiecke für die Austräge aus dem Plot TM. . . . .	108
4.17	Gegenüberstellung der Erosion, die über die verschiedenen Methoden gemessen wurde, und den gravimetrisch bestimmten Austrägen. . . . .	109
4.18	Darstellung der Abfluss- und Niederschlagsereignisse im Winter 2006 auf dem Plot TH. Der Niederschlag ist blau dargestellt und der Abfluss rot. . . . .	113

4.19 Vergleich der Sedimentausträge aus den tertiären Plots TH (Kreise) und TM (Quate-  
rate) auf dem hydrophob reagierenden Substrat mit dem quartären Plot QH (hy-  
drophil Bodeneigenschaften). Die beiden für die lineare Regression nicht berücksich-  
tigten Punkte werden als Ausreißer behandelt. Es kann nicht geklärt werden, ob es  
sich dabei um einen Messfehler oder um einen tatsächlichen Effekt handelt. . . . . 114

5.1 Vergleich der berechneten und gemessenen Werte für die Sedimentausträge (S) aus  
dem kleinen Einzugsgebiet. Links werden die Werte direkt und rechts die logarith-  
mierten Werte verglichen. . . . . 129

# Tabellenverzeichnis

2.1	Monitoring auf der Fläche Welzow Süd. . . . .	10
2.2	Parameter, Messintervalle, Zeitschritte und Sensoren der Klimastation. . . . .	10
2.3	Die installierten Plots, deren Verteilung in Abbildung 2.1 aufgeführt ist. . . . .	13
2.4	Textur der untersuchten Substrate. Die Anteile der jeweiligen Korngrößen sind in Prozent angegeben. . . . .	17
2.5	Bezeichnung und Anzahl der Entnahmestellen pro Mischprobe für die Texturanalyse. Jede Mischprobe repräsentiert eine kartierte Fläche (siehe Abbildung 2.7). . . . .	17
2.6	Körnungsanalyse von sechs Mischproben auf der Untersuchungsfläche in Gewichtsprozent. Die Ergebnisse sind als prozentuale Anteile an der Gesamtmenge aufgeführt. Die Probenahmestellen sind in Abbildung 2.7 dargestellt. . . . .	17
2.7	Körnungsanalyse von sechs Mischproben auf der Untersuchungsfläche ohne Kiesanteil in Gewichtsprozent. Die Ergebnisse sind als prozentuale Anteile an der Gesamtmenge aufgeführt. Die Probenahmestellen sind in Abbildung 2.7 dargestellt. . . . .	18
2.8	Körnungsanalyse von drei Proben aus dem kleinen Einzugsgebiet, die durch Trockensiebung ermittelt wurden. . . . .	19
2.9	Die Tabelle zeigt die Ergebnisse der Messungen des Porenvolumens, des Bodenwassergehalts bei Sättigung (gesättigt) und der Bodenwassergehalte bei den betrachteten Entwässerungsstufen (pF 1.8, pF 2.0, pF 2.5, pF 3.0 und pF 4.2). Pro Substrat wurden zwei Proben und pro geomorphologischer Einheit eine Probe analysiert. Die dargestellten Ergebnisse sind die Mittelwerte von jeweils drei bis sechs Wiederholungen. . . . .	19
2.10	$K_s$ -Werte, die über Messungen mit dem Haubeninfiltrrometer auf tertiärem Substrat ermittelt wurden. Der mit Stern gekennzeichnete Werte wurden nicht für eine Wasserspannung von 0, sondern für -0,1 cm bestimmt. Die Messungen am 14.08.06 wurden nicht an der Oberfläche, sondern direkt auf der hydrophoben Schicht, die sich in 1-5 mm Tiefe befindet, durchgeführt. . . . .	22
2.11	$K_s$ -Werte ermittelt über Messungen mit dem Haubeninfiltrrometer auf quartärem Substrat. . . . .	22

2.12	Ergebnisse der Messungen des Anteils organischen Kohlenstoffs, des Boden-pH-Wertes und der elektrischen Leitfähigkeit. In Klammern werden die gemessenen Extremwerte angegeben. . . . .	23
2.13	Technische Daten der Grundwasserpegel. . . . .	23
3.1	Einteilung in Hydrophobie-Kategorien beim WDPT-Test nach verschiedenen Publikationen (Werte in Sekunden). . . . .	37
3.2	Die Kategorien der Hydrophobie mit den korrespondierenden Zeiten des WDPT- und MED-Tests nach Doerr <i>et al.</i> (Doerr <i>et al.</i> , 2000). . . . .	38
3.3	Maximal- und Minimalwerte der Bodenwassergehalte gemessen mit einem FDR-Handmessgerät (über sechs Zentimeter gemittelt) zu den Zeitpunkten, die für die Messungen in Abbildung 3.4 angegeben sind. . . . .	44
3.4	$K_s$ -Werte ermittelt in Messungen mit dem Haubeninfiltrometer (Anmerkung: Die Messungen der Hydrophobie wurden nicht direkt an der Stelle, sondern an entsprechenden geomorphologischen Einheiten und Hangsegmenten durchgeführt). Mit Stern gekennzeichnete Werte wurden nicht für eine Wasserspannung von 0, sondern für -0,1 cm bestimmt. Die mit zwei Sternen markierte Messung hat zu zwei $K_s$ -Werten geführt und geht nicht in die Bildung des Mittelwertes ein. Für die Zeiträume, in denen keine Hydrophobie gemessen wurde, werden orientiert an Rillen- und Zwischenrillenbereich hydrophile (a) und hydrophobe (b) Bodeneigenschaften angenommen. Die Messungen am 14.08.06 wurden nicht an der Oberfläche, sondern direkt auf der hydrophoben Schicht durchgeführt. . . . .	52
3.5	Monatliche Abfluss- und Niederschlagswerte für die Jahre 2004 und 2005. Unvollständige Messzeiträume sind mit einem Stern gekennzeichnet und fehlende Messwerte werden mit k.D. abgekürzt. . . . .	65
4.1	Messperioden für die Messungen mit dem Flächenlaser. . . . .	84
4.2	Sedimentaustrag [g] aus den Mikroplots, für acht Zeiträume zwischen 28. April und 18. Oktober 2005. . . . .	90
4.3	Korrelation nach Pearson für den Vergleich der Sedimentausträge aus den verschiedenen Plots, wie sie in Tabelle 4.2 aufgeführt sind, und der Niederschlagssumme. Alle Korrelationen sind signifikant (Signifikanzniveau 0,01). . . . .	91

4.4	Korrelation von ausgetragenen Sediment (S), Niederschlagsmenge (NS), Abflussvolumen (Q), maximaler Niederschlagsintensität ( $I_{10}$ ) für den Versuchsplot TH, durchgeführt für die in Tabelle 4.2 aufgeführten Zeiträume ( $n = 8$ ). Die Korrelationen wurden für die Messwerte wie für die logarithmierten Messwerte durchgeführt. Die signifikanten Korrelationen sind hervorgehoben. . . . .	91
4.5	Niederschlagsereignisse, für die Sedimentaustrag (S), Niederschlagsmenge (NS) und maximale Niederschlagsintensität ( $I_{10}$ ) auf der Hangskala gemessen wurde ( $n=26$ ). Der Abfluss (Q) konnte nur für 14 dieser Ereignisse erfasst werden. . . . .	94
4.6	Gravimetrisch im Labor gemessene Sedimentausträge (S) aus dem kleinen Einzugsgebiet mit dem Datum der Messung. Die Ergebnisse beziehen sich jeweils auf den angegebenen Zeitraum. Für die aufgeführten Zeitraum sind auch die Niederschlagsmenge (NS) und die maximale Niederschlagsintensität ( $I_{10}$ ), die innerhalb des untersuchten Zeitraums gemessen wurde, aufgeführt. Für einige Zeiträume liegen keine Daten (k.D.) für die Niederschlagsintensität vor. . . . .	95
4.7	Korrelation von ausgetragenen Sediment (S), Niederschlag (NS), Abfluss (Q) und maximaler Niederschlagsintensität ( $I_{10}$ ) im kleinen Einzugsgebiet für alle erfassten Ereignisse ( $n = 90$ ), die erfassten Ereignisse mit Abflussmessung und die nach der Niederschlagsintensität sortierten Ereignisse. Signifikante Korrelationen sind hervorgehoben (Signifikanzniveau 0,01). Bei Korrelationen, für die nicht alle Werte vorliegen, steht k.D. (keine Daten). . . . .	96
4.8	Korrelation von ausgetragenen Sediment (S), Niederschlag (NS), Abfluss (Q) und maximaler Niederschlagsintensität ( $I_{10}$ ) auf der Hangskala für Ereignisse mit einem Sedimentaustrag von mehr als 1 kg (Tabelle 4.5), mit mehr als 5 kg und den Ergebnissen der gravimetrischen Messung (Tabelle 4.6). Signifikante Korrelationen sind hervorgehoben (Signifikanzniveau 0,01). Bei Korrelationen, für die nicht alle Werte vorlagen, steht k.D. (keine Daten). . . . .	97
4.9	Auflistung von Niederschlagsmenge (NS), der Niederschlagsintensität innerhalb eines zehnminütigen Messintervalls und die Mittlere Windrichtung (W) für die betrachteten Zeiträume. Zusätzlich ist der Erosionskoeffizient (EK) aufgeführt, der das Verhältnis von Sedimentaustrag auf dem Plot und kleinem Einzugsgebiet beschreibt.	102
4.10	Oberflächenänderung, gemessen durch den Punktlaser und umgerechnet in die Masse ( $\rho = 1,680$ ), und Niederschlagsmenge (NS) für die angegebenen Zeiträume. Abträge (Abt.) und Ablagerungen (Abl.) werden zu der Bilanz aufaddiert. Die korrigierte Bilanz (Bilanz korr.) berücksichtigt nur Werte, deren Betrag größer als der Fehler von 0,5 mm Höhenänderung ist. . . . .	108

4.11	Korrelation nach Pearson von ausgetragem Sediment ( $S$ ), Niederschlag ( $NS$ ), Abfluss ( $Q$ ) und maximaler Niederschlagsintensität ( $I_{10}$ ) auf der Hangskala. In der linken Tabelle ist die Korrelation für die fünfzehn Ereignisse in den Messperioden B (26. Mai - 13. Juli 2005) und E (31. August - 12. Oktober 2005) dargestellt. Die Korrelationen für die Zeiträume C (13. Juli - 1. August 2005) und D (1. August - 31. August 2005), die in der rechten Tabelle dargestellt sind, beinhalten neun Ereignisse, wobei nur für fünf Ereignisse auch der Abfluss gemessen wurde. Signifikante Korrelationen sind hervorgehoben (Signifikanzniveau 0,01). . . . .	113
5.1	Log-lineare Regressionsbeziehungen zwischen Sedimentaustrag ( $S$ ), Abfluss ( $Q$ ), Niederschlagsintensität ( $I_{10}$ ) und Niederschlagsmenge ( $NS$ ) der Messungen auf der Hang- und der Plotskala. Die Korrelationen auf der Hangskala wurden nur für Ereignisse durchgeführt, deren Sedimentaustrag größer null ist. Die Korrelationen des Plots TH beziehen sich auf die 8 Zeiträume aus Tabelle 4.2. . . . .	124
5.2	Regressionsbeziehung zwischen Sedimentaustrag ( $S$ ), Abfluss ( $Q$ ), Niederschlagsintensität ( $I_{10}$ ) und Niederschlagsmenge ( $NS$ ) basierend auf den Messungen im kleinen Einzugsgebiet. Bei den Abfluss-Korrelationen mit dem Abfluss wurden nur Ereignisse betrachtet, deren Abfluss erfasst wurde. . . . .	124
5.3	Die zur Modellerstellung verwendeten Daten und die berechneten Modellergebnisse des Sedimentaustrages, der Niederschlagsmenge ( $NS$ ) und der Niederschlagsintensität ( $I_{10}$ ). . . . .	126
5.4	Bestimmtheitsmaße für schrittweise Regressionen für Messwerte und log-Werte von Niederschlagsmenge ( $NS$ ), Niederschlagsintensität ( $I_{10}$ ) und Sedimentaustrag ( $S$ ). . .	127
5.5	Regressionsgeraden für die Vergleiche der berechneten Werte der Sedimentausträge aus dem kleinen Einzugsgebiet und der gemessenen Werte. . . . .	130
5.6	Regressionsgeraden für die Vergleiche der berechneten Werte und der im kleinen Einzugsgebiet gemessenen Werte durch den Nullpunkt. . . . .	130

## Danksagung

Diese Arbeit entstand während meiner Tätigkeit in der Sektion Ingenieurhydrologie des GeoForschungsZentrums Potsdam. Das Projekt war eingebunden in das Themengebiet *Climate Variability and Human Habitat* des Forschungsprogramms "Geosysteme: Erde im Wandel" der Helmholtzgemeinschaft.

Mein besonderer Dank gilt Dr. Andreas Güntner, der mich während der Arbeit betreut hat und jederzeit mit Rat und Tat zur Seite stand. Es war mir immer möglich Rat zu holen, über Probleme zu sprechen und mich wissenschaftlich weiterzuentwickeln.

Bei Prof. Dr. Bruno Merz möchte ich mich für die Möglichkeit bedanken, dass ich dieser angenehmen Arbeitsgruppe diese Arbeit verfassen zu durfte, das in mich gesetzte Vertrauen und für das ständige Interesse an der Arbeit bedanken.

Bei Prof. Dr. Nicola Fohrer und Axel Bronstert möchte ich mich bedanken, dass sie sich zur Begutachtung der Arbeit zur Verfügung gestellt hat.

Gerade in der Anfangsphase des Projektes hatte Dr. Birgit Zillgens einen großen Anteil am Zustandekommen und der Organisation des Projektes wofür ich ihr danken möchte.

Ein besonderer Dank gilt Heiko Thoss, ohne den diese Arbeit nicht zustande gekommen wäre. Sein technischen Fähigkeiten und Ideen waren kreativ, innovativ und funktionell und darüber hinaus ist er einer der angenehmsten Zimmergenossen, die ich mir vorstellen kann.

Sehr schön empfand ich die sehr gute Zusammenarbeit mit Christine Lemmnitz und Sören Haubrock, die auch über das Fachliche hinaus ging und damit im großen Maße zum Gelingen der Arbeit beigetragen hat.

Bei der Entwicklung und dem Bau der Messgeräte hat mich die Werkstatt des GFZ tatkräftig unterstützt, wofür ich mich ebenso bedanken möchte, wie bei Vattenfall, die das Untersuchungsgebiet zur Verfügung gestellt haben. Zusätzlich konnte ich auf Daten von Herrn Neumann von Vattenfall und Herrn Reißmann von BEAK Consultans zurückgreifen.

Ebenfalls als sehr besonders hervorzuheben ist die Arbeitsgruppe, in der ich arbeiten durfte. Ich bedanke mich bei Astrid, Susanna, Sören, Heiko, Andreas, Anja, Barbara, Florian, Isabel, Steffi, Theresia, Sergiy, Tzveta, Uli, Katrin, Fuen, Karl-Erich, Benjamin, Annegret, Heidi, Bruno, Heiko, Jens, Jochen, Meggie, Liane, Jochen, Katrin, Anastasia, Carolina, Birgit, Meltem, Susanne,

Matthias, Anja, Doris, Jan, Falko, Florian, Ina, Björn, Carola, Jessica und zahlreichen Praktikanten für die schöne Zeit am GFZ.

Außerdem wurde ich von zahlreichen Freunden unterstützt, die durch Korrektur lesen und moralische Unterstützung einen großen Anteil an der Arbeit haben.

Der größte Dank gilt aber meiner Familie. Meiner Schwester Astrid, die immer für mich da ist, und meinem Eltern, die mir alles ermöglicht haben.