

Prozessbasierte Modellierung der Bodenerosion in einer Lösslandschaft

Zur Erlangung des akademischen Grades eines
DOKTOR-INGENIEURS
von der Fakultät für
Bauingenieur-, Geo- und Umweltwissenschaften

der Universität Fridericiana zu Karlsruhe (TH)
genehmigte
DISSERTATION

von
Dipl.-Geol. Ulrike Scherer
aus Freiburg im Breisgau

Tag der mündlichen
Prüfung: 13.02.2008

Hauptreferent: Prof. Dr.-Ing. E.h. Hermann H. Hahn, Ph.D.
Korreferent: Prof. Dr.-Ing. Erwin Zehe

Karlsruhe 2008

Dissertation genehmigt von der Fakultät für
Bauingenieur-, Geo- und Umweltwissenschaften
der Universität Fridericiana zu Karlsruhe (TH) 2008

Hauptreferent: Prof. Dr.-Ing. E.h. Hermann H. Hahn, Ph.D., Karlsruhe

Korreferent: Prof. Dr.-Ing. Erwin Zehe, München

Ulrike Scherer

Prozessbasierte Modellierung der Bodenerosion in einer Lösslandschaft

Karlsruhe: Universität Karlsruhe, Institutsverlag Siedlungswasserwirtschaft, 2008

Schriftenreihe SWW Karlsruhe – Band 129

Zugl.: Karlsruhe, Univ., Diss., 2008

ISBN 978-3-9811461-2-7

ISBN 978-3-9811461-2-7

Alle Rechte vorbehalten

Satz: Institut für Wasser und Gewässerentwicklung
Bereich Siedlungswasserwirtschaft und Wassergütewirtschaft
Universität Karlsruhe (TH)

Druck: E&B printware, Digital- und Schnelldruck GmbH, 76131 Karlsruhe

Printed in Germany

Vorwort des Herausgebers

Der über lange Zeit geführten wissenschaftlichen aber auch öffentlichen Debatte über den Umweltschutz folgte die noch intensivere Erörterung der Ursachen und Folgen des Klimawechsels. Jedoch ist in fast allen diesen Diskussionen, wenn sie bei uns geführt werden, einem der weltweit gravierendsten Probleme, dem der Erosion, kaum Aufmerksamkeit gewidmet worden. Die Autorin der hier vorgelegten Schrift fokussiert dem entgegen ihre Arbeiten auf die Untersuchung dieses Phänomens und dies in so grundlegender Weise wie nur möglich. Frau Scherer widmet sich als Geologin, respektive ausgehend von einem geologischen Background, diesem Thema, das gleichermaßen von ingenieurwissenschaftlichem Interesse aber auch landwirtschaftlicher Bedeutung ist.

Die Autorin hat ein überdurchschnittlich umfangreiches wissenschaftliches Territorium erkundet, beschrieben und vor allem nutzbar gemacht. Gleichzeitig versucht sie alle Teilprozesse, die erkennbar von physikalischen oder physikochemischen Gesetzmäßigkeiten bestimmt werden, in grundlegender Form zu formulieren. Dies erlaubt ihr auch andere Teilschritte, deren Prozessgeschehen noch nicht völlig aufgeklärt zu sein scheint, als empirische Modelle darzustellen und einzubinden. Neben den bodenphysikalischen Gesetzmäßigkeiten, die Stoffabtrag und Stoffwiederablagerung mitbestimmen, räumt sie den hydrologischen, hydraulischen und auch hydrodynamischen Einflüssen und Wechselwirkungen sehr viel Raum ein. Das von ihr vorgelegte Modell *CATFLOW-SED* baut denn auch sinngemäß auf dem prozessbasierten Modell *CATFLOW* zur Simulation der Wasserdynamik auf. Hierin integriert sie dann die wichtigen Bausteine zu Stoffmobilisierung, Stofftransport und Stoffwiederablagerung, den neuen Modellteil *SED*, der alle Phänomene der Erosion und Sedimentation prozessorientiert beschreibt.

Es ist Frau Scherers Ehrgeiz und auch die Zielrichtung der Arbeit, die einzelnen Schritte so grundlegend wie nur möglich zu beschreiben und damit zu größtmöglicher räumlicher und zeitlicher Auflösung des Prozessgeschehens beizutragen. Sie will nicht ein robustes und u.U. ubiquitär einsetzbares Ingenieurhandwerkszeug vorgeben, sondern ein Instrument, das es erlaubt weitgehend realitätsnah die einzelnen Vorgänge so zu beschreiben, dass man damit experimentierend sehr gute und vor allem „plausible“ Ergebnisse erzielen kann. Einige der faszinierenden Ergebnisse, die sie für das von ihr untersuchte Modellgebiet erarbeitet hat, seien stichwortartig aufgeführt: Es zeigt sich schon in der ersten Modellanwendung, dass die landwirt-

schaftliche Nutzung einen herausragenden Einfluss auf den Feststoffabtrag und die –wiederablagerung hat. Weiterhin erlauben die systematisch angelegten Simulationen und Szenario-Betrachtungen den Einfluss der Landnutzung auf den Feststofftransport im Weiherbacheinzugsgebiet zu quantifizieren, d.h. die Verbesserung des Feststoffrückhaltes oder auch dessen Verschlechterung relativ zum beobachteten „Standardfall“ zahlenmäßig anzugeben, ebenso wie auch die aus dem Klimawandel zu erwartenden Veränderungen im Bodenabtrag.

Die Autorin überzeugt einerseits mit dem von ihr zur Verfügung gestellten Instrument und andererseits mit ihrer sehr selbstkritischen und zurückhaltenden Bewertung der zu erwartenden Ergebnisse. An der Arbeit besticht, dass sich Frau Scherer zwar „nur“ auf eine spezifische Frage konzentriert, nämlich den Feststofftransport aus kleinen, landwirtschaftlich genutzten Flusseinzugsgebieten, dass sie aber doch fast alle Erkenntnisse aus einem Großprojekt, das wie viele andere, zahlreiche Daten produziert hat, umsichtig nutzt. Man könnte sagen, dass diese Arbeit ein sehr schöner Abschluss eines großen Teils dieses interdisziplinären und interfakultativen Großprojektes „Weiherbach“ ist.

Karlsruhe

im Juli 2008

Der Herausgeber

H.H.Hahn

Kurzfassung

Die Bodenerosion ist ein globales Problem mit erheblichen umweltrelevanten Auswirkungen. Sie beeinträchtigt die ökologischen Funktionen des Bodens und führt zu Schäden in den nachgeordneten Ökosystemen. Insbesondere Oberflächengewässer sind durch erosionsbedingte Nähr- und Schadstoffeinträge gefährdet.

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit der Modellierung des Erosionsgeschehens in landwirtschaftlich genutzten Löss Einzugsgebieten. Lössböden werden wegen ihrer hohen Fruchtbarkeit bevorzugt ackerbaulich genutzt und sind in hügeligem Gelände bei intensiver Bewirtschaftung aufgrund des großen Schluffanteils einem hohen Erosionsrisiko ausgesetzt.

Ziel dieser Arbeit ist die Weiterentwicklung des prozessbasierten Modells *CATFLOW* zur Simulation der Wasserdynamik (MAURER, 1997; PLATE & ZEHE, 2008) zu dem Modellsystem *CATFLOW-SED*, das die Simulation von Erosions- und Depositionsprozessen ermöglicht. *CATFLOW-SED* ist ein kontinuierliches, dynamisches, räumlich verteiltes Modell. Es ist für die Hangskale und kleine Einzugsgebiete konzipiert. Die zu Grunde liegende Datenbasis stammt aus dem Weiherbachgebiet, das ein typisches Beispiel eines landwirtschaftlich genutzten Kleineinzugsgebietes in einer Lösslandschaft im Südwesten Deutschlands darstellt.

Im Rahmen der Modellentwicklung von *CATFLOW-SED* wurden für Lössböden optimierte Prozessansätze erarbeitet und die erforderlichen Zustandsgrößen parametrisiert. Zur Quantifizierung der Ablösung von Partikeln aus der Bodenmatrix wurde ein Ansatz entwickelt, der die angreifenden Kräfte von Tropfenaufrall (Charakterisierung als Niederschlagsimpulsstrom) und Oberflächenabfluss (Charakterisierung als Schubspannung) mit der potenziellen Erosionsrate von Lössböden korreliert. Die Menge der mobilisierten Bodenpartikel hängt maßgeblich von dem Erosionswiderstand ab, der durch die Eigenschaften der Bodenmatrix gekennzeichnet ist. Auf der Einzugsgebietsebene wird die Variabilität des Erosionswiderstandes auf den hinsichtlich der Bodeneigenschaften sehr homogenen Lössboden hauptsächlich von der Kulturart und der Bewirtschaftungspraxis beeinflusst.

Die Transportkapazität wird in *CATFLOW-SED* nach dem Ansatz von ENGELUND & HANSEN (1967) ermittelt. Es wird angenommen, dass der Transport auf Lössböden kein selektiver Prozess ist. Die Aufteilung der Transportkapazität auf die Partikelfrak-

tionen erfolgt durch Schubspannungsumlagerung unter Berücksichtigung der Häufigkeitsverteilung der Korngrößen im transportierten Sediment und im Oberboden.

Die Depositionsrates einer Partikelklasse wird in Abhängigkeit von der Sinkgeschwindigkeit bestimmt, weshalb die Deposition ein gröÙenselektiver Prozess ist.

CATFLOW-SED wurde auf Basis der Datengrundlage des Weiherbachgebietes auf verschiedenen Skalen (Berechnungspartzellen, Einzelhang, Einzugsgebiet) validiert. Dabei wurde die Oberflächenabflusssimulation an das beobachtete Abflussgeschehen angepasst. Bei einer guten Näherung der simulierten an die beobachteten Abflussganglinien war für die Teilprozesse der Erosionsberechnung keine weitere Kalibrierung erforderlich. Insgesamt wurde eine sehr gute Abbildung des beobachteten Erosionsgeschehens im Weiherbachgebiet erreicht. Die maßgeblichen Prozesse und Einflussfaktoren werden für die Lössböden in dem Modell adäquat berücksichtigt und parametrisiert. Darauf aufbauend wurde das Erosions- und Depositionsgeschehen für ausgewählte Szenarien zu Änderungen der Landnutzung, Bodenbearbeitung und der Niederschlagsintensität simuliert. Das Verhalten des Modells war mit prognostizierten Trends in der Literatur konsistent.

In jeder Landschaft spielen charakteristische Prozesse und spezifische Zustandsgrößen eine Rolle. Diese Zusammenhänge können mit vertretbarem Aufwand nur auf kleinen Skalen messtechnisch untersucht und identifiziert werden. Modelle bieten jedoch die Möglichkeit, über die verfügbaren Messwerte hinaus zu extrapolieren. Im Rahmen dieser Arbeit konnte gezeigt werden, dass mit Hilfe des prozessbasierten Modells *CATFLOW-SED* eine Verknüpfung der Systemzusammenhänge für ein typisches landwirtschaftlich genutztes Einzugsgebiet in einer Lösslandschaft hergestellt werden kann. Auf Basis des validierten Modells wurden am Beispiel des Weiherbachgebietes Ursache-Wirkungs-Zusammenhänge und Szenarien untersucht, die weitergehende Rückschlüsse für die umgebende Kraichgauregion sowie vergleichbare Lösslandschaften zulassen.

Abstract

Soil erosion is a worldwide concern regarding its adverse effects on the environment. Erosive processes disturb the ecological functions of the soil and cause a damage to the adjoining ecosystems, in particular to surface waters, which are threatened by the input of nutrients and contaminants via erosion.

The present thesis deals with the modeling of erosion processes in agriculturally used loess catchments. Loess soils are highly fertile and therefore preferentially are in agricultural use. Due to the high silt content they are very susceptible to erosion especially on hilly terrain and at areas of intensive cultivation.

The aim of this thesis is the further development of the process-based model *CATFLOW* for the simulation of water dynamics (MAURER, 1997; PLATE & ZEHE, 2008) to the model system *CATFLOW-SED* that allows modeling of erosion and deposition processes. *CATFLOW-SED* is a continuous, dynamic, spatially distributed model. It is designed for hillslopes and small catchments. The underlying database results from detailed studies carried out in the Weiherbach catchment, which is a typical agricultural catchment located within a loess region of Southwest Germany.

Within the scope of developing the erosion components for *CATFLOW-SED*, optimized approaches for loess soils and the related parameter sets were elaborated. For calculating the detachment rate of sediment particles from the soil matrix, an equation was developed based on the correlation of the attacking forces of rainfall (characterized as momentum of rainfall) and surface runoff (characterized as shear stress) to the erosion rate of loess soils. The amount of detached soil particles depends on the erosion resistance which is characterized by the soil properties. On the catchment scale the variation of the erosion resistance for the homogenous loess soils mainly depends on the landuse category and the management practice.

Sediment transport capacity is modeled using the equation of ENGELUND & HANSEN (1967). It is assumed, that the sediment transport on loess soils is not a size selective process. The apportionment of transport capacity on the various grain size fractions is carried out by rearranging shear stress in consideration of the frequency distribution of the grain size fractions within the transported sediment mixture and the surface soil material.

The deposition rate of a grain size fraction depends on the sinking velocity, thereby the deposition process is highly size selective.

CATFLOW-SED was validated for the database of the Weiherbach catchment at various scales (plot scale, hillslope scale, catchment scale). The simulation of surface runoff was adapted to the runoff observed within the catchment. For a good agreement between simulated and observed runoff no calibration step was necessary for modeling the erosion and deposition processes. For all scales the observed sediment loads are well predicted by the model. The essential processes taken into consideration as well as the model parameters are adequately represented for loess soils. Following these results, scenarios regarding the change of landuse pattern, management practice and rainfall intensity were modeled. For all scenarios the behavior of the model was consistent with trends reported in the literature.

Each landscape is characterized by specific processes and factors of influence. In regards to the limitations of field measurements, these relationships can only be measured and examined at small scale. However models provide a means of extrapolating from measurements. In the framework of the present thesis, it was shown that the model *CATFLOW-SED* is a tool for drawing up the interrelationships within an agricultural loess catchment. On the basis of the validated model, several cause and effect studies as well as scenarios were analysed for the Weiherbach catchment, allowing conclusions to be drawn about the surrounding Kraichgau region and comparable loess areas.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
1.1	<i>Auswirkungen der Bodenerosion</i>	2
1.2	<i>Die Anwendung von Modellen zur Analyse und Quantifizierung von Erosionsprozessen</i>	4
2	Problemstellung und Zielsetzung	9
3	Theorie und Ableitung der Prozessansätze zur Modellierung der Bodenerosion	13
3.1	<i>Grundlegende Voraussetzungen für die Modellentwicklung</i>	13
3.1.1	Die Sedimentkontinuitätsgleichung.....	13
3.1.2	Modellvorstellungen zur Interaktion der Teilprozesse.....	15
3.1.3	Diskussion der Modellgrundlagen zur Prozessinteraktion.....	23
3.2	<i>Die Mobilisierung von Partikeln aus der Bodenmatrix</i>	24
3.2.1	Prozessansätze zur Bestimmung der potenziellen Erosionsrate.....	24
3.2.1.1	Wirkung des Tropfenaufpralls.....	25
3.2.1.2	Wirkung des Oberflächenabflusses.....	27
3.2.1.3	Kombinierte Betrachtung von Tropfenaufprall und Oberflächenabfluss.....	30
3.2.2	Ableitung eines Modellansatzes für Lössböden.....	31
3.2.2.1	Grundsätzliche Überlegungen zur Wahl des Modellansatzes.....	32
3.2.2.2	Beschreibung der Laborversuche von SCHMIDT (1988, 1996).....	33
3.2.2.3	Entwicklung des Modellansatzes für die potenzielle Erosionsrate.....	34
3.3	<i>Der Transport von Bodenpartikeln</i>	40
3.3.1	Prozessansätze zur Modellierung des Sedimenttransports.....	41
3.3.1.1	Anwendung von Fließgewässeransätzen in Erosionsmodellen.....	42
3.3.1.2	Transportansätze für Oberflächenabfluss.....	45
3.3.1.3	Diskussion der Ansätze und Wahl einer geeigneten Transportformel.....	48
3.3.2	Fraktionsweiser Transport.....	53
3.3.2.1	Der „vollständige“ und „selektive“ Transport in Fließgewässern.....	54
3.3.2.2	Fraktionsweiser Transport in der Erosionsmodellierung.....	56
3.3.2.3	Grundsätzliche Überlegungen zum fraktionsweisen Transport auf Lössböden.....	60
3.3.2.4	Entwicklung des Modellansatzes für den fraktionsweisen Transport.....	61
3.3.2.5	Berücksichtigung einer maximalen Sedimentkonzentration.....	65
3.4	<i>Die Deposition von Bodenpartikeln</i>	67
3.4.1	Modellvorstellung zur Deposition.....	68
3.4.2	Bestimmung der Sinkgeschwindigkeit.....	69
3.4.3	Bestimmung der Depositionsrate.....	71
3.5	<i>Zusammenfassung der Modellansätze</i>	73

4	Aufbau des Modellsystems CATFLOW-SED	75
4.1	<i>Modellkomponenten zur Simulation der Abflussdynamik</i>	75
4.1.1	Räumliche Diskretisierung, Zeitschrittsteuerung und Datenhaltung	75
4.1.2	Infiltration und Bodenwasserbewegung	77
4.1.3	Oberflächenwasserbewegung	79
4.2	<i>Modellkomponenten zur Simulation der Bodenerosion</i>	82
4.3	<i>Kopplung und Anpassung der Modellkomponenten</i>	85
4.3.1	Hydraulische Eingangsgrößen für die Modellkopplung.....	85
4.3.2	Modellsensitivität bei verschiedenen Diskretisierungsweiten	86
4.3.3	Anpassung der Gefälleberechnung	87
4.3.4	Ein- und Ausgabedaten	87
5	Beschreibung und Datengrundlage des Modellgebiets	89
5.1	<i>Das Weiherbachgebiet</i>	89
5.1.1	Geologie und Pedologie	90
5.1.2	Landnutzung	93
5.2	<i>Messprogramme und Datengrundlage</i>	95
5.2.1	Niederschlags-, Klima- und Bodenfeuchtemessnetz	95
5.2.2	Abflussmessung	96
5.2.3	Schwebstoffbilanzierung bei Abflusswellen	97
5.2.4	Ableitung einer Bodenartenkarte	99
5.2.5	Bodenhydraulische Kenngrößen	100
5.2.6	Makroporosität	102
5.2.7	Beregnungsversuche zur Bestimmung der Bodenerodierbarkeit und Oberflächenrauheit	103
6	Charakterisierung des Erosionswiderstandes für Lössböden	107
6.1	<i>Beschreibung der Messdaten</i>	107
6.2	<i>Erosionswiderstand und erosive Länge der Feldversuche</i>	110
6.3	<i>Bestimmung der mittleren Erosionswiderstände.....</i>	113
6.4	<i>Vorhersage und Regionalisierung des Erosionswiderstandes.....</i>	118
6.5	<i>Diskussion der funktionalen Zusammenhänge</i>	123
7	Simulation der Abfluss- und Erosionsprozesse auf verschiedenen Skalen	127
7.1	<i>Strategie für die Anpassung und Validierung des Modells</i>	127
7.2	<i>Simulation der Beregnungsversuche</i>	129
7.2.1	Schätzung der Vorfeuchte im Bodenprofil	130
7.2.2	Anpassung der Oberflächenabflusssimulation.....	133
7.2.3	Zusammenhang von Makroporosität und Bodeneigenschaften.....	135

7.2.4	Vergleich der Simulationsergebnisse mit Messdaten	137
7.2.5	Diskussion der Simulationsergebnisse	143
7.3	<i>Simulation eines Niederschlagsereignisses auf der Hangskale</i>	144
7.3.1	Bestimmung der Modellparameter	145
7.3.2	Ergebnis und Diskussion der Simulation	146
7.4	<i>Erweiterung auf das Einzugsgebiet</i>	147
7.4.1	Parametrisierung der Gebietssimulation	148
7.4.1.1	Diskretisierung des nördlichen Weiherbachgebietes	148
7.4.1.2	Landnutzungsabhängige Parameter	149
7.4.1.3	Bodenhydraulische Kenngrößen und Makroporosität	150
7.4.1.4	Bodenart	151
7.4.1.5	Regionalisierung der Erosionswiderstände	152
7.4.2	Simulation von Abfluss und Bodenabtrag	153
7.4.2.1	Anpassung der Abflussereignisse	154
7.4.2.2	Interpretation der Anpassung des Makroporositätsfaktors	157
7.4.2.3	Vergleich von bilanzierten und simulierten Sedimentfrachten	158
7.4.3	Diskussion der Erosionsmodellierung für das Einzugsgebiet	162
7.5	<i>Ausgewählte Szenarioberechnungen</i>	165
7.5.1	Änderung des Landnutzungsmusters	165
7.5.2	Erosionsmindernde Bearbeitungsverfahren	168
7.5.3	Änderung der Niederschlagsintensität bei Starkregenereignissen	174
7.5.4	Folgerungen aus den Szenarioberechnungen	176
8	Schlussdiskussion und Ausblick	179
	Literaturverzeichnis	187
	Abbildungsverzeichnis	205
	Tabellenverzeichnis	211
	Symbolverzeichnis	215
	Anhang	221
	Schriftenreihe SWW - Karlsruhe	241

1 Einleitung

Landschaften entwickeln sich unter dem Einfluss von komplexen natürlichen Prozessen, von denen viele direkt oder indirekt durch die Landnutzung beeinflusst werden. Die Bodenerosion ist ein natürlicher Prozess, der durch anthropogene Aktivitäten stark beschleunigt bzw. überhaupt erst ausgelöst werden kann. Mit zunehmender Nutzung des Bodens, insbesondere durch den Ackerbau, nimmt das Ausmaß der erosiven Prozesse zu und überschreitet vielfach die natürliche Neubildungsrate der Böden (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 1998; DOE & HARMON, 2001).

Die anthropogen verursachte Bodenerosion ist kein modernes Problem, sondern so alt wie die ersten Ackerbauaktivitäten in der Steinzeit. Besonders bei der Umwandlung von natürlichen Vegetationsflächen in Ackerland oder durch unsachgemäße Ackerbauverfahren waren die Böden in der Vergangenheit einer großen Erosionsgefahr ausgesetzt. Viele der unfruchtbaren Landschaften im Mittelmeerraum sowie in den hügeligen Gebieten Zentral- und Nordwesteuropas sind das Ergebnis historischer anthropogen bedingter Erosionsprozesse (LANG & BORK, 2006).

In Deutschland waren bis zur Mitte des 20. Jahrhunderts die landwirtschaftlichen Betriebe durch eine Vielzahl verschiedener Kulturpflanzen und Tierarten geprägt. Seit den 1950er Jahren wurde durch die Anwendung von industriellen Produktionsmethoden in der Landwirtschaft sowie der Spezialisierung der Betriebe auf Ackerbau oder Viehzucht eine erhebliche Produktionssteigerung erreicht (AUERSWALD, 2006). Infolge dieser intensiveren Bewirtschaftung kam es, neben weiteren Folgen für die Umwelt, zu einer drastischen Erhöhung der Erosionsraten. Ursachen hierfür sind:

- Die Spezialisierung des Anbaus auf wenige Fruchtarten und Intensivierung der Bodennutzung unter Einbeziehung der Grenzlagen eines standortgerechten Feldfruchtanbaus (BUCHNER & KÖLLER, 1990).
- Eine Vergrößerung einheitlich bewirtschafteter Flächen insbesondere wenn sie mit der Entfernung von wasser- und windbremsenden Hindernissen wie Hangstufen, Hecken und Gräben verbunden war (FRIELINGHAUS ET AL., 1999).
- Die Zunahme von erosionsanfälligen Reihenkulturen. Beispielsweise wurde in Deutschland vor 1960 kaum Mais angebaut; inzwischen rangiert er an vierter Stelle mit einem Anteil von 10 % an der Ackerfläche (AUERSWALD, 2006).

- Steigerung des Bewirtschaftungs- und Befahraufwandes durch zusätzliche Operationen im Rahmen der intensiven Pflanzenproduktion sowie die Anwendung von tiefer greifenden Bearbeitungsverfahren (FRIELINGHAUS ET AL., 1999).

Obwohl in den letzten 20 Jahren vermehrt Fragen des Bodenschutzes in der öffentlichen Diskussion stehen, ist die Landwirtschaft heute noch stark durch das Produktionsmuster der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts geprägt (AUERSWALD, 2006). Von staatlicher Seite wurde in Deutschland erst mit dem am 1. März 1999 in Kraft getretenen Bundes-Bodenschutzgesetz (BBodSchG) die Vorsorge gegen das Entstehen schädlicher Bodenveränderungen geregelt¹. Zusätzlich existieren auf europäischer Ebene seit 2005 durch die Cross-Compliance-Verpflichtungen im Rahmen der EU-Agrarreform Vorschriften zur Erosionsvermeidung², an deren Einhaltung die Höhe der Direktzahlungen gekoppelt ist. Allerdings werden beide Instrumente von Umweltschutzverbänden kritisiert und höhere Auflagen gefordert (BRAND-SASSEN, 2004).

1.1 Auswirkungen der Bodenerosion

Die Erosion ist ein globales Problem mit erheblichen umweltrelevanten Auswirkungen. Sie beeinträchtigt die ökologischen Funktionen des Bodens auf der Ackerfläche („*On-Site*“) und führt zu Schäden in den nachgeordneten Ökosystemen („*Off-Site*“).

„*On-Site*“-Schäden drücken sich für die Landwirte in erster Linie durch Ertragsverluste und einen höheren Bearbeitungsaufwand aus. Die Bodenerosion führt zu ausgeprägten Flächendifferenzierungen mit flachgründigen, an Humus und Nährstoffen verarmten Böden und geringerem Wasserhaltevermögen auf den Hangkuppen, während sich am Hangfuß durch die Ablagerung eines Teils des abgetragenen Bodenmaterials tiefgründige Kolluvien ausbilden. Die negativen Folgen auf den erodierten Flächen können kurzfristig durch den Einsatz von Düngemitteln und Bewässerung ausgeglichen werden. Langfristig kann der Verlust an Bodenmächtigkeit jedoch nicht ersetzt werden, so dass einmal eingetretene Schäden nachhaltig und zu großen Teilen irreversibel sind. Aus integralen Bodenkartierungen geht hervor, dass bereits ein

¹ Für die Landwirtschaft ergibt sich die Vorsorgepflicht zur Einhaltung der Grundsätze der „guten fachlichen Praxis“ (§ 17 BBodSchG).

² a) Mindestens 40 % der Ackerflächen eines Betriebes müssen in der Zeit vom 1.12. bis 15.2. entweder mit Pflanzen bewachsen sein oder dürfen nicht untergepflügt werden. b) Die Beseitigung von Terrassen ist verboten (LANDWIRTSCHAFTSKAMMER, 2007).

beträchtlicher Anteil der Böden Deutschlands durch Erosionsprozesse geschädigt ist (AUERSWALD, 2006).

Durch „**Off-Site**“-Wirkungen des umgelagerten Bodenmaterials und die daran gebundenen Stoffe können benachbarte Ökosysteme und Kulturanlagen erheblich in Mitleidenschaft gezogen werden. Insbesondere Oberflächengewässer werden durch erosionsbedingte Nähr- und Schadstoffeinträge gefährdet. Diese Stoffe werden durch die Anwendung von Mineral- und Wirtschaftsdünger, Pestiziden sowie den Niederschlag auf die landwirtschaftlichen Flächen aufgebracht oder sind bereits geogen im Oberboden enthalten. Bei Starkniederschlägen werden, neben den gelösten Stoffen, die partikulär gebundenen Anteile durch Erosionsprozesse in die Oberflächengewässer abgeschwemmt. In Deutschland werden jährlich etwa 1/3 der Phosphoreinträge durch Erosion in die Oberflächengewässer emittiert (BEHRENDT ET AL., 2003). Auch für Schwermetalle spielt der partikuläre Eintrag von Ackerflächen eine erhebliche Rolle. Derzeit werden etwa 47 % der Chrom-, 37 % der Blei und 17 % der Kupferemissionen in die Oberflächengewässer Deutschlands durch Erosionsprozesse verursacht (SCHERER ET AL., 2003).

Zu Schäden an Kulturanlagen kommt es überwiegend durch die Sedimentation von erodiertem Bodenmaterial. DE ARÚJO ET AL. (2005) berichten z.B. über deutlich verminderte Speicherkapazitäten von Trinkwasserreservoirs in semiariden Gebieten Brasiliens als Folge der Erosionsprozesse in den Einzugsgebieten.

Das Erosionsrisiko wird besonders durch seltene Starkregenereignisse bestimmt. Es sollte deshalb nach dem „**Vorsorgeprinzip**“ gehandelt werden und zweckmäßige Maßnahmen zur Verminderung bzw. Vermeidung der Bodenerosion umgesetzt werden. Häufig werden Erosionsschäden durch eine nicht standortangepasste Landnutzung hervorgerufen. Das Erosionsrisiko muss deshalb regional beurteilt werden, da es andernfalls zu einer Fehleinschätzung der Folgen kommen kann. Bei einer agrarischen Nutzung in erosionsgefährdeten Gebieten lässt sich ein gewisses Restrisiko zwar nicht ganz ausschließen, dieses kann durch eine standortgemäße Landnutzung und Bewirtschaftungspraxis weitgehend minimiert werden. Im Interesse des Boden- und Gewässerschutzes sollte der Bodenabtrag auf das natürliche Maß zurückgeführt werden (BAEUMER, 1992; FRIELINGHAUS ET AL., 1999).

1.2 Die Anwendung von Modellen zur Analyse und Quantifizierung von Erosionsprozessen

Die Bodenerosion ist ein komplexer dynamischer Prozess, der räumlich und zeitlich hoch variabel ist und durch eine Vielzahl natürlicher und anthropogener Faktoren beeinflusst wird. Das Prozessgeschehen kann anhand von Feldstudien und Laborexperimenten untersucht werden. Allerdings stehen nur begrenzt Methoden zur Verfügung und die Anzahl der Messungen in natürlichen Systemen ist sowohl räumlich als auch zeitlich limitiert. Mit Hilfe von Modellen kann über die verfügbaren Messwerte hinaus extrapoliert werden, z.B. in Gebiete, für die keine Messwerte vorliegen oder in die Zukunft, für die keine Messungen möglich sind (BEVEN, 2003). Modelle sind Instrumente zur Entscheidungsunterstützung und Analyse. Dabei sollen einerseits Auswirkungen verschiedener Alternativen auf mögliche Umweltentwicklungen untersucht werden. Andererseits ermöglichen Modelle das Verständnis der Komplexität realer Systeme. Beispielsweise kann mit ihrer Hilfe eine Verknüpfung zwischen isoliert betrachteten Teilprozessen aus Feld- und Laborstudien hergestellt werden. Die Modellierung der Bodenerosion und Landschaftsentwicklung stellt einen alternativen Weg dar, um kurz- und langfristige Konsequenzen von Landnutzungen zu analysieren und Maßnahmen zu evaluieren. So können Experimente durchgeführt werden, die im Feld nicht oder nur mit sehr großem Aufwand und hohen Kosten realisiert werden könnten (DOE & HARMON, 2001; PLATE & ZEHE, 2008).

Modelle abstrahieren die Realität durch mathematische Formulierungen. Generell lassen sich **rein empirische** und **prozessbasierte** Modellansätze unterscheiden. Empirische Modelle werden aus statistisch signifikanten Beziehungen zwischen Ein- und Ausgabedaten abgeleitet, wobei keine Kenntnis der zu Grunde liegenden Prozesse erforderlich ist. Der Hauptnachteil empirischer Modelle besteht darin, dass sie nicht außerhalb des Datenbereichs angewendet werden können, für den sie entwickelt wurden. Weiterhin ist eine Zerlegung in Prozesskomponenten, die gegebenenfalls durch alternative Ansätze ersetzt werden könnten, nicht möglich. Prozessbasierte Ansätze beschreiben die Mobilisierung, den Transport und die Deposition von Bodenpartikeln unter Beachtung der physikalischen Prinzipien zur Erhaltung von Masse, Impuls und Energie. Sie sind deshalb im Prinzip auf andere Gebiete übertragbar und erlauben dem Nutzer ein besseres Verständnis der Ursache-Wirkungsbeziehungen sowie die isolierte Betrachtung einzelner Prozesskomponenten. Diese Modelle sind jedoch deutlich komplizierter und erfordern eine größere Menge an Grundlagendaten und Parametern. Letztendlich stellt aber jedes Modell eine Vereinfachung der natürlichen Prozesse dar, die zu komplex sind, um sie exakt abbilden zu können. Zudem kann bei der Bodenerosion nicht das gesamte Geschehen rein phy-

sikalisch beschrieben werden. So enthalten auch Prozessmodelle empirische Komponenten und entsprechen von daher nicht vollständig ihrem Ideal einer universellen Anwendung und Übertragbarkeit.

Die Universal Soil Loss Equation - USLE

Die USLE - **Universal Soil Loss Equation** - (WISCHMEIER & SMITH, 1978) ist das am häufigsten verwendete empirische Erosionsmodell. Die Gleichung besteht aus sechs Faktoren (Niederschlags-, Bodenerodierbarkeits-, Hanglängen-, Hangneigungs-, Bodenbedeckung/Bearbeitungs- und Erosionsschutzfaktor) die multiplikativ miteinander verknüpft werden und hat den langjährigen mittleren Bodenabtrag in t/(ha·a) zum Ergebnis (vgl. Anhang A.1). Alle Faktoren werden durch empirische Gleichungen oder aus davon abgeleiteten Tabellen und Nomogrammen bestimmt. Die USLE basiert auf der statistischen Auswertung von standardisierten Testflächenmessungen (Parzellengröße: 22,1 m x 1,87 m, Neigung: 9 °) und wurde ursprünglich für den mittleren Westen der USA entwickelt. Durch umfangreiche Adaptionen an die unterschiedlichen Klima- und Bodenverhältnisse wurde sie für andere Gebiete der Erde angepasst (z.B. für Deutschland von SCHWERTMANN ET AL., 1987). Im Laufe der Zeit wurden Modifikationen der USLE entwickelt, um Einzelereignisse oder ungleichmäßige Hangformen berücksichtigen zu können (MORGAN & QUINTON, 2001; KINNELL, 2005B). Eine Verbindung zwischen Hang und Gewässer kann durch das Sedimenteintragsverhältnis hergestellt werden. Dabei handelt es sich um einfache empirische Abschätzungen der in die Gewässer eingetragenen Sedimentmenge, z.B. auf Basis der Einzugsgebietsfläche (BOARDMAN, 1996).

Prozessbasierte Modelle

Während in empirischen Ansätzen der Abflussprozess nicht explizit berücksichtigt wird, bildet die Beschreibung von Niederschlag und Oberflächenabfluss die Grundlage prozessbasierter Erosionsmodelle. Sie enthalten in der Regel Verfahren, um die Bewegung der Wasser- und Sedimentströme auf dem Hang bzw. in Einzugsgebieten zu verfolgen und ermöglichen so eine Abbildung der räumlichen und zeitlichen Erosions- und Depositionsmuster. In den letzten 30 Jahren wurden verschiedene Prozessmodelle entwickelt. Einen Überblick geben z.B. BOARDMAN & FAVIS-MORTLOCK (1998), HARMON & DOE (2001) oder JETTEN & FAVIS-MORTLOCK (2006). Prozessmodelle unterscheiden sich hauptsächlich in der Berücksichtigung der räumlichen und zeitlichen Skalen (vgl. Anhang A.2), der zu Grunde liegenden Ansätze sowie in der Beschreibung der benötigten Eingangsdaten.

Bezüglich der Zeitskala lassen sich **kontinuierliche** und **ereignisbezogene** Modelle differenzieren. Kontinuierliche Modelle enthalten Komponenten zur Simulation der

Evapotranspiration und können Änderungen der Bodenfeuchte und somit die Anfangsbedingungen für Niederschlagsereignisse vorhersagen. Sie werden für langfristige Szenarien zu Landnutzungs- oder Klimaänderungen genutzt. Ereignisbezogene Modelle benötigen insgesamt weniger Daten als kontinuierliche Modelle, allerdings müssen die Anfangsbedingungen vor Beginn eines Niederschlagsereignisses bekannt sein. Die Simulation kann entweder **stationär** oder **dynamisch** erfolgen. Stationäre Modelle betrachten längere Zeiträume (Tage oder Einzelereignisse) für die stationäre Bedingungen angenommen werden. Bei dynamischen Modellen werden kontinuierlich für sehr kurze Zeitschritte (Minuten oder Sekunden) die aktuellen Wasser- und Sedimentströme berechnet.

Während einige Modelle nur für **Parzellen** oder **Einzelhänge** konzipiert sind, können mit den meisten Modellen auch **kleine Einzugsgebiete** modelliert werden. Die räumliche Diskretisierung erfolgt entweder auf Basis von **Rastern** oder **Polygonen**. Im Gegensatz zur regelmäßigen Größe der Rasterzellen werden die Einzugsgebiete bei Polygonmodellen in Elemente mit homogenen Eigenschaften unterteilt, die dann entsprechend der Fließrichtung kaskadenförmig verknüpft werden. Bei **konzentrierten Modellen** wird die räumliche Heterogenität der Eingangsdaten und Parameter vernachlässigt und von Hängen oder Teileinzugsgebieten mit gleichen Eigenschaften ausgegangen. Im Gegensatz dazu werden Modelle, die weitgehend die natürliche räumliche Variabilität charakterisieren, als **verteilte Modelle** bezeichnet. Letztere gewährleisten eine realitätsnahe Abbildung der natürlichen Systeme, benötigen aber deutlich mehr Eingangsdaten (DOE & HARMON, 2001; MORGAN & QUINTON, 2001).

Anwendungsbereiche der verschiedenen Modelltypen

Der Hauptvorteil der USLE ist ihre einfache rechnerische Umsetzung und der geringe Datenbedarf. Für einfache Fragestellungen, wie die Abschätzung des Erosionsrisikos oder der langjährigen mittleren Abtragsrate, haben derzeit verfügbare Prozessmodelle keine Vorteile im Vergleich zu gut getesteten empirischen Ansätzen (MORGAN & QUINTON, 2001; JETTEN ET AL., 2003; GOVERS ET AL., 2007). Die Stärke prozessbasierter Modelle liegt hingegen in ihrer Fähigkeit, Fragen zur räumlichen und zeitlichen Variabilität in kleinen Einzugsgebieten zu beantworten.

Aufgrund der einfach abzuleitenden Eingangsdaten wird die USLE häufig als Grundlage für die Quantifizierung von Sedimenteinträgen und damit assoziierten Stoffemissionen in die Oberflächengewässer verwendet. Gerade für diesen Anwendungsbereich ist aber praktisch keine Validierung möglich. Die Gleichung wurde entwickelt, um Langzeiterosionsraten auf Hängen vorherzusagen. Hierzu liegen in der Regel keine Messungen vor. Deshalb muss bei einem Vergleich mit Gewässerdaten eine

Annahme über den Zeitraum, für den die Vorhersage gilt, getroffen werden sowie der Anteil des Bodenabtrags abgeschätzt werden, der überhaupt in die Gewässer gelangt. Eine Anwendung der USLE für andere Fragestellungen und Skalen, als die, für die sie entwickelt wurde, wird deshalb von vielen Autoren als Fehlnutzung bewertet (z.B. BOARDMAN, 1996; DE BOER ET AL., 2003).

Komplexere Prozessmodelle, die eine höhere räumliche und zeitliche Auflösung ermöglichen, sollten im Prinzip bessere Ergebnisse liefern. Mit der höheren Datenanforderung ist jedoch ein oft unbekannter Grad an Fehlern und Ungenauigkeit verbunden, der das Simulationsergebnis verschlechtert. Aufgrund dieser Tatsache nimmt der Erkenntnisgewinn nicht linear mit steigender Modellkomplexität zu. Für die Modellierung auf der Einzugsgebietsebene muss deshalb ein Kompromiss zwischen der Detailliertheit der konzeptionellen Ansätze, der Robustheit des Modells und der verfügbaren Datengrundlage gefunden werden (ZHANG ET AL., 1998; FAVIS-MORTLOCK ET AL., 2001; JETTEN ET AL., 2003).

2 Problemstellung und Zielsetzung

Die Entwicklung integrierter Strategien für eine nachhaltige landwirtschaftliche Nutzung sowie den Schutz des Grund- und Oberflächenwassers setzt das Verständnis der Wasser-, Sediment- und Stoffdynamik in landwirtschaftlichen Gebieten voraus. Hierfür bilden messtechnische Untersuchungen in Einzugsgebieten die Grundlage. Darauf aufbauend sind für die Verknüpfung der Zusammenhänge sowie plausible Prognosen und Vorhersagen Modelle notwendig, die Ursache-Wirkungszusammenhänge abbilden und den Transport von Wasser, Sediment und Stoff als Funktion von Raum und Zeit darstellen. Diese Aufgabe kann nur mit prozessbasierten Modellen bewältigt werden. Wie in Abschnitt 1.2 dargestellt, können auch in prozessbasierten Modellen die natürlichen Phänomene und Zusammenhänge nur vereinfacht beschrieben werden. Außerdem ist ihre Anwendung aufgrund des hohen Datenbedarfs, sowie der natürlichen Variabilität und Ungenauigkeit der Eingabeparameter mit Schwierigkeiten verbunden (DOE & HARMON, 2001; MORGAN & QUINTON, 2001; FAVIS-MORTLOCK ET AL., 2001; JETTEN ET AL., 2003). Diese Probleme werden nicht gelöst, indem immer komplexere Prozessansätze angewendet werden. Vielmehr müssen „optimale“ Modelle entwickelt werden, die von der Charakteristik einer Landschaft abhängen und die dominanten Strukturen bei der Parameterbeschreibung berücksichtigen (JETTEN ET AL., 2003).

Dieses Ziel wurde mit dem multidisziplinären Projekt „*Prognosemodell für die Gewässerbelastung durch Stofftransport aus einem kleinen ländlichen Einzugsgebiet – Weiherbachprojekt*“ verfolgt (PLATE, 1992, 1997; PLATE & ZEHE, 2008). Testgebiet war das etwa 30 km nordöstlich von Karlsruhe gelegene Weiherbachgebiet, das ein typisches Beispiel eines landwirtschaftlich genutzten Kleineinzugsgebietes in einer Lösslandschaft ist. Lössböden werden wegen ihrer hohen Fruchtbarkeit bevorzugt ackerbaulich genutzt und sind somit von hoher Relevanz. So befinden sich beispielsweise in Baden-Württemberg 30 % der Ackerflächen auf Lössböden, während ihr Anteil an der Landesfläche nur 14 % beträgt.

Im Rahmen des Weiherbach-Projektes sollte aufbauend auf zahlreiche detaillierte Prozessuntersuchungen zur Wasser-, Sediment- und Stoffdynamik im Feld und Labor ein dynamisches Simulationsmodell für die Prozesse im Gebiet entwickelt werden. Von MAURER (1997A,B) wurde hierzu die Grundlage mit dem Modell *CATFLOW* zur Simulation der Abflussdynamik gelegt. Das Modell wurde anschließend von ZEHE (1999) mit Stofftransportkomponenten für die ungesättigte Bodenzone gekoppelt und

seither für unterschiedliche hydrologische Fragestellungen eingesetzt (z.B. ZEHE & BLÖSCHL, 2004; LINDENMAIER ET AL., 2005; PLATE & ZEHE, 2008).

Bislang fehlte jedoch eine explizite Berücksichtigung der Transportprozesse an der Oberfläche, insbesondere der Bodenerosion im Gebietsmaßstab. Da Lössböden aufgrund ihres hohen Schluffanteils in hügeligem Gelände und bei intensiver Bewirtschaftung, was sowohl für das Weiherbachgebiet als auch für den gesamten umgebenden Kraichgau zutrifft, einem hohen Erosionsrisiko ausgesetzt sind, spielt dieser Prozess eine bedeutende Rolle (LAMBERT, 2002; FUCHS ET AL., 2004; KRIMLY ET AL., 2005). Die Erosionsneigung der Böden wurde im Rahmen des Weiherbachprojektes von GERLINGER (1997) anhand von Berechnungsexperimenten untersucht. Zudem wurde die Sedimentfracht am Gebietsauslass erfasst (BEUDERT, 1997). Ein erster Modellansatz zur Simulation der Erosion auf Einzelhängen wurde von SCHRAMM (1994) vorgestellt. Dieser Ansatz enthält jedoch weder eine Wasserhaushaltskomponente noch kann er auf das Einzugsgebiet übertragen werden.

Vor diesem Hintergrund ist das wesentliche Ziel dieser Arbeit, das im Rahmen des Weiherbachprojektes aufgebaute Modell *CATFLOW* für die Simulation von Erosions- und Depositionsprozessen zum Modellsystem *CATFLOW-SED* weiter zu entwickeln. Mit Hilfe des neuen Gebietsmodells soll das integrale Erosionsgeschehen, das im Weiherbachgebiet größtenteils durch seltene extreme Niederschlagsereignisse verursacht wird, beschrieben und anhand von beobachteten Sedimentfrachten am Pegel Menzingen validiert werden. Das verifizierte Gebietsmodell soll anschließend für Szenariobetrachtungen genutzt werden.

In Einzugsgebieten spielen Topographie, Boden und Vegetationsmuster eine bedeutende Rolle. Sie bestimmen die Prozesse der Wasser-, Sediment- und Stoffstromdynamik und letztendlich auch die Struktur des zu entwickelnden Prozessmodells. Ein besonderes Augenmerk wird deshalb bei der Modellentwicklung von *CATFLOW-SED* darauf gelegt, die dominanten Prozesse und Strukturen auf der Einzugsgebietsskala in Lössgebieten zu erfassen und adäquat durch die Beschreibung der benötigten Eingangsdaten und Parameter zu berücksichtigen. Dabei werden insbesondere die auf der Kleinskala durchgeführten Berechnungsexperimente im Weiherbachgebiet zur Charakterisierung der Erosionsneigung von Lössböden berücksichtigt.

CATFLOW ist ein kontinuierliches, dynamisches, räumlich verteiltes Modell. Es ist für die Hangskale und kleine Einzugsgebiete geeignet, wobei die Diskretisierung der Oberfläche auf Polygonen basiert. Diese Eigenschaften sollen für das erweiterte Modellsystem *CATFLOW-SED* beibehalten werden, weshalb die Erosions- und Deposi-

tionsmodule direkt integriert werden, so dass eine echte Kopplung zwischen Wasser- und Sedimenttransportprozessen vorliegt.

Aufbau der Arbeit

In **Kapitel 3** werden die Prozesskomponenten für das Modell *CATFLOW-SED* (Mobilisierung, Transport und Deposition) erarbeitet. Für alle Teilprozesse und deren Interaktion wird der Stand des Wissens zu Modellvorstellungen und Prozessansätzen aufgezeigt. Darauf aufbauend werden entweder bestehende Ansätze für die konkrete Umsetzung ausgewählt bzw. eigene Modellansätze für Lössböden entwickelt. Letzteres betrifft insbesondere die Mobilisierung der Bodenpartikel aus der Bodenmatrix und den fraktionsweisen Transport.

Die Umsetzung der in Kapitel 3 abgeleiteten Ansätze für Erosions- und Depositionsprozesse in dem Modellsystem *CATFLOW-SED* wird in **Kapitel 4** beschrieben. Die Schnittstellen zu den hydrologischen Komponenten werden definiert und die erforderlichen Anpassungen der Modellstruktur dargestellt.

Das Einzugsgebiet des Weiherbachs dient als Modellgebiet für die Validierung von *CATFLOW-SED*. In **Kapitel 5** wird das Projektgebiet vorgestellt und die Datengrundlage, die im Rahmen dieser Arbeit verwendet wird, beschrieben.

Der Modellparameter „Erosionswiderstand“ ist für die Modellierung des Erosionsgeschehens von zentraler Bedeutung. In **Kapitel 6** wird der Erosionswiderstand anhand von Messdaten der im Weiherbachgebiet durchgeführten Beregnungsversuche quantitativ bestimmt. Anschließend werden Ansätze für die Regionalisierung des Parameters auf die Fläche des Einzugsgebiets und für die Vorhersage im Rahmen von Szenarioberechnungen erarbeitet.

In **Kapitel 7** werden die Erosionskomponenten des Modells *CATFLOW-SED* auf Basis der im Rahmen des Weiherbachprojektes vorliegenden Untersuchungsergebnisse auf verschiedenen Skalen (Beregnungsexperimente, Dauererosionsmessparzelle, Gebietsauslass) validiert. Aufbauend auf diese Ergebnisse werden ausgewählte Szenarien zur Landnutzung, Art der Bodenbearbeitung und Niederschlagsintensität vorgestellt, um das Verhalten des Modells zu testen und Anwendungsmöglichkeiten aufzeigen.

Aus der Zielsetzung der Arbeit ergibt sich eine gestaffelte Vorgehensweise, bei der alle Teilarbeiten aufeinander aufbauen. Am Ende eines Arbeitsschrittes müssen Festlegungen getroffen werden, die als Grundlage für die nachfolgenden Arbeitsschritte dienen. Aus diesem Grund werden alle Arbeitsschritte mit einem Diskussi-

onskapitel abgeschlossen. Am Ende der Arbeit erfolgt in **Kapitel 8** eine zusammenfassende Bewertung und Diskussion der wesentlichen Ergebnisse sowie ein Ausblick. Der Aufbau der Arbeit und die Vernetzung der Kapitel ist in Abbildung 2-1 dargestellt.

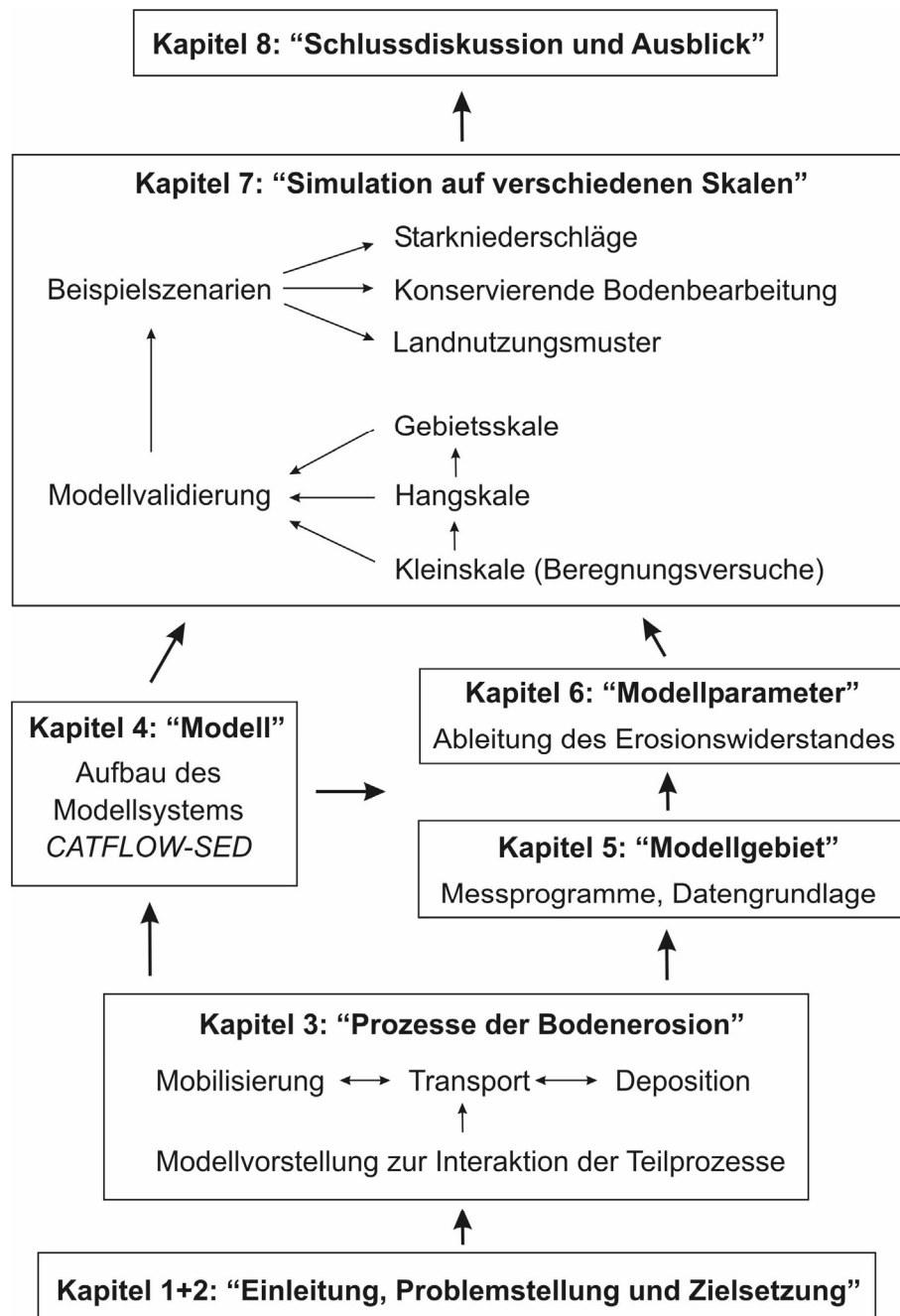


Abbildung 2-1 Aufbau der Arbeit und Vernetzung der Kapitel.

3 Theorie und Ableitung der Prozessansätze zur Modellierung der Bodenerosion

Die Bodenerosion ist ein dynamischer, räumlich differenzierter Prozess, der in die Komponenten **Mobilisierung**, **Transport** und **Deposition** von Bodenpartikeln aufgliedert werden kann. In dem vorliegenden Kapitel werden die Prozessansätze für das Erosionsmodell *CATFLOW-SED* erarbeitet. Hierzu wird für die Prozesskomponenten sowie für deren Interaktion der Stand des Wissens dargestellt. Anschließend wird für jeden Teilprozess ein Ansatz formuliert bzw. entwickelt, der in das Erosionsmodell *CATFLOW-SED* integriert wird. Der Modellaufbau von *CATFLOW-SED* wird anschließend in Kapitel 4 beschrieben.

3.1 Grundlegende Voraussetzungen für die Modellentwicklung

Das Kontinuitätsprinzip zur Massenerhaltung, die Sedimentkontinuitätsgleichung, bildet die Grundlage für die mathematische Beschreibung des Erosionsprozesses.

3.1.1 Die Sedimentkontinuitätsgleichung

In Gleichung 3-1 ist die Kontinuitätsgleichung für den Sedimenttransport in dynamischer Form für konstante Fließbreiten dargestellt (BENNET, 1974).

$$\text{Gleichung 3-1} \quad \frac{\partial(h \cdot v_p \cdot c_v)}{\partial x} + \frac{\partial(c_v \cdot h)}{\partial t} + (1-n) \cdot \frac{\partial y}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(h \cdot \varepsilon_p \cdot \frac{\partial c_v}{\partial x} \right)$$

h	Fließtiefe [m]
v_p	Feststoffgeschwindigkeit [m/s]
c_v	Feststoffvolumenkonzentration im Abfluss [m^3/m^3] = [-]
x	Längenkoordinate [m]
t	Zeitschritt [s]
n	Porosität der deponierten Sedimente [-]
y	lokale Sohlerrhöhung [m]
ε_p	Massentransferkoeffizient der Feststoffpartikel [m^2/s]

Der erste Term in Gleichung 3-1 berücksichtigt die Änderung des Feststoffstromes entlang des Fließwegs. Durch den zweiten Term wird die im Fließquerschnitt über die Zeit gespeicherte Feststoffrate erfasst. Der dritte Term beschreibt die Änderung der Sohlhöhe und quantifiziert Erosion und Deposition. In der Regel werden Sedi-

mente nicht mit der Geschwindigkeit des Oberflächenabflusses transportiert. Für suspendierte Feststoffpartikel kann die Transportgeschwindigkeit jedoch nahezu mit der Fließgeschwindigkeit gleichgesetzt werden.

Die rechte Seite von Gleichung 3-1 berücksichtigt die Dispersion der Feststoffe, die sich in Suspension befinden. Im Vergleich zu den anderen, in der Kontinuitätsgleichung beschriebenen Prozesse, kann die Dispersion bei der Hangerosion in der Regel vernachlässigt werden (BENNETT, 1974).

Auf Basis der Annahme, dass die Dichte der Feststoffpartikel konstant ist, lässt sich Gleichung 3-1 durch Multiplikation mit der Partikeldichte ρ_p in eine Massenbilanz überführen (Gleichung 3-2). Bei kleinen Fließtiefen, die sich nur langsam verändern, kann der Speicherterm vernachlässigt werden, was zur stationären Form der Sedimentkontinuitätsgleichung führt (HAAN ET AL., 1994).

$$\text{Gleichung 3-2} \quad \underbrace{\rho_p \frac{\partial(c_v \cdot h)}{\partial t}}_{\text{instationär}} + \underbrace{\frac{\partial q_s}{\partial x}}_{\text{stationär}} = \Phi(x, t) \quad \text{mit} \quad \Phi(x, t) = -\rho_p \cdot (1-n) \cdot \frac{\partial y}{\partial t}$$

q_s *breitenspezifischer Feststoffmassenstrom [kg/(m·s)]*

ρ_p *Dichte der Feststoffpartikel [kg/m³]*

$\Phi(x, t)$ *Nettofeststoffeintrag bzw. -austrag in die bzw. aus der Strömung [kg/(m²·s)]*

Die Verwendung der stationären Form bedeutet nicht notwendigerweise, dass Erosions- und Depositionsraten während eines Ereignisses konstant sind. Änderungen der Raten können durch eine Sequenz von stationären Zuständen beschrieben werden, was einer „quasi“-stationären Form entspricht. Dadurch wird in deterministischen Modellen die Notwendigkeit vermieden, partielle Differentialgleichungen sowohl in Abhängigkeit von der Raumkoordinate x als auch der Zeitkoordinate t zu lösen (ROSE, 1998). Aus der stationären Form (Gleichung 3-2) folgt bei Integration entlang des Fließweges die diskrete Gleichung 3-3.

$$\text{Gleichung 3-3} \quad \int_{x_{i-1}}^{x_i} \frac{\partial q_s}{\partial x} dx = q_{s_i} - q_{s_{i-1}} = \int_{x_{i-1}}^{x_i} \Phi(x, t) dx$$

q_{s_i} *Feststoffmassenstrom an der Stelle $x = i$ [kg/(m·s)]*

$q_{s_{i-1}}$ *Feststoffmassenstrom an der Stelle $x = i-1$ [kg/(m·s)]*

In der Sedimentkontinuitätsgleichung (Gleichung 3-2) steht Φ für den Nettofeststoffeintrag bzw. -austrag in bzw. aus der Strömung entlang des Fließweges und wird auch als seitliche Feststoffeintragsrate bezeichnet. Die Quantifizierung von Φ ist von der Interaktion der einzelnen Prozesskomponenten abhängig.

3.1.2 Modellvorstellungen zur Interaktion der Teilprozesse

In den folgenden Abschnitten werden die wichtigsten Modellvorstellungen zur Interaktion der Teilprozesse dargestellt. Anschließend werden diese in Kapitel 3.1.3 diskutiert und es wird eine Modellgrundlage für *CATFLOW-SED* festgelegt.

Nahezu alle bekannten prozessorientierten Erosionsmodelle basieren auf dem Konzept der *Transportkapazität*, z.B. *CREAMS* (KNISEL, 1980), *WEPP* (FOSTER ET AL., 1995), *LISEM* (DE ROO ET AL., 1998), *EUROSEM* (MORGAN ET AL., 1998), *PEPP* (SCHRAMM, 1994), *ANSWERS* (DILLAHA ET AL., 1998). Das bedeutet, dass in Abhängigkeit von der Transportkapazität gesteuert wird, ob in einem Berechnungsabschnitt Bodenpartikel erodieren oder sedimentieren. Der Zusammenhang zwischen Ablösung, Transportkapazität und Deposition ist schematisch in Abbildung 3-1 dargestellt.

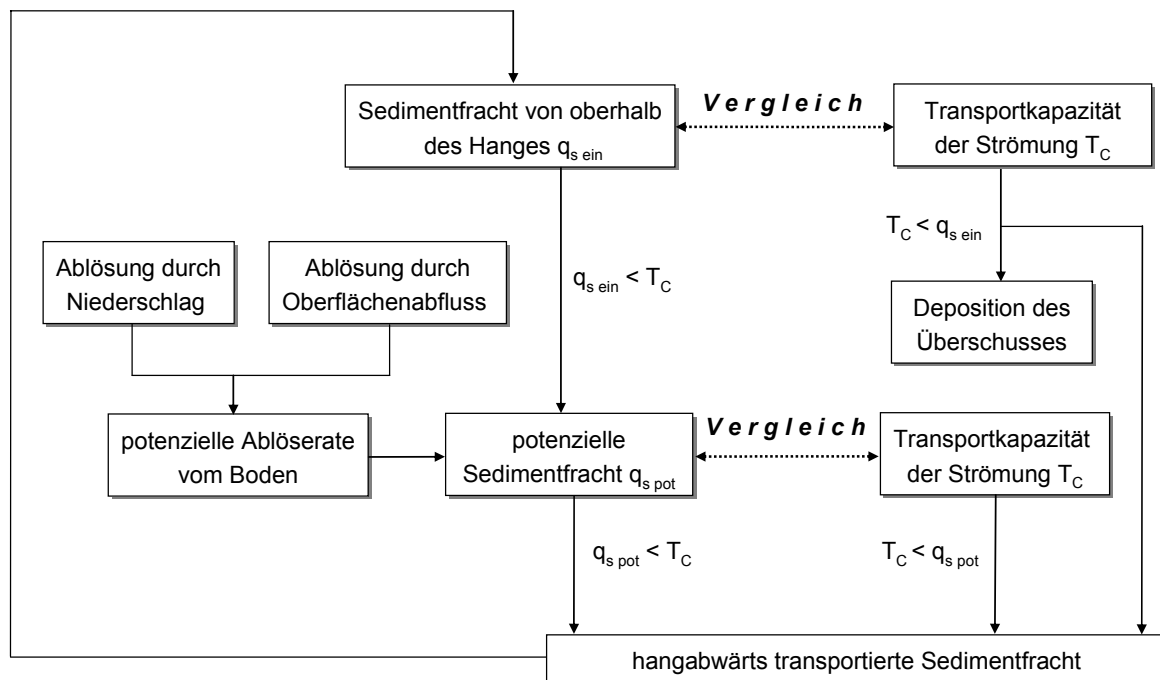


Abbildung 3-1 Zusammenhang der Teilprozesse Ablösung, Transport und Deposition von Sedimentpartikeln (verändert nach MEYER & WISCHMEIER, 1969).

Dem Konzept von MEYER & WISCHMEIER (1969) liegt die Annahme zu Grunde, dass die Oberflächenströmung solange Feststoffpartikel aufnimmt, bis die Transportkapazität erreicht ist. Eine Verminderung der Transportkapazität führt zur Deposition von überschüssigen Partikeln. Die aktuelle Feststofffracht q_s wird somit von den Eigenschaften des Bodens (charakterisiert durch die potenzielle Erosionsrate) oder von den Eigenschaften des Abflusses (charakterisiert durch die Transportkapazität) gesteuert (Gleichung 3-4).

$$\text{Gleichung 3-4} \quad q_{s_i} = \text{MIN} \left[\left(q_{s_{i-1}} + e_{pot} \cdot \Delta x_i \right), T_C \right]$$

e_{pot} potenzielle Erosionsrate [$\text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$]
 Δx Segmentlänge [m]
 T_C Transportkapazität [$\text{kg}/(\text{m} \cdot \text{s})$]
 $q_{s_i}, q_{s_{i-1}}$ Feststoffmassenstrom an der Stelle $x = i$ bzw. $x = i-1$ [$\text{kg}/(\text{m} \cdot \text{s})$]

Abbildung 3-2 zeigt den Verlauf der Feststofffracht für einen konvex-konkaven Hang nach der Modellvorstellung von MEYER & WISCHMEIER (1969). HUANG ET AL. (1996) berichten auf Basis von Experimenten, dass dieses Konzept eine plausible Interpretation des Prozessgeschehens darstellt, wenn Ablösungsprozesse dominieren. Im Falle der Deposition werden jedoch, insbesondere für feinkörnige Sedimente, unrealistische Depositionsraten berechnet, da sich in einem Berechnungsabschnitt sofort alle Feststoffpartikel in dem Maße absetzen, in dem die Feststofffracht die Transportkapazität überschreitet (vgl. Abbildung 3-2). HUANG ET AL. (1996) beobachteten, dass während der Deposition auch eine Übersättigung der Strömung auftreten kann.

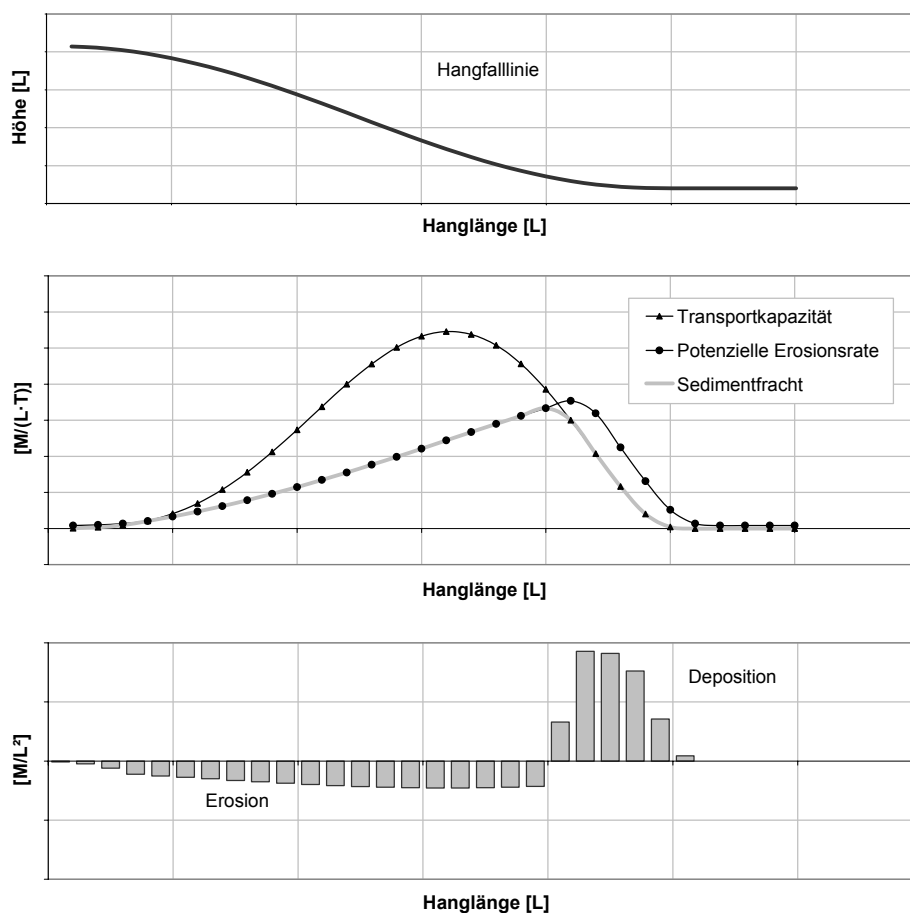


Abbildung 3-2 Erosionsgeschehen auf einem konvex-konkaven Hang nach der Modellvorstellung von MEYER & WISCHMEIER (1969) anhand eines Beispieldatensatzes.

Während bei dem Ansatz von MEYER & WISCHMEIER (1969) die Wirkungsweisen von potenzieller Erosionsrate und Transportkapazität voneinander unabhängig sind, nehmen FOSTER & MEYER (1972, 1975) an, dass die Erosions- bzw. Depositionsrate eine Funktion der Differenz zwischen aktueller Feststofffracht q_s und der Transportkapazität T_C (entspricht dem Transportdefizit) ist.

In Abbildung 3-3 ist diese Modellvorstellung dargestellt. Wenn Oberflächenabfluss ohne Partikelbeladung eine erodierbare Fläche überströmt, wird die maximal mögliche Menge an Bodenpartikeln mobilisiert. Mit zunehmender Feststofffracht in der Strömung nimmt die Nettoerosionsrate ab, bis die Transportkapazität nahezu gesättigt ist. Wird weiteres Sediment zugegeben, tritt eine Übersättigung der Strömung auf und überschüssige Partikel beginnen zu sedimentieren. Die Depositionsrate ist an der Stelle der Sedimentzugabe am größten und nimmt gemäß der Modellvorstellung proportional zur Differenz zwischen der aktuellen Sedimentkonzentration und der Konzentration bei Transportgleichgewicht ab (FOSTER & MEYER, 1972).

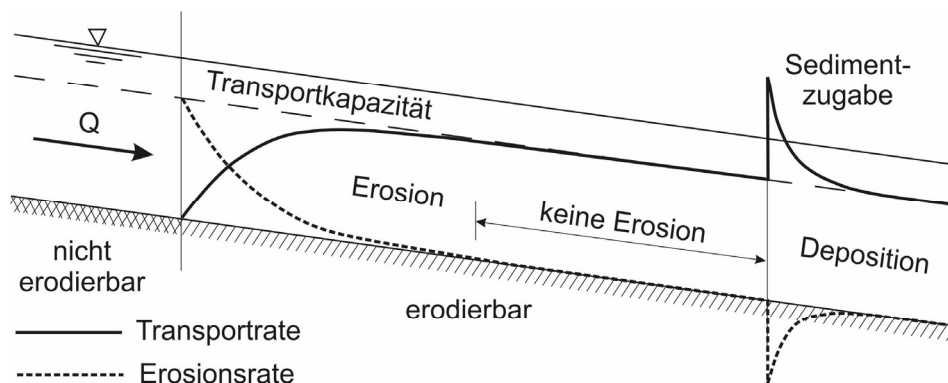


Abbildung 3-3 Darstellung der Interaktion zwischen Feststofffracht, Erosionsrate, Deposition und Transportkapazität nach der Modellvorstellung von FOSTER & MEYER (1972, 1975) (verändert nach FOSTER & MEYER, 1972).

Dem Prinzip nach entspricht dieser Ansatz einem kinetischen Reaktionsprozess erster Ordnung (HUANG ET AL., 1996; MERTEN ET AL., 2001). Für die Nettoerosionsrate e_{net} stellen FOSTER & MEYER (1972, 1975) Gleichung 3-5 auf.

$$\text{Gleichung 3-5} \quad e_{net} = C_{er} \cdot (T_C - q_s)$$

e_{net}	Nettoerosionsrate [kg/(m ² ·s)]
C_{er}	Reaktionskoeffizient für Erosion [1/m]
T_C	Transportkapazität [kg/(m·s)]

Wenn sich keine Feststoffe in der Strömung befinden ($q_s = 0$), ergibt sich aus Gleichung 3-5 eine maximal mögliche Erosionsrate. Ist diese bekannt, kann aus Gleichung 3-6 der Reaktionskoeffizient C_{er} berechnet werden. Da die Erosionsrate ein bodenspezifischer Wert ist, hängt der Reaktionskoeffizient ebenfalls von den Eigenschaften des Bodens ab.

$$\text{Gleichung 3-6} \quad e_{pot,max} = C_{er} \cdot T_C$$

$e_{pot,max}$ maximale potenzielle Erosionsrate [kg/(m²·s)]

Aus Gleichung 3-5 und Gleichung 3-6 kann anschließend eine Beziehung abgeleitet werden, die die Interaktion zwischen Ablösung, Feststofffracht und Transportkapazität beschreibt:

$$\text{Gleichung 3-7} \quad \frac{e_{net}}{e_{pot,max}} + \frac{q_s}{T_C} = 1$$

Gleichung 3-7 liegt die Annahme zu Grunde, dass die Strömung über eine gewisse Leistung verfügt, um Partikel entweder aus der Bodenmatrix zu lösen oder zu transportieren. Wird mehr Leistung für den Transport benötigt, so steht weniger für die Ablösung zur Verfügung (FOSTER & MEYER, 1972). Daraus folgt, dass Energie bevorzugt bei Prozessen umgewandelt wird, die der Aufrechterhaltung der Partikelbewegung dienen und nur die überschüssige Leistung für die Ablösung von Partikeln aus der Bodenmatrix verwendet werden kann (MERTEN ET AL., 2001).

Prinzipiell gilt Gleichung 3-7 auch für die Nettodepositionsrate. Der Reaktionskoeffizient für die Deposition C_{de} hängt von der Sinkgeschwindigkeit der Partikel ab und kann nach Gleichung 3-8 ermittelt werden (FOSTER, 1982; FOSTER ET AL., 1995).

$$\text{Gleichung 3-8} \quad C_{de} = \beta \cdot \frac{V_s}{q}$$

C_{de} Reaktionskoeffizient für Deposition [1/m]

β Koeffizient für die Turbulenz bei Niederschlag [-], $\beta = 0,5$ (FOSTER, 1982; FOSTER ET AL., 1995)

q breitenspezifischer Abfluss [m³/(s·m)]

V_s Sinkgeschwindigkeit der Partikel [m/s]

Mit Berücksichtigung von Gleichung 3-7 ergibt sich die aktuelle Feststofffracht $q_{s\ i+1}$ an der Stelle x_{i+1} nach Gleichung 3-9.

$$\text{Gleichung 3-9} \quad q_{s\ i+1} = T_C - (T_C - q_{s\ i}) \cdot e^{-C_{er,de} \cdot (x_{i+1} - x_i)}$$

NEARING ET AL. (1990) merken an, dass von FOSTER & MEYER (1972) zwischen den beiden bekannten Randwerten ($q_s = 0$ und $q_s = T_C$) ein linearer Zusammenhang (die Änderung des Defizits $T_C - q_s$ ist proportional zum Defizit selbst) ohne eine experimentelle Verifizierung postuliert wurde. In der Literatur wird die Art der Beziehung zwischen den beiden Randwerten nach wie vor kontrovers diskutiert. HUANG ET AL. (1996) stellten bei Feldmessungen fest, dass die Ablösung und der Transport von Bodenpartikeln keine gekoppelten Prozesse sind. Auch GIMÉNEZ & GOVERS (2002) konnten in Laborversuchen keinen Effekt der transportierten Sedimentfracht auf die Erosionsrate nachweisen. Hingegen konnten MERTEN ET AL. (2001) experimentell zeigen, dass die Erosionsrate von der Feststofffracht in der Strömung abhängt. Allerdings konnten die beobachteten Erosionsmuster nicht vollständig mit der Modellvorstellung von FOSTER & MEYER (1972) erklärt werden.

Während sich in den bisher dargestellten Modellvorstellungen Erosions- und Depositionsprozesse gegenseitig ausschließen, gehen ROSE ET AL. (1983) davon aus, dass beide Prozesse von unterschiedlichen Faktoren abhängen und deshalb simultan auftreten können. Nachdem Sedimentpartikel mobilisiert und in die Strömung aufgenommen worden sind, setzt sich ein Großteil wieder ab und bildet eine Depositionsschicht aus der die Sedimentpartikel erneut remobilisiert werden können. Da angenommen wird, dass die Depositionsschicht im Vergleich zum Ausgangsboden kohäsionslos ist, muss zwischen der Mobilisierung von Partikeln aus der ursprünglichen Bodenmatrix und der Depositionsschicht unterschieden werden. Demnach sind die in Gleichung 3-10 und Abbildung 3-4 dargestellten Teilprozesse zu berücksichtigen (HAIRSINE & ROSE, 1991; HAIRSINE & ROSE, 1992A,B).

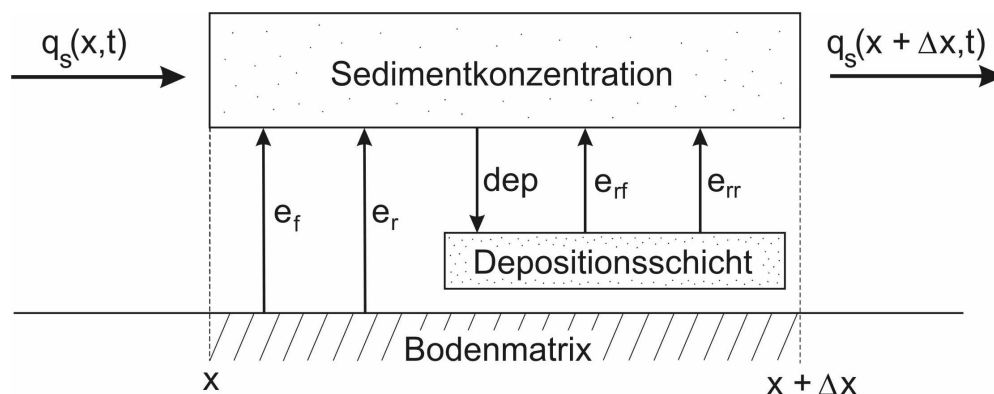


Abbildung 3-4 Darstellung der zu berücksichtigenden Teilprozesse bei simultaner Erosion und Deposition auf einem Hangabschnitt (verändert nach ROSE ET AL., 1983; HAIRSINE & ROSE, 1991 und HAIRSINE & ROSE, 1992A; Erklärung der Abkürzungen in Gleichung 3-10).

Gleichung 3-10
$$\Phi_{x,t} = e_f + e_r + e_{rf} + e_{rr} - dep$$

e_f Mobilisierung von Partikeln durch Oberflächenabfluss [kg/(m²·s)]

e_{rf} Remobilisierung von Partikeln aus der Depositionsschicht durch Oberflächenabfluss [kg/(m²·s)]

e_r Mobilisierung von Partikeln durch Tropfenaufrall [kg/(m²·s)]

e_{rr} Remobilisierung von Partikeln aus der Depositionsschicht durch Tropfenaufrall [kg/(m²·s)]

dep Deposition von Partikeln [kg/(m²·s)]

Der Anteil des Oberbodens, der durch die Depositionsschicht bedeckt ist, wird durch den Parameter H gekennzeichnet. Bei vollständiger Bedeckung ist $H = 1$. HAIRSINE & ROSE (1992A) nehmen an, dass die verfügbare Gesamtenergie der Strömung, ausgedrückt durch die Strömungsleistung ω , zum Teil für die Ablösung und Aufnahme von Partikeln aus der Bodenmatrix bzw. aus der Depositionsschicht in die Strömung sowie die Überwindung des Bewegungsschwellenwertes ω_0 benötigt wird, während der andere Teil in Wärme und Schall dissipiert. Der Parameter F bezeichnet den Anteil der überschüssigen Strömungsleistung ($\omega - \omega_0$), der für die Ablösung bzw. Remobilisierung von Partikeln zur Verfügung steht. Wenn die ursprüngliche Bodenmatrix durch eine Depositionsschicht bedeckt ist, wirkt die Strömungsleistung nur auf diese Schicht. Folglich wird die Remobilisierungsrate von Partikeln aus der Depositionsschicht durch die überschüssige Strömungsleistung, gekennzeichnet durch den Term $H \cdot F \cdot (\omega - \omega_0)$, und die Erosionsrate aus der Bodenmatrix durch die verbleibende überschüssige Strömungsleistung $(H-1) \cdot F \cdot (\omega - \omega_0)$ bestimmt. Zwischen der Aufnahme von Bodenpartikeln in die Strömung und der Deposition stellt sich ein Transportgleichgewicht ein, weshalb bei dieser Modellvorstellung eine explizite Berücksichtigung der Transportkapazität entfällt.

HAIRSINE & ROSE (1992A) leiteten eine analytische Lösung für den stationären Fall unter Vernachlässigung des Tropfenaufralls ab (das heißt: $e_r = 0$ und $e_{rr} = 0$, die Erosion durch Tropfenaufrall wird in HAIRSINE & ROSE (1991) dargestellt). Unter stationären Bedingungen bleibt die Masse der Depositionsschicht erhalten. Das bedeutet, dass die Menge der sedimentierten und aus der Depositionsschicht remobilisierten Bodenpartikel gleich groß ist:

Gleichung 3-11
$$\frac{\partial M_d}{\partial t} = 0 \quad \text{bzw.} \quad e_{rf} - dep = 0$$

M_d Masse der Depositionsschicht [kg/m²]

In Abhängigkeit von der Größe der Depositionsschicht lassen sich zwei prinzipielle Fälle unterscheiden. Im ersten Fall ist der Ackerboden nicht vollständig mit der Depositionsschicht bedeckt ($H < 1$). Somit ändert sich die Sedimentkonzentration entlang des Fließweges nur durch die Mobilisierung von Partikeln aus der Bodenmatrix.

Diese Situation entspricht im Prinzip dem von FOSTER (1982) als „*erosionslimitiert*“ definierten Zustand. Ist hingegen der Oberboden vollständig durch eine Depositionsschicht geschützt ($H = 1$), so hängt die Sedimentkonzentration von der Interaktion der Depositionsschicht mit der im Oberflächenabfluss transportierten Sedimentmenge ab. Da die abgelagerten Partikel in der kohäsionslosen Depositionsschicht der Remobilisierung durch die Strömung außer ihrem Gewicht keinen Widerstand entgegensetzen, wird entlang des Fließweges die maximal mögliche Sedimentkonzentration erreicht. Diese Situation entspricht dem „*transportlimitierten*“ Zustand nach FOSTER (1982). Obwohl das Gleichungssystem von HAIRSINE & ROSE (1992A) nicht auf der Berechnung einer Transportkapazität beruht, ergibt sich für den transportlimitierten Fall unter stationären Bedingungen eine Gleichung für die Sedimentkonzentration (Gleichung 3-12), die ihrer Struktur nach der für Fließgewässer entwickelten Transportformel von YANG (1973) entspricht³.

$$\text{Gleichung 3-12} \quad c_t = \frac{F \cdot \rho_p \cdot (\omega - \omega_0)}{(\rho_p - \rho_w) \cdot g \cdot h \cdot v_s}$$

- c_t Sedimentkonzentration bei Transportlimit [kg/m³]
 F Anteil der Überschussströmungsleistung für die Remobilisierung von Partikeln [-]
 ω Strömungsleistung [kg/s³]
 ω_0 kritische Strömungsleistung bei Bewegungsbeginn [kg/s³] (HAIRSINE & ROSE, 1992A)
 v_s Sinkgeschwindigkeit der Partikel [m/s]

Die Modellvorstellung von HAIRSINE & ROSE (1991, 1992A,B) wird durch Beobachtungen bei Laborexperimenten unterstützt (PROFFITT ET AL., 1991, 1993; HUANG ET AL., 1999; HEILIG ET AL., 2001; BEUSELINCK ET AL., 1999A,B). Eine modelltechnische Umsetzung des Ansatzes wurde in dem Forschungsmodell *GUEST* (**G**riffith **U**niversity **E**rosion **S**ystem **T**emplate) realisiert, das für stationäre Verhältnisse konzipiert wurde (MISRA & ROSE, 1996; ROSE ET AL., 1998). Analytische Lösungen für instationäre Bedingungen wurden von SANDER ET AL. (1996), HAIRSINE ET AL. (1999), PARLANGE ET AL. (1999) und HOGARTH ET AL. (2004) erarbeitet. Ein Vergleich mit Messwerten aus Laborversuchen von PROFFITT ET AL. (1991) belegt, dass eine instationäre Betrachtung nur am Anfang eines Erosionsereignisses von Bedeutung ist, da sich kurz nach Einsetzen des Niederschlags ein dynamisches Gleichgewicht einstellt.

³ Die Ähnlichkeit zur Transportformel von YANG (1973) ist dadurch zu erklären, dass die Quantifizierung des Remobilisierungs- bzw. Depositionsterms bei HAIRSINE & ROSE (1992A) auf der Strömungsleistung ω bzw. der Sinkgeschwindigkeit der Partikel v_s basiert. YANG (1973) bezieht die Transportkapazität auf die Einheitsströmungsleistung P und die Sinkgeschwindigkeit v_s (vgl. Anhang A.5). Die Einheitsströmungsleistung P ist proportional zur Strömungsleistung ω dividiert durch die Fließtiefe h (HAIRSINE & ROSE, 1992A; PROSSER & RUSTOMJI, 2000).

Für stationäre Bedingungen konnte YU (2003) jedoch zeigen, dass die grundsätzlich unterschiedlich konzipierten Gleichungssysteme von FOSTER & MEYER (1972, 1975) und HAIRSINE & ROSE (1991, 1992A,B) eine identische Struktur aufweisen und sich lediglich in der Formulierung der Teilprozesse unterscheiden. Auch MERTEN ET AL. (2001) berichten, dass beide Modellvorstellungen ähnliche Ergebnisse liefern.

Aus beiden Ansätzen leitete YU (2003) einheitliche Gleichungen für die Nettoerosion bzw. -deposition ab. Hierzu wurde Gleichung 3-7 von FOSTER & MEYER (1972, 1975) in Gleichung 3-13 umgeformt. Die Feststofftransportrate q_s kann durch den breiten-spezifischen Abfluss q und die Sedimentkonzentration c ausgedrückt werden. Gleiches gilt für die Transportkapazität T_C . Anschließend lässt sich Gleichung 3-13 in Gleichung 3-14 überführen.

$$\text{Gleichung 3-13} \quad e = e_{pot,max} \cdot \left(1 - \frac{q_s}{T_C}\right) \quad \text{mit} \quad q_s = q \cdot c \quad \text{und} \quad T_C = q \cdot c_t$$

$$\text{Gleichung 3-14} \quad e = e_{pot,max} \cdot \left(1 - \frac{c}{c_t}\right)$$

c *aktuelle Sedimentkonzentration [kg/m³]*

Die Umformung der Gleichungen von HAIRSINE & ROSE (1991, 1992A,B) basiert auf einer alternativen Interpretation des Parameters H . Bei stationären Bedingungen kann H als das Verhältnis zwischen der aktuellen Sedimentkonzentration c zur Sedimentkonzentration bei Transportlimit c_t (Gleichung 3-12) verstanden werden. Bei Nettoerosion ist das Verhältnis kleiner 1 und bei Nettodeposition ist es größer. H stellt somit ein Maß für die Auslastung der Strömung dar.

$$\text{Gleichung 3-15} \quad H = \frac{c}{c_t} \quad \text{mit } c_t \text{ entsprechend Gleichung 3-12}$$

Gleichung 3-16 beschreibt das einheitliche Gleichungssystem nach YU (2003). Der Term zur Quantifizierung der Aufwärtsbewegung von Sedimentpartikeln aus der Bodenmatrix in die Strömung (Wirkung des Oberflächenabflusses) wird durch σ repräsentiert, während δ für die Abwärtsbewegung von suspendierten Partikeln durch die Schwerkraft steht (Deposition). Der Quellterm für den seitlichen Sedimentzstrom (bezeichnet in beiden Ansätzen die Wirkung des Tropfenaufpralls im Zwischenrillenbereich) wird durch φ erfasst.

Gleichung 3-16	Nettoerosion	$\Phi_{x,t} = \frac{\partial(c \cdot q)}{\partial x} = \sigma \cdot \left(1 - \frac{c}{c_t}\right) + \varphi$
	Nettodeposition	$\Phi_{x,t} = \frac{\partial(c \cdot q)}{\partial x} = \delta \cdot \left(1 - \frac{c}{c_t}\right) + \varphi$

σ repräsentiert die Aufwärtsbewegung von Sedimentpartikeln [kg/(m²·s)]
 δ repräsentiert die Abwärtsbewegung von Sedimentpartikeln [kg/(m²·s)]
 φ Quellterm für den seitlichen Sedimentzuström [kg/(m²·s)]

3.1.3 Diskussion der Modellgrundlagen zur Prozessinteraktion

In der Modellvorstellung von HAIRSINE & ROSE (1991, 1992A,B) können gleichzeitig Partikel in die Strömung aufgenommen werden, während andere sedimentieren. Bei Ansätzen, die auf dem Prinzip der Transportkapazität basieren, liegt die Vorstellung zu Grunde, dass die Transportkapazität das Gleichgewicht zwischen diesen beiden, sich kontinuierlich entgegenwirkenden, Prozessen reflektiert. Für den stationären Fall sind die Gleichungssysteme von HAIRSINE & ROSE (1991, 1992A,B) und FOSTER & MEYER (1972, 1975) strukturell identisch (MERTEN ET AL., 2001; YU, 2003). Während Transportkapazitätsansätze eine breite Anwendung finden, handelt es sich bei der Modellvorstellung von HAIRSINE & ROSE (1991, 1992A,B) um einen eher konzeptionellen Ansatz, der hauptsächlich für die Modellierung von Laborversuchen verwendet wird (vgl. Abschnitt 3.1.2).

Die Beschreibung der Prozesskomponenten ist bei der Modellvorstellung von HAIRSINE & ROSE (1991, 1992A,B) vorgegeben. So werden die Ablösung von Bodenpartikeln und die Gleichgewichtskonzentration in der Strömung auf Basis der Strömungsleistung ω abgebildet. GIMENÉZ & GOVERS (2002) kommen jedoch zu dem Schluss, dass bei Ablösung und Transport verschiedene hydraulische Größen eine Rolle spielen. Bei Transportkapazitätsansätzen werden die Teilprozesse explizit berücksichtigt und können frei parametrisiert werden. Deshalb wird als Grundlage für *CATFLOW-SED* eine Modellvorstellung gewählt, die auf dem Prinzip der Transportkapazität basiert.

In Abschnitt 3.1.2 wurde dargestellt, dass widersprüchliche Untersuchungsergebnisse zum Verlauf der Ablösung während eines Erosionsereignisses vorliegen, die entweder den Ansatz von MEYER & WISCHMEIER (1969) oder von FOSTER & MEYER (1972, 1975) unterstützen. MORGAN (1999: 17) führt dies auf die komplexen Mechanismen zurück, die an der Ablösung von Bodenpartikeln beteiligt sind. Bei der Modellvorstellung von FOSTER & MEYER (1972, 1975) besitzt die Transportkapazität aufgrund der angenommenen Proportionalität einen entscheidenden Einfluss auf die Erosionsrate

von Partikeln aus der Bodenmatrix. GERLINGER (1997: 69) stellte fest, dass durch diese Kopplung für verschiedene Transportformeln stark differierende Abtragsraten berechnet werden. Dagegen wird bei der Modellvorstellung von MEYER & WISCHMEIER (1969) die Erosionsrate bis zum Erreichen der Transportkapazität nur von den Eigenschaften des Bodens gesteuert. Für die Deposition ist der Ansatz von MEYER & WISCHMEIER (1969) jedoch nicht sinnvoll, da die Sinkgeschwindigkeit der Partikel nicht berücksichtigt wird. Diese Phase wird bei der Modellvorstellung von FOSTER & MEYER (1972, 1975) durch einen von der Sinkgeschwindigkeit abhängigen Reaktionskoeffizienten physikalisch plausibel formuliert.

Daraus folgt, dass die Phase der Ablösung in *CATFLOW-SED* auf Basis der Modellvorstellung von MEYER & WISCHMEIER (1969) beschrieben wird. Für die Deposition wird die Modellvorstellung von FOSTER & MEYER (1972, 1975) umgesetzt.

3.2 Die Mobilisierung von Partikeln aus der Bodenmatrix

Unter *Mobilisierung* versteht man das Stadium des Erosionsprozesses, in dem Partikel aus ihrer ursprünglichen Lage in der Bodenmatrix gelöst werden. Die Masse der abgelösten Partikel pro Zeit- und Flächeneinheit wird als *potenzielle Erosionsrate* bezeichnet. In Kapitel 3.2.1 werden zunächst vorhandene Modellansätze zur Quantifizierung der potenziellen Erosionsrate beschrieben. Anschließend wird in Kapitel 3.2.2 ein für Lössböden angepasster Ansatz abgeleitet, der in das Modell *CATFLOW-SED* integriert wird.

3.2.1 Prozessansätze zur Bestimmung der potenziellen Erosionsrate

Die Mobilisierung von Bodenpartikeln wird durch Tropfenaufprall und Oberflächenabfluss ausgelöst. In der Literatur wird häufig zwischen *Rillen- und Zwischenrillenerosion* unterschieden. Als *Zwischenrillenerosion* bezeichnet man die Erosion in Bereichen des Hanges, auf denen eine Ablösung der Partikel maßgeblich infolge des Aufpralls von Regentropfen stattfindet. *Rillenerosion* tritt auf, wenn sich der Abfluss aufgrund des Mikroreliefs in kleinen Rinnen sammelt und eine ausreichende Hangneigung und Fließtiefe vorhanden sind, die zur Eintiefung der Rillen führen. Dabei wird eine Ablösung von Bodenpartikeln überwiegend durch die Scherkräfte des Abflusses verursacht. Bei der Bearbeitung des Bodens entsteht ein neues Mikrorelief, das beim nächsten Niederschlagsereignis zur erneuten Ausbildung von Abflusrrillen führt, weshalb die Rillenbildung im Allgemeinen als ein zufälliger Prozess betrachtet wird (HAAN ET AL., 1994: 239; FAVIS-MORTLOCK, ET AL., 2001).

3.2.1.1 Wirkung des Tropfenaufpralls

In Zwischenrillenbereichen wird die Ablösung von Bodenpartikeln hauptsächlich durch die Wirkung des Tropfenaufpralls verursacht. Damit es zu Erosion kommt, müssen die Partikel zu einer Abflussrinne transportiert werden. Dieser Transport kann sowohl durch die Spritzwirkung der Regentropfen als auch durch Oberflächenabfluss erfolgen. In konzeptionellen Ansätzen werden Ablöse- und Transportrate separat bestimmt (z.B. GILLEY ET AL., 1985; SHARMA ET AL., 1995; SALLES ET AL., 2000), häufig werden jedoch beide Prozesse zusammen durch eine Regressionsgleichung beschrieben (z.B. LIEBENOW ET AL., 1990; KINNELL & WOOD, 1992; KINNELL & CUMMINGS, 1993; TRUMAN & BRADFORD, 1995; ZHANG ET AL., 1998).

Obwohl die Ablösung durch Tropfenaufprall ein Prozess ist, der im Rahmen der Erosionsforschung sehr intensiv untersucht wurde, sind die Niederschlagsparameter, die die Ablösung kontrollieren, nach wie vor Gegenstand der Diskussion (SALLES ET AL., 2000). Häufig wird die Erosionsrate zur kinetischen Energie ($1/2 \cdot M \cdot v_r^2$) bzw. direkt zur Niederschlagsintensität korreliert⁴ (z.B. MEYER & WISCHMEIER, 1969; QUANSAH, 1981; FOSTER, 1982; ROSE ET AL., 1983; SHARMA ET AL., 1993; GAO ET AL., 2003). Zum Teil wird auch der Niederschlagsimpuls ($M \cdot v_r$) verwendet, um die angreifenden Kräfte zu charakterisieren (SCHRAMM, 1994; SCHMIDT, 1996) oder eine Kombinationen der genannten Parameter. Andere Autoren betrachten wiederum den Druck, der durch den Aufprall der Tropfen auf den Boden entsteht (z.B. GILLEY ET AL., 1985; MOUZAI & BOUHADEF, 2003). Alle vorgeschlagenen Niederschlagsgrößen hängen vom Tropfendurchmesser und der Tropfenfallgeschwindigkeit ab, weshalb SALLES ET AL. (2000) die Erosionsrate direkt zu diesen beiden Basisparametern in Beziehung setzen.

Rein empirische Ansätze beschreiben den Ablöseprozess in der Regel durch Multiplikation von Faktoren z.B. als Potenzfunktion auf Basis der Niederschlagsintensität (vgl. Anhang A.4 z.B. LIEBENOW ET AL., 1990; ZHANG ET AL., 1998; SALLES ET AL., 2000).

Gleichung 3-17
$$e_r, e_z \sim k_r \cdot r^b$$

e_r, e_z	Mobilisierung durch Tropfenaufprall bzw. Zwischenrillenerosionsrate [$\text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$]
r	Niederschlagsintensität [m/s]
k_r	Faktor zur Beschreibung der Erodierbarkeit des Bodens im Zwischenrillenbereich
b	dimensionsloser empirischer Exponent [-]

⁴ DIJK ET AL. (2002A) untersuchten den Zusammenhang zwischen Niederschlagsintensität und kinetischer Energie und leiteten eine Beziehung in Form einer Exponentialfunktion ab.

Modellansätze, die deterministische Komponenten enthalten, berücksichtigen zusätzliche Faktoren wie z.B. den Bodenbedeckungsgrad, den Aufprallwinkel der Tropfen, die Fließtiefe des Oberflächenabflusses, den zeitlichen Verlauf etc. (z.B. GILLEY ET AL., 1985, vgl. Anhang A.4; SCHMIDT, 1996, vgl. Gleichung 3-31).

$$\text{Gleichung 3-18} \quad e_r = fkt \{r, K_e, k_r, BBG, l, h, t\}$$

K_e	kinetische Energie des Niederschlages [J/m^2]
k_r	Faktor zur Beschreibung der Erodierbarkeit des Bodens
BBG	Bodenbedeckungsgrad [-]
l	Gefälle [-]
h	Fließtiefe [m]
t	Zeit [s]

Die Erodierbarkeit des Bodens wird in den meisten Modellen in Form eines bodenspezifischen empirischen Faktors erfasst, der sich aus Regressionsgleichungen ergibt und deshalb speziell für den jeweils verwendeten Ansatz experimentell bestimmt werden muss (OWOPUTI & STOLTE, 1995). SHARMA ET AL. (1993) führen zusätzlich einen Grenzwert für die kinetische Energie ein (Gleichung 3-19). Nach dieser Modellvorstellung findet keine Ablösung von Bodenpartikeln statt, wenn die kinetische Energie eines Niederschlags unterhalb des Grenzwertes liegt. Diese Gleichung für die Ablösung durch Tropfenaufprall entspricht strukturell den gängigen Konzepten für die Ablösung von Bodenpartikeln durch Oberflächenabfluss (vgl. Kapitel 3.2.1.2).

$$\begin{aligned} \text{Gleichung 3-19} \quad e_r &= k_r \cdot (K_e - K_{e0}) && \text{für } K_e > K_{e0} \\ e_r &= 0 && \text{für } K_e < K_{e0} \end{aligned}$$

K_e	kinetische Energie des Niederschlages [J/m^2]
K_{e0}	Grenzwert der kinetischen Energie des Niederschlages für den Ablösungsbeginn [J/m^2]
k_r	Faktor zur Beschreibung der Erodierbarkeit des Bodens [-] (SHARMA ET AL., 1993)

Der Einfluss der Hangneigung auf die Ablösung durch Regentropfen wird in der Literatur unterschiedlich bewertet (CHAPLOT & LE BISSONNAIS, 2000). Modellansätze zur Bestimmung der Zwischenrillenerosionsrate, die sowohl den Ablösungs- als auch den Transportprozess der Partikel implizieren, berücksichtigen in der Regel einen Gefällefaktor (LIEBENOW ET AL., 1990; KINNELL & CUMMINGS, 1993; BRADFORD & FOSTER, 1996; ZHANG ET AL., 1998). Da unterschiedliche Prozesse zusammengefasst werden, lässt sich der Einfluss der Hangneigung auf die Ablösung der Partikel nicht explizit bestimmen. HUANG (1998) und ZHANG ET AL. (1998) stellten jedoch fest, dass der Einfluss des Gefälles mit zunehmender Hangneigung sinkt und begründen dies mit einem Wechsel von einem transport- zu einem ablösungslimitierten Erosionsre-

gime. Demzufolge ist die Hangneigung beim Ablösungsprozess von untergeordneter Bedeutung.

Theoretisch ist die Menge der durch Tropfenaufprall mobilisierten Partikel in jeder Richtung im Raum gleich groß. Betrachtet man hingegen den Transport durch die Spritzwirkung der Regentropfen, so zeigt dieser eine deutliche Abhängigkeit vom Gefälle, da die Tropfenflugbahn hangabwärts länger ist (HAAN ET AL., 1994; DIJK ET AL., 2002B). In den meisten Modellvorstellungen wird deshalb davon ausgegangen, dass die Hangneigung einen Einfluss auf die Transportrate durch Regentropfen, aber nicht auf die Mobilisierung der Partikel besitzt (z.B. SHARMA ET AL., 1995).

BRADFORD & FOSTER (1996) führten Laborberechnungsversuche auf geneigten Flächen mit unterschiedlichen Bodentypen durch. Die Erosionsrate infolge des Tropfenaufpralls verringerte sich bei drei Bodentypen mit steigendem Gefälle, während sie bei den anderen fünf Bodentypen zunahm. Die Autoren erklären den negativen Effekt durch eine Verminderung der Normalkraft, mit der die Tropfen auf steileren Hängen auf die Oberfläche treffen. Ein positiver Effekt kommt bei Bodentypen zustande, die mit zunehmendem Gefälle stärker verschlämmen, was zu einer höheren Erosionsrate führt. Dieser Effekt überlagert die Abschwächung der Normalkraft. Auch CRUSE ET AL. (2000) und QUANSAH (1981) berichten, dass die Art der Beziehung zwischen Erosionsrate und Gefälle von den Bodeneigenschaften abhängig ist. Während sich bei nicht kohäsiven Böden eine positive Korrelation zwischen Hangneigung und Erosionsrate einstellt, ist der Einfluss der Hangneigung bei kohäsiven Böden vernachlässigbar.

Ein weiterer Einflussfaktor auf die Tropfenerosionsrate stellt die Bildung von Pfützen in Mulden auf der Geländeoberfläche („*ponding*“) beziehungsweise der Oberflächenabfluss dar. Die Niederschlagsenergie wird bei größeren Wassertiefen gedämpft und der Einfluss des Tropfenaufpralls auf die Ablösung der Bodenpartikel vermindert (MUTCHLER & LARSON, 1971; KINNELL, 1991, 2005A; GAO ET AL., 2003). GAO ET AL. (2003) stellten fest, dass bei Überschreiten einer kritischen Tiefe von 10 mm die Tropfenerosionsrate abnimmt.

Eine Bedeckung des Bodens mit Pflanzen oder Steinen vermindert ebenfalls die Wirkung des Tropfenaufpralls. In der Regel werden deshalb nur die unbedeckten Teile des Oberbodens berücksichtigt (ROSE ET AL., 1983; SCHMIDT, 1996).

3.2.1.2 Wirkung des Oberflächenabflusses

Die Ablösung von Bodenpartikeln bei Oberflächenabfluss wird, neben den Eigenschaften des Bodens, maßgeblich durch das Gefälle und den Abfluss bestimmt

(NEARING ET AL., 1991; ZHANG ET AL., 2003). Aus diesen Parametern können unterschiedliche hydraulische Größen kombiniert werden, die aus physikalischer Sicht zur Erosionsrate in Beziehung stehen (GIMÉNEZ & GOVERS, 2002).

In den meisten Erosionsansätzen wird die Ablösung infolge Oberflächenabfluss zur Schubspannung τ korreliert (z.B. HIRSCHI & BARFIELD, 1988; GILLEY ET AL., 1993; FOSTER ET AL., 1995; KING ET AL., 1995; WICKS & BATHURST, 1996; COCHRANE & FLANAGAN, 1997; GOVINDARAJU, 1998; FRANTI ET AL., 1999; LÉONARD & RICHARD, 2004). Die am häufigsten verwendete Gleichung wurde von FOSTER (1982) vorgeschlagen:

Gleichung 3-20
$$e_q = a_1 \cdot (\tau - \tau_{crit})^b$$

e_q	Mobilisierung durch Oberflächenabfluss [kg/(m ² ·s)]
τ	Schubspannung [N/m ²] (Berechnung → Gleichung 3-25 und Gleichung 3-26)
τ_{crit}	kritische Schubspannung [N/m ²]
a_1	empirische Konstante [s/m] (FOSTER, 1982)
b	dimensionsloser empirischer Exponent [-] (FOSTER, 1982)

Nach dem in Gleichung 3-20 beschriebenen Zusammenhang werden Bodenpartikel durch Oberflächenabfluss mobilisiert, wenn die Schubspannung einen Schwellenwert, die kritische Schubspannung τ_{crit} , übersteigt. a und b sind empirische, bodenabhängige Konstanten, wobei der Exponent b in der Regel nahe bei 1,0 liegt (FOSTER, 1982).

Der Widerstand, den die Bodenmatrix den angreifenden Kräften entgegensetzt, wird in Gleichung 3-20 durch τ_{crit} erfasst. Für nicht kohäsive Böden wird überwiegend das SHIELDS-Diagramm (SCHRÖDER & ZANKE, 2003) verwendet um die kritische Schubspannung für Einzelpartikel zu bestimmen. Das ursprüngliche SHIELDS-Diagramm deckt den Bereich von kleinen Sedimentpartikeln mit geringer Dichte nicht ab und wurde deshalb von MANTZ (1977) auf diesen Bereich erweitert (HAAN, 1994: 247; WICKS & BATHURST, 1996). Für kohäsive Böden wird die kritische Schubspannung in der Regel mit einer Reihe von Bodenparametern korreliert (z.B. NEARING ET AL., 1990; GILLEY ET AL., 1993; GHEBREIYESSUS ET AL., 1994; LÉONARD & RICHARD, 2004).

Andere Berechnungsansätze für die potenzielle Erosionsrate durch Oberflächenabfluss sind von der Struktur her mit Gleichung 3-20 vergleichbar. Von verschiedenen Autoren wird anstatt der Schubspannung als charakteristische Einflussgröße die Strömungsleistung nach BAGNOLD (1966) bevorzugt (ROSE ET AL., 1983; HAIRSINE & ROSE, 1992A,B; ELLIOT & LAFLÉN, 1993).

Gleichung 3-21
$$e_q = a_2 \cdot (\omega - \omega_{crit}) \quad \text{mit} \quad \omega = \tau \cdot v$$

ω Strömungsleistung [kg/s^3] bzw. [W/m^2]

ω_{crit} kritische Strömungsleistung [kg/s^3]

a_2 empirische Konstante [s/m^2] (ROSE ET AL., 1983; HAIRSINE & ROSE, 1992A,B)

v Fließgeschwindigkeit [m/s]

Weitere hydraulische Parameter, die zur Erosionsrate korreliert werden, sind z.B. die Einheitsströmungsleistung P (definiert in Gleichung 3-42) (z.B. MCISAAC ET AL., 1992) oder der Impulsstrom des Abflusses m_q (SCHMIDT, 1996, vgl. Abschnitt 3.2.1.3).

Verschiedene Autoren haben die Eignung von unterschiedlichen hydraulischen Größen zur Quantifizierung der Erosionsrate von Böden durch Oberflächenabfluss untersucht (NEARING ET AL., 1991; MCISAAC ET AL., 1992; ELLIOT & LAFLÉN, 1993; GIMÉNEZ & GOVERS, 2002; ZHANG ET AL., 2003). Entsprechend der verschiedenen Eigenschaften der untersuchten Böden sowie der zu Grunde liegenden Versuchsbedingungen erwiesen sich in den Einzelstudien unterschiedliche hydraulische Größen als am besten geeignet. Am häufigsten wird jedoch die Schubspannung τ (GIMÉNEZ & GOVERS, 2002; ZHANG ET AL., 2003) und die Strömungsleistung ω (MCISAAC ET AL., 1992; ELLIOT & LAFLÉN, 1993; ZHANG ET AL., 2003) empfohlen. Einschränkungen bestehen für die Einheitsströmungsleistung P , da mit diesem Parameter vergleichsweise geringe Bestimmtheitsmaße bei der Korrelation zu gemessenen Erosionsraten erzielt werden (ZHANG ET AL., 2003; MCISAAC ET AL., 1992).

GIMÉNEZ & GOVERS (2002) korrelierten Erosionsraten, die aus Laborversuchen mit unterschiedlichen Substraten und Oberflächengeometrien gewonnen wurden, zu den hydraulischen Parametern Schubspannung τ , Strömungsleistung ω , Einheitsströmungsleistung P , effektive Strömungsleistung Ω (definiert in Gleichung 3-40), kornwirksame Schubspannung τ_g (nach GOVERS & RAUWS, 1986) und längenbezogene Schubkraft Γ (vgl. Fußnote⁵). Am besten waren die Schubspannung τ und die längenbezogene Schubkraft Γ geeignet, um das gesamte Spektrum der gemessenen Erosionsraten für die unterschiedlichen Versuchsbedingungen vorherzusagen. Für die anderen Parameter konnten nur hohe Bestimmtheitsmaße erreicht werden, wenn die Versuchsserien getrennt betrachtet werden. GIMÉNEZ & GOVERS (2002) folgern

⁵
$$\Gamma = \rho_w \cdot g \cdot A \cdot l$$

Γ längenbezogene Schubkraft [N/m]

A Fließquerschnitt [m^2]

deshalb, dass die Parameter ω , P , Ω , τ_g nicht geeignet sind, um Erosionsraten für verschiedene Oberflächengeometrien zu bestimmen. Nach Ansicht der Autoren ist die gute Korrelation zu τ und Γ darin begründet, dass die formwiderstandsbezogene Komponente der Schubspannung zur Mobilisierung von Bodenpartikeln beitragen kann. Aus diesem Grund wird im Modell *CATFLOW-SED* die Schubspannung τ für den konkreten Ansatz zur Beschreibung der Erosionsrate zu Grunde gelegt (vgl. Abschnitt 3.2.2.3).

3.2.1.3 Kombinierte Betrachtung von Tropfenaufprall und Oberflächenabfluss

Verschiedene Autoren verwenden Modellvorstellungen, die auf eine explizite Unterscheidung des Prozessgeschehens in Rillen- und Zwischenrillenbereichen verzichten und die Wirkung von Tropfenaufprall und Oberflächenabfluss über die gesamte Breite eines Hanges betrachten (z.B. HUANG & BRADFORD, 1993; OWOPUTI & STOLTE, 1995; *KINEROS2*: SMITH ET AL., 1995; *SHESED*: WICKS & BATHURST, 1996; *PEPP*: GERLINGER, 1997; *OPUS*: HEATWOLE ET AL., 1998; *LISEM*: DE ROO ET AL., 1998; *EROSION 2D/3D*: SCHMIDT ET AL., 1999; *CASC2D-SED*: JOHNSON ET AL., 2000).

Im Folgenden wird der Ansatz von SCHMIDT (1996) näher erläutert, da dieser speziell für Lössböden anhand von Laborversuchen entwickelt wurde. Die angreifenden Kräfte werden durch die Impulsströme des Niederschlages m_r (Gleichung 3-31) und des Oberflächenabflusses m_q (Gleichung 3-22) charakterisiert. SCHMIDT (1988) postulierte, dass die Mobilisierung durch Niederschlag mit zunehmender Hangneigung steigt und nur ein Teil des gesamten Tropfenimpulses zur Ablösung der Partikel beiträgt. Aus formalen Gründen berücksichtigt er deshalb nur die Komponente, die in Gefälle-richtung zeigt (Abbildung 3-5).

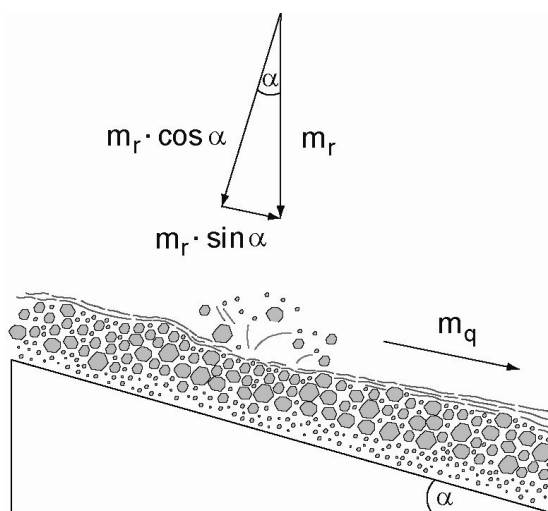


Abbildung 3-5 Grafische Darstellung des Impulsstromansatzes nach SCHMIDT (1996) (verändert nach GERLINGER & SCHERER, 1998).

Gleichung 3-22
$$m_q = \frac{\rho_w \cdot q \cdot v}{\Delta x}$$

m_q Impulsstrom des Abflusses [$\text{kg}/(\text{m} \cdot \text{s}^2)$] = [N/m^2]
 ρ_w Dichte des Wassers [kg/m^3]
 q breitenspezifischer Abfluss [m^2/s]
 Δx Segmentlänge [m]
 v Fließgeschwindigkeit [m/s]

Bodenpartikel werden erodiert, wenn die Summe der Impulsströme m_q und m_r einen kritischen Wert (m_{crit}) übersteigt. SCHMIDT (1996) stellte für Lössböden folgende empirische Beziehung zwischen der Feststofffracht q_s und den Impulsströmen auf:

Gleichung 3-23
$$q_s = 1,75 \cdot 10^{-4} \cdot \left(\frac{m_q + m_r \cdot \sin \alpha}{m_{crit}} - 1 \right)$$

q_s breitenspezifischer Feststoffmassenstrom [$\text{kg}/(\text{m} \cdot \text{s})$]
 m_r Impulsstrom des Niederschlags [N/m^2]
 α Neigungswinkel [$^\circ$]
 m_{crit} kritischer Impulsstrom für die Ablösung von Partikeln [N/m^2]

Die einzige unbekannt GröÙe ist der kritische Impulsstrom m_{crit} , der dem Erosionswiderstand des Bodens entspricht. Dieser bodenspezifische Wert kann mit Hilfe von Berechnungsversuchen im Feld ermittelt werden. Die potenzielle Erosionsrate ergibt sich anschließend aus der Sedimentkontinuitätsgleichung (Gleichung 3-24). Diese lässt sich in Finiten Differenzen wie folgt darstellen:

Gleichung 3-24
$$e_{pot_i}^j = \frac{q_{si}^j - q_{si-1}^j}{\Delta x_i}$$

e_{pot} potenzielle Erosionsrate [$\text{kg}/\text{m}^2 \cdot \text{s}$]

3.2.2 Ableitung eines Modellansatzes für Lössböden

Wie in Kapitel 3.2.1 gezeigt, kann die Mobilisierung von Feststoffpartikeln in kohäsiven Böden nicht exakt physikalisch beschrieben werden, da die zu Grunde liegenden Prozesse (z.B. Reibung) sehr komplex sind und nur näherungsweise durch empirische Anpassungen erfasst werden können. Aus diesem Grund existieren keine allgemeingültigen Ansätze und auch die Bedeutung einzelner Einflussfaktoren wird teilweise unterschiedlich bewertet. Insbesondere die empirischen Faktoren der Ansätze sind auf die Bodeneigenschaften und Rahmenbedingungen der Labor- und Feldexperimente beschränkt, für die sie abgeleitet wurden, und somit nur begrenzt

übertragbar. Zur Quantifizierung der potenziellen Erosionsrate im Modell *CATFLOW-SED* wird deshalb ein für Lössböden angepasster Ansatz abgeleitet.

3.2.2.1 Grundsätzliche Überlegungen zur Wahl des Modellansatzes

Bei der expliziten Unterscheidung der Prozesse in Rillen- und Zwischenrillenbereiche wird in den gängigen Modellansätzen eine konstante Rillengeometrie zu Grunde gelegt (*WEPP*: FLANAGAN ET AL., 1995; *EUROSEM*: MORGAN ET AL., 1998; *GUEST*: ROSE ET AL., 1998; *KYERMO*: HIRSCHI & BARFIELD, 1988; *LISEM*: DE ROO ET AL., 1998). Tatsächlich entwickeln sich Rillen während des Erosionsprozesses morphologisch über kurze Zeiträume. Die Fließgeschwindigkeit, -tiefe, und -breite sowie die Rauheit, Neigung und Erosionsrate sind zeitlich und räumlich variable Funktionen, die von dem Erosionsmaterial, dem Abfluss und der ursprünglichen Rillenstruktur abhängen. Durch Rückkopplungsprozesse bestimmt der Erosionsprozess die Rillenmorphologie und wird wiederum selbst durch diese beeinflusst (NEARING ET AL., 1997; LEI ET AL., 1998; GIMÉNEZ & GOVERS, 2001). Modellvorstellungen, die das dynamische Erosionsgeschehen in einer Rille abbilden, wurden z.B. von LEWIS ET AL. (1994) auf Basis von stochastischen Ansätzen oder von LEI ET AL. (1998) mit einem Finite-Elemente-Modell, das die Rückkopplung von Erosion, Bettgeometrie und Abfluss berücksichtigt, entwickelt. FAVIS-MORTLOCK ET AL. (1998) bilden den Entstehungsbeginn und die Lage von Rillennetzwerken mit einem selbst-organisierenden Modellsystem ab. Diesen Ansätzen ist jedoch gemeinsam, dass sie nur auf sehr kleinen Skalen (wenige m²) einsetzbar sind und einen sehr hohen Datenbedarf erfordern, was eine Anwendung in Einzugsgebieten unmöglich macht.

Aufgrund der Schwierigkeit Rillen- und Zwischenrillenbereiche auf der Einzugsgebietsskala eindeutig voneinander abzugrenzen und der Tatsache, dass auch bei einer Trennung eine sehr hohe Abstraktion des natürlichen Prozessgeschehens erforderlich ist, wird im Modell *CATFLOW-SED* auf eine explizite Differenzierung in Rillen- und Zwischenrillenbereiche verzichtet und die Wirkung von Tropfenaufprall und Oberflächenabfluss kombiniert betrachtet.

Der in Abschnitt 3.2.1.3 vorgestellte kombinierte Ansatz von SCHMIDT (1996) ermöglicht eine operationelle Anwendung auf Basis von wenigen effektiven Modellparametern. Dieser Ansatz wurde außerdem für die bisherigen Arbeiten im „Weiherbachprojekt“ zur Quantifizierung der potenziellen Erosionsrate verwendet (SCHRAMM, 1994; GERLINGER, 1997). Allerdings sind einige, dem Ansatz zu Grunde liegende Annahmen kritisch zu betrachten:

- Der zur Quantifizierung der angreifenden Kräfte des Oberflächenabflusses herangezogene Impulsstrom m_q (Gleichung 3-22) wirkt im Fließquerschnitt der Strömung. Ein Bezug zur Sohlfläche kann durch Einbeziehen der Segmentlänge aus physikalischer Sicht nicht hergestellt werden.
- Die Annahme, dass nur die hangparallele Tropfenimpulsstromkomponente wirksam ist (Gleichung 3-23), kann nicht anhand der Experimente von SCHMIDT (1988) belegt werden, da die Neigung der Versuchsfläche nicht variiert wurde. Das tatsächliche Verhältnis der beiden angreifenden Kräfte (Niederschlag und Abfluss) bleibt bei der Addition unberücksichtigt.
- Die Anordnung des Schwellenwertes m_{crit} im Nenner von Gleichung 3-23 hat zur Folge, dass bei sehr kleinen Erosionswiderständen ($m_{crit} \rightarrow 0$) der Feststoffmassenstrom rechnerisch unendlich groß wird, was physikalisch nicht plausibel ist.

Aufgrund der genannten Punkte ist der von SCHMIDT (1996) vorgeschlagene Ansatz physikalisch nicht durchgehend konsistent. Deshalb wird anhand der Laborerosionsversuche von SCHMIDT (1988, 1996) ein neuer, um die dargestellten Kritikpunkte korrigierter Ansatz zur Bestimmung der potenziellen Erosionsrate abgeleitet.

3.2.2.2 Beschreibung der Laborversuche von SCHMIDT (1988, 1996)

SCHMIDT (1988, 1996) führte insgesamt 50 Laborerosionsversuche (Abbildung 3-6) mit einem Kapillarregner auf einer 0,65 m x 0,24 m großen und um 6 % geneigten Versuchsfläche durch. Das Bodenmaterial stammt aus dem Ap-Horizont eines Lössbodens und besteht überwiegend aus Schluff (6-63 μm) mit einem deutlichen Maximum in der Grobschlufffraktion (20-63 μm). Geringere Anteile entfallen auf die Ton (< 2 μm) und die Feinsandfraktion (63-200 μm). Die geometrische Struktur der Versuchsfläche wurde den Verhältnissen am Entnahmeort (unmittelbar nach der Aussaat von Sommerweizen) angepasst, indem zwei 3-4 cm tiefe hangparallele Saatfurchen nachempfunden wurden. Der Rauheitsbeiwert wurde anhand des Aggregatdurchmessers bei 90%-Siebdurchgang ($d_{90} = 7 \cdot 10^{-3}$ m) mit $n = 0,0017 \text{ s/m}^{1/3}$ bestimmt.

Bei den Experimenten wurde jeweils die Intensität der Niederschläge sowie der Zufluss in die Versuchsfläche variiert. Versuche mit reiner Überströmung zeigten, dass erst nach Überschreiten eines kritischen Abflusses ein messbarer Austrag von Feststoffpartikeln stattfindet. Wird der Schwellenwert überschritten, so zeigt sich, dass die potenzielle Erosionsrate mit zunehmendem Abfluss linear ansteigt ($R^2 = 0,93$). Mit

zusätzlicher Niederschlagseinwirkung ist die Erosionsrate stets größer als bei reiner Überströmung (Abbildung 3-6).

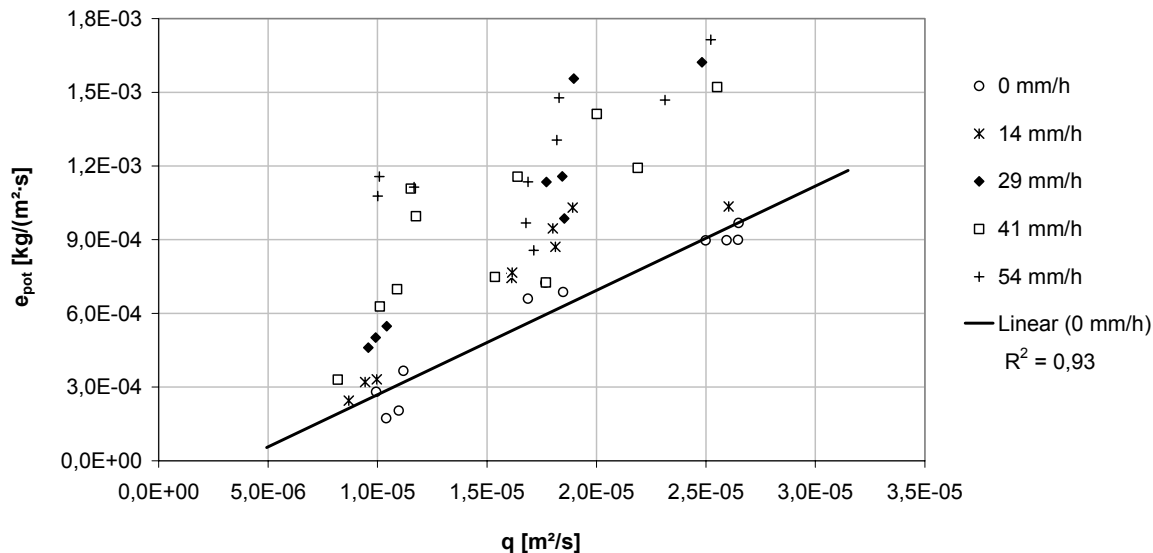


Abbildung 3-6 Abhängigkeit der Erosionsrate e_{pot} von Abfluss und Niederschlagsintensität für die von SCHMIDT (1996) durchgeführten Laborerosionsversuche (verändert nach SCHMIDT, 1996).

3.2.2.3 Entwicklung des Modellansatzes für die potenzielle Erosionsrate

Die in Folge des Oberflächenabflusses auf die Bodenpartikel einwirkenden Kräfte können mit der Schubspannung, die als Schubkraft auf die Sohlfläche wirkt (Gleichung 3-25), korreliert werden (vgl. Abschnitt 3.2.1.2):

$$\text{Gleichung 3-25} \quad \tau = \rho_w \cdot g \cdot r_{hyd} \cdot l$$

- τ Schubspannung [N/m²]
- ρ_w Dichte des Wassers [kg/m³]
- r_{hyd} hydraulischer Radius [m]
- l Gefälle [-]
- g Erdbeschleunigung [m/s²]

Ein anderer Ansatz berücksichtigt die Korrelation zwischen dem in der Strömung enthaltenen Impuls und den Kräften auf das Korn (Gleichung 3-26). Ein Bezug zur Sohlfläche kann dadurch hergestellt werden, dass die senkrecht angeströmten Kornflächen zu den Auflageflächen der Partikel in Beziehung gesetzt werden, z.B. als Kugelform (SCHRÖDER & ZANKE, 2003):

Gleichung 3-26
$$\tau = \frac{\lambda}{8} \cdot \rho_w \cdot v^2$$

λ Widerstandsbeiwert [-]
 v Fließgeschwindigkeit [m/s]

Die Schubspannung τ ist proportional zu dem Strömungsimpulsterm $\rho_w \cdot v^2$, wobei keine lineare Proportionalität zu Grunde liegt, da der Widerstandsbeiwert λ mit abnehmender Reynoldszahl und relativer Rauheit steigt (SCHRÖDER & ZANKE, 2003). Für den hier vorhandenen Datenbereich zeigen τ und $\rho_w \cdot v^2$ *jedoch* eine nahezu lineare Abhängigkeit ($R^2 = 0,99$), weshalb der Einfluss von Schubspannung und Strömungsimpuls nicht getrennt werden kann. In Übereinstimmung mit der Literatur (vgl. Abschnitt 3.2.1.2) werden daher die auf die Partikel wirkenden Kräfte mit der Sohl-schubspannung korreliert.

Für alle Laborversuche wurde die maßgebliche mittlere Schubspannung τ_m auf der Fließstrecke zu Grunde gelegt. Hierbei muss zwischen den Versuchen *ohne* und *mit Niederschlag* unterschieden werden. Abbildung 3-7 zeigt den Verlauf von Abfluss q und Schubspannung τ entlang der Fließstrecke für beide Versuchsbedingungen.

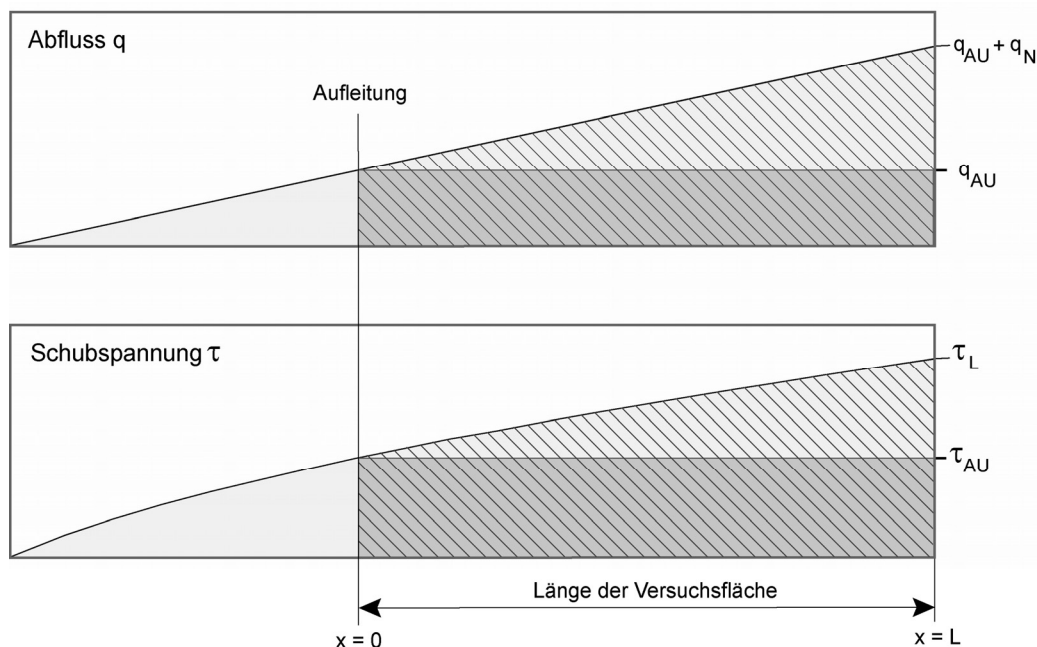


Abbildung 3-7 Verlauf von Abfluss q und Schubspannung τ entlang der Fließstrecke.

Für die Versuche ohne Niederschlag ist die Schubspannung über die gesamte Fließstrecke konstant und die Fließtiefe h_{AU} kann direkt aus dem gemessenen Abfluss q_{AU} am Ende der Versuchsstrecke nach MANNING-STRICKLER (Gleichung 3-27, SCHRÖDER

& ZANKE, 2003) bestimmt werden (vgl. Abbildung 3-7). Als Gefälle wird unter Vernachlässigung von konvektiver Beschleunigung und Druckgradient das stationäre Sohlhöhengefälle berücksichtigt. In Anbetracht der geringen Fließtiefen ist dieses Vorgehen zulässig.

$$\text{Gleichung 3-27} \quad h_{AU} = \left(\frac{n \cdot q_{AU}}{I^{\frac{1}{2}}} \right)^{\frac{3}{5}}$$

h_{AU} Fließtiefe bei Aufleitung [m]

q_{AU} breitenspezifischer Abfluss durch Aufleitung [m^2/s]

n Rauheitsbeiwert nach MANNING-STRICKLER (Mannings n) [$s/m^{1/3}$]

Bei zusätzlichem Niederschlag nehmen Abfluss und Schubspannung über die Fließstrecke zu. Während der Abfluss linear steigt, entspricht der Verlauf der Schubspannung im stationären Bereich einer Potenzfunktion, da die Fließtiefe h proportional zum Abfluss q hoch $3/5$ ist (Gleichung 3-27, Abbildung 3-7). Die Fließtiefe an der beliebigen Stelle x lässt sich nach folgender Gleichung berechnen:

$$\text{Gleichung 3-28} \quad h_x = \left(\frac{n \cdot \left(q_{AU} + q_N \cdot \frac{x}{L} \right)}{I^{\frac{1}{2}}} \right)^{\frac{3}{5}}$$

h_x Fließtiefe an der Stelle x [m]

q_N Abfluss durch Niederschlag [m^2/s]

n Rauheitsbeiwert nach MANNING-STRICKLER (Mannings n) [$s/m^{1/3}$]

x Längenkoordinate [m]

L Länge der Versuchsstrecke [m]

Für die Schubspannung an der Stelle x gilt der in Gleichung 3-29 dargestellte Zusammenhang. Für sehr breite Gerinne bzw. Schichtabfluss kann der hydraulische Radius r_{hyd} aus Gleichung 3-25 durch die Fließtiefe angenähert werden (SCHRÖDER & ZANKE, 2003). Die mittlere Schubspannung τ_m ergibt sich anschließend entsprechend Abbildung 3-7 durch Integration von Gleichung 3-30:

$$\text{Gleichung 3-29} \quad \tau_x = \rho \cdot g \cdot h_x \cdot I$$

$$\text{Gleichung 3-30} \quad \tau_m = \frac{1}{L} \cdot \int_{x=0}^{x=L} \tau_x \cdot dx$$

$$\tau_m = \frac{5}{8} \cdot \frac{\rho \cdot g \cdot l^{\frac{7}{10}} \cdot n^{\frac{3}{5}}}{q_N} \cdot \left((q_{Au} + q_N)^{\frac{8}{5}} - q_{Au}^{\frac{8}{5}} \right)$$

τ_x Schubspannung an der Stelle x [m]
 τ_m mittlere Schubspannung [m]

Für die Wirkung des Tropfenaufpralls wird der von SCHMIDT (1996) vorgeschlagene Impulsstromansatz zu Grunde gelegt (Gleichung 3-31). Die mittlere Tropfenfallgeschwindigkeit v_r wird nach SCHRAMM (1994) in Abhängigkeit von der Niederschlagsintensität beschrieben (Gleichung 3-32). Dabei wird aufgrund des geringen Einflusses der Hangneigung auf die Erosionsrate kohäsiver Böden (vgl. Abschnitt 3.2.1.1) nur der bei einem Gefälle veränderte Aufprallwinkel berücksichtigt. Weiterhin wurde keine Abminderung der Tropfenerosionsrate bei größeren Fließtiefen (vgl. Abschnitt 3.2.1.1) angenommen, da diese bei natürlicher Oberflächengeometrie über die Hangbreite nicht konstant ist. Zudem werden bei Annahme von Schichtabfluss erst nach längeren Fließstrecken höhere Fließtiefen (> 10 mm) berechnet. Eine Ablösung der Partikel findet jedoch überwiegend in den oberen Hangbereichen statt.

Gleichung 3-31
$$m_r = \rho_w \cdot r \cdot \cos \alpha \cdot v_r \cdot (1 - BBG)$$

Gleichung 3-32
$$v_r = 4,495 + 0,613 \cdot \ln(r \cdot \cos \alpha)$$

r Niederschlagsintensität [mm/h]
 v_r Tropfenfallgeschwindigkeit [m/s]

Für die Anpassung der Beziehung zwischen angreifenden Kräften und der experimentell ermittelten potenziellen Erosionsrate wurde die in Gleichung 3-33 dargestellte nichtlineare Funktion gewählt.

Gleichung 3-33
$$e_{pot} = p_1 \cdot (\tau + P_2 \cdot m_r - p_3)^{P_4}$$

e_{pot} potenzielle Erosionsrate [kg/(m²·s)]
 p_1 empirischer dimensionsbehafteter Parameter [s/m]
 p_3 empirischer dimensionsbehafteter Parameter = Erosionswiderstand f_{crit} [N/m²]
 $P_{2,4}$ empirische dimensionslose Parameter

Gleichung 3-33 entspricht formal dem Schubspannungsansatz (Gleichung 3-20) nach FOSTER (1982), wobei zusätzlich die Wirkung des Niederschlages berücksichtigt wird. Bei p_1 , P_2 , p_3 und P_4 handelt es sich um empirische Parameter, die sich aus der Korrelationsanalyse ergeben. p_1 kann als Proportionalitätsfaktor zwischen der gemessenen Erosionsrate und dem Niederschlags- und Strömungsangriff verstanden werden. P_2 spiegelt das Belastungsverhältnis von Oberflächenabfluss und Nie-

erschlag wider und p_3 ist ein bodenabhängiger Schwellenwert, der überschritten werden muss, bevor es zu einer Ablösung von Sedimentpartikeln aus der Bodenmatrix kommt (Erosionswiderstand f_{crit}). P_4 wurde eingeführt, um zu prüfen, ob eine Potenzfunktion den Zusammenhang besser beschreibt, als eine lineare Abhängigkeit.

Vor der Anpassung wurden die Funktionsterme in eine dimensionslose Form überführt, damit die empirischen Parameter nicht dimensionsbehaftet sind. Hierzu wurde auf Basis einer Dimensionsanalyse eine typische Länge, Masse und Zeit definiert:

Typische Länge L [m] d_{50} ($d_{50} = 2,27 \mu\text{m}$, berechnet nach SCHMIDT, 1996)

Typische Masse M [kg] $\Delta\rho \cdot d_{50}^3$ mit $\Delta\rho = \rho_p - \rho_w$ ($\rho_p = 2650, \rho_w = 1000 \text{ kg/m}^3$)

Typische Zeit T [s] $\sqrt{\frac{d_{50}}{g'}}$ mit $g' = g \cdot \rho'$ und $\rho' = \frac{\rho_p}{\rho_w} - 1$ ($g = 9,81 \text{ m/s}^2$)

d_{50} Korndurchmesser bei 50 %-Siebdurchgang [m]

ρ_p Dichte der Partikel [kg/m^3]

Gleichung 3-33 lässt sich anschließend in Gleichung 3-34 überführen.

$$\text{Gleichung 3-34} \quad \frac{\epsilon_{pot}}{\Delta\rho \cdot \sqrt{g' \cdot d}} = P_1 \cdot \left(\frac{\tau}{\Delta\rho \cdot d \cdot g'} + P_2 \cdot \frac{m_r}{\Delta\rho \cdot d \cdot g'} - P_3 \right)^{P_4}$$

P_{1-4} dimensionslose empirische Parameter

Die Kurvenanpassung wurde mit der Methode der *kleinsten Abstandsquadrate* (MICROCAL, 1999) durchgeführt. Tabelle 3-1 enthält die Werte für die Parameter P_{1-4} , die aus der linearen bzw. nichtlinearen Kurvenanpassung resultieren.

Tabelle 3-1 Werte für die Parameter P_{1-4} aus der multiplen linearen Regression und der nichtlinearen Kurvenanpassung in dimensionsloser Form sowie Bestimmtheitsmaß R^2 .

Art der Anpassung	P_1	P_2	P_3	P_4	R^2
Lineare Anpassung	$2,4 \cdot 10^{-6}$	1,9	287,6	$1,0^1$	0,796
Nicht lineare Anpassung	$1,0 \cdot 10^{-5}$	1,9	348,6	0,8	0,801

¹ vorgegeben

Aus Tabelle 3-1 geht hervor, dass R^2 durch Anpassung einer Potenzfunktion nicht signifikant verbessert wird. Zudem liegt der optimale Wert für die Potenz P_4 mit 0,8 nahe bei 1,0. Dies deckt sich mit der von FOSTER (1982) angegebenen Spannweite für die Potenz b in Gleichung 3-20. Es wird deshalb eine lineare multiple Regression

zur Beschreibung des Zusammenhangs angenommen. In dimensionsloser (Gleichung 3-35) bzw. dimensionsbehafteter Form (Gleichung 3-36) gilt:

$$\text{Gleichung 3-35} \quad e_{pot} = 2,4 \cdot 10^{-6} \cdot \Delta\rho \cdot \sqrt{g' \cdot d} \cdot \left(\frac{\tau}{\Delta\rho \cdot d \cdot g'} + 1,9 \cdot \frac{m_r}{\Delta\rho \cdot d \cdot g'} - 287,6 \right)$$

$$\text{Gleichung 3-36} \quad e_{pot} = 3,58 \cdot 10^{-3} \frac{S}{m} \cdot (\tau + 1,9 \cdot m_r - f_{crit})$$

Der Parameter P_3 entspricht in dimensionsbehafteter Form dem Erosionswiderstand f_{crit} des Bodens (Gleichung 3-36). Wird P_3 aus Tabelle 3-1 in eine dimensionsbehaftete Größe überführt, so ergibt sich für die Versuchsböden ein f_{crit} von $0,21 \text{ N/m}^2$. SCHMIDT (1996) stellte fest, dass bei Erreichen eines Mindestabflusses von $7,2 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3/\text{s}$ eine messbare Mobilisierung der Bodenpartikel stattfindet. Dies entspricht einer kritischen Schubspannung von $0,23 \text{ N/m}^2$. Der aus der Regressionsanalyse resultierende Erosionswiderstand f_{crit} stimmt somit sehr gut mit dem aus Abflussmessungen ermittelten Schwellenwert für den Bewegungsbeginn überein. Abbildung 3-8 zeigt die Korrelation von gemessener potenzieller Erosionsrate mit der nach Gleichung 3-36 berechneten Erosionsrate für die Laborversuche von SCHMIDT (1996). Unter der Bedingung, dass die lineare Trendlinie den 0-Punkt schneidet, ergibt sich ein Bestimmtheitsmaß von $R^2 = 0,75$.

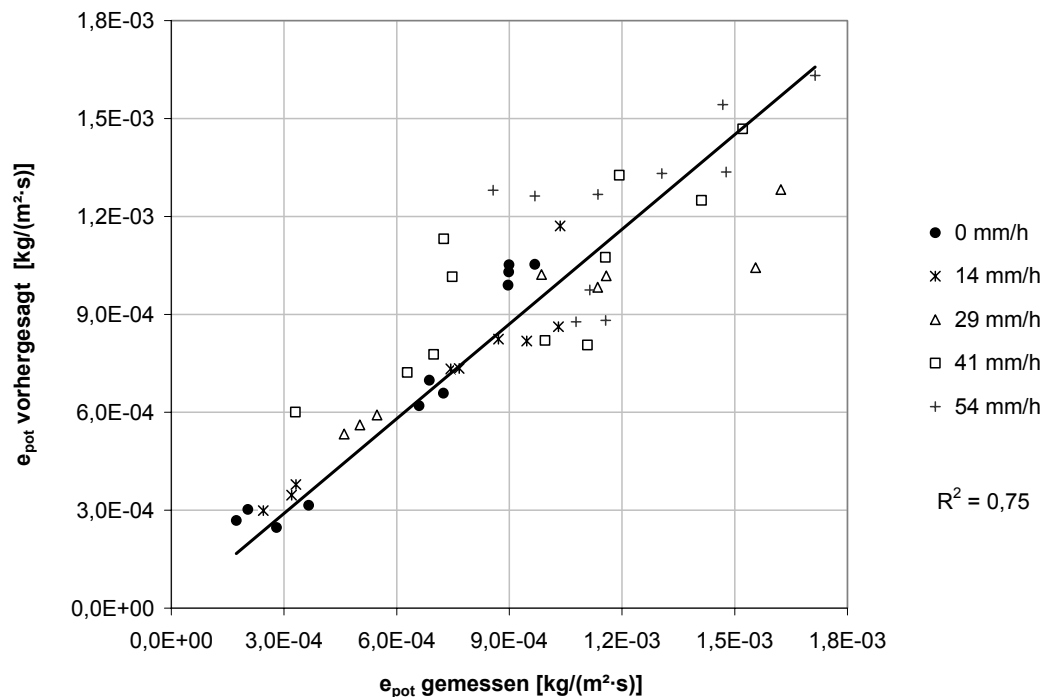


Abbildung 3-8 Korrelation von gemessener und vorhergesagter potenzieller Erosionsrate für die Laborversuche von SCHMIDT (1996).

Der Erosionswiderstand f_{crit} ist für natürliche Böden nicht konstant. In Kapitel 6 wird ein Verfahren entwickelt, um den Erosionswiderstand aus Berechnungsversuchen im Freiland zu ermitteln. Wenn dieser Modellparameter bekannt ist, kann mit Gleichung 3-36 die potenzielle Erosionsrate für Lössböden bestimmt werden.

3.3 Der Transport von Bodenpartikeln

Die Transportkapazität des Oberflächenabflusses bestimmt die Menge der transportierten Bodenpartikel und steuert das Ausmaß der Deposition in flacheren Hangbereichen. Bodenpartikel können sowohl mit dem Oberflächenabfluss als auch durch die Spritzwirkung der Regentropfen transportiert werden. Letztere führt zu einer vergleichsweise geringen Verfrachtung, weshalb sie in der Regel vernachlässigt wird (GILLEY ET AL., 1985; GUY ET AL., 1987; HIRSCHI & BARFIELD; 1988; HAAN ET AL., 1994).

Der Sedimenttransport ist ein äußerst komplexer Vorgang. Die Wechselwirkung zwischen der Wasserbewegung und den Partikeln sowie der Partikel untereinander wird noch nicht in ihrem vollen Umfang verstanden. Die gängigen Konzepte zur Beschreibung des Transportes haben deshalb alle einen mehr oder weniger empirischen Charakter (KHR, 2003). SCHRÖDER & ZANKE (2003) empfehlen die Definition von dimensionslosen Kennzahlen, da diese eine einheitliche Darstellung der Transportformeln erlauben. Für die Charakterisierung der Strömungsbelastung wird die Strömungsintensität θ (Gleichung 3-37) eingeführt, die den auf das Einzelkorn bezogenen Angriff der Strömung im Vergleich zu den haltenden Kräften charakterisiert.

$$\text{Gleichung 3-37} \quad \theta = \frac{v_*^2}{g' \cdot d_m} \quad \text{mit} \quad v_* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho_w}} \quad \text{und} \quad g' = \left(\frac{\rho_p}{\rho_w} - 1 \right) \cdot g$$

θ	dimensionslose Strömungsintensität [-]
v_*	Schubspannungsgeschwindigkeit [m/s]
g'	modifizierte Erdbeschleunigung zur Berücksichtigung der Auftriebswirkung [m/s ²]
d_m	mittlerer Korndurchmesser [m]

Die Transportkapazität gibt bei gegebenen hydraulischen Randbedingungen die im Gleichgewichtszustand transportierbare Feststoffmasse pro Breiten- und Zeiteinheit an. Sie hängt von den Eigenschaften der Strömung und des zu transportierenden Sedimentes ab. Als kornspezifische Transportrate bzw. -kapazität wird die Transportintensität ϕ (SCHRÖDER & ZANKE, 2003) bzw. Π (YALIN, 1972; FOSTER, 1982) definiert:

$$\text{Gleichung 3-38} \quad \phi = \frac{T_c}{\rho_p \cdot \sqrt{g' \cdot d_m^3}} \quad (\text{SCHRÖDER \& ZANKE, 2003})$$

Gleichung 3-39
$$\Pi = \frac{T_c}{\rho_p \cdot d \cdot v_*} = \frac{\phi}{\sqrt{\theta}} \quad (\text{YALIN, 1972; FOSTER, 1982})$$

ϕ dimensionslose Transportintensität [-] (SCHRÖDER & ZANKE, 2003)
 Π dimensionslose Transportintensität [-] (YALIN, 1972; FOSTER, 1982)
 T_c Transportkapazität [kg/(m·s)]

In dimensionsloser Darstellung wird als Transportformel die Abhängigkeit der Transportintensität ϕ bzw. Π von der Strömungsintensität θ angegeben.

Gleichung 3-40
$$\phi = fkt(\theta) \quad \text{bzw.} \quad \Pi = fkt(\theta)$$

3.3.1 Prozessansätze zur Modellierung des Sedimenttransports

Den meisten Sedimenttransportformeln liegt die Annahme zu Grunde, dass die Transportkapazität auf Basis eines dominanten hydraulischen Parameters bestimmt werden kann. Am häufigsten wird die Transportkapazität zur verfügbaren Schubspannung τ (z.B. MEYER-PETER & MÜLLER, 1949 (zit. in SCHRÖDER & ZANKE, 2003); LAURSEN, 1958; YALIN, 1963; ENGELUND & HANSEN, 1967; LU ET AL., 1989; LOW, 1989; GOVERS, 1990; WU ET AL., 2000; ABRAHAMS ET AL., 2001) bzw. Schubspannungsgeschwindigkeit v_* (ACKERS & WHITE, 1973; EVERAERT, 1991) korreliert.

BAGNOLD (1966) führte eine Transportformel ein, die nicht mehr auf einer Impuls-, sondern auf einer Leistungsbilanz, ausgedrückt durch die Strömungsleistung ω , basiert. Die Strömungsleistung ω entspricht der flächenspezifischen Leistungsdissipation und wird durch die Schubspannung und die Fließgeschwindigkeit ausgedrückt. Ein eindeutiger Zusammenhang zwischen Transportkapazität und Strömungsleistung besteht jedoch nur für konstante Fließtiefen (BAGNOLD, 1977), weshalb ω mit der Fließtiefe zur effektiven Strömungsleistung Ω erweitert wird (GOVERS, 1990, 1992). Von einigen Autoren wird trotzdem die Strömungsleistung ω direkt zur Sedimenttransportrate korreliert (z.B. HUANG, 1995; NEARING ET AL., 1997; LI & ABRAHAMS, 1999; TAYFUR, 2002).

Gleichung 3-41
$$\Omega = \frac{\omega^{\frac{3}{2}}}{h^3} \quad \text{mit} \quad \omega = \tau \cdot v$$

Ω effektive Strömungsleistung [kg/(m·s³)]
 ω Strömungsleistung [kg/s³] = [W/m²]
 h Fließtiefe [m]
 v Fließgeschwindigkeit [m/s]

Von YANG (1972) wurde das Konzept der Einheitsströmungsleistung P , die die wichtespezifische Leistungsdissipation repräsentiert, vorgeschlagen. Diese entspricht dem Produkt aus Fließgeschwindigkeit und Reibungsgefälle (Gleichung 3-42) und ist proportional zur Strömungsleistung ω dividiert durch die Fließtiefe h . Während die Schubspannung τ und die effektive Strömungsleistung Ω direkt mit der Transportrate T_C in Beziehung gesetzt werden können, sollte die Einheitsströmungsleistung P zur Sedimentkonzentration korreliert werden (YANG, 1972).

Gleichung 3-42
$$P = v \cdot I_R$$

P	Einheitsströmungsleistung [m/s]
v	Fließgeschwindigkeit [m/s]
I_R	Reibungsgefälle (entspricht näherungsweise dem Energiehöhengefälle) [-]

Schubspannung τ , Strömungsleistung ω und Einheitsströmungsleistung P sind nicht direkt messbar und müssen aus anderen hydraulischen Parametern wie breitenspezifischem Abfluss q , Fließgeschwindigkeit v , Fließtiefe h bzw. hydraulischer Radius r_{hyd} und Hangneigung I_0 abgeleitet werden. Daher wird der Feststofftransport von verschiedenen Autoren auch direkt zu einer Kombination aus diesen Parametern in Beziehung gesetzt (z.B. JULIEN & SIMONS, 1985; GOVERS, 1990; EVERAERT, 1991; GUY ET AL., 1987, 1992B; HUANG, 1995; PROSSER & RUSTOMJI, 2000).

Transportansätze werden sowohl für Fließgewässer als auch speziell für Hangabflüsse entwickelt. Allerdings liegen aus der Erosionsforschung vergleichsweise wenige Untersuchungen vor, weshalb Fließgewässerformeln aus Mangel an geeigneten Verfahren auch in Erosionsmodellen zur Anwendung kommen. In der Fließgewässerhydraulik wird in der Regel von nicht bindigem Material und hohen Fließtiefen ausgegangen. Hingegen besteht Oberbodenmaterial aus einer kohäsiven Mischung von Primärteilchen und Aggregaten unterschiedlicher Größe und Dichte. Die Fließtiefen von Hangabflüssen sind vergleichsweise gering, die relative Rauheit ist hoch und das Gefälle um ein bis zwei Größenordnungen steiler. Unter Niederschlagseinwirkung ist zudem mit einer tropfeninduzierten Turbulenz zu rechnen (SHEN & LI, 1973). Für Fließgewässer entwickelte Transportansätze müssen deshalb hinsichtlich ihrer Eignung für eine Anwendung in Erosionsmodellen getestet und gegebenenfalls angepasst werden (GOVERS, 1992; SINGH, 1997; HESSEL, 2002).

3.3.1.1 Anwendung von Fließgewässeransätzen in Erosionsmodellen

In der Fließgewässerhydraulik unterscheidet man in idealisierender Weise zwischen Geschiebe- und Schwebstofftransport. Während sich schwere Partikel meist rollend, gleitend oder springend entlang der Sohle bewegen, wird schwebend transportiertes

Material durch die in Sohlnähe produzierte Turbulenz in höhere Bereiche der Strömung angehoben und dort mit der örtlich vorhandenen Fließgeschwindigkeit verfrachtet (Abbildung 3-9). Die Summe der beiden Prozesse wird als Gesamttransport bezeichnet (SCHRÖDER & ZANKE, 2003). Viele der gängigen Ansätze basieren auf einem Schwellenwertkonzept. Demnach kann sich ein Korn nur bewegen, wenn die Strömungsbelastung einen kritischen Wert überschreitet. In der Realität besteht jedoch keine feste Grenze zwischen dem Bewegen oder nicht Bewegen ab einem bestimmten Grenzwert. Ursache hierfür sind z.B. durch Turbulenzerscheinungen induzierte Druck- und Schubspannungsfluktuationen (KHR, 2003).

Transportansätze für Fließgewässer sind ausführlich in der Literatur beschrieben. Deshalb wird die Darstellung in diesem Kapitel auf Untersuchungen zur Anwendbarkeit von Fließgewässeransätzen unter erosionstypischen Randbedingungen beschränkt. Prinzipiell sind Geschiebe- und Gesamttransportformeln für eine Implementierung in Erosionsmodelle geeignet. Am häufigsten werden die Geschiebeformel von YALIN (1963, Anhang A.5)⁶ sowie die Gesamttransportformeln von YANG (1973, Anhang A.5)⁷ und ENGELUND & HANSEN (1967, Gleichung 3-56)⁸ verwendet.

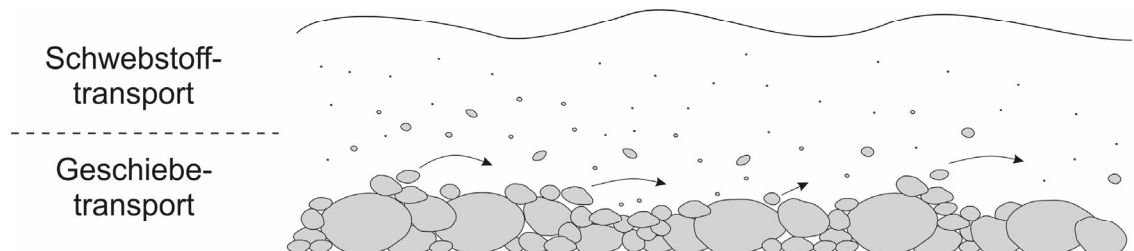


Abbildung 3-9 Schemaskizze zur Abgrenzung von Geschiebe- und Schwebstofftransport in der Fließgewässerhydraulik (verändert nach SENDZIK, 2003).

Verschiedene Autoren untersuchten die Eignung von Fließgewässerformeln im Rahmen der Erosionsmodellierung, wobei sehr unterschiedliche Ergebnisse erzielt wurden. ALONSO ET AL. (1981) testeten fünf Gesamt- (darunter ACKERS & WHITE,

⁶ z.B. FOSTER, (1982); DILLAHA & BEASLEY (1983); *CREAMS*: KNISEL (1980); *WEPP*: FINKNER ET AL. (1989); *PEPP*: SHRAMM (1994); *SHESED*: WICKS & BATHURST (1996); *ANSWERS*: BYNE (2000)

⁷ z.B. MOORE & BURCH (1986); *KYERMO*: HIRSCHI & BARFIELD (1988); *PEPP*: SHRAMM (1994)

⁸ z.B. *PEPP*: SHRAMM (1994); *KINEROS2*: SMITH ET AL. (1995); *SHESED*: WICKS & BATHURST (1996)

1973; ENGELUND & HANSEN, 1967; YANG, 1973; LAURSEN, 1958) und drei Geschiebe-transportformeln (MEYER-PETER & MÜLLER, 1948, zit. in SCHRÖDER & ZANKE, 2003; BAGNOLD, 1966; YALIN, 1963). Für Oberflächenabfluss kann die Transportkapazität am zuverlässigsten mit dem Ansatz nach YALIN (1963) vorhergesagt werden. DILLAHA & BEASLEY (1983) kommen jedoch zu dem Schluss, dass die Formel von YALIN (1963) ungeeignet ist, die Transportkapazität für sehr feine Partikel zu bestimmen.

Von GOVERS (1992) wurden 436 Laborexperimente mit verschiedenen Gefällen (1-12 %), Abflüssen (2-100 cm²/s) und Sedimentmaterialien (Schluff, d = 58 µm – Grobsand, 1098 µm) durchgeführt. Anhand dieser Datengrundlage testete er die Formeln von MEYER-PETER & MÜLLER (1948, zit. in SCHRÖDER & ZANKE, 2003), YALIN (1963), YANG (1973) und LOW (1989, Anhang A.5). Als einzige zeigte die Geschiebeformel von LOW (1989) eine gute Übereinstimmung mit den Messwerten, zumindest für größere Partikeldurchmesser (> 414 µm). GOVERS (1992) gibt als Grund an, dass der Ansatz von LOW (1989) für steile Gefälle abgeleitet wurde. Auch FERRO (1998) erzielte mit diesem Ansatz eine gute Vorhersage für gröbere Sedimente (> 285 µm).

GUY ET AL. (1992A) führten Laborexperimente bei geringen Fließtiefen mit und ohne Niederschlagseinwirkung durch. Ein Vergleich der Messergebnisse mit verschiedenen Fließgewässertransportformeln (darunter YANG, 1973; YALIN, 1963; LAURSEN, 1958; BAGNOLD, 1966) zeigte, dass die gemessenen Transportraten insbesondere bei Versuchen mit zusätzlicher Niederschlagseinwirkung unterschätzt werden.

Während bei den bisher dargestellten Studien die Anwendbarkeit von Transportansätzen durch einen Vergleich mit Messdaten getestet wurde, führten JULIEN & SIMONS (1985) eine theoretische Evaluation durch. Die Autoren leiteten eine Beziehung zwischen der transportierten Sedimentmenge und den maßgeblichen Einflussgrößen (Hangneigung, Abfluss) für verschiedene Fließzustände des Oberflächenabflusses (laminar und turbulent) in Form einer Potenzfunktion ab (Gleichung 3-43).

Gleichung 3-43
$$T_c = \alpha \cdot I^\beta \cdot q^\gamma$$

α, β, γ empirische Koeffizienten (JULIEN & SIMONS, 1985)

Das Wertespektrum der Exponenten wurde auf Basis von empirischen Erosionsbeziehungen auf $\beta = 1,2-1,9$ und $\gamma = 1,4-2,4$ eingegrenzt. Anschließend wurden 14 Sedimenttransportgleichungen analysiert und anhand des funktionalen Zusammenhangs von transportierter Sedimentmenge und den Einflussgrößen Hangneigung und Abfluss ebenfalls in Potenzfunktionen transformiert. Die Eignung der Gleichungen für die Quantifizierung des Sedimenttransportes mit dem Oberflächenabfluss wurde durch einen Vergleich der ermittelten Exponenten mit dem zuvor abgeleiteten Werte-

spektrum bewertet. Unter den getesteten Transportformeln erwiesen sich nur die Ansätze von ENGELUND & HANSEN (1967, Gleichung 3-56) und BAREKYAN (1962, zit. in JULIEN & SIMONS, 1985) als geeignet.

PROSSER & RUSTOMJI (2000) bestimmten erneut die Exponenten β und γ . Neben Messwerten zum Sedimenttransport in Hangabflüssen (Labor- und Feldversuche) wurden auch Fließgewässerdaten (Messungen in Laborgerinnen und Flüssen) berücksichtigt. 86 % der ausgewerteten Daten lagen innerhalb des Wertespektrums von $\beta = 0,9-1,8$ und $\gamma = 1,0-1,8$. Es zeigte sich, dass die Exponenten β und γ für Oberflächenabfluss- und Fließgewässerdaten in der gleichen Größenordnung liegen. PROSSER & RUSTOMJI (2000) schlussfolgern deshalb, dass der Sedimenttransport auf Hängen im transportlimitierten Zustand durch die gleichen Prozesse gesteuert wird wie in Fließgewässern.

3.3.1.2 Transportansätze für Oberflächenabfluss

In den letzten Jahren wurden verschiedene Sedimenttransportformeln für Hangabflüsse entwickelt. Häufig handelt es sich dabei um einfache Regressionsbeziehungen zwischen der gemessenen Transportrate und einem hydraulischen Parameter ohne systematische Berücksichtigung des Korndurchmessers (z.B. GOVERS & RAUWS, 1986; GUY ET AL., 1987; EVERAERT, 1991; HUANG, 1995; NEARING ET AL., 1997; FERRO, 1998; ABRAHAMS ET AL., 1998; JAYAWARDENA & BHUIYAN, 1999; LI & ABRAHAMS, 1999; TAYFUR, 2002). Im Folgenden werden nur Ansätze vorgestellt, die für verschiedene Kornfraktionen anwendbar sind.

LU ET AL. (1989) entwickelten eine Transportformel anhand von Laborexperimenten auf einem konkaven Hang mit kohäsionslosen sandigen Böden (Gleichung 3-44). Da die Autoren für die gewählten Versuchsbedingungen eine gute Vorhersage mit Geschiebetransportformeln erzielten, ähnelt die Formel der Struktur nach dem Ansatz von MEYER-PETER & MÜLLER (1948, zit. in SCHRÖDER & ZANKE, 2003). GOVERS (1992) wendete die Formel von LU ET AL. (1989) auf ein breites Messdatenspektrum an (vgl. Abschnitt 3.3.1.1), wobei er eine schlechte Übereinstimmung von berechneten und gemessenen Werten erzielte. Die Ursache hierfür sieht GOVERS (1992) zum einen in dem sehr begrenzten Datenspektrum von LU ET AL. (1989) und zum anderen in dem fixen Schwellenwert für den Bewegungsbeginn.

Gleichung 3-44
$$\phi = 5,09 \cdot (\theta - 0,051)^{1,25}$$

GOVERS (1990) leitete einfache korngrößenspezifische Regressionsbeziehungen auf Basis der Schubspannung τ , effektiven Strömungsleistung Ω und Einheitsströmungs-

leistung P für Messdaten ab und führte anschließend eine Validierung der Gleichungen mit Literaturdaten durch. Eine modifizierte Form der Transportformel auf Basis der Einheitsströmungsleistung P , die den Einfluss des Partikeldurchmessers berücksichtigt (Gleichung 3-45), wurde in die Modelle *LISEM* (DE ROO ET AL., 1998) und *EUROSEM* (MORGAN ET AL., 1998) implementiert.

$$\text{Gleichung 3-45} \quad c = a \cdot (P - 0,4)^b \quad \text{mit} \quad a = \left(\frac{d_m + 5}{0,32} \right)^{-0,6} \quad \text{und} \quad b = \left(\frac{d_m + 5}{300} \right)^{0,25}$$

Für Transportmodelle auf Basis der Einheitsströmungsleistung P gilt jedoch die Einschränkung, dass sie nur für Gefälle $< 0,12 \%$ gelten (GOVERS, 1990; TAYFUR, 2002). Für größere Gefälle sind Schubspannung τ bzw. Strömungsleistung ω besser geeignet (TAYFUR, 2002).

Die 1990 veröffentlichten Regressionsbeziehungen wurden von GOVERS 1992 modifiziert, um den Einfluss der Korngröße zu berücksichtigen. Während sich für das gesamte Partikelspektrum eine Korrelation zu τ ableiten lässt, wurden bei Ω nur für grobe und bei P nur für feine Partikel hohe Bestimmtheitsmaße erreicht. Die Korngröße geht in Gleichung 3-46 mit $d^{-0,81}$ in die Transportkapazität bzw. in Gleichung 3-48 mit $d^{-1/2}$ in die Sedimentkonzentration ein. Hingegen hat sie in dem Ansatz auf Basis der effektiven Strömungsleistung Ω keinen Einfluss (Gleichung 3-47). Auch FERRO (1998) stellte fest, dass der Partikeldurchmesser (für 285-10.500 μm) die Korrelation zwischen Transportkapazität und effektiver Strömungsleistung Ω nicht verändert. Im Gegensatz dazu fand EVERAERT (1991) eine gegenläufige Abhängigkeit der zu Ω korrelierten Transportrate vom Korndurchmesser. Für kleinere Partikel (33-127 μm) nimmt die Transportrate zu und für größere Partikel (190-360 μm) ab.

$$\text{Gleichung 3-46} \quad \log T_c = 2,457 \cdot \log \left(\frac{\tau - \tau_{cr}}{d_m^{0,33}} \right) - 4,348 \quad \text{für alle } d \text{ (58–1.098 } \mu\text{m)}$$

$$\text{Gleichung 3-47} \quad \log T_c = 1,081 \cdot \log(\Omega - \Omega_{cr}) - 2,528 \quad \text{für } 127 < d < 414 \mu\text{m}$$

$$\text{Gleichung 3-48} \quad c = \frac{86,7 \cdot (P - 0,005)}{\sqrt{d_m}} \quad \text{für } 58 < d < 218 \mu\text{m} \text{ und } I_0 < 0,14$$

ABRAHAMS ET AL. (2001) entwickelten ein physikalisch begründetes Modell, das insbesondere auch den Einfluss der Oberflächenrauheit mit dem Term (v/v^*) , der den Fließwiderstand charakterisiert, auf die Transportrate erfasst (Gleichung 3-49). Während die beiden Koeffizienten a und c auf glatten Oberflächen in der Nähe von 1 lie-

gen, weichen sie auf rauen Oberflächen von 1 ab und können in Abhängigkeit von der Konzentration der Rauheitselemente und deren Durchmesser berechnet werden. Allerdings ist die Bestimmung dieser Parameter für natürliche Oberflächen äußerst kompliziert, was die Anwendung dieser Transportformel praktisch unmöglich macht.

$$\text{Gleichung 3-49} \quad \phi = a \cdot \theta^{1,5} \cdot \left(1 - \frac{\theta_{cr}}{\theta}\right)^{3,4} \cdot \left(\frac{v}{v_*}\right)^c \cdot \left(\frac{v_s}{v_*}\right)^{0,5}$$

$$\text{mit} \quad \log a = -0,42 \cdot \frac{C_r}{D_r^{0,2}} \quad \text{und} \quad c = 1 + 0,42 \cdot \frac{C_r}{D_r^{0,2}}$$

v_s Sinkgeschwindigkeit [m/s]

C_r Konzentration der Rauheitselemente [-] (ABRAHAMS ET AL., 2001)

D_r Durchmesser der Rauheitselemente [-] (ABRAHAMS ET AL., 2001)

a, c empirische Koeffizienten (ABRAHAMS ET AL., 2001)

Transportmodelle, die den Einfluss des Tropfenaufralls berücksichtigen, wurden z.B. von GUY ET AL. (1992B) und SCHMIDT (1996) vorgeschlagen. GUY ET AL. (1992B) beschreiben den Gesamttransport auf Basis von Laborexperimenten (GUY ET AL., 1987) durch eine Abfluss- und Niederschlagskomponente (Gleichung 3-50). Da der Anteil der Niederschlagskomponente an der Transportkapazität mit zunehmendem Abfluss sinkt, ist auch die Niederschlagskomponente vom Abfluss abhängig. Der Gesamttransport ergibt sich durch Addition der beiden Teilkomponenten. Allerdings werden keine Werte für die empirischen Koeffizienten angegeben.

$$\text{Gleichung 3-50} \quad \text{Abfluss:} \quad T_{CA} = a_0 \cdot (q - q_{cr})^{a_1} \cdot \sin \alpha^{a_2} \cdot \left(\frac{\rho_p}{\rho_w} - 1\right)^{a_3} \cdot d_{50}^{a_4}$$

$$\text{Niederschlag:} \quad T_{CN} = b_0 \cdot i^{b_1} \cdot q^{b_2} \cdot \sin \alpha^{b_3} \cdot \left(\frac{\rho_p}{\rho_w} - 1\right)^{b_4} \cdot d_{50}^{b_5}$$

T_{CA} Transportkomponente für den Abfluss [kg/(m·s)]

T_{CN} Transportkomponente für Niederschlag [kg/(m·s)]

a_0 - a_4 empirische Koeffizienten (GUY ET AL., 1987)

b_0 - b_5 empirische Koeffizienten (GUY ET AL., 1987)

SCHMIDT (1996) berechnet einen kritischen Impulsstrom m_{cr} aus dem Sedimentmassenstrom ($c \cdot \rho_p$) und der Sinkgeschwindigkeit v_s . Wird der kritische Impulsstrom unterschritten, können die Partikel nicht in Schwebelage gehalten werden. Dem kritischen Impulsstrom wirkt eine vertikale Impulsstromkomponente m_{vert} entgegen, die sich aus dem Impulsstrom von Abfluss m_q und Niederschlag m_r zusammensetzt. κ ist ein bo-

denabhängiger dimensionsloser Faktor, über den der relative Anteil der vertikalen Impulsstromkomponente am Gesamtimpulsstrom festgelegt wird. Die Auswertung von experimentellen Daten ergab für κ einen Wert von $\cong 1000$. Bei Transportgleichgewicht entspricht die vertikale Impulsstromkomponente dem kritischen Impulsstrom. Gleichung 3-51 bildet die Grundlage für das Modell *E2D/3D* (SCHMIDT ET AL., 1999).

$$\text{Gleichung 3-51} \quad m_{cr} = c_v \cdot \rho_p \cdot v_s^2 \quad \text{und} \quad m_{vert} = \frac{1}{\kappa} \cdot (m_q + m_r \cdot \sin \alpha)$$

$$m_{cr} = m_{vert} \quad \rightarrow \quad T_c = \frac{1}{\kappa} \cdot \frac{(m_q + m_r \cdot \sin \alpha)}{v_s^2} \cdot q$$

m_{cr}	kritischer Impulsstrom für den Transport von Partikeln [N/m^2]
m_{vert}	vertikaler Impulsstrom [N/m^2]
c_v	volumenbezogene Sedimentkonzentration [m^3/m^3]
κ	dimensionsloser bodenabhängiger Koeffizient [-]
v_s	Sinkgeschwindigkeit [m/s]

3.3.1.3 Diskussion der Ansätze und Wahl einer geeigneten Transportformel

In der Literatur werden zahlreiche Modelle für die Bestimmung der Transportkapazität beschrieben (Abschnitt 3.3.1.1 und 3.3.1.2). Diese beruhen auf einer großen Spannweite von zu Grunde liegenden empirischen Daten, die sich hinsichtlich Gefälle, Abfluss, Rauheit, Niederschlagsintensität und Sedimenteigenschaften teilweise erheblich unterscheiden. Praktisch alle Modelle zeigen für die jeweilige Datengrundlage eine gute Korrelation zwischen gewählten Parametern und der Transportkapazität. Allgemein anerkannte übertragbare Ansätze gibt es jedoch nicht. So unterscheiden sich die Transportformeln bereits in der mathematischen Struktur und den relevanten hydraulischen Größen. Außerdem werden teilweise die maßgeblichen Prozesse weder quantitativ noch qualitativ plausibel abgebildet. Deshalb werden zunächst prinzipielle Kriterien für die Wahl eines geeigneten Transportansatzes, der anschließend in das Modell implementiert wird, ausgearbeitet.

Geschiebetransportmodelle für Fließgewässer werden häufig in Erosionsmodellen angewendet, da die Fortbewegung der Partikel bei Erosionsereignissen mit der springenden und rollenden Bewegung verglichen werden kann, die beim Geschiebetransport beobachtet wird (ALONSO ET AL., 1981; FOSTER, 1982; LU ET AL., 1989; SINGH, 1997). GOVERS (1992) stellte jedoch anhand von Experimenten fest, dass diese Annahme nur für Partikel gilt, die gröber als Mittelsand sind. Für feinere Partikel wird die Transportkapazität in der Regel unterschätzt, da sich diese mit einer höheren Geschwindigkeit als der sohnahen Strömungsgeschwindigkeit fortbewegen.

In Abschnitt 3.2.2.3 wurde beschrieben, dass eine Ablösung von Partikeln aus der Bodenmatrix erst möglich ist, wenn die Belastung durch Tropfenaufprall und Oberflächenabfluss einen kritischen Wert, den Erosionswiderstand, übersteigt. Bei einem Transportmodell, das auf einem **Schwellenwertkonzept** basiert, ergibt sich somit die Schwierigkeit, zusätzlich zum Erosionswiderstand einen kritischen Bewegungsbeginn für den Transport des abgelösten kohäsiven Bodenmaterials zu bestimmen. Verschiedene Autoren beobachteten jedoch, dass es insbesondere unter Niederschlagseinwirkung praktisch keinen Schwellenwert für den Bewegungsbeginn von bereits aus der Bodenmatrix gelöste Partikel gibt und auch bei geringen Abflüssen das gesamte Kornspektrum transportiert wird (GUY & DICKINSON, 1990; EVERAERT, 1991; ABRAHAMS ET AL., 1998; LI & ABRAHAMS, 1999). Diese Beobachtung deckt sich mit Untersuchungen zur Ablöserate, die für kohäsive Böden kein größenspezifischer Prozess ist. Daraus kann geschlossen werden, dass Transportmodelle ohne Schwellenwert besser für die Erosionsmodellierung geeignet sind.

KINNELL (1990, 1991, 2005A) und KINNELL & WOOD (1992) beobachteten bei Experimenten unter **Niederschlagseinwirkung**, dass Partikel in die Strömung aufgenommen werden, die bei geringen Fließtiefen sonst nicht transportiert werden könnten. GUY ET AL. (1987) und JAYAWARDENA & BHUIYAN (1999) geben an, dass bis zu 90 % des Sedimenttransportes im Zwischenrillenbereich auf den Beitrag des Tropfenaufpralls zurückzuführen sind. Die Versuche von GUY ET AL. (1987) wurden jedoch bei sehr kleinen Fließtiefen im Verhältnis zur Tropfengröße durchgeführt. Die abgeleiteten Regressionsbeziehungen gelten deshalb nur für eine Hanglänge von ca. 3 m. Für längere Hänge kann angenommen werden, dass der Einfluss des Niederschlages aufgrund der im Hangverlauf zunehmenden Fließtiefen deutlich abgemindert wird.

Im Gegensatz zu den genannten Autoren berichten LU ET AL. (1989), EVERAERT (1991), ABRAHAMS ET AL. (1998, 2001) und LI & ABRAHAMS (1999), dass der Niederschlag keinen signifikanten Einfluss auf den Sedimenttransport besitzt. LI & ABRAHAMS (1999) führten eine systematische Untersuchung des Einflusses verschiedener Niederschlagsintensitäten auf die Transportkapazität des Oberflächenabflusses durch. Eine Korrelation zur Strömungsleistung ω zeigte, dass die Transportkapazität durch den Tropfenaufprall unterhalb eines Grenzwertes von ω positiv und darüber negativ beeinflusst wird (vgl. Abbildung 3-10). Während der positive Effekt durch eine Erhöhung der Transportkapazität aufgrund des Tropfenaufpralls entsteht (GUY ET AL., 1987; KINNELL, 1991, 2005A), ist der negative Effekt auf eine Verlangsamung der Fließgeschwindigkeit infolge der niederschlagsinduzierten Turbulenz zurückzuführen. Mit zunehmender Reynoldszahl wird dieser Effekt geringer (KATZ ET AL., 1995; SHEN & LI, 1973). Zudem wird durch den Tropfenaufprall die Rillenbildung behindert (LI & ABRAHAMS, 1999).

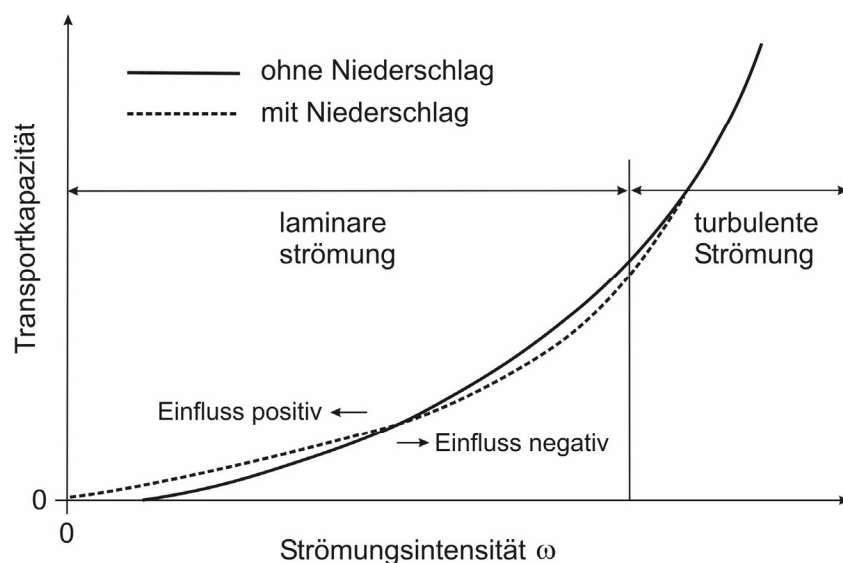


Abbildung 3-10 Qualitativer Einfluss des Niederschlags auf die Beziehung zwischen Transportkapazität und Strömungsintensität (verändert nach LI & ABRAHAMS, 1999).

Die durchgeführten Experimente erlauben keine Aussage über höhere turbulente Abflüsse. Nach ABRAHAMS ET AL. (1998, 2001) kann jedoch angenommen werden, dass der Tropfenaufprall bei einer hohen Strömungsintensität kaum einen Einfluss auf die Transportkapazität hat.

Landwirtschaftliche Nutzflächen weisen infolge der Bewirtschaftung sowie durch die Bedeckung mit Pflanzen bzw. -resten und Steinen eine sehr hohe **Oberflächenrauheit** auf, die maßgeblich die Transportkapazität reduziert, da ein Teil der Schubspannung nicht mehr für den Sedimenttransport zur Verfügung steht (GOVERS & RAUWS, 1986; ABRAHAMS ET AL., 1998, 2001). In der Gerinnehydraulik wird diesem Phänomen dadurch Rechnung getragen, dass die gesamte Schubspannung in eine Form- und eine Flächenkomponente aufgeteilt wird, wobei letztere für den Geschiebetransport maßgeblich ist (SCHRÖDER & ZANKE, 2003). GOVERS & RAUWS (1986) wendeten eine ähnliche Vorgehensweise für Oberflächenabfluss an. ATKINSON ET AL. (2000) stellten jedoch fest, dass die Transportkapazität im Oberflächenabfluss durch die Flächenkomponente der Schubspannung unterschätzt wird. GOVERS (1992) schlägt vor, die Transportkapazität zu Strömungsparametern in Beziehung zu setzen, die implizit den Einfluss der Rauheit berücksichtigen. Beispielsweise konnten GOVERS & RAUWS (1986) und ABRAHAMS ET AL. (1998) mit Korrelationen auf Basis der Einheitsströmungsleistung P bzw. Strömungsleistung Ω einen Großteil der Variabilität von Experimenten auf ebenen und rauen Oberflächen kompensieren.

Aus Gleichung 3-52 bis Gleichung 3-55 kann der Einfluss einer Rauheitsänderung auf die üblicherweise verwendeten hydraulischen Parameter abgeleitet werden. Die nicht um die Fließtiefe korrigierte Strömungsleistung ω reagiert nicht auf eine Änderung der Rauheit. Wird nur die gesamte Schubspannung τ berücksichtigt, so steigt die berechnete Transportrate mit zunehmender Rauheit an. Hingegen ergibt sich automatisch eine Abnahme der Transportkapazität bei steigender Rauheit, wenn die effektive Strömungsleistung Ω oder die Einheitsströmungsleistung P berücksichtigt werden.

$$\text{Gleichung 3-52} \quad \omega = \tau \cdot v = \rho \cdot g \cdot l_0 \cdot q$$

$$\text{Gleichung 3-53} \quad \Omega = \frac{\omega}{h} = \frac{\tau \cdot v}{h} = \rho \cdot g \cdot l_0^{\frac{13}{10}} \cdot q^{\frac{2}{5}} \cdot n^{-\frac{3}{5}}$$

$$\text{Gleichung 3-54} \quad P = l \cdot v = l_0^{\frac{13}{10}} \cdot q^{\frac{2}{5}} \cdot n^{-\frac{3}{5}}$$

$$\text{Gleichung 3-55} \quad \tau = \rho \cdot g \cdot l_0^{\frac{7}{10}} \cdot q^{\frac{3}{5}} \cdot n^{\frac{3}{5}}$$

Als Ergebnis der Literaturlauswertung zum Sedimenttransport in Hangabflüssen und Fließgewässern können die folgenden grundsätzlichen Zusammenhänge formuliert werden: Der Sedimenttransport steigt mit zunehmendem Gefälle, zunehmendem Abfluss, abnehmendem Korn- bzw. Aggregatdurchmesser und abnehmender Sedimentdichte. Eine Berücksichtigung der **Feststoffdichte** sollte möglich sein, da bei Erosionsereignissen auch ein Transport in Aggregaten erfolgen kann, die eine geringere Dichte als Primärpartikel aufweisen (DAVIS ET AL., 1983). Bezüglich der Niederschlagseinwirkung liegen durch die Überlagerung des positiven Einflusses des Tropfenaufpralls mit der Verringerung des erosiven Rillenabflusses zwei gegenläufige Wirkungsmechanismen vor. Plausibel ist hingegen die Abnahme der Transportkapazität mit zunehmender (Form-)Rauheit, da diese die korn- und damit transportwirksamen Flächenanteile der Schubspannung zugunsten der nicht transportwirksamen Formwiderstände vermindert (vgl. Abbildung 3-11).

Geschiebetransportformeln sowie Ansätze, die einen Schwellenwert für den Bewegungsbeginn enthalten, sind nicht geeignet um den Transport von feinen Partikeln zu beschreiben. Darüber hinaus kann festgehalten werden, dass Transportansätze, die speziell für Hangabfluss entwickelt wurden, aus methodischer Sicht sowie aufgrund der stark eingeschränkten empirischen Datengrundlage nicht besser geeignet sind als Transportformeln für Fließgewässer. Sowohl in der Modellierung des Sediment-

transportes in Hangabflüssen als auch in Fließgewässerströmungen ist durch eine geringe Übertragbarkeit der Ansätze nur eine schlechte Übereinstimmung von Messergebnissen und Simulation zu erreichen, so dass häufig eine Anpassung der empirischen Faktoren notwendig ist (KHR, 2003).

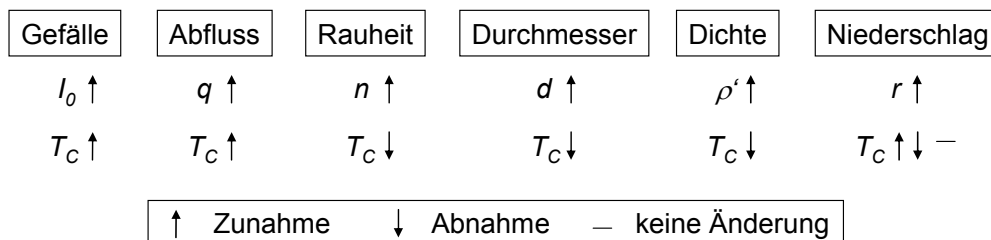


Abbildung 3-11 Maßgebliche Einflussgrößen auf die Transportkapazität unter erosionstypischen Randbedingungen und deren Wirkung auf die Transportrate.

Tabelle 3-2 enthält eine Zusammenstellung der aufgeführten Kriterien für 10 Transportansätze, die häufig in der Erosionsmodellierung verwendet werden.

Tabelle 3-2 Einteilung und Bewertung von Transportansätzen entsprechend den in Abbildung 3-11 formulierten Kriterien.

Transportformel (Literaturzitat)	Fließgewässer (F) Oberflächenabfluss (O)	Geschiebe (BL)- bzw. Gesamtransport (TL)	Dominante hydraulische Einflussgröße	Schwellenwert für Be- wegungsbeginn	Berücksichtigung der Partikeldichte	Einfluss der Rauheit auf die Transportrate	Berücksichtigung der Niederschlagswirkung
YALIN (1963)	F	BL	τ	τ_{cr}	ja	↑	nein
YANG (1973)	F	TL	P	P_{cr}	ja	↓	nein
LAURSEN (1958)	F	TL	τ	τ_{cr}	ja	↑	nein
ENGELUND & HANSEN (1967)	F	TL	τ, V^2	nein	ja	↓	nein
LOW (1989)	F	BL	τ	τ_{cr}	ja	-	nein
GOVERS (1990)	O	TL	P	P_{cr}	nein	↓	nein
SCHMIDT (1996)	O	TL	m_q	nein	nein	↓	ja
ABRAHAMS ET AL. (2001)	O	TL	τ	τ_{cr}	ja	↓	nein
GUY ET AL. (1992B)	O	TL	q, I_0	q_{cr}	nein	-	ja
LU ET AL. (1989)	O	TL	τ	τ_{cr}	ja	↑	nein

Während alle Ansätze den Einfluss von Gefälle und Abfluss richtig abbilden, fehlt bei einfachen Regressionsbeziehungen oft eine Berücksichtigung der Partikeldichte. Trotz der eindeutigen transportmindernden Wirkung der Rauheit wird in vielen Gleichungen überhaupt kein oder sogar ein gegenteiliger Einfluss formuliert.

Aus Tabelle 3-2 geht hervor, dass die Fließgewässerformeln von ENGELUND & HANSEN (1967, Gleichung 3-56) und YANG (1973) sowie der für Oberflächenabfluss entwickelte Ansatz von ABRAHAMS ET AL. (2001) die in Abbildung 3-11 dargestellten Kriterien erfüllen. Allerdings berücksichtigen die beiden letztgenannten einen Schwellenwert für den Bewegungsbeginn. Wie bereits dargestellt, sind Transportmodelle ohne Schwellenwert besser für die Erosionsmodellierung geeignet. Darüber hinaus ist der Ansatz von ABRAHAMS ET AL. (2001) sehr schwer zu parametrisieren (vgl. Abschnitt 3.3.1.2). Es wird deshalb die Transportformel von ENGELUND & HANSEN (1967, Gleichung 3-56) gewählt und in das Modell *CATFLOW-SED* implementiert. Eine Validierung des Ansatzes unter erosionstypischen Randbedingungen erfolgt in Kapitel 7. Dabei kann im Rahmen der Übertragung eine Anpassung der empirischen Faktoren erforderlich sein (PROSSER & RUSTOMJI, 2000).

$$\text{Gleichung 3-56} \quad \phi = \frac{2}{5} \cdot \frac{\theta^2}{\lambda} \quad \text{mit} \quad \lambda = \frac{8 \cdot \tau}{\rho \cdot v^2} \quad (\text{ENGELUND \& HANSEN, 1967})$$

3.3.2 Fraktionsweiser Transport

Die durch Erosionsprozesse in die Oberflächengewässer emittierten Nähr- und Schadstoffe sind vorwiegend an sehr feine Partikel gebunden, da diese eine hohe spezifische Oberfläche besitzen. Zur Abschätzung der Stoffemissionen über diesen Eintragungspfad sind deshalb Informationen zur Korngrößenverteilung im erodierten Bodenmaterial von entscheidender Bedeutung.

Während im Bereich der Erosionsforschung nur wenige Modellvorstellungen zum fraktionsweisen Transport vorliegen, gibt es in der Fließgewässerhydraulik zahlreiche Ansätze. Diese werden ständig weiterentwickelt, da aufgrund der Komplexität der Prozesse noch zahlreiche Wissenslücken die erfolgreiche Anwendung von Mehrkornmodellen einschränken. Darüber hinaus sind Felddaten mit dem notwendigen Maß an Detailliertheit auch für Fließgewässer nur spärlich vorhanden (KHR, 2003).

Im folgenden Abschnitt wird kurz auf die Definition des „vollständigen“ und „selektiven“ Transports in der Fließgewässerhydraulik eingegangen, da systematische Arbeiten zum Transportgeschehen in Hangabflüssen fehlen.

3.3.2.1 Der „vollständige“ und „selektive“ Transport in Fließgewässern

Die Mobilität von Sedimentpartikeln ist vom Durchmesser und der Dichte abhängig, wobei feine Körner generell mobiler sind als grobe. Eine natürliche Sedimentmischung besteht aus vielen unterschiedlich großen Körnern, die sich gegenseitig beeinflussen. Die auf ein Korn wirkenden Kräfte hängen davon ab, wie es gelagert ist. Feinere Körner werden von den gröberen verdeckt, so dass die gröberen herausragen. Infolge ihrer exponierten Lage nehmen sie mehr Strömungsbelastung auf und werden so verhältnismäßig leichter transportiert (*Hiding & Exposure*-Effekt). Dies entspricht einer Umlagerung der mittleren Schubspannung auf größere Körner, während kleinere Körner eine geringere Schubspannung erfahren (Abbildung 3-12).

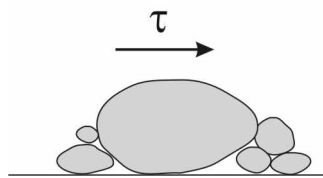


Abbildung 3-12 Schemaskizze zum *Hiding & Exposure*-Effekt (nach KHR, 2003).

Es ist schwierig die Mobilität einzelner Fraktionen innerhalb der natürlichen Mischung zu bestimmen. Deshalb werden kornspezifische Transporteigenschaften am Beispiel von Einkornsedimenten untersucht und der Transport von Sedimentmischungen als Summe der Einzeltransportraten aufgefasst (HUNZIKER, 1995; KHR, 2003).

Prinzipiell kann die Gesamttransportrate für eine Sedimentmischung durch eine Gewichtung der korngrößenspezifischen Transportkapazitäten T_{Ci} mit der Wahrscheinlichkeit für den Transport der Fraktion ermittelt werden. Hat eine Kornfraktion i den Anteil p_i am Korngemisch so kommt ihr eine anteilige Gesamttransportrate entsprechend Gleichung 3-57 zu (SCHRÖDER & ZANKE, 2003; KHR, 2003). Die Transportrate T_{Ci} wird mit der mittleren Korngröße d_{mi} berechnet als gäbe es nur dieses Material. SCHRÖDER & ZANKE (2003) empfehlen die Berechnung des mittleren Korndurchmessers als geometrisches Mittel (Gleichung 3-58).

$$\text{Gleichung 3-57} \quad T_{Ci} = \phi_i \cdot \rho_p \cdot \sqrt{g' \cdot d_{mi}^3} \quad \text{und} \quad T_C = \sum_{i=1}^{i=n} p_i \cdot T_{Ci}$$

$$\text{Gleichung 3-58} \quad d_{mi} = \sqrt{d_{i-1} \cdot d_i}$$

p_i Anteil der Kornfraktion am Korngemisch [-]
 d_{mi} mittlerer Korndurchmesser [m]
 d Korndurchmesser einzelner Fraktionen [m]

Bei dieser Modellvorstellung unterliegen alle Fraktionen der mittleren Schubspannung und Wechselwirkungen zwischen den Kornfraktionen bleiben unberücksichtigt. In der Folge wird bevorzugt feines Material aus der Sohle ausgetragen und es findet ein *selektiver Transport* statt. Die so prognostizierten starken Entmischungerscheinungen in der Sohle werden in der Natur jedoch nicht beobachtet.

MEYER-PETER & MÜLLER haben für den Geschiebetransport das Prinzip der *vollständigen Mobilität* geprägt (HUNZIKER, 1995). Dieses besagt, dass im Gleichgewichtsfall die Kornverteilung des laufenden Materials identisch mit dem Material in der Sohle ist, und dass diese Kornverteilung durch einen mittleren Korndurchmesser charakterisiert werden kann. In diesem Fall bewirken die in Abbildung 3-12 beschriebenen interaktiven Prozesse zwischen den Körnern einen vollständigen Ausgleich der Mobilitätsunterschiede. Allerdings sind dann die bei Experimenten beobachteten Entmischungerscheinungen an der Oberfläche nicht mehr erklärbar. Vollständige Mobilität ist ein Transportzustand, welcher nur unter Gleichgewichtsbedingungen erreicht wird, die in der Natur selten vorkommen (KHR, 2003; HUNZIKER, 1995).

Während bei hohen Schubspannungen der Durchmesser keinen Einfluss mehr auf die Transportrate hat, ist seine Bedeutung bei kleinen Schubspannungen groß. Daraus folgt, dass die Mobilitätsunterschiede zwischen feinen und groben Körnern mit abnehmender Schubspannung zunehmen (YALIN, 1972; HUNZIKER, 1995). PARKER & KLINGEMANN (1982) argumentieren, dass die Kornverteilung des laufenden Materials wegen der größeren Mobilität der feinen Fraktionen bei kleinen und mittleren hydraulischen Belastungen feiner ist, als diejenige des Sohlenmaterials. So findet eine Abnahme der feinen Fraktionen in der Oberschicht statt, bis diese von größeren Körnern geschützt werden. Die Interaktion zwischen der Neuverteilung der Zusammensetzung in der Oberschicht und der *Hiding & Exposure*-Effekte führt dazu, dass ein quasi dynamisches Gleichgewicht entsteht (KHR, 2003). In der Fließgewässerhydraulik wird diesen Prozessen mit empirischen *Ausgleichsfunktionen*, die jeweils für eine spezielle Transportformel entwickelt werden, Rechnung getragen (KHR, 2003; WILCOCK & CROWE, 2003; GLADKOW & SÖHNGEN, 2000; WU ET AL., 2000; HUNZIKER, 1995). In Abbildung 3-13 sind exemplarisch Schubspannung und Strömungsintensität in Abhängigkeit vom Korndurchmesser für den *selektiven* und *vollständigen Transport* dargestellt. Bei Berücksichtigung von *Hiding & Exposure*-Effekten liegen die Kurven zwischen den beiden Extremen.

Die für den fraktionsweisen Sedimenttransport in Fließgewässern entwickelten Ausgleichsfunktionen können nicht in Erosionsmodelle integriert werden, da sie an die Randbedingungen gebunden sind, für die sie abgeleitet wurden und nicht das gesamte, für Fließgewässer charakteristische Prozessspektrum bei Erosionsereignis-

sen auftritt, wie z. B. Deckschichtbildung. Dieser fließgewässertypische Prozess entsteht nur bei hinreichend langen Belastungsdauern unter niedrigen bis mittleren Belastungszuständen.

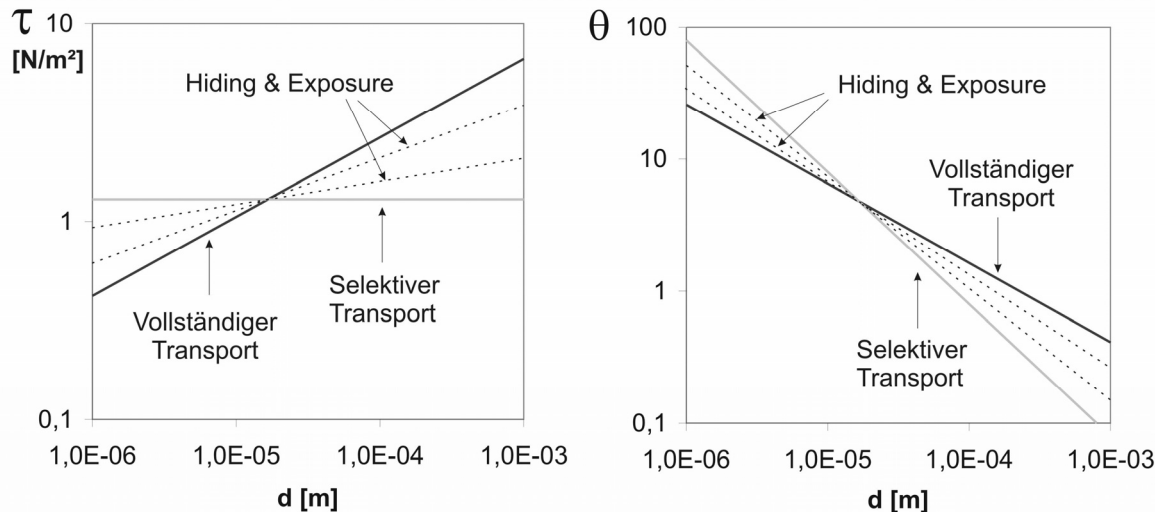


Abbildung 3-13 Schubspannung und Strömungsintensität für verschiedene Korndurchmesser bei *selektivem* bzw. *vollständigem* Transport und unter Berücksichtigung von *Hiding & Exposure*-Korrekturfunktionen.

3.3.2.2 Fraktionsweiser Transport in der Erosionsmodellierung

In der Erosionsmodellierung existieren nur wenige detaillierte Ansätze zum fraktionsweisen Transport. Häufig wird diese Fragestellung nicht explizit behandelt bzw. überhaupt auf eine Differenzierung in Partikelklassen verzichtet (z.B. DE BOER, 2006; *LISEM*: DE ROO ET AL., 1998; *EUROSEM*: MORGAN ET AL., 1998). Im Folgenden werden zwei Verfahren vorgestellt und diskutiert.

Bei Ansätzen auf Basis der Transportkapazität wird für jede Partikelklasse die Transportkapazität in der Strömung berechnet und mit der aktuellen Feststofffracht verglichen. Dabei lassen sich zwei extreme Fälle unterscheiden:

- Die Transportkapazität ist für alle Partikelklassen größer als die aktuelle Feststofffracht → alle Fraktionen werden entsprechend ihrer Verteilung im Oberboden erodiert (ablösungslimitiert).
- Die Transportkapazität ist für alle Partikelklassen kleiner als die aktuelle Feststofffracht → alle Fraktionen werden entsprechend ihrer Transportkapazität transportiert (transportlimitiert) bzw. sedimentieren, wenn nicht mehr ausreichend Transportkapazität zur Verfügung steht.

Für die Aufteilung der Transportkapazität auf die Fraktionen existieren unterschiedliche Modellvorstellungen. Zum Teil wird angenommen, dass die Partikelfraktionen entsprechend ihrer Häufigkeit im Oberboden abgelöst und transportiert werden (z.B. *KINEROS*: SMITH ET AL., 1995). Eine Anreicherung von feinen Partikelfraktionen findet in diesem Fall nur durch den Depositionsprozess statt.

Bei Mehrkornmodellen, die den Durchmesser der Einzelkornfraktionen berücksichtigen, kann für feine Kornklassen ein Transportüberschuss berechnet werden, während sich für gröbere ein Defizit ergibt. In diesem Fall wird angenommen, dass die überschüssige Transportkapazität auf Klassen mit Transportdefizit übertragen wird (z.B. *PEPP*: SCHRAMM, 1994, GERLINGER, 1997; *WEPP* (nur im Depositionsfall): FOSTER ET AL., 1995, FLANAGAN & NEARING, 2000; *ANSWERS*: BYNE, 2000; *CREAMS*: KNISEL 1980). Das am häufigsten verwendete Verfahren zur Umverteilung der Transportkapazität geht auf FOSTER (1982) zurück und wurde für die Transportformel von YALIN (1963) abgeleitet. Der Vorgehensweise liegt die Annahme zu Grunde, dass die Anzahl der transportierten Partikel einer Klasse i in der Strömung proportional zur dimensionslosen Überschussschubspannung s_i ist. Die dimensionslose Transportintensität Π (Gleichung 3-39) ist proportional zur Anzahl der transportierten Partikel. Somit gilt für eine Partikelklasse in der Mischung Gleichung 3-59. Die dimensionsbehaftete Transportkapazität T_{C_i} der Partikelklasse i ergibt sich aus Gleichung 3-39.

Ist das Angebot einer Partikelklasse q_{s_i} kleiner als ihre Transportkapazität T_{C_i} , entspricht die aktuell transportierte Rate q_{s_i} . Die überschüssige Transportkapazität wird anschließend auf Partikelklassen mit Defizit übertragen. Zunächst wird der *Transportüberschuss* nach Gleichung 3-60 ermittelt. Das *Transportdefizit* ergibt sich aus der Summe der dimensionslosen Überschussschubspannungen s_i (Gleichung 3-61). Anschließend wird für Fraktionen mit Defizit eine neue Transportkapazität $T_{C,neu i}$ bestimmt, indem entsprechend ihrem s_i -Anteil am Gesamtdefizit überschüssige Transportintensität übertragen wird (Gleichung 3-62). Die Schritte in Gleichung 3-60 bis Gleichung 3-62 werden wiederholt, bis entweder alle $T_{C_i} \leq q_{s_i}$ oder $\geq q_{s_i}$ sind.

$$\text{Gleichung 3-59} \quad (\Pi_e)_i = \Pi_i \cdot \left(\frac{s_i}{T} \right) \quad \text{mit} \quad s_i = \left(\frac{\theta_i}{\theta_{cri}} \right) - 1 \quad \text{und} \quad T = \sum_{i=1}^n s_i$$

$$\text{Gleichung 3-60} \quad \text{Transportüberschuss:} \quad \Pi_{req_i} = \frac{q_{s_i}}{\rho_{p_i} \cdot d_i \cdot V_*} \quad \text{für alle } T_{C_i} \geq q_{s_i}$$

$$E_{xc} = 1 - \sum_{i=1}^n \frac{\Pi_{req_i}}{\Pi_i}$$

Gleichung 3-61 Transportdefizit: $SDLT = \sum_{i=1}^n s_i$ für alle $T_{C_i} < q_{s_i}$

Gleichung 3-62 $T_{C,neu_i} = \frac{s_i}{SDLT} \cdot E_{xc} \cdot \Pi_i \cdot \rho_p \cdot d_i \cdot V_*$ für alle $T_{C_i} < q_{s_i}$

Π_i dimensionslose Transportintensität einer Klasse für Einkornsediment [-] (FOSTER, 1982)

$(\Pi_e)_i$ dimensionslose Transportintensität einer Klasse in der Mischung [-] (FOSTER, 1982)

θ_{cri} kritische Strömungsintensität nach SHIELDS [-]

s_i dimensionslose Überschussschubspannung einer Klasse [-]

T gesamte dimensionslose Überschussschubspannung [-]

E_{xc} dimensionsloser Überschuss an Transportintensität [-]

$SDLT$ dimensionsloses Gesamtdefizit [-]

T_{C,neu_i} neue Transportkapazität nach Umverteilung für Partikelklassen mit Defizit [kg/(m·s)]

SCHRAMM (1994) folgt hingegen der Modellvorstellung, dass das Verhältnis der Transportkapazitäten der einzelnen Korngrößenklassen erhalten bleibt, die Gesamttransportkapazität jedoch nicht größer als die Transportkapazität des d_{50} (50 % der Körner haben einen Durchmesser $\leq d_{50}$) werden darf (Gleichung 3-63). Aus der Differenz von Transportkapazität und Feststofffracht für eine Partikelklasse ergibt sich entweder ein Transportüberschuss oder –defizit (Gleichung 3-64). Treten bei einer Sedimentmischung beide Zustände auf, so wird die Summe der überschüssigen Transportkapazität (Gleichung 3-65) auf die Klassen mit Defizit übertragen. Dabei richtet sich der Anteil der zusätzlichen Transportkapazität für eine Kornklasse nach der Höhe des Defizits der Klasse und dem Verhältnis von Gesamtüberschuss zu Gesamtdefizit (Gleichung 3-66):

Gleichung 3-63 $T_{C,korr_i} = T_{C50} \cdot \frac{T_{C_i}}{\sum_{i=1}^n T_{C_i}}$ und $T_{C,ges} = T_{C50}$

Gleichung 3-64 $\Delta q_{s_i} = T_{C_i} - q_{s_i}$

Gleichung 3-65 Gesamtüberschuss: $q_{s,\dot{U},ges} = \sum_{i=1}^n \Delta q_{s_i}$ für alle $\Delta q_{s_i} > 0$

Gesamtdefizit: $q_{s,D,ges} = \sum_{i=1}^n \Delta q_{s_i}$ für alle $\Delta q_{s_i} \leq 0$

Gleichung 3-66 $T_{C,neu_i} = T_{C_i} + \left| \Delta q_{s_i} \right| \cdot \frac{q_{s,\dot{U},ges}}{\left| q_{s,D,ges} \right|}$ für alle $\Delta q_{s_i} \leq 0$

T_{C_i}	Transportkapazität der Kornfraktion i [kg/(m·s)]
$T_{C_{i,korr}}$	korrigierte Transportkapazität der Kornfraktion i [kg/(m·s)]
$T_{C_{50}}$	Transportkapazität für den charakteristischen Partikeldurchmesser (i.d.R. d_{50}) [kg/(m·s)]
$T_{C_{ges}}$	Gesamttransportkapazität [kg/(m·s)]
q_{s_i}	zu transportierende Feststofffracht der Kornfraktion i [kg/(m·s)]
Δq_{s_i}	Differenz zwischen Transportkapazität und Feststofffracht der Kornfraktion i [kg/(m·s)]
$q_{s,\bar{U},ges}$	Gesamtüberschuss an Transportkapazität [kg/(m·s)]
$q_{s,D,ges}$	Gesamtdefizit an Transportkapazität [kg/(m·s)]

Bei beiden vorgestellten Ansätzen lässt sich deren Verhalten nicht automatisch aus den Gleichungssystemen ablesen. Deshalb wurden beide Verfahren am Korngrößenspektrum eines Lössbodens unter verschiedenen Fließzuständen analysiert. Die Berechnungsbeispiele sind in Anhang A.6 dargestellt. Prinzipiell ist für beide Verfahren anzumerken, dass die Aufteilung der Transportintensitäten bzw. -kapazitäten auf die Fraktionen nach Gleichung 3-59 (FOSTER, 1982) bzw. Gleichung 3-63 (SCHRAMM, 1994) von der Anzahl der berücksichtigten Kornfraktionen abhängig ist. Werden in der Kornsummenkurve zusätzliche Stützstellen ergänzt, so werden automatisch für alle Fraktionen andere Transportkapazitäten berechnet, weil die Summe aller θ_i bzw. T_{C_i} zunimmt. In Abbildung 3-14 ist diese systematische Schwäche beispielhaft für das Verfahren von SCHRAMM (1994) dargestellt. In eine bestehende Kornsummenkurve wurden im Ton- und Feinschluffbereich Stützstellen ergänzt (Abbildung 3-14, links), was ebenfalls die Transportkapazitäten der gröberen Fraktionen beeinflusst (Abbildung 3-14, rechts).

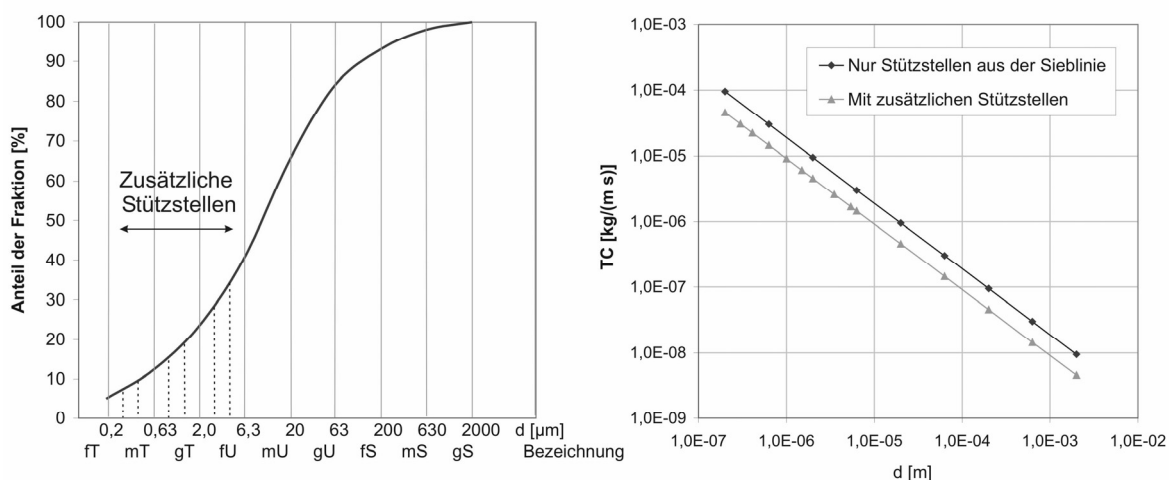


Abbildung 3-14 Änderung der kornspezifischen Transportkapazität unter Berücksichtigung verschiedener Stützstellen bei der Kornsummenkurve.

Aus Abschnitt 3.3.2.1 ergibt sich, dass die Verteilung der Transportkapazität in der Strömung, die auf einzelne Fraktionen entfällt, vom Kornspektrum in der Sohle abhängig ist. Bei einer Wichtung, die das Verhältnis der Transportkapazitäten der Frak-

tionen zueinander erhält (Gleichung 3-59 und Gleichung 3-63), liegt hingegen die Vorstellung zu Grunde, dass alle Fraktionen zu gleichen Teilen im Oberboden vorhanden sind bzw. dass die Transportkapazität in der Strömung unabhängig vom tatsächlichen Kornspektrum des Bodens ist.

Bei der Umlagerung des Transportüberschusses von feinen auf grobe Partikel nach FOSTER (1982) verringert sich die Gesamttransportkapazität. Das ist plausibel, da vermehrt gröbere Partikel transportiert werden. Hingegen entspricht bei dem Ansatz von SCHRAMM (1994) die Gesamttransportkapazität immer der T_{C50} , die von der Verteilung der Fraktionen im Boden abhängt. Wird jedoch die T_{C50} als Gesamttransportkapazität definiert, so impliziert das die Vorstellung, dass sich alle Partikelfraktionen gleichmäßig bewegen (HUNZIKER, 1995). Eine Wichtung nach Gleichung 3-63 sowie eine Umverteilung der Transportkapazität steht somit im Widerspruch zu den in Abschnitt 3.3.2.1 definierten Grundlagen.

Es kann festgehalten werden, dass bei beiden Verfahren die Aufteilung der Transportkapazität auf die Partikelfraktionen in der Strömung nicht mit den in Abschnitt 3.3.2.1 definierten grundsätzlichen Modellvorstellungen übereinstimmt. Durch die Umverteilung von Transportkapazitäten wird allerdings erreicht, dass unter ablösungslimitierten Bedingungen alle Partikelfraktionen entsprechend ihrer Anteile im Oberboden transportiert werden. Bei Transportlimitierung findet hingegen eine zunehmende Selektion von feinen Partikelklassen statt, die im Extremfall der Transportkapazität in der Strömung nach Gleichung 3-59 bzw. Gleichung 3-63 entspricht.

3.3.2.3 Grundsätzliche Überlegungen zum fraktionsweisen Transport auf Lössböden

Während die *Deposition* von Bodenpartikeln ein stark selektiver Prozess ist (Kapitel 3.4), lässt sich die Frage nach den Korngrößenselektiven Eigenschaften der beiden Teilprozesse *Ablösung* und *Transport* nicht eindeutig beantworten. Für kohäsive Böden wird angenommen, dass bei der Ablösung von Partikeln aus der Bodenmatrix keine Selektion stattfindet (ROSE ET AL., 1983; PROFFITT ET AL., 1993). Dies wird durch Beobachtungen bei Beregnungsversuchen auf den Lössböden des Weiherbachgebietes bestätigt (vgl. Abschnitt 5.2.7). Hingegen beobachteten LEGUÉDOIS & LE BISSONNAIS (2004) sowie STONE & WALLING (1996) für sandige Böden, dass eine Anreicherung von feinen Partikeln bei Mobilisierung und Transport möglich ist.

Unter natürlichen Randbedingungen sind die Interaktionen der Bodenpartikel während eines Erosionsereignisses nicht bekannt (SMITH ET AL., 1995). Zudem sind diese von den lokalen Bodeneigenschaften (z.B. Korngrößenverteilung, Kohäsion, Aggre-

gierung), dem Niederschlag und den hydraulischen Bedingungen abhängig, so dass Messergebnisse von einem Standort nicht ohne weiteres auf andere Gebiete übertragbar sind (KINNELL, 2006). Auch können bei Freilandmessungen unter natürlichen Bedingungen die Teilprozesse in der Regel nicht eindeutig separiert werden. FLANAGAN & NEARING (2000) und DAVIS ET AL. (1983) untersuchten beispielsweise den fraktionsweisen Transport auf konkaven Hängen, wobei gleichzeitig Depositionsprozesse stattfanden. Daher sind sowohl die grundsätzliche Annahme, dass bei natürlichen Erosionsereignissen eine bevorzugte Aufnahme von feinen Partikeln in die Strömung stattfindet, als auch Aussagen über das Ausmaß einer transportverursachten Selektion spekulativ und experimentell nicht verifizierbar. Aus diesem Grund wird für das weitere Vorgehen angenommen, dass der Transportprozess im Oberflächenabfluss nicht selektiv ist. Die Verlagerung der Bodenpartikel entspricht dem mobilisierten Kornspektrum aus der Bodenmatrix. Für kohäsive Lössböden, die ein enges Kornspektrum aufweisen, ist diese Annahme plausibel.

3.3.2.4 Entwicklung des Modellansatzes für den fraktionsweisen Transport

Unter der Voraussetzung, dass alle Kornfraktionen gleich mobil sind und entsprechend ihrer Häufigkeit im Oberboden transportiert werden, bleibt die Schwierigkeit, die Gesamttransportkapazität der Strömung für die zu transportierende Kornmischung zu ermitteln. In der Regel wird die Gesamttransportkapazität auf Basis eines „charakteristischen Durchmessers“, der aus dem Kornspektrum abgeleitet wird, berechnet. Für die Bestimmung des charakteristischen Durchmessers gibt es jedoch mehrere Möglichkeiten, die zu unterschiedlichen Ergebnissen führen (SCHRÖDER & ZANKE, 2003; SENDZIK, 2003). Deshalb wird ein Ansatz entwickelt, der von der Art der Bestimmung eines charakteristischen Durchmessers unabhängig ist. Weiterhin soll bei der Ermittlung der Transportkapazität in einem Berechnungsabschnitt neben den Kornfraktionen des Bodens auch die bereits in die Strömung aufgenommene Sedimentmischung berücksichtigt werden.

In den gängigen Modellvorstellungen ist die Schubspannung die treibende Strömungsbelastung für den Transport von Sedimentpartikeln (KHR, 2003). Wenn alle Partikelklassen proportional zu ihrem Anteil im Oberboden transportiert werden, so werden die Mobilitätsunterschiede zwischen den Fraktionen vollständig ausgeglichen. In diesem Fall wirkt auf jede Partikelklasse genau die hierfür erforderliche Schubspannung $\tau_{sed\ i}$, die vom gewählten Transportansatz abhängig ist. Allgemein betrachtet gilt der in Gleichung 3-67 dargestellte Zusammenhang zwischen der auf den Boden wirkenden mittleren Schubspannung in der Strömung τ_{hyd} und $\tau_{sed\ i}$, wobei auf eine Fraktion i der Anteil k_i von τ_{hyd} wirkt. k_i kann somit auch als Umlagerungsfaktor für die Schubspannung angesehen werden (vgl. Abschnitt 3.3.2.1).

Gleichung 3-67 $\tau_{sed\ i} = k_i \cdot \tau_{hyd}$

τ_{hyd} mittlere Schubspannung in der Strömung [N/m²]
 $\tau_{sed\ i}$ auf die Partikelklasse i wirkende Einzelschubspannung [N/m²]
 k_i Faktor für die Berechnung von $\tau_{sed\ i}$ aus τ_{hyd} [-]

Die mittlere Schubspannung in der Strömung τ_{hyd} setzt sich aus der Summe der partikelbezogenen Schubspannungen $\tau_{sed\ i}$ zusammen. Aus der Massenbilanz sowie der postulierten Identität zwischen den Anteilen der Partikelfractionen im Boden und der transportierten Sedimentmischung folgt, dass der zu berücksichtigende Anteil der partikelbezogenen Schubspannung $\tau_{sed\ i}$ der Häufigkeit der Fraktion i im Boden entspricht (Gleichung 3-68).

Gleichung 3-68 $\tau_{hyd} = \sum_{i=1}^n p_i \cdot \tau_{sed\ i} = \sum_{i=1}^n p_i \cdot k_i \cdot \tau_{hyd}$ mit $\sum_{i=1}^n p_i = 1$

p_i Anteil der Partikelfraktion im Boden [-]

Aus Gleichung 3-68 ergibt sich der in Gleichung 3-69 dargestellte Zusammenhang, der um k_j einer weiteren Partikelklasse j erweitert und anschließend nach k_j aufgelöst werden kann (Gleichung 3-70).

Gleichung 3-69 $\sum_{i=1}^n p_i \cdot k_i = 1$

Gleichung 3-70 $\sum_{i=1}^n \frac{p_i \cdot k_i}{k_j} = \frac{1}{k_j} \rightarrow k_j = \frac{1}{\sum_{i=1}^n \frac{p_i \cdot k_i}{k_j}}$

In Gleichung 3-70 sind sowohl k_i als auch k_j unbekannt. Für zwei unterschiedliche Partikelfractionen (i und j) und die konstante Partikeldichte ρ_p ergibt sich unter Berücksichtigung von Gleichung 3-38 das in Gleichung 3-71 dargestellte Verhältnis.

Gleichung 3-71 $\frac{\rho_i}{\rho_j} = \frac{\phi_i \cdot d_{mi}^{\frac{3}{2}}}{\phi_j \cdot d_{mj}^{\frac{3}{2}}}$

Entsprechend dem gewählten Transportansatz nach ENGELUND & HANSEN (1967, Gleichung 3-56) folgt aus Gleichung 3-71 Gleichung 3-72. Zusammen mit Gleichung 3-70 kann aus Gleichung 3-72 der Faktor k_j für die Zuordnung der Schubspannungen zur Fraktion j bestimmt werden (Gleichung 3-73).

Gleichung 3-72

$$\frac{\rho_i}{\rho_j} = \frac{\left(\frac{\tau_{sed i}}{d_{mi}}\right)^{\frac{5}{2}} \cdot d_{mi}^{\frac{3}{2}}}{\left(\frac{\tau_{sed j}}{d_{mj}}\right)^{\frac{5}{2}} \cdot d_{mj}^{\frac{3}{2}}} = \frac{\tau_{sed i}^{\frac{5}{2}}}{\tau_{sed j}^{\frac{5}{2}}} = \left(\frac{k_i}{k_j}\right)^{\frac{5}{2}} \cdot \frac{d_{mj}}{d_{mi}}$$

für konstante Partikeldichten:

$$\frac{k_i}{k_j} = \left(\frac{\rho_i \cdot d_{mi}}{\rho_j \cdot d_{mj}}\right)^{\frac{2}{5}}$$

für variable Partikeldichten:

$$\frac{k_i}{k_j} = \left(\frac{\rho_i \cdot d_{mi} \cdot \rho_{\rho j} \cdot \left(\frac{g'_i}{g'_j}\right)^2}{\rho_j \cdot d_{mj} \cdot \rho_{\rho i}}\right)^{\frac{2}{5}}$$

Gleichung 3-73

$$k_j = \frac{1}{\sum_{i=1}^n \frac{\rho_i \cdot k_i}{k_j}} = \frac{1}{\sum_{i=1}^n \rho_i \cdot \left(\frac{\rho_i \cdot d_{mi}}{\rho_j \cdot d_{mj}}\right)^{\frac{2}{5}}}$$

Gleichung 3-73 zeigt, dass für den gewählten Transportansatz die Schubspannungsaufteilung nur vom Korndurchmesser und der Häufigkeit der Fraktion abhängt. Für die praktische Umsetzung kann nach der Berechnung eines ersten Aufteilungsfaktors k_1 auf die restlichen k_i geschlossen werden. Nachfolgend ergibt sich aus Gleichung 3-67 die auf die Fraktion i wirkende Schubspannung $\tau_{sed i}$. Mit Hilfe von Gleichung 3-37, Gleichung 3-38 und Gleichung 3-56 kann anschließend die Transportrate bestimmt werden. Dabei wird für jedes beliebige $\tau_{sed i}$ aufgrund von Gleichung 3-67, die $\tau_{sed i}$ als Einkornmischung definiert, jeweils die Gesamttransportrate $T_{C ges}$ berechnet. Damit genügt die Bestimmung von $\tau_{sed i}$ für eine Fraktion unter Vorgabe des Umlagefaktors k_i für die mittlere Schubspannung τ_{hyd} . (Gleichung 3-74)

Gleichung 3-74

$$\theta_i = \frac{\tau_{sed i}}{\rho \cdot g' \cdot d_{mi}} \rightarrow \phi_i = \frac{2}{5} \cdot \frac{\theta_i^{\frac{5}{2}}}{\lambda} \rightarrow T_{C ges} = \phi_i \cdot \rho_p \cdot \sqrt{g' \cdot d_{mi}^3}$$

Die Gesamttransportkapazität setzt sich aus dem häufigkeitsgewichteten Anteil der Transportkapazitäten der Einzelfractionen zusammen (Gleichung 3-75).

Gleichung 3-75

$$T_{Ci} = T_{C ges} \cdot \rho_i \quad \text{und} \quad T_{C ges} = \sum_{i=1}^n T_{Ci}$$

Die beschriebene Vorgehensweise zum fraktionsweisen Transport basiert auf der Annahme, dass sich zwischen transportiertem Sediment und Oberboden ein Gleichgewicht einstellt. Diese Betrachtung setzt theoretisch unendlich lange Hangsegmente mit konstanten Bodeneigenschaften voraus, was in der Realität nicht zutrifft. Unter erosionstypischen Randbedingungen kann es zudem vorkommen, dass kein Austausch der transportierten Sedimentmischung mit dem Oberboden möglich ist, wenn dieser z.B. durch dichten Bewuchs geschützt ist (Abbildung 3-15), so dass in diesem Fall eine Berechnung der Transportkapazität, die nur auf der Häufigkeitsverteilung der Fraktionen im Oberboden basiert, nicht sinnvoll wäre. Für die Transportkapazitätsbestimmung in einem Hangabschnitt werden deshalb sowohl die Partikelverteilungen der bereits in der Strömung transportierten Sedimentmischung als auch die des Oberbodens im erodierbaren Bereich berücksichtigt.

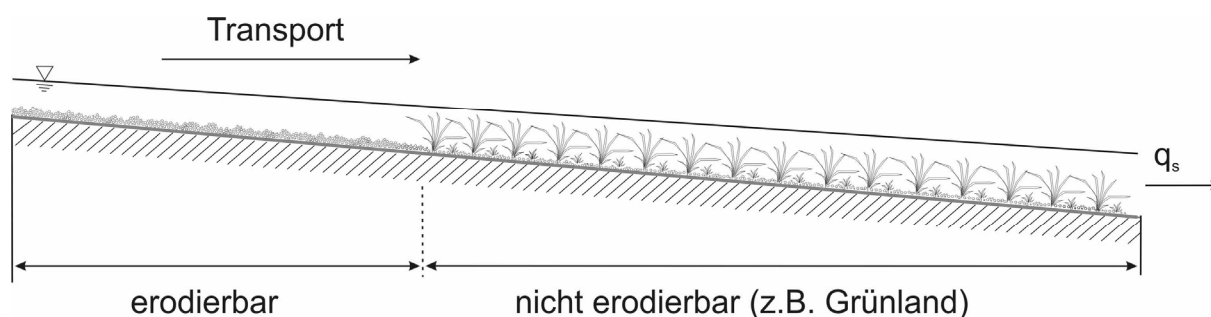


Abbildung 3-15 Schematische Darstellung natürlicher Hangsegmente mit erodierbaren und nicht erodierbaren Bereichen.

Für unterschiedliche Häufigkeitsverteilungen muss zur Bestimmung der Transportkapazität in einem betrachteten Hangabschnitt die potenziell transportierbare Mischung aus beiden Verteilungen ermittelt werden. In der praktischen Umsetzung wurde die Intervallhalbierungsmethode angewendet, um die Lösung zu iterieren. Hierzu wurde die in den betrachteten Abschnitt transportierte Sedimentmenge $q_{s\text{ ein}}$ schrittweise um eine theoretische zusätzliche Sedimentmenge aus dem Oberboden $q_{s\text{ bod}}$ erhöht, wobei sich in Abhängigkeit von der Sedimentzugabe aus dem Oberboden jeweils eine neue Häufigkeitsverteilung der Partikelfraktionen für die Mischung $q_{s\text{ mix}}$ ergibt (Abbildung 3-16 und Gleichung 3-76).

Gleichung 3-76 $q_{s\text{ mix}} = q_{s\text{ ein}} + q_{s\text{ bod}}$ mit $q_{s\text{ mix}} = \sum_{i=1}^n p_{\text{mix } i} \cdot q_{s\text{ mix } i}$

$q_{s\text{ ein}}$ transportierter Feststoffmassenstrom [kg/(m·s)]

$q_{s\text{ bod}}$ potenzieller Feststoffmassenstrom aus dem Oberboden [kg/(m·s)]

$q_{s\text{ mix}}$ Mischung von $q_{s\text{ ein}}$ und $q_{s\text{ bod}}$ [kg/(m·s)]

$p_{\text{mix } i}$ Anteil einer Partikelfraktion in der Mischung [-]

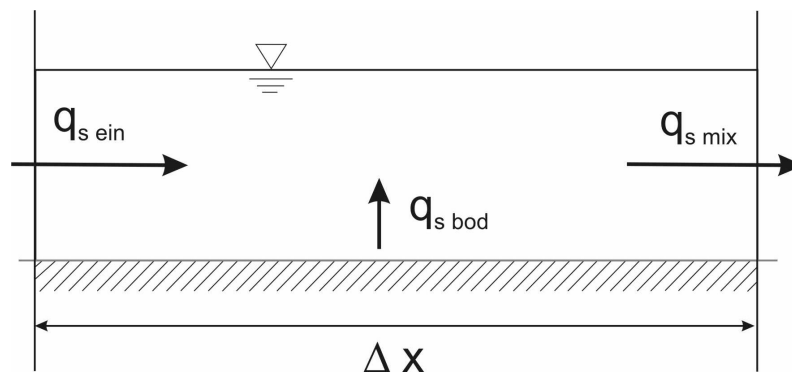


Abbildung 3-16 Schemaskizze zur Ermittlung der potenziell transportierbaren Sedimentmischung in einem betrachteten Segment der Länge Δx . (Erklärung der Formelzeichen in Gleichung 3-76).

Aus der bei jedem Iterationsschritt berechneten Mischung $q_{s\text{ mix}}$ und $p_{\text{mix } i}$ (für $i = 1$ bis n) kann unter Berücksichtigung der beschriebenen Vorgehensweise zur Schubspannungsumlagerung die theoretisch erforderliche Schubspannung $\tau_{\text{sed,erf}}$ entsprechend Gleichung 3-68 bestimmt werden (Gleichung 3-77), die anschließend mit der vorhandenen Schubspannung τ_{hyd} verglichen werden kann. Eine Lösung für die maximal transportierbare Sedimentmischung unter gegebener Strömungsbelastung (bzw. die Nullstelle der Funktion) ist gefunden, wenn die Differenz ζ (Gleichung 3-78) unterhalb eines definierten Abbruchkriteriums liegt. Anschließend ergeben sich aus Gleichung 3-74 und Gleichung 3-75 die fraktionsweisen Transportkapazitäten für die Mischung.

Gleichung 3-77

$$\tau_{\text{sed,erf}} = \sum_{i=1}^n p_{\text{mix } i} \cdot \tau_{\text{sed } i}$$

Gleichung 3-78

$$\zeta = \tau_{\text{hyd}} - \tau_{\text{sed,erf}}$$

$\tau_{\text{sed,erf}}$ theoretisch erforderliche Schubspannung für die Sedimentmischung [N/m^2]
 ζ Differenz zwischen τ_{hyd} und $\tau_{\text{sed,erf}}$ [N/m^2]

3.3.2.5 Berücksichtigung einer maximalen Sedimentkonzentration

Die Anwendung von Transportansätzen aus der Fließgewässerhydraulik kann bei sehr kleinen Partikelgrößen zu hohen berechneten Transportkapazitäten führen. Dieser Effekt ist insbesondere bei ausgeprägten Starkniederschlägen, hohen Gefällen sowie geringen Erosionswiderständen zu beobachten. Abbildung 3-17 zeigt exemplarisch den Verlauf von Transportkapazität und Sedimentkonzentration mit steigender Schubspannung. Die Transportkapazität nimmt nach dem gewählten Ansatz von EN-

GELUND & HANSEN (1967) entsprechend einer Potenzfunktion zu (Abbildung 3-17). Der starke Anstieg nach Überschreiten eines kritischen Wertes der Schubspannung kann mit einem Wechsel im Transportmodus erklärt werden, der durch das Auftreten von turbulenten Bursts induziert wird (BEUSELINCK ET AL., 1999B).

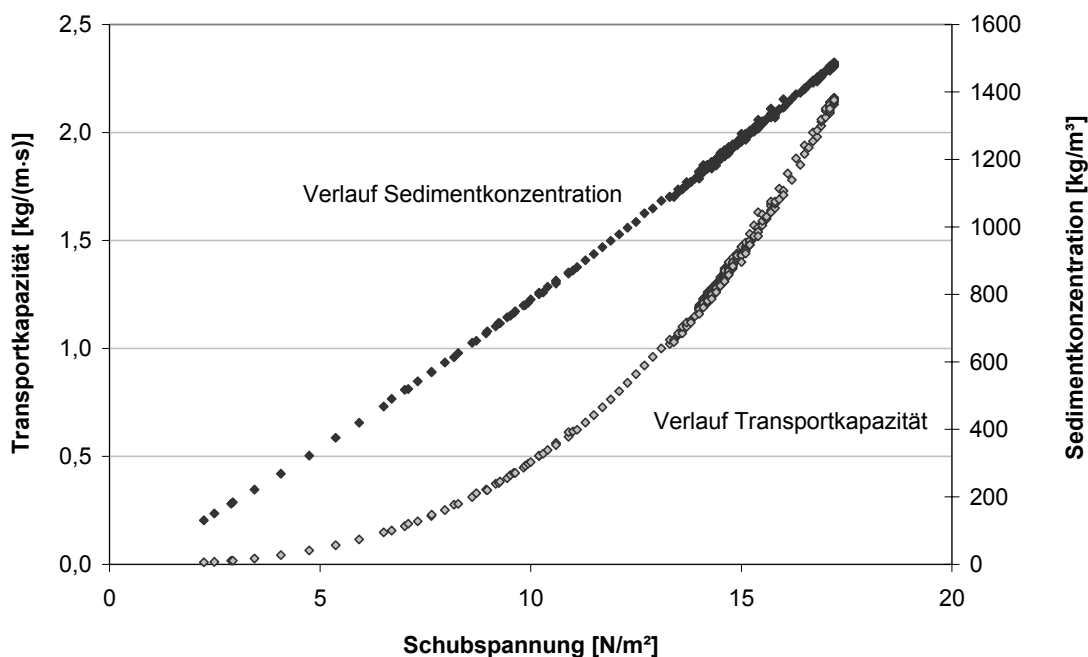


Abbildung 3-17 Verlauf der Transportkapazität und Sedimentkonzentration mit zunehmender Schubspannung. (Simulation für ein Sommergewitter, Gefälle = 24 %, Bodenart = Lt3 (40 % Ton, 40 % Schluff, 20 % Sand), $f_{crit} = 0,73 \text{ N/m}^2$).

Die Sedimentkonzentration ergibt sich aus der Transportkapazität und dem breiten-spezifischen Abfluss. Aus Abbildung 3-17 wird ersichtlich, dass diese linear mit zunehmender Schubspannung steigt. Theoretisch können so unrealistische Konzentrationen berechnet werden. Diese sind nicht auf die Verwendung bestimmter Transportansätze beschränkt, sondern ein prinzipielles Charakteristikum der über ihren ursprünglichen Anwendungsbereich hinaus extrapolierten Modellvorstellungen. Zur Vermeidung von unplausiblen Sedimentkonzentrationen wird deshalb eine realistische Obergrenze c_{max} für Lössböden definiert. Nach Überschreiten der Grenze wird die Transportkapazität des Oberflächenabflusses auf die maximal festgelegte Sedimentkonzentration begrenzt (Gleichung 3-79).

Gleichung 3-79
$$T_{C_{max}} = c_{max} \cdot q$$

$T_{C_{max}}$ maximal mögliche Transportkapazität [kg/(m·s)]
 c_{max} maximal mögliche Feststoffkonzentration [kg/m³]
 q breitenspezifischer Abfluss [m²/s]

Im Rahmen des Weiherbachprojektes wurden Sedimentkonzentrationen bei Beregnungsversuchen auf Lössböden gemessen, wobei eine maximale Konzentration von 360 g/l bei einem Gefälle von 18 % beobachtet wurde. Allerdings betrug die Länge der Beregnungspartizelle nur 22 m und die Versuche waren so konzipiert, dass die Transportkapazität das Erosionsgeschehen nicht limitiert (vgl. Abschnitt 5.2.7). Es kann deshalb davon ausgegangen werden, dass bei größeren Fließlängen oder steileren Gefällen auch deutlich höhere Konzentrationen realistisch sind.

WAN & WANG (1994: 34) berichten über sehr hohe Konzentrationen in den Nebenflüssen des Huang He (Gelber Fluss) im chinesischen Lössplateau von bis zu 1700 g/l. Ursachen hierfür sind sehr steile Hänge, basische Lössböden (d.h. die Aggregate zerfallen leicht), geringe Vegetationsdecken, das aride bis semi-aride Klima und das Auftreten starker Sommergewitter (HESSEL, 2006).

Die Fließeigenschaften von Wasser-Sediment-Gemischen können anhand der Sedimentkonzentration klassifiziert werden. In der Regel wird zwischen „*normal streamflow*“, „*hyperconcentrated flow*“ und „*debris flow*“ unterschieden. Die Grenzen zwischen den drei Fließtypen werden häufig bei 530 und 1590 g/l gezogen, was einer volumetrischen Konzentration von 0,2 bzw. 0,6 m³/m³ entspricht. Während bei „*normal streamflow*“ die Turbulenz der wichtigste Transportmechanismus ist, spielen bei „*hyperconcentrated flow*“ ebenfalls der Auftrieb sowie dispersive Spannungen eine Rolle. Das Fließverhalten wird dann als turbulent/laminar charakterisiert. Bei „*debris flows*“ wird die Turbulenz weitgehend unterdrückt und das Wasser-Sediment-Gemisch fließt laminar (HESSEL, 2006).

Die beschriebenen Beobachtungen sowie die in Abbildung 3-17 dargestellte Beispielrechnung lassen vermuten, dass Wasser-Sedimentgemische im Konzentrationsbereich von „*normal streamflow*“ bis „*hyperconcentrated flow*“ auf steileren Hängen bei Starkniederschlagsereignissen in deutschen Lössgebieten möglich sind. Das Vorkommen von „*debris flows*“ ist aufgrund der Ausprägung der deutschen Lössgebiete unwahrscheinlich. Die maximal mögliche Sedimentkonzentration im Modell wird deshalb auf die obere Grenzkonzentration des „*hyperconcentrated flow*“ mit $c_{max} = 1590$ g/l festgelegt.

3.4 Die Deposition von Bodenpartikeln

Im Rahmen der Erosionsmodellierung spielt der Depositionsprozess eine bedeutende Rolle, um den Sedimenteintrag in die Oberflächengewässer sowohl quantitativ als auch qualitativ erfassen zu können. Die Deposition von Bodenpartikeln findet haupt-

sächlich im flacheren Hangfußbereich, auf Vegetationsfilterstreifen oder infolge von gezielten Maßnahmen wie z.B. Konturstreifen statt. Depositionszonen sind häufig Gegenstand von Managementmaßnahmen, mit dem Ziel, den partikelgebundenen Stoffeintrag in die Fließgewässer zu vermindern (HAAN ET AL., 1994: 239; HAIRSINE ET AL., 2002).

Von allen betrachteten Prozesskomponenten der Bodenerosion ist für die Deposition am ehesten eine plausible physikalische Beschreibung möglich. In dem vorliegenden Kapitel werden der Stand des Wissens und die Umsetzung dieses Teilprozesses im Modell *CATFLOW-SED* dargestellt.

3.4.1 Modellvorstellung zur Deposition

Die Deposition ist ein stark selektiver Prozess. Während feine Partikel fast vollständig in Suspension bleiben, werden grobe Partikel aufgrund ihrer höheren Sinkgeschwindigkeit schnell abgelagert (DAVIS ET AL., 1983; BEUSELINCK ET AL., 1999A; FLANAGAN & NEARING, 2000; BEUSELINCK ET AL., 2002A).

BEUSELINCK ET AL. (1999A,B, 2002A) untersuchten den Depositionsprozess anhand von Laborversuchen in 2,6 m langen Rinnen bei Gefällen von 1 bis 4 % und unterschiedlichen Abflüssen. Bei sehr geringen Schubspannungen ist die Deposition maßgeblich von den Sinkgeschwindigkeiten der Partikelfraktionen abhängig. Wird ein kritischer Schwellenwert für die Schubspannung überschritten, nimmt der Sedimenttransport deutlich zu und ein beträchtlicher Anteil an gröberen Partikeln wird über die Depositionsfläche hinweg transportiert. BEUSELINCK ET AL. (1999A) erklären diese Beobachtung mit der Remobilisierung von bereits abgelagerten gröberen Partikeln. In diesem Fall muss ein Transportterm bei der Beschreibung des Depositionsprozesses berücksichtigt werden.

Eine zusätzliche Einwirkung von Niederschlag führt zu einer Erhöhung der ausgetragenen Sedimentmenge. Dabei ist der Niederschlagseinfluss bei großen Hanggefällen deutlicher, da die Fließtiefe abnimmt und vermehrt Sediment durch den Tropfenauflaufprall remobilisiert wird. Zudem steigt die Transportkapazität infolge der größeren Fließgeschwindigkeiten bei steileren Gefällen (BEUSELINCK ET AL., 2002A). Bei hohen Abflüssen nimmt der Einfluss des Niederschlages auf die Remobilisierung ab, da der Tropfenauflaufprall durch die größeren Fließtiefen gedämpft wird (vgl. Abschnitt 3.2.1.1). Durch die Niederschlagseinwirkung wird außerdem die Turbulenz erhöht und das Absinken der Partikel vermindert (FOSTER, 1982; FOSTER ET AL., 1995).

Der Sedimenttransport über eine Depositionsfläche ist somit eine Kombination des Transports von suspendierten Partikeln, die sich entsprechend ihrer Sinkgeschwindigkeit absetzen und der Remobilisierung von bereits abgelagerten Sedimentpartikeln. Da die Remobilisierung kein selektiver Prozess ist, hängt die beobachtete Sortierung der Partikelfractionen nur von den Sinkgeschwindigkeiten ab. Das Prozessgeschehen kann mit der Modellvorstellung von HAIRSINE & ROSE (1991, 1992A,B)⁹ oder auf Basis eines Transportkapazitätsansatzes nach der Modellvorstellung von FOSTER & MEYER (1972, 1975)¹⁰ beschrieben werden. Wie bereits in Kapitel 3.1.2 dargestellt, bilden beide Modellvorstellungen den Sedimenttransport über eine Netto-depositionsfläche ganz ähnlich ab. Unterschiede bestehen lediglich in den konzeptionellen Ansätzen zur Bestimmung der Gleichgewichtskonzentration und Größenselektion der Partikel (BEUSELINCK ET AL., 1999A, 2002A).

3.4.2 Bestimmung der Sinkgeschwindigkeit

Ansätze zur Bestimmung der Sinkgeschwindigkeit der Partikel im Oberflächenabfluss basieren auf zwei grundsätzlichen Annahmen:

- Die Sedimentpartikel im Oberflächenabfluss sind vollständig durchmischt. Das bedeutet, es bildet sich kein vertikaler Konzentrationsgradient aus.
- Die Sinkgeschwindigkeit im Oberflächenabfluss eines Partikels ist identisch mit der Sinkgeschwindigkeit in ruhendem Wasser.

Beide Annahmen können nicht direkt verifiziert werden, da Oberflächenabfluss meist nur wenige mm tief und stark mit Sedimentpartikeln beladen ist. Bei Niederschlagseinfluss kann aufgrund der durch den Tropfenaufprall induzierten Turbulenz von einer vollständigen Durchmischung ausgegangen werden. BEUSELINCK ET AL. (1999A) konnten durch den Vergleich von in Laborversuchen gemessenen mit vorhergesagten Korngrößenverteilungen nachweisen, dass Bodenpartikel im Oberflächenabfluss auch ohne zusätzliche Niederschlagseinwirkung bei laminaren bis tran-

⁹ Analytische Lösungen für den Depositionsprozess unter stationären Bedingungen nach der Modellvorstellung von HAIRSINE & ROSE (1991, 1992A,B) wurden von HAIRSINE ET AL. (2002) und SANDER ET AL. (2002) formuliert und von BEUSELINCK ET AL. (2002B) auf Basis von Laborversuchen validiert.

¹⁰ Die Modellvorstellung von FOSTER & MEYER (1972, 1975) wurde z.B. von DAVIS ET AL. (1983) und FLANAGAN & NEARING (2000) getestet.

sitionalen¹¹ Strömungsbedingungen vollständig durchmischt werden. Die gemessenen Depositionsraten der Kornfraktionen (bei Experimenten ohne Niederschlag) konnten durch eine Berechnung der Sinkgeschwindigkeiten gut vorhergesagt werden, so dass für ruhende Flüssigkeiten abgeleitete Ansätze auf Oberflächenabfluss übertragbar sind.

Für kugelförmige Partikel mit dem Durchmesser d_m ergibt sich die Sinkgeschwindigkeit aus dem Kräftegleichgewicht am Teilchen in einer ruhenden Flüssigkeit (SCHRÖDER & ZANKE, 2003).

$$\text{Gleichung 3-80} \quad v_s = 2 \cdot \sqrt{\frac{g' \cdot d_m}{3 \cdot C_w}} \quad \text{mit} \quad g' = \left(\frac{\rho_p}{\rho_w} - 1 \right) \cdot g$$

v_s Sinkgeschwindigkeit des Einzelpartikels [m/s]
 C_w Widerstandsbeiwert der Feststoffpartikel [-]
 ρ_p Dichte der Partikel [kg/m³]
 ρ_w Dichte des Wassers [kg/m³]
 d_m Partikeldurchmesser [m]
 g' modifizierte Erdbeschleunigung zur Berücksichtigung der Auftriebswirkung [m/s²]

Der Widerstandsbeiwert C_w ist abhängig von der auf die Teilchenströmung bezogenen Reynolds-Zahl (Gleichung 3-81):

$$\text{Gleichung 3-81} \quad Re = \frac{v_s \cdot d_m}{\nu}$$

Re Reynolds-Zahl [-]
 ν kinematische Viskosität [m²/s]

Für kleine Reynolds-Zahlen ($Re < 0,1$) gilt (SCHRÖDER & ZANKE, 2003):

$$\text{Gleichung 3-82} \quad C_w = \frac{24}{Re}$$

Für größere Reynolds-Zahlen können die Trägheitskräfte nicht mehr vernachlässigt werden. Für diesen Bereich existieren eine Reihe von Beziehungen, die anhand von experimentellen Daten ermittelt wurden, wie z.B. die Beziehung von KAZANSKIJ (1972) (Gleichung 3-83):

$$\text{Gleichung 3-83} \quad C_w = \frac{24}{Re} + \frac{5,6}{\sqrt{Re}} + 0,25$$

¹¹ laminar-turbulenter Übergangsbereich

Diese Beziehung gilt für den Bereich $Re \leq 4,3 \cdot 10^3$ und schließt damit den Stokeschen Bereich mit ein. Da der Widerstandsbeiwert C_w von der Sinkgeschwindigkeit abhängig ist können Gleichung 3-80, Gleichung 3-81 und Gleichung 3-83 nur iterativ gelöst werden. Abbildung 3-18 zeigt die berechneten Sinkgeschwindigkeiten für die Grenzen der Partikelfractionen von Feinton (0,2 μm) bis Grobsand (2000 μm).

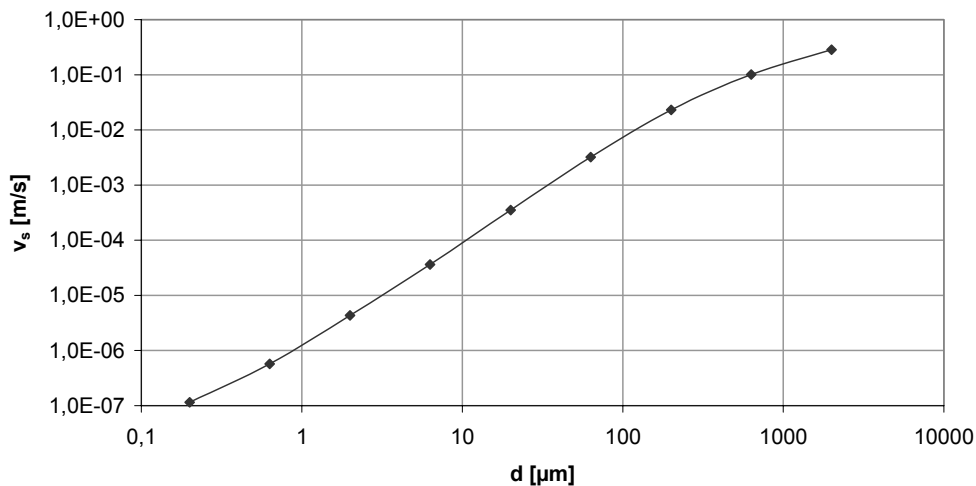


Abbildung 3-18 Sinkgeschwindigkeit in Abhängigkeit vom Partikeldurchmesser berechnet für die Grenzen der Partikelfractionen von Feinton bis Grobsand.

Die Sinkgeschwindigkeit der Partikel nimmt bei höherer Sedimentkonzentration im Vergleich zu der des Einzelpartikels ab (WAN & WANG, 1994; BEUSELINCK ET AL., 1999A; HESSEL, 2006). Für die Sinkgeschwindigkeit des Teilchenschwarms wird häufig der in Gleichung 3-84 dargestellte Zusammenhang verwendet. WAN & WANG (1994: 77) geben für den Exponenten b einen konstanten Wert von 5 an.

$$\text{Gleichung 3-84} \quad v_{s,TS} = v_s \cdot (1 - c_v)^b \quad \text{mit} \quad c_v = \frac{q_s}{\rho_p \cdot q}$$

- $v_{s,TS}$ Sinkgeschwindigkeit des Teilchenschwarms [m/s]
- c_v Feststoffvolumenkonzentration [m^3/m^3]
- b dimensionsloser empirischer Exponent [-]
- q_s breitenspezifischer Feststoffmassenstrom [$\text{kg}/(\text{m} \cdot \text{s})$]
- q breitenspezifischer Abfluss [m^2/s]

3.4.3 Bestimmung der Depositionsrate

Im Fall der Deposition beginnen Partikel, für die nicht mehr ausreichend Transportkapazität in der Strömung vorhanden ist, sich entsprechend ihrer Sinkgeschwindig-

keit abzusetzen. Damit ein Partikel sich im Zeitabschnitt Δt im Segment Δx absetzen kann, muss das Teilchen den Boden erreichen. Den längsten Weg beschreibt dabei ein Teilchen, das sich nahe an der Wasseroberfläche befindet (Abbildung 3-19).

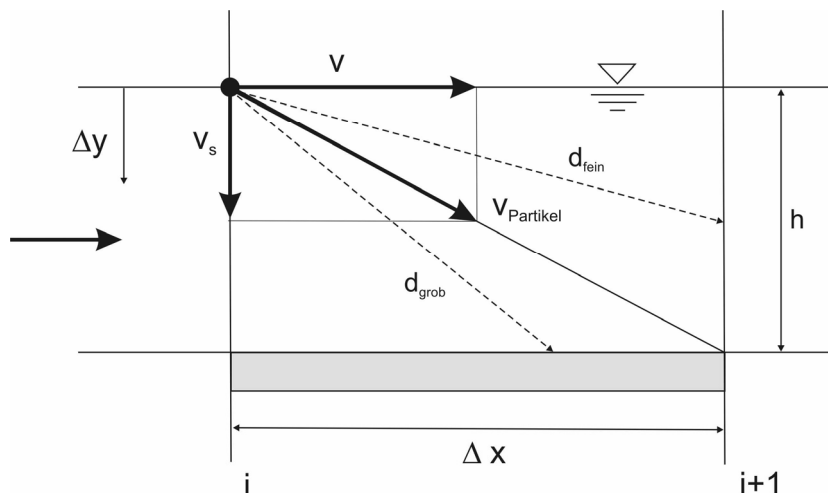


Abbildung 3-19 Definitionsskizze zur Bestimmung des Koeffizienten C_{dep} für den Fall der Deposition (verändert nach SCHRAMM, 1994).

Der im Zeitabschnitt Δt zurückgelegte vertikale Weg Δy eines Partikels kann aus dem Verhältnis der Sinkgeschwindigkeit zur Fließgeschwindigkeit ermittelt werden (Gleichung 3-85).

Gleichung 3-85
$$\Delta y = \frac{v_s}{v} \cdot \Delta x$$

- Δy zurückgelegter vertikaler Weg des Partikels [m]
- Δx Segmentlänge [m]
- v_s Sinkgeschwindigkeit des Partikels [m/s]
- v Fließgeschwindigkeit des Oberflächenabflusses [m/s]

Wenn der Weg Δy größer ist als die Fließtiefe h , setzen sich alle Partikel einer Kornfraktion im Berechnungsabschnitt ab. Ist Δy im Zeitabschnitt Δt kleiner als die Fließtiefe h , setzen sich die Partikel im Verhältnis von Δy zu h ab. Der Anteil der Partikel einer Partikelklasse k , die in einem Berechnungsabschnitt sedimentieren, wird durch den Depositionskoeffizienten $C_{dep\ k}$ erfasst (Gleichung 3-86).

Gleichung 3-86
$$C_{dep\ k} = \frac{\Delta y_k}{h} = \frac{v_{s\ k}}{v} \cdot \frac{\Delta x}{h} = \frac{v_{s\ k}}{q} \cdot \Delta x$$

- $C_{dep\ k}$ Depositionskoeffizient einer Partikelklasse [-]

Gleichung 3-86 entspricht im Prinzip Gleichung 3-8 zur Bestimmung des Depositionskoeffizienten C_{de} (FOSTER, 1982; FOSTER ET AL., 1995) multipliziert mit der Fließlänge Δx . Bei Niederschlagseinwirkung sinkt die Depositionsrate aufgrund der durch den Tropfenaufrall induzierten Turbulenz. Zur Berücksichtigung dieses Effekts wird der Depositionskoeffizient C_{dep} abgemindert. FOSTER (1982) empfiehlt auf Basis von Laborversuchen den Faktor $\beta = 0,5$ (Gleichung 3-8).

Die Nettodepositionsrate in einem Berechnungsabschnitt ergibt sich anschließend für alle Partikelfractionen aus Gleichung 3-87.

$$\text{Gleichung 3-87} \quad e_{net,dep} = \sum_{k=1}^n 0,5 \cdot C_{dep_k} \cdot (T_{C_k} - q_{s_k}) \cdot b$$

$e_{net,dep}$ Nettodepositionsrate in einem Berechnungsabschnitt (negativ) [kg/s]
 b Breite des Berechnungsabschnittes [m]

3.5 Zusammenfassung der Modellansätze

In Kapitel 3 wurden die zu Grunde liegenden Prozessansätze für das Simulationsmodell *CATFLOW-SED* entwickelt. Folgende Aspekte lassen sich als Ergebnis der Abschnitte 3.1 bis 3.4 zusammenfassen:

- Die Sedimentkontinuitätsgleichung bildet in ihrer stationären Form die Grundlage für das Simulationsmodell. Für hinreichend kleine Zeitschritte führt diese Vereinfachung zu einer guten Näherung (Kapitel 3.1.1).
- Die Modellvorstellung zur Interaktion der Teilprozesse basiert auf dem Prinzip der Transportkapazität. In Abhängigkeit von der Auslastung der Transportkapazität wird gesteuert, ob in einem Berechnungsabschnitt während eines Zeitschritts entweder eine Ablösung oder eine Deposition von Partikeln stattfindet. Die Phase der Ablösung von Bodenpartikeln wird nach der Modellvorstellung von MEYER & WISCHMEIER (1969) umgesetzt. Für die Deposition wird dem Ansatz von FOSTER & MEYER (1972, 1975) gefolgt (Kapitel 3.1.3).
- Es wird keine explizite Unterscheidung in Rillen- und Zwischenrillenbereiche vorgenommen (Kapitel 3.2.2.1). Die Ablösung von Partikeln aus der Bodenmatrix wird auf Basis des in Kapitel 3.2.2.3 beschriebenen Ansatzes zur Bestimmung der potenziellen Erosionsrate erfasst. Neben den hydraulischen Belastungsgrößen (Niederschlag und Abfluss) wird die Höhe der potenziellen Erosionsrate maßgeblich durch den Erosionswiderstand kontrolliert. Dieser Modellparameter

wird in Kapitel 6 charakterisiert. Da die Kohäsion eine Eigenschaft der gesamten Bodenmatrix ist, werden die Partikelfraktionen entsprechend ihrer Verteilung im Oberboden erodiert.

- Die Transportkapazität wird nach dem Ansatz von ENGELUND & HANSEN (1967) ermittelt (Kapitel 3.3.1.3). Es wird angenommen, dass der Transport auf Lössböden kein selektiver Prozess ist (Kapitel 3.3.2.3). Die Aufteilung der Transportkapazität auf die Partikelfraktionen erfolgt durch Schubspannungsumlagerung unter Berücksichtigung der Häufigkeitsverteilungen der Korngrößen im transportierten Sediment und im Oberboden (Kapitel 3.3.2.4). Wichtige Kontrollgrößen sind das Korngrößenspektrum der Böden, das anhand der Anteile der Fraktionen und einem mittleren Partikeldurchmesser beschrieben wird, sowie die hydraulischen Eigenschaften des Abflusses. Im Modell wird eine maximale Sedimentkonzentration definiert (Kapitel 3.3.2.5), um die Berechnung von unplausiblen Konzentrationen zu vermeiden.
- Während der Depositionsphase werden Teile der nicht mehr transportierbaren Partikelfraktionen abgelagert. Die Depositionsrate einer Partikelklasse ist von der Sinkgeschwindigkeit abhängig. Es handelt sich deshalb um einen größenselektiven Prozess, der vom Partikeldurchmesser und der Dichte sowie den hydraulischen Größen Fließtiefe und -geschwindigkeit kontrolliert wird (Kapitel 3.4).

Die konkrete Beschreibung des Erosions- und Depositionsmoduls sowie die zu Grunde liegenden Komponenten der Modellierung der Wasserbewegung werden in Kapitel 4 dargestellt.

4 Aufbau des Modellsystems *CATFLOW-SED*

Im Rahmen des Weiherbachprojektes wurde das physikalisch basierte Modell *CATFLOW* entwickelt, das die relevanten Teilprozesse des Wasserkreislaufs in kleinen Einzugsgebieten räumlich und zeitlich differenziert simulieren kann und die obere Bodenzone einschließlich der Vegetation betrachtet (MAURER, 1997A; PLATE & ZEHE, 2008). Das vorliegende Kapitel gibt eine Beschreibung der Grundlagen von *CATFLOW* sowie der Weiterentwicklung zu dem Modellsystem *CATFLOW-SED*, das die Simulation von Erosions- und Depositionsprozessen ermöglicht.

4.1 Modellkomponenten zur Simulation der Abflussdynamik

In *CATFLOW* werden die Prozesse Verdunstung, Interzeption, Infiltration in Mikro- und Makroporen, die zweidimensionale Bodenwasserbewegung (ungesättigt-gesättigt) sowie Oberflächen- und Gerinneabfluss unter dem Einfluss zeitlich und räumlich differenzierter Klima-Randbedingungen und Landnutzungen berücksichtigt. Eine ausführliche Darstellung der Module zur Simulation des Abflussgeschehens ist MAURER (1997A,B) sowie PLATE & ZEHE (2008) zu entnehmen.

4.1.1 Räumliche Diskretisierung, Zeitschrittsteuerung und Datenhaltung

Zur Repräsentation typischer Fließwege hat sich eine Modellstruktur bewährt, die das Einzugsgebiet aus Einzelhängen und einem Gewässernetz zusammensetzt. Die Hänge werden durch einen Landstreifen variabler Breite parallel zum Gradienten der Hangfalllinien von der Hangkuppe bis zum Übergang des Geländes in das Gewässer definiert. Die Hanglängsschnitte sowie das Entwässerungsnetz werden anschließend unter Berücksichtigung der hydrologisch aktivsten Zonen in diskrete Hangsegmente unterteilt.

Grundelement des Modells ist ein zweidimensionales Hangmodul, welches die Prozesse des Wasser- und Stofftransports im natürlichen dreidimensionalen Hangkörper in vertikaler Richtung und entlang der Hangfalllinie räumlich explizit modelliert. Die räumlichen Muster der Böden und vertikalen Bodenprofile lassen sich gemittelt nachbilden, während die Variabilität quer zur Hangfalllinie vernachlässigt wird. Die Diskretisierung der Hanglängsschnitte erfolgt auf einem Netz krummliniger orthogonaler Koordinaten, die der Topographie angepasst werden (Abbildung 4-1). Die Ko-

ordinate ξ zeigt in Richtung des Höhengradienten, tangential zur Geländeoberkante, während die Koordinate η senkrecht auf ξ steht (KIEFER ET AL., 1990). Neben dem Vorteil, dass der Rand des unregelmäßigen Gebietes bei Verwendung eines natürlichen Koordinatensystems flexibel und ohne Stufen beschrieben werden kann, ist vor allem die Formulierung der zweidimensionalen RICHARDS-Gleichung (Abschnitt 4.1.2) in einem mathematisch rechtwinkligen Gitter numerisch wesentlich einfacher zu handhaben (MAURER, 1997A).

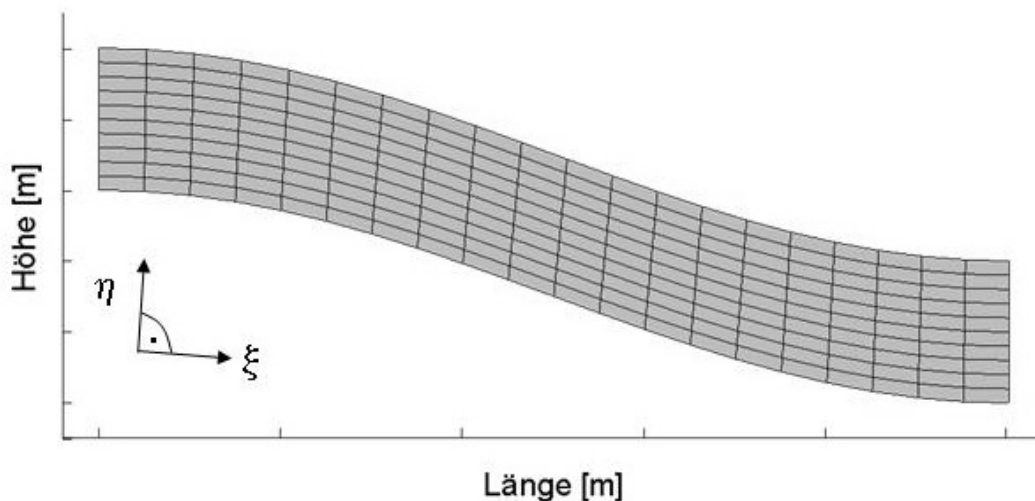


Abbildung 4-1 Beispiel für eine Hangdiskretisierung mit krummlinigen orthogonalen Koordinaten (überhöhte Darstellung).

Bei der Simulation von Einzugsgebieten ist die implizite Berechnung aller diskreten Zustandsgrößen nicht praktikabel, weshalb einzelne Prozesse explizit gekoppelt werden. In *CATFLOW* wurde eine variable Zeitschrittsteuerung implementiert. Zu Programmbeginn kontrollieren zunächst die Randbedingungen den Zeitschritt, wobei fortlaufend die Zeitpunkte der nächsten Änderung sowie die Ausgabesteuerungszeitreihen überprüft werden. Der jeweils kürzeste Zeitraum bestimmt einen maximalen Zeithorizont, der nicht überschritten werden darf. Nacheinander werden dann sämtliche Hänge bis zu diesem Zeithorizont berechnet, wobei jeder Hang eine individuelle, unabhängige Zeitschrittsteuerung besitzt. Dabei wird der Zeitschritt so gesteuert, dass die maximale Änderung der Bodenfeuchte innerhalb des Zeitschritts möglichst nahe an einer als optimal definierten Änderung liegt (MAURER, 1997A,B; HORNING & MESSING, 1984). Im Niederschlagsfall beginnt die Oberflächenabflussberechnung, wobei gegebenenfalls ein feinerer prozessbezogener lokaler Zeitschritt zur Einhaltung der numerischen Stabilität (COURANT-FRIEDRICHS-LEWY-Kriterium, vgl. Abschnitt 4.1.3) verwendet wird. Anschließend erfolgt die Berechnung der Abflüsse im Gerinnenetz.

Für CATFLOW sind eine Vielzahl an Eingangsdaten und Modellparametern erforderlich. Zur Gewährleistung der Handhabbarkeit des Modells werden die räumlich und zeitlich variablen Ein- und Ausgabedaten in einem indizierten Tabellensystem relational verwaltet und weitgehend flexible Eingabeformate verwendet (MAURER, 1997A,B). Die Datenstruktur ist in Anhang A.15 dargestellt.

4.1.2 Infiltration und Bodenwasserbewegung

Die bestimmende Größe für den Wassertransport ist das Bodengefüge, das das Hohlraumvolumen in ein komplexes Porensystem gliedert. Die Verteilung der Porengrößen ist ausschlaggebend für den Transport im Porensystem, das üblicherweise in Mikro- und Makroporen eingeteilt wird (MAURER, 1997A).

Für die Berechnung der **Wasserbewegung in Mikroporen** (Matrixfluss) in der gesättigten und ungesättigten Bodenzone wird die gemischte Form der RICHARDS-Gleichung (HORNUNG & MESSING, 1984, Gleichung 4-1) in zwei Dimensionen gelöst. Die Darstellung der Differentialgleichung in krummlinigen orthogonalen Koordinaten (ξ und η) ist MAURER (1997A: 73) zu entnehmen.

$$\text{Gleichung 4-1} \quad \frac{\partial \theta}{\partial t} = \text{div} [k \cdot \mathbf{K} \cdot \text{grad} (\Psi - Z)] - S$$

θ	volumetrischer Wassergehalt [m^3/m^3]
k	skalare Leitfähigkeit [m/s]
\mathbf{K}	Tensor der relativen Leitfähigkeit
Ψ	Saugspannung, negatives Druckpotenzial [m]
Z	Gravitationspotenzial [m]
S	Senkenterm [$1/s$]
t	Zeitkoordinate [s]

Die volumetrische Wasserkapazität C beschreibt die Steigung der Wasserspannungskurve (Gleichung 4-2) und gibt die Änderung des Bodenwassergehalts θ bei einer Änderung der Saugspannung ψ an. Unter Beachtung von $\partial \psi / \partial t = -\partial (\psi - Z) / \partial t$ kann die RICHARDS-Gleichung (Gleichung 4-1) in Potenzialform dargestellt werden (Gleichung 4-3). Im Gegensatz zu Gleichung 4-1 können dann auch die Verhältnisse im gesättigten Boden beschrieben werden.

$$\text{Gleichung 4-2} \quad C = \frac{\partial \theta}{\partial \Psi}$$

C	volumetrische Wasserkapazität [$1/m$]
-----	---

$$\text{Gleichung 4-3} \quad -C \cdot \frac{\partial(\Psi - Z)}{\partial t} = \text{div} [k \cdot \mathbf{K} \cdot \text{grad}(\Psi - Z)] - S$$

Das Verhalten der RICHARDS-Gleichung hängt entscheidend von ihren Parametern ab, die von den Bodeneigenschaften geprägt werden. Die hochgradig nichtlinearen Zusammenhänge zwischen der Wasserkapazität C , der Durchlässigkeit k , der Saugspannung Ψ und dem Wassergehalt θ werden durch **bodenhydraulische Funktionen** beschrieben. Für die Parametrisierung dieser Funktionen wird in CATFLOW das Modell von VAN GENUCHTEN-MUALEM (VAN GENUCHTEN, 1980; MUALEM, 1976) verwendet (Anhang A.7).

Das lokale Zusammenwirken von Prozessen bzw. Größen bei der Entstehung und beim Ablauf **präferentieller Fließaktivität** (Makroporenfluss) ist komplex (BEVEN & GERMANN, 1982). Im einfachen Fall hoher Vorfeuchte kommt es durch Sättigung der umgebenden Bodenmatrix zu lokalem Überstau im Bereich der Makroporen. Doch auch bei extrem trockenem Oberboden kann es infolge der schlechten Benetzbarkeit der Bodenmatrix zu Überstau und zum Einsickern von Wasser in Makroporen kommen. Eine explizite Beschreibung dieser Mechanismen ist in einem zweidimensionalen numerischen Modell für kleine Einzugsgebiete nicht möglich. Der zu Grunde liegende Ansatz für den Makroporenfluss beschreibt deshalb den Effekt hydraulisch aktiver Makroporen über eine lokale Erhöhung der hydraulischen Leitfähigkeit des Bodens an einem Modellknoten. Die Steuergröße ist die lokale Sättigung S im Boden. Wird ein Schwellenwert S_0 erreicht, so wird die hydraulische Leitfähigkeit in Richtung der Makroporen linear um den Makroporositätsfaktor f_{mak} erhöht (ZEHE, 1999).

$$\text{Gleichung 4-4} \quad k_{s,ges} = \underbrace{k_s}_{\text{Matrixanteil}} + \underbrace{k_s \cdot f_{mak} \cdot \left(\frac{S - S_0}{1 - S_0} \right)}_{\text{Makroporenanteil}} \quad \text{für} \quad S_0 \leq S \leq 1$$

$$\text{sonst:} \quad k_{s,ges} = k_s$$

- $k_{s,ges}$ Gesamtleitfähigkeit der Matrix und des Makroporensystems [m/s]
 k_s gesättigte Leitfähigkeit der Matrix [m/s]
 S relative Sättigung ($0 < S < 1$) [-]
 S_0 Schwellenwert für das Einsetzen der präferentiellen Fließaktivität ($0 < S_0 < 1$) [-]
 f_{mak} Makroporositätsfaktor ($f_{mak} > 1$) [-]

Die Makroporosität ist auf dieser Aggregationsstufe somit eine charakteristische Größe des Bodens und beschreibt den maximalen Beitrag, den die Makroporen im Modellelement unter gesättigten Bedingungen zum Wasserfluss beitragen. Sie kann sowohl in der vertikalen als auch in der Richtung der Hangfalllinie variieren. Bei einer

Schwellsättigung S_0 von kleiner 1 ist die Simulation von präferentieller Fließaktivität in ungesättigten Böden, die im Rahmen zahlreicher Felduntersuchungen beobachtet wurde (FLURY ET AL., 1994; ZEHE & FLÜHLER, 2001), möglich. Der Makroporositätsfaktor f_{mak} lässt sich anschaulich für den Grenzfall als Verhältnis von gesamtem, gesättigten Wasserfluss in allen Makroporen Q_{mak} zum gesättigten Matrixfluss Q_{mik} in einem Modellelement der Fläche A deuten (Gleichung 4-5).

$$\text{Gleichung 4-5} \quad f_{mak} = \frac{Q_{mak}}{Q_{mik}} \quad \text{mit} \quad Q_{mik} = -k_s \cdot A$$

Q_{mak} gesättigter Fluss in Makroporen [m^3/s]
 Q_{mik} gesättigter Fluss in Mikroporen [m^3/s]
 A Fläche des Modellelements [m^2]

Die **Verdunstung** wird auf Basis der PENMAN-MONTEITH Gleichung beschrieben, wobei die Verdunstungskomponenten Evaporation des Bodens, Transpiration der Pflanzen und Interzeptionsverdunstung von benetzten Blattflächen berücksichtigt werden (MAURER, 1997A; KOLLE & FIEDLER, 1997).

Grundlage für die Beschreibung der Prozesse **Oberflächen- und Gerinneabfluss** sind die SAINT-VENANT-Gleichungen. Die Oberflächenabflussberechnung bildet die Schnittstelle für die Ankopplung der Erosions- und Depositionsprozesse und wird deshalb in Abschnitt 4.1.3 detaillierter erläutert.

4.1.3 Oberflächenwasserbewegung

Der Abflussprozess auf dem Hang lässt sich durch die Flachwasser-Gleichungen beschreiben, die auf SAINT VENANT zurückgehen (DYCK & PESCHKE, 1995). Die SAINT-VENANT-Gleichungen bestehen aus der Kontinuitätsgleichung zur Massenerhaltung (Gleichung 4-6) und der dynamischen Grundgleichung (Gleichung 4-7).

Werden alle Terme der Bewegungsgleichung berücksichtigt, so spricht man von einer **hydrodynamischen Welle**. Das vollständig gekoppelte partielle Differenzialgleichungssystem ist nicht in geschlossener Form integrierbar und kann nur durch die Anwendung von numerischen Verfahren gelöst werden. Allerdings führt bei der numerischen Lösung insbesondere die konvektive Beschleunigung zu Stabilitätsproblemen, weshalb häufig Vereinfachungen der Bewegungsgleichung zur Anwendung kommen (CIRPKA, 2003). Werden in Gleichung 4-7 die Beschleunigungsterme vernachlässigt, ergibt sich der **Diffusionswellenansatz**. Da sich die beiden Beschleunigungsterme für allmählich veränderliche Durchflüsse gegenseitig nahezu aufheben, wird mit diesem Ansatz eine gute Näherung erreicht (CIRPKA, 2003; DYCK & PESCHKE,

1995). Bei der **kinematischen Welle** wird zudem das Druckglied nicht berücksichtigt. Sowohl die kinematische als auch die Diffusionswelle weisen gegenüber der hydrodynamischen Welle den Vorteil auf, dass nur eine partielle Differentialgleichung für die Abflusstiefe h zu lösen ist. Während die Vereinfachung von $I_E = I_0$ (Normalabfluss) bei der kinematischen Welle zu einer eindeutigen Beziehung zwischen der Abflusstiefe und der mittleren Fließgeschwindigkeit führt, wird beim Diffusionswellenansatz für I_E das Wasserspiegelgefälle angesetzt. Dadurch werden Rückstaueffekte berücksichtigt und es ergibt sich eine *hysteretische*¹² Beziehung zwischen Abflusstiefe und mittlerer Geschwindigkeit (CIRPKA, 2003).

$$\text{Gleichung 4-6} \quad \frac{\partial h}{\partial t} = -\frac{1}{b} \cdot \frac{\partial(A \cdot v)}{\partial x} + \frac{q_{lat}}{b}$$

$$\text{Gleichung 4-7} \quad \underbrace{\frac{\partial v}{\partial t} + v \cdot \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{v}{A} \cdot q_{lat}}_{\text{hydrodynamische Welle}} + \underbrace{g \cdot \frac{\partial h}{\partial x} - g \cdot (I_0 - I_E)}_{\substack{\text{kinematische Welle} \\ \text{Diffusionswelle}}} = 0$$

$$\text{wobei} \quad \frac{\partial v}{\partial t} \rightarrow \text{lokale Beschleunigung}$$

$$v \cdot \frac{\partial v}{\partial x} \rightarrow \text{konvektive Beschleunigung}$$

$$\frac{v}{A} \cdot q_{lat} \rightarrow \text{Beschleunigung des diffusen lateralen Zuflusses}$$

$$\frac{\partial h}{\partial x} \rightarrow \text{Druckgradient}$$

h, v, b Fließtiefe [m], Fließgeschwindigkeit [m/s], Fließbreite [m]

A, Q Fließquerschnitt [m²], Abfluss [m³]

g Erdbeschleunigung [m/s²]

I_0, I_E Hanggefälle [-], Energiehöhengefälle [-]

q_{lat} seitlicher Zufluss [m³/(m·s)] = [m²/s]

$\Delta t, \Delta x$ Zeitschritt [s], Segmentlänge [m]

In das Modell *CATFLOW* wurde für Oberflächenabfluss auf Hängen der Diffusionswellenansatz in eindimensionaler Form implementiert. Mangels detaillierter Kenntnis der Mikrotopographie auf der Hangskala wird dieser als Schichtabfluss beschrieben

¹² Bei auflaufender Welle ($\frac{\partial h}{\partial x} < h$) wird bei gleicher Abflusstiefe mehr Wasser abgeführt als bei ablaufender Welle ($\frac{\partial h}{\partial x} > h$).

(vgl. Abschnitt 3.2.2.1). Der durchströmte Querschnitt A entspricht somit dem Produkt aus Wassertiefe h und der Wasserspiegel- bzw. Hangbreite b . Der hydraulische Radius r_{hyd} kann aufgrund der im Vergleich zur Hangbreite geringen Wassertiefe mit dieser gleichgesetzt werden. Die lateralen Nettozuflüsse q_{lat} ergeben sich aus dem Niederschlag sowie der Infiltration und Exfiltration (*return flow*).

Die Fließgeschwindigkeit v kann nur auf Basis eines empirischen Ansatzes z.B. von MANNING-STRICKLER (Gleichung 4-8), CHEZY oder DARCY-WEISBACH bestimmt werden (SCHRÖDER & ZANKE, 2003). Nach BEUSELINCK ET AL. (2002B) hat sich die MANNING-STRICKLER-Formel bewährt, um Oberflächenabflüsse nachzubilden.

Gleichung 4-8
$$v = \frac{1}{n} \cdot h^{\frac{2}{3}} \cdot \sqrt{I_E}$$

n Rauheitsbeiwert nach MANNING-STRICKLER (Mannings n) [$s/m^{1/3}$]

Die numerische Lösung der gekoppelten partiellen Differentialgleichungen erfolgt mit einem expliziten, massenerhaltenden Upstream-Verfahren (VREUGDENHIL & KOREN, 1993: 57FF), welches die Einhaltung des COURANT-FRIEDRICHS-LEWY-Kriteriums (CFL) erfordert. Dieses besagt, dass der Zeitschritt Δt so klein gewählt werden muss, dass eine Welle mit der Wellenfortpflanzungsgeschwindigkeit c ein diskretes Element Δx entlang der Fließrichtung nicht vollständig durchlaufen kann. Für die Courant-Zahl C_0 gilt somit (HIRSCH, 1988: 289):

Gleichung 4-9
$$C_0 = c \cdot \frac{\Delta t}{\Delta x} < 1 \quad \text{mit} \quad c = \frac{5}{3} \cdot v$$

C_0 Courant-Zahl [-]

c Wellenfortpflanzungsgeschwindigkeit [m/s]

Die Oberfläche des Hanges wird in diskrete Segmente eingeteilt (Abbildung 4-2). Für jedes Hangsegment wird nach der Bewegungsgleichung der Diffusionswelle (Gleichung 4-7) das Wasserspiegelgefälle berechnet, mit dem das Energiehöhengefälle I_E angenähert wird. Dieses lässt sich entsprechend Gleichung 4-10 in finite Rückwärtsdifferenzen (Upstream) überführen.

Gleichung 4-10
$$I_E = I_0 - \frac{\partial h}{\partial x} \rightarrow I_{E_i}^j = I_{0_i} - \frac{(h_i^j - h_{i-1}^j)}{\Delta x_i}$$

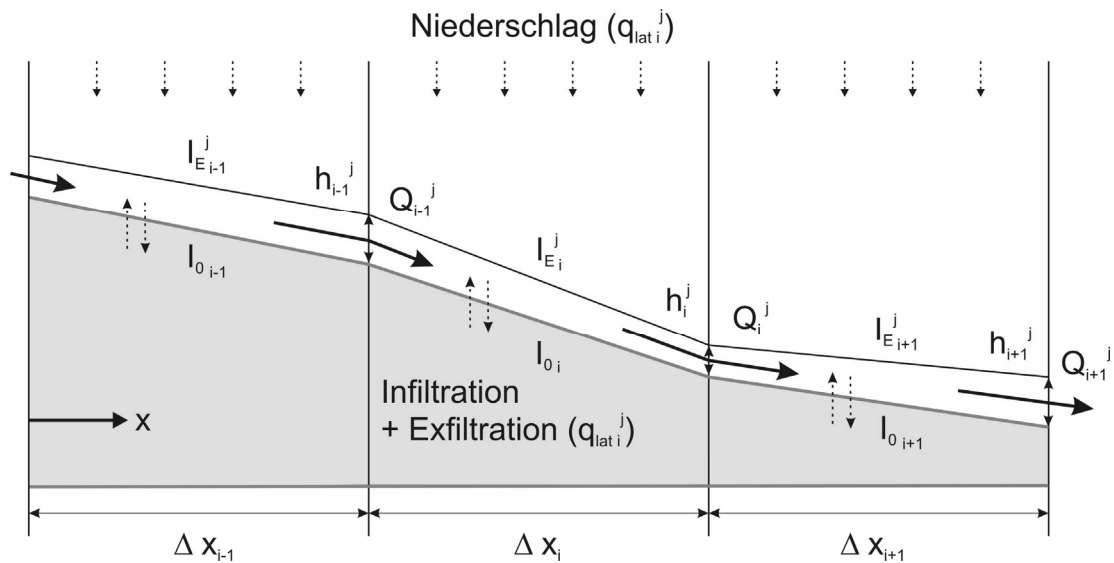


Abbildung 4-2 Skizze zur Beschreibung der Oberflächenabflussberechnung.

Anhand der Fließgeschwindigkeit (Gleichung 4-8) und des CFL-Kriteriums (Gleichung 4-9) wird ein maximal erlaubter Zeitschritt ermittelt. Ist der aktuelle Zeitschritt länger, wird die Berechnung der Fließgeschwindigkeit für einen kürzeren Unterzeitschritt wiederholt, bis das CFL-Kriterium eingehalten wird. Anschließend ergibt sich die Fließtiefe h für den neuen Zeithorizont aus der Kontinuitätsgleichung (Gleichung 4-6). In finiter Differenzenschreibweise leitet sich Gleichung 4-11 ab.

$$\text{Gleichung 4-11} \quad h_i^{j+1} = h_i^j - \frac{(Q_i^j - Q_{i-1}^j)}{\Delta x_i \cdot b_i} \cdot \Delta t + \frac{q_{lat i}^j}{b_i} \cdot \Delta t \quad \text{mit} \quad \Delta t = t^{j+1} - t^j$$

4.2 Modellkomponenten zur Simulation der Bodenerosion

Die Modellkomponenten für Erosion und Deposition basieren auf den in Abschnitt 3.5 zusammengefassten Modellansätzen. Gleichung 4-12 zeigt die Sedimentkontinuitätsgleichung in stationärer Form (Kapitel 3.1.1). Diese lässt sich nach Abbildung 4-3 durch Integration in eine finite Volumenschreibweise überführen (Gleichung 4-13):

$$\text{Gleichung 4-12} \quad \frac{\partial Q_s}{\partial x} = \Phi(x, t) \cdot b \quad \text{mit} \quad Q_s = b \cdot q_s$$

q_s breiten spezifischer Feststoffmassenstrom [kg/(m·s)]

Q_s breiten integrierter Feststoffmassenstrom [kg/s]

$\Phi(x, t)$ Nettofeststoffeintrag bzw. -austrag in die bzw. aus der Strömung [kg/(m²·s)]

b Fließbreite [m]

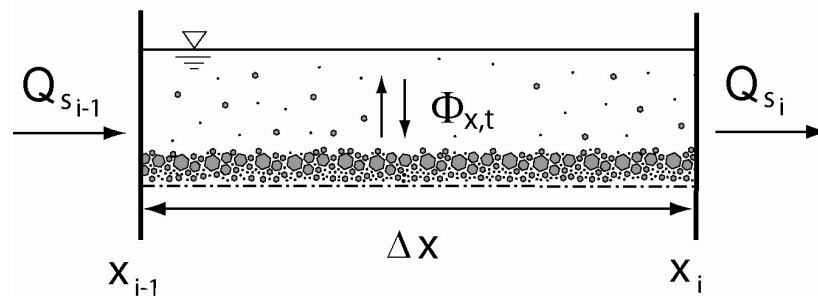


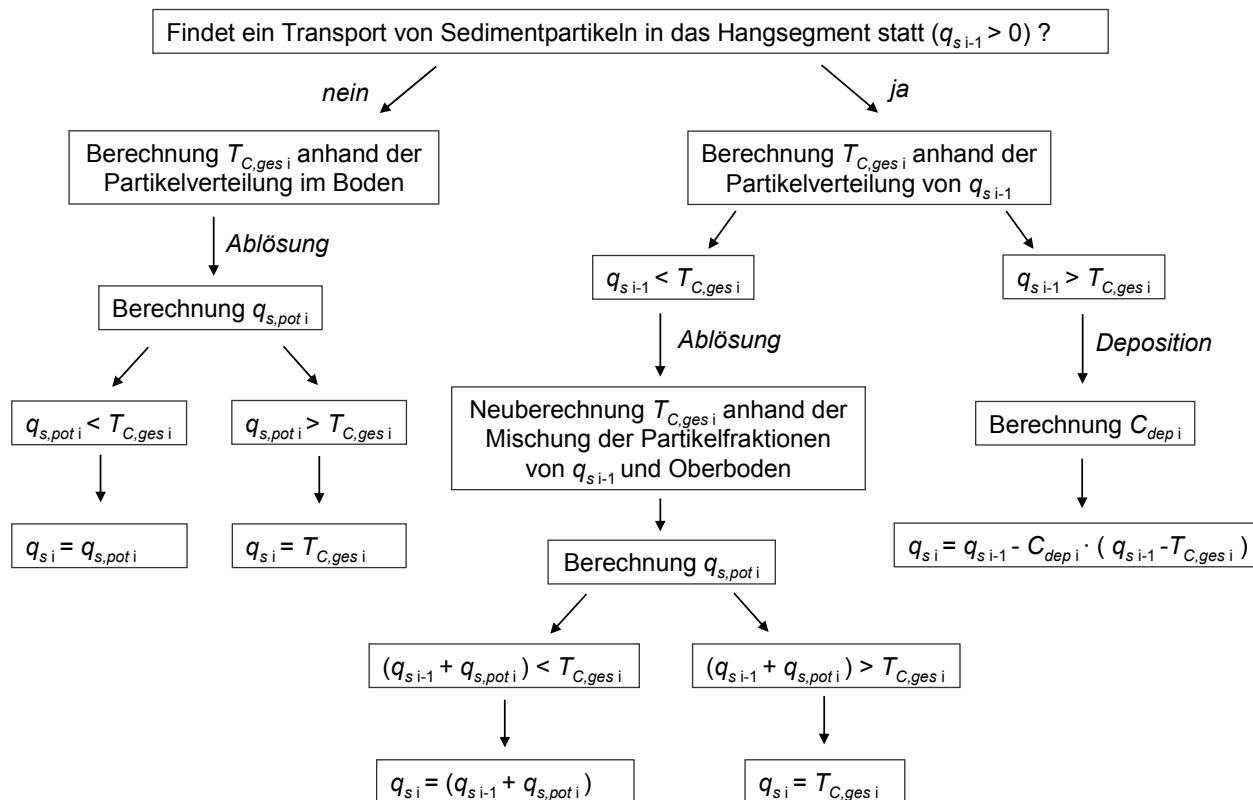
Abbildung 4-3 Bilanzierungsgrößen für die Sedimentkontinuitätsgleichung in einem Hangsegment.

$$\text{Gleichung 4-13} \quad Q_{s_i} - Q_{s_{i-1}} = \int_{x_{i-1}}^{x_i} \Phi(x, t) \cdot b \cdot dx = \Phi_m \cdot b_m \cdot \Delta x$$

- Q_{s_i} breitenintegrierter Feststoffmassenstrom, der in das Segment transportiert wird [kg/s]
 $Q_{s_{i-1}}$ breitenintegrierter Feststoffmassenstrom, der aus dem Segment transportiert wird [kg/s]
 Φ_m mittlerer Nettofeststoffeintrag / -austrag in / aus der Strömung in einem Segment [kg/(m²·s)]
 b_m mittlere Fließbreite [m]

Φ_m charakterisiert den mittleren Feststoffeintrag- bzw. austrag in bzw. aus der Strömung und ist eine Funktion des in das Hangsegment transportierten breitenspezifischen Feststoffmassenstroms $q_{s_{i-1}}$, der Transportkapazität T_C , der potenziellen Erosionsrate e_{pot} (bzw. der über die Segmentlänge integrierten Größe $q_{s,pot}$ in Gleichung 4-18), des Depositionskoeffizienten C_{dep} sowie der Länge Δx und Breite b des Hangsegments. Auf Basis dieser bekannten Größen kann der breitenspezifische Feststoffmassenstrom q_{s_i} bestimmt werden, der das Hangsegment verlässt. Abbildung 4-4 zeigt vereinfacht den Ablauf im Modell zur Bestimmung von q_{s_i} . Durch Multiplikation mit der Segmentbreite b ergibt sich der gesamte breitenintegrierte Feststoffmassenstrom Q_{s_i} (vgl. Gleichung 4-12). In der modelltechnischen Umsetzung werden mehrere Partikelklassen (deren Anzahl nach Bedarf angepasst werden kann) berücksichtigt. Aus Gründen der Übersichtlichkeit wird das Ablaufschema in Abbildung 4-4 jedoch nur für eine Klasse dargestellt.

Die während eines Zeitschritts erodierte bzw. akkumulierte Feststoffmenge Δsed in einem Segment lässt sich nachfolgend anhand des in Gleichung 4-14 gegebenen Zusammenhangs quantifizieren. Durch Addition der Feststoffmengen Δsed während eines Ereignisses ergibt sich die kumulative erodierte bzw. akkumulierte Sedimentmenge für jedes Segment $sed_{kum,i}$ (Gleichung 4-15) sowie der Sedimentabtrag für den ganzen Hang $sed_{kum,hang}$ (Gleichung 4-16).



- $q_{s,i-1}$ breiten-spezifischer Feststoffmassenstrom, der in das Segment transportiert wird [kg/(m·s)]
 $q_{s,i}$ breiten-spezifischer Feststoffmassenstrom, der aus dem Segment transportiert wird [kg/(m·s)]
 $q_{s,pot i}$ potenzielle Erosionsrate integriert über die Segmentlänge [kg/(m·s)] (Kapitel 3.2 und 4.3)
 $T_{C,ges i}$ gesamte Transportkapazität [kg/(m·s)] (Kapitel 3.3)
 C_{depi} Depositionskoeffizient [-] (Kapitel 3.4)

Abbildung 4-4 Schema des Verfahrensablaufs zur Ermittlung des breiten-spezifischen Feststoffmassenstroms $q_{s,i}$ für ein Hangsegment.

Gleichung 4-14
$$\Delta sed_i^j = \Phi_{m_i}^j \cdot b_{m_i} \cdot \Delta x_i \cdot \Delta t^j = (Q_{s_i}^j - Q_{s_{i-1}}^j) \cdot \Delta t^j$$

es gilt:
$$\Delta sed_i^j > 0 \rightarrow \text{Erosion}$$

$$\Delta sed_i^j < 0 \rightarrow \text{Deposition}$$

Gleichung 4-15 Zeitliche Summe für ein Segment i
$$sed_{kum i} = \sum_{j=1}^n \Delta sed_i^j$$

Gleichung 4-16 Zeitliche Summe für einen Hang
$$sed_{kum, hang} = \sum_{i=1}^n sed_{kum i}$$

- Δsed im Zeitschritt Δt erodierte bzw. akkumulierte Feststoffmenge in einem Segment [kg]
 $sed_{kum i}$ während einem Ereignis erodierte/akkumulierte Feststoffmenge in einem Segment [kg]
 $sed_{kum hang}$ während einem Ereignis abgetragene kumulative Feststoffmenge von einem Hang [kg]

4.3 Kopplung und Anpassung der Modellkomponenten

Die Umsetzung von CATFLOW wurde in FORTRAN realisiert. Die Zusatzmodule für Erosion und Deposition wurden direkt in den Programmcode integriert. Sobald Oberflächenabfluss auftritt ($q > 0$), beginnt die Berechnung der Erosionsprozesse, wobei für jedes Hangsegment und jeden Zeitschritt entsprechend dem in Abschnitt 4.2 dargestellten Vorgehen auf Basis der in Abschnitt 4.3.1 spezifizierten hydraulischen Parameter die erodierten bzw. akkumulierten Sedimentmengen quantifiziert werden. Der Zeitschritt entspricht dabei dem für die Oberflächenabflussbewegung ermittelten Unterzeitschritt unter Einhaltung des CFL-Kriteriums (Abschnitt 4.1.3). Da alle Gleichungen explizit gelöst werden können, erfolgt das Routing der Sedimentströme parallel zu dem in Abschnitt 4.1.3 beschriebenen Upstream-Verfahren.

4.3.1 Hydraulische Eingangsgrößen für die Modellkopplung

Die Schnittstelle für die Kopplung der hydrologischen Komponenten mit dem Erosions- und Depositionsmodul bilden die für jedes Hangsegment berechneten Zustandsgrößen Fließtiefe, Fließgeschwindigkeit, Abfluss und Wasserspiegelgefälle.

Zur Berechnung der Transportkapazität T_C werden die am Segmentende definierten hydraulischen Parameter (Abbildung 4-2) verwendet, da diese breitenspezifische Größe den Transportprozess bereits über die Fließlänge integriert (Kapitel 3.3). Für die Berechnung des Depositionskoeffizienten C_{dep} sind hingegen die mittlere Fließtiefe und Fließgeschwindigkeit in einem Hangsegment die maßgeblichen Eingangsgrößen. Diese werden aus dem mittleren breitenspezifischen Abfluss q_m in einem Hangsegment ermittelt (Gleichung 4-17).

$$\text{Gleichung 4-17} \quad q_{mi}^j = q_i^j - q_{i-1}^j \quad h_{mi}^j = \left(\frac{q_{mi}^j \cdot n}{\sqrt{I_{Ei}^j}} \right)^{\frac{3}{5}} \quad v_{mi}^j = \frac{q_{mi}^j}{h_{mi}^j}$$

Die potenzielle gesamte breitenspezifische Erosionsrate $q_{s,pot}$ (Gleichung 4-18 und Abbildung 4-5) entspricht der auf die Einheitsfläche bezogenen und über die Länge des Segments integrierten potenziellen Erosionsrate e_{pot} (Gleichung 3-36).

$$\text{Gleichung 4-18} \quad q_{s,pot} = \int_{x_{i-1}}^{x_i} e_{pot} \cdot dx$$

e_{pot} potenzielle Erosionsrate bezogen auf die Einheitsfläche [$\text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$] (Gleichung 3-36)
 $q_{s,pot}$ potenzielle Erosionsrate integriert über die Segmentlänge [$\text{kg}/(\text{m} \cdot \text{s})$]

Für die genaue Bestimmung von $q_{s,pot}$ ist die Kenntnis der Stelle auf dem Hang erforderlich, ab der eine Ablösung von Bodenpartikeln beginnt (Abbildung 4-5). Große Diskretisierungsschritte führen infolge des zu Grunde liegenden Schwellenwertkonzeptes zu hohen Ungenauigkeiten, wie Abbildung 4-5 beispielhaft für feine und grobe Diskretisierungsweiten Δx illustriert.

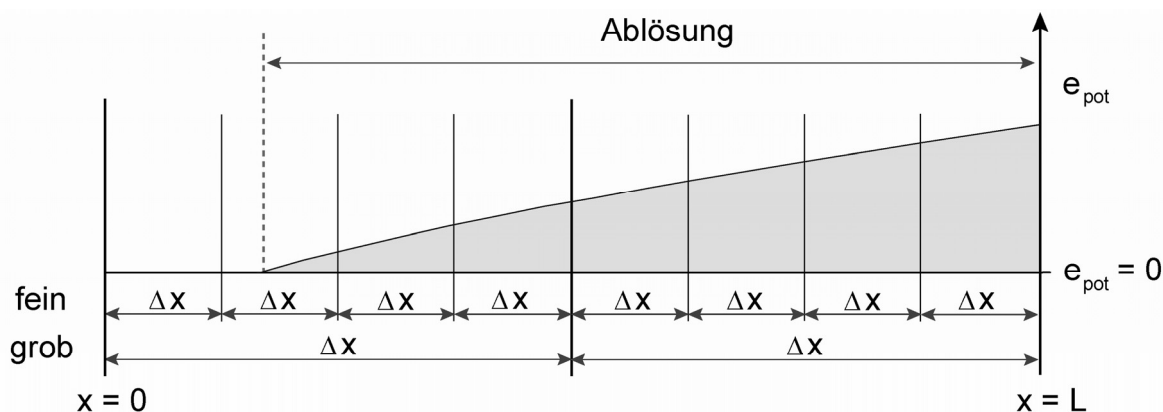


Abbildung 4-5 Bestimmung der Ablösung von Bodenpartikeln für zwei unterschiedliche Diskretisierungsweiten.

Die längenintegrierte Erosionsrate $q_{s,pot}$ wird deshalb bei größeren Segmentlängen durch numerische Integration der flächenspezifischen Erosionsrate e_{pot} über hinreichend kleine Integrationsschritte bestimmt. Hierzu werden Segmente, die eine definierte Länge überschreiten, in kürzere Teilsegmente gegliedert. Anschließend erfolgt die Bestimmung von e_{pot} auf Basis der interpolierten mittleren hydraulischen Parameter in den Teilsegmenten. Die längenintegrierte Erosionsrate $q_{s,pot}$ ergibt sich dann aus der Summe der diskreten Erosionsraten der Teilsegmente multipliziert mit deren Länge. Es zeigte sich, dass für eine Länge der Teilsegmente von 1 m mit der beschriebenen Vorgehensweise eine hinreichend gute Näherung für das Integral in Gleichung 4-18 erreicht wird.

4.3.2 Modellsensitivität bei verschiedenen Diskretisierungsweiten

Nach Erweiterung des Modells um das beschriebene Verfahren zur Bestimmung der längenintegrierten Erosionsrate in hinreichend kleinen Teilsegmenten (Abschnitt 4.3.1) wurde getestet, ob der durch das Modell beschriebene Gesamtprozess sensitiv auf unterschiedliche Diskretisierungsweiten reagiert. Dazu wurden 100 m lange Modellhänge mit einem Gefälle von 10 % unterschiedlich detailliert diskretisiert. Es wurde mit einer Segmentlänge von $\Delta x = 50$ m begonnen, die nachfolgend immer wei-

ter halbiert wurde, bis eine Länge von etwa 20 cm erreicht war (Tabelle 4-1). Alle 9 Modellhänge wurden mit einem Blockregen von 40 mm/h beaufschlagt. Der Erosionswiderstand wurde mit $f_{crit} = 1 \text{ N/m}^2$ vorgegeben. In Tabelle 4-1 ist das Ergebnis für den kumulativen Abfluss und Bodenabtrag dargestellt. Es zeigt sich, dass auch für sehr große Diskretisierungsweiten Δx ein Ergebnis für den Bodenabtrag erzielt wird, das nur um 2,6 % von dem Ergebnis für sehr kleine Δx abweicht. Der Fehler liegt damit in der Größenordnung der für den Oberflächenabfluss berechneten Abweichung von 2,8 % (vgl. Tabelle 4-1). Die Diskretisierungsweite hat somit praktisch keinen Einfluss auf das Simulationsergebnis.

Tabelle 4-1 Kumulativer Abfluss und Bodenabtrag für unterschiedliche Diskretisierungsweiten Δx (Hanglänge 100 m, Gefälle 10 %).

Δx [m]	50	25	12,5	6,25	3,125	1,563	0,781	0,391	0,198
Abfluss [m ³]	18,53	18,67	18,76	18,82	18,83	18,86	18,98	19,05	19,06
Abtrag [kg]	7.126	7.200	7.242	7.265	7.275	7.280	7.295	7.303	7.315

4.3.3 Anpassung der Gefälleberechnung

Das Hanggefälle stellt eine sensitive Eingangsgröße für die Simulation von Erosionsprozessen dar. Bisher wurde in *CATFLOW* das Gefälle an einem Hangknoten direkt aus den Eingabedateien für die Hangkoordinaten eingelesen. Diese Eingabedateien werden im Rahmen eines in MATLAB realisierten Preprocessing-Verfahrens zur Gittergenerierung der krummlinigen orthogonalen Koordinaten aus einer in kartesischen Koordinaten vorliegenden Hangfalllinie erstellt (vgl. Modelldokumentation von MAURER, 1997B). Bei der Gittergenerierung kann das Gefälle am letzten Knoten eines Hanges während des Preprocessings jedoch nicht mehr exakt interpoliert werden, da anschließend kein weiterer Knoten mehr folgt. In der Folge können sich für das letzte Hangsegment unrealistische Bodenabträge ergeben. Deshalb wurde im Zuge der Modellanpassung ein Modul zur Berechnung des Gefälles der Oberflächensegmente anhand der Hangkoordinaten in *CATFLOW-SED* integriert.

4.3.4 Ein- und Ausgabedaten

Die zusätzlich benötigten Eingangsdaten wurden in die relationale Datenstruktur des Modells eingefügt. Redundanzen sowie Inkonsistenzen bei der Modellerstellung können so explizit ausgeschlossen werden. In Anhang A.15 ist eine Übersicht der benötigten Eingangsdaten dargestellt.

An den gewünschten Ausgabezeitpunkten werden die Oberflächenabflüsse und Erosionsraten sowie die kumulativen Wasser- und Sedimentmengen für jeden Hang erfasst. Zusätzlich kann für jedes Oberflächensegment die flächenspezifische erodierte bzw. akkumulierte Feststoffmenge $sed_{kum\ i}$ (Gleichung 4-15) für einen gewünschten Zeitraum (z.B. ein erosives Niederschlagsereignis) ausgegeben werden. Die Sedimentmengen bzw. -raten werden für jede Partikelfraktion einzeln sowie als Summe aller Fraktionen erfasst. Für die Auswertung der Ergebniszeitreihen wurden MATLAB-Programme erstellt, die eine automatisierte graphische Darstellung sowie weitergehende Auswertung der Ergebnisse ermöglichen. Die Darstellung der Ergebnisse zur flächenspezifischen Erosions- und Depositionsrate im Einzugsgebiet erfolgt mit einem geographischen Informationssystem.

5 Beschreibung und Datengrundlage des Modellgebietes

Prozessbasierte Wasser- und Stoffhaushaltsmodelle erfordern einen hohen Datenbedarf zur Parametrisierung und –validierung. Das Einzugsgebiet des Weiherbachs war das Untersuchungsgebiet eines Verbundprojektes mit dem Titel „Prognosemodell für die Gewässerbelastung durch Stofftransport aus einem kleinen ländlichen Einzugsgebiet (Weiherbach-Projekt)“. Im Rahmen dieses Projektes wurden zahlreiche experimentelle Untersuchungen zum besseren Verständnis des Wasser- und Stoffhaushaltes durchgeführt, so dass eine umfangreiche Datenbasis für ein prozessbasiertes Modell zur Verfügung steht (PLATE, 1992, 1997; PLATE & ZEHE, 2008).

5.1 Das Weiherbachgebiet

Das Weiherbachgebiet ist ein typisches Beispiel eines landwirtschaftlich genutzten Kleineinzugsgebietes in einer Lösslandschaft (Abbildung 5-1). Es liegt etwa 30 km nordöstlich von Karlsruhe auf der Gemarkung der Stadt Kraichtal und ist ein Teileinzugsgebiet des Kraichbachs.

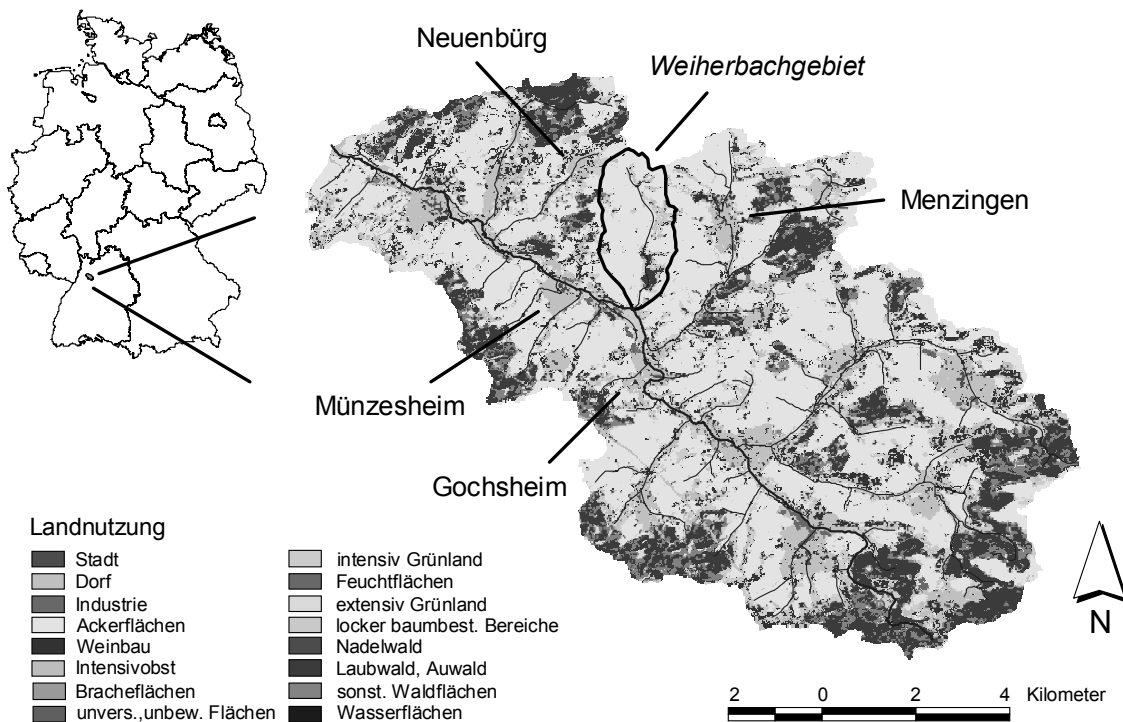


Abbildung 5-1 Lage des Weiherbachgebietes im Einzugsgebiet des Kraichbachs.

Der Weiherbach durchfließt das Untersuchungsgebiet von Nord nach Süd auf einer Länge von ca. 4 km und mündet westlich von Münzesheim in den Kraichbach, einem direkten Nebenfluss des Rheins (Abbildung 5-1). Das oberirdische Einzugsgebiet umfasst eine Fläche von 6,3 km². Der höchste Punkt (243 m ü.NN) liegt am Nordrand, der tiefste Punkt (142 m ü.NN) an der Mündung in den Kraichbach (Landesvermessungsamt Baden-Württemberg TK 25: 6818 Kraichtal).

Auffällig ist die asymmetrische Morphologie des Weiherbachtals: die westlichen Talhänge sind mit nur 3° mittlerem Gefälle deutlich flacher als die östlichen mit 8 bis 11° (Abbildung 5-2). EITEL (1989) sieht die Ursache für dieses wiederholt im Mittleren Kraichgau auftretende Phänomen im Osteinfallen der Schichten begründet.

Das Klima ist mit einer mittleren Jahrestemperatur von 10 °C und Jahresniederschläge zwischen 750 und 850 mm als humid einzuordnen.

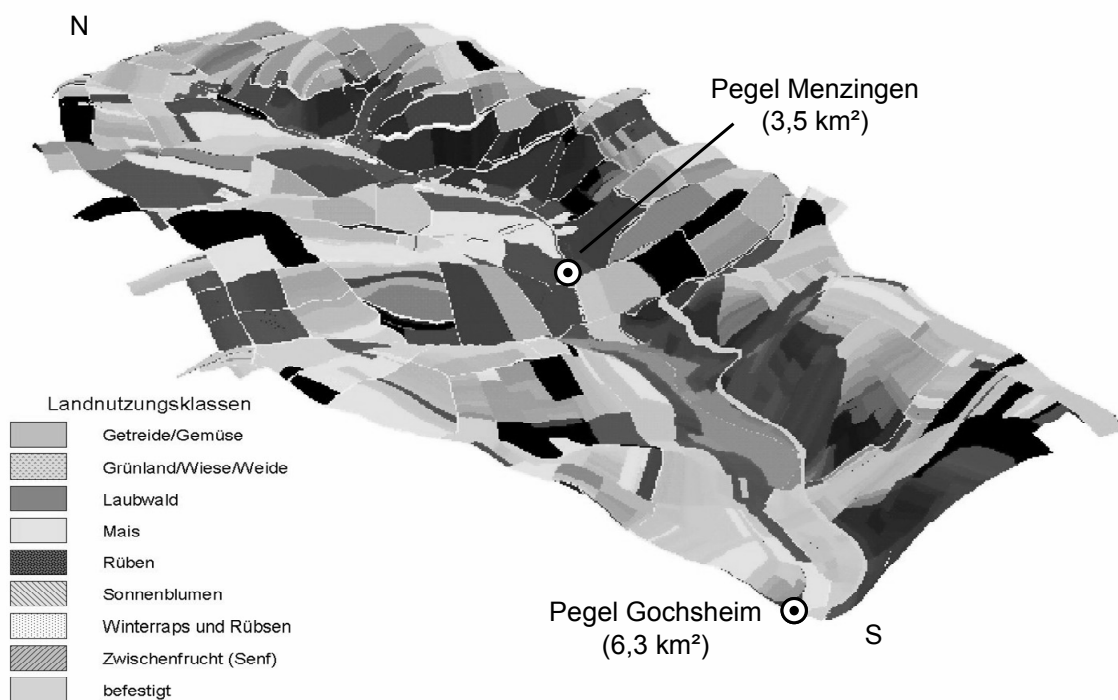


Abbildung 5-2 Morphologie und Landnutzung des Weiherbachgebietes.

5.1.1 Geologie und Pedologie

Der **Kraichgau** nimmt das Gebiet zwischen Oberrheintal im Westen und Neckar im Osten ein. Im Norden wird er vom Kleinen Odenwald und im Süden vom Schwarzwald bzw. Stromberg und Heuchelberg begrenzt. Der tiefere Untergrund des Kraichgaus wird durch ältere paläozoische Schiefer, karbonatische Gesteine des Thüringi-

schen Troges, z.T. mächtiges Rotliegendes des Vogesen-Kraichgau-Main-Beckens und Zechstein gebildet. In der Zechstein-Zeit zeichnet sich das Gebiet deutlich als subsidente Zone mit einem variszischen Streichen ab. Diese Tendenz setzt sich in der Trias fort: Buntsandstein und Muschelkalk sowie die Schüttungen der vindelizischen Keupersandsteine erreichen hier große Mächtigkeiten. Der Ausstrich von Unterem und Mittlerem Muschelkalk ist auf die nördlichen und südlichen Randbereiche begrenzt. Die Hochfläche wird vom Oberen Muschelkalk und Lettenkeuper eingenommen, die jedoch größtenteils von Löss und Lösslehm bedeckt sind. Dieser wurde während der pleistozänen Kaltzeiten aus den vegetationsfreien Schotterfluren des Oberrheingrabens ausgeblasen und vom Westwind durch die wegsame Pforte des Kraichgaus als Landsenke zwischen Odenwald und den hoch liegenden Gebieten im Süden verfrachtet. Die Lössmächtigkeiten nehmen entsprechend der Transportrichtung von Westen nach Osten hin ab (GEYER & GWINNER, 1991: 304ff).

Den geologischen Untergrund des **Weierbachgebietes** bilden tonig-mergelige (Gipskeuper, Estheriensichten) und sandige (Schilfsandstein) Schichten des Unteren und Mittleren Keuper. Fast das gesamte Gebiet ist von Löss bedeckt, der bevorzugt an den flacheren Osthängen, im Lee der Hügelrücken abgelagert wurde (BOHLEBER, 1992; ACKERMANN, 1998). Als Folge von Erosion wie auch der ursprünglich ungleichmäßigen Ablagerung schwankt die Lössmächtigkeit im Weierbachgebiet zwischen 0 und mehr als 15 m (BECKER, 1997).

Wegen des äolischen Transportes ist Löss ein gut sortiertes Lockergestein mit engem Maximum der Korngrößenverteilung meist im Grobschluffbereich. Er weist eine hohe Porosität und lockere Struktur auf, die durch seinen hohen Gehalt an Carbonaten und Bindemittel zwischen den Mineralpartikeln stabilisiert wird (PÉCSI & RICHTER, 1996). Der Löss im Weierbachgebiet ist mit 25 bis 30 Gew. % relativ kalkreich, sein Grobschluffgehalt liegt bei 50 bis 55 Gew. % und seine Porosität zwischen 0,45 und 0,50 (GEROLD ET AL., 1992).

Da Löss neben den vergleichsweise guten bodenphysikalischen und bodenchemischen Eigenschaften auch eine problemlose Bearbeitbarkeit aufweist, wird er in der Regel intensiv landwirtschaftlich genutzt. Der Kraichgau wird seit dem Neolithikum (ca. 5. Jahrtausend vor Christus) von Menschen bewohnt, die ihren Lebensunterhalt zunehmend durch Ackerbau und Viehzucht bestreiten. Dies brachte eine großflächige Reduzierung der ursprünglichen Vegetationsdecke (leichter Eichenmischwald) mit sich (GEROLD ET AL., 1992). Durch die Rodungen und Nutzungswechsel wurden Abtragungsprozesse aktiviert, die zu einer deutlichen Überprägung der Bodenformen geführt haben.

Die Parabraunerde ist der typische Boden von Lösslandschaften. Bei einer ungestörten Bodenentwicklung kommt es zur Akkumulation von organischer Substanz und zur Entkalkung des Oberbodens. In diesem Stadium wird der Boden als Pararendzina bezeichnet. Durch den Prozess der Tonverlagerung (Lessivierung), bei dem Tonpartikeln mit dem Sickerwasser in tiefere Bodenschichten transportiert werden und bei steigenden pH-Werten oder Auslaufen der Sickerwasserfront wieder ausfallen, entwickelt sich der Boden weiter zur Parabraunerde. Diese ist geprägt durch eine markante Profildifferenzierung in einen hellen, tonverarmten Al-Horizont (I für Lessivierung) und einen tonreichen Bt-Horizont (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 1998).

Bei landwirtschaftlicher Nutzung in hügeligem Gelände ist aufgrund der Erosion keine ungestörte Bodenentwicklung möglich. In Hang- und Kuppenlagen werden die Oberbodenhorizonte schnell abgetragen, so dass es nur zur Ausbildung flachgründiger Pararendzinen kommt. Das erodierte ton- und humusreiche Oberbodenmaterial wird in Senken und am Hangfuß abgelagert. Es entstehen tiefgründige humose Böden ohne stärkere Profildifferenzierung. Sie sind durch einen M-Horizont (M von lateinisch migrare) aus umgelagertem Bodenmaterial geprägt und werden als Kolluvien oder Kolluvisole bezeichnet (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 1998). Abbildung 5-3 zeigt beispielhaft den geologischen Schnitt durch eine Erosionscatena aus dem Weiherbachgebiet.

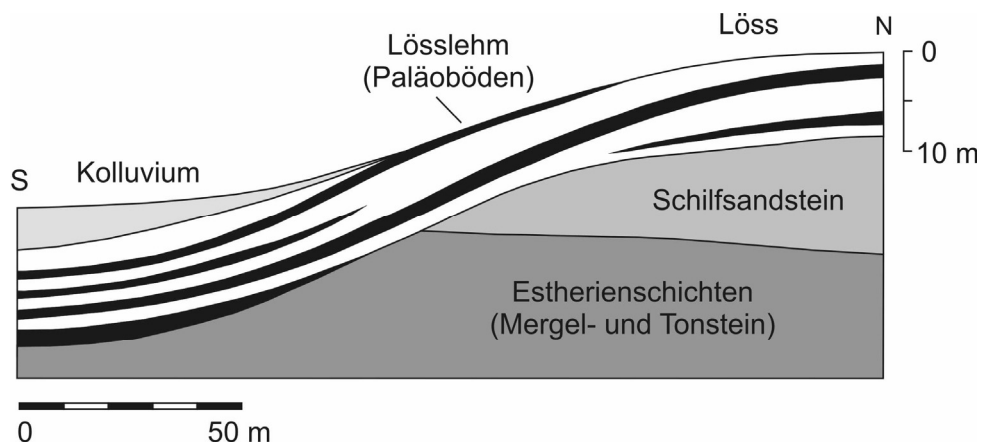


Abbildung 5-3 Geologischer Schnitt durch den Messhang „Neuenbürger Pfad“ als Beispiel für einen typischen Lösshang des Weiherbachgebietes (verändert nach BOHLEBER, 1992).

In der Fläche ergibt sich aus den Erosionscatenen eine Verteilung mit Kolluvisolen abgestufter Mächtigkeit in den Tälern, an den Unterhängen und anderen Akkumulationsstandorten. Auf den Kuppen und Oberhängen befinden sich erodierte, ton- und humusverarmte Löss-Pararendzinen. Die Parabraunerde ist selbst unter Wald nur

noch auf wenigen Flächen anzutreffen. Die Karte in Abbildung 5-4 stellt die räumliche Verteilung der im nördlichen Gebietsteil ausgebildeten Bodentypen dar, wobei die Mächtigkeiten der Kolluvisole berücksichtigt sind. An der Ostflanke des Weiherbach-tals stehen lokal Mergel und Sandsteine des Keuper an. An den Oberhängen finden sich Keuper-Rohböden und Regosole, am Hangfuß und im Tal Keuper-Kolluvisole (GEROLD ET AL., 2002). Insgesamt bedecken die Keuper-Böden etwa 8 % der Fläche des Weiherbachgebietes.

Die in Abbildung 5-3 dargestellten Lösslehme (Paläoböden) sind Bt-Horizonte von Parabraunerden, die während der wärmeren Interglaziale und Interstadiale nach der Lössablagerung der vorhergehenden Kaltzeit entstanden sind. Zu Beginn der darauf folgenden Kaltzeit wurden diese Böden bis auf ihre Bt-Horizonte erodiert und von frischem Löss überdeckt. Durch die anhaltende Abtragung der Deckschichten wurden diese Horizonte z.T. wieder freigelegt (SCHMALAND, 1997).

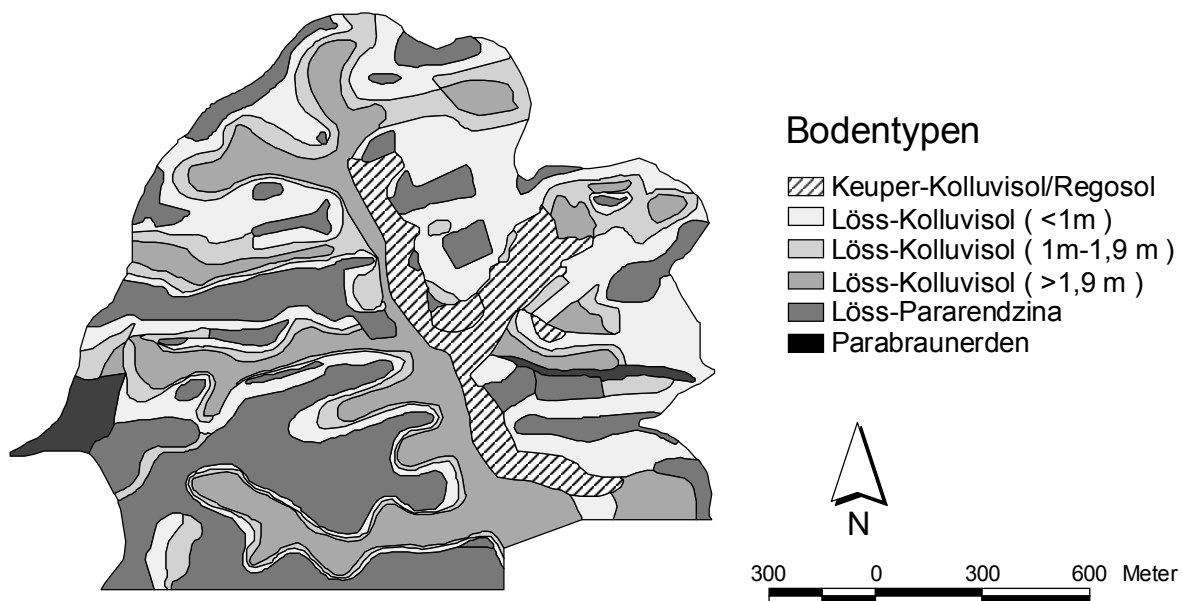


Abbildung 5-4 Bodendifferenzierung im nördlichen Weiherbachgebiet (verändert nach GEROLD ET AL., 1992).

5.1.2 Landnutzung

Tabelle 5-1 ist die durchschnittliche Flächennutzung im Weiherbachgebiet zu entnehmen. Neben der landwirtschaftlichen Nutzfläche machen Waldflächen (7 %) und Siedlungsflächen (2,5 %) nur einen geringen Anteil des Einzugsgebiets aus. Das

Acker-Grünland-Verhältnis liegt bei 10 – 12:1. Das Grünland befindet sich überwiegend an den westexponierten Keuper-Anschnitten, während die Ackernutzung auf den Lössflächen erfolgt.

Der größte Teil des Weiherbachgebietes wurde Anfang der 1960iger Jahre flurbereinigt. Diese agrarstrukturelle Veränderung wirkte sich durch Wegfall der Hecken, Feldwege und Ackerterrassen bei einer gleichzeitigen Vergrößerung der Hanglängen und Schläge entscheidend auf das Ausmaß der Bodenerosion aus. Im Rahmen der Flurbereinigung erhielt der Weiherbach im Oberlauf ein naturfernes, trapezförmig begradigtes Bachbett ohne Ufergehölzstreifen. Gleichzeitig erfolgten die Anlage asphaltierter Wirtschaftswege und die Ansiedlung der landwirtschaftlichen Anwesen. 1986 betrug die durchschnittliche Größe der dort angesiedelten Betriebe 66 ha (GEROLD ET AL., 1992; BEUDERT, 1997). Von den 13 Aussiedlerhöfen sind heute nur noch 8 Vollerwerbsbetriebe. Diese bewirtschaften zwischen 40 und 120 Hektar und lassen sich in 3 Futterbaubetriebe (Milchvieh und Ackerbau), 3 Veredelungsbetriebe (Schweinemast und Ackerbau) und 2 Marktfruchtbetriebe (Ackerbau) unterteilen.

Tabelle 5-1 Flächennutzung des Weiherbachgebietes (aus BEUDERT, 1997).

Flächen nutzung	Acker- fläche	Grünland	Obst/ Streuobst	Flächen- stilllegung	Wald	Siedlungs- fläche
[%]	69,0	1,3	4,2	15,8	7,0	2,5

Von der Staatlichen Landwirtschaftlichen Untersuchungs- und Forschungsanstalt Augustenberg (LUFÄ, Karlsruhe) wurden schlagbezogene Kartierungen der Haupt- und Zwischenfrüchte von 1989 bis 1995 durchgeführt. Die vorherrschenden Fruchtfolgen sind zum einen die sehr enge Mais-Winterweizen Rotation und zum anderen die mehrgliedrige Zuckerrüben-Winterweizen-Sommergerste-Mais-(Sonnenblumen)-Winterweizen-Mais Abfolge. Seit 1992 wird in Baden-Württemberg der Anbau von Zwischenfrüchten im Rahmen des MEKA-Programms (**M**arkt**E**ntlastungs- und **K**ulturlandschafts**A**usgleich) gefördert. Ziel ist es, durch die Zwischenfrucht noch im Boden vorhandenes Nitrat aufzunehmen. Im Weiherbachgebiet, sowie im Naturraum Kraichgau, tritt dies jedoch hinter dem vorrangigen Ziel des Erosionsschutzes zurück. In den letzten Jahren sind vermehrt Flächenstilllegungen hinzugekommen. Für Getreide, Mais, Ölsaaten und Eiweißpflanzen können aufgrund relativ niedriger Erzeugerpreise EU-Zuschüsse beantragt werden. Mit deren Bewilligung ist jedoch die Auflage verbunden, einen gewissen Prozentsatz der zuschussfähigen Fläche für einen begrenzten Zeitraum aus der Nahrungs- und Futtermittelproduktion herauszunehmen (RITZ ET AL., 1996).

5.2 Messprogramme und Datengrundlage

Das vorliegende Kapitel gibt eine Übersicht der im Rahmen des Weiherbachprojektes durchgeführten Messprogramme. Die Darstellung beschränkt sich auf die für eine Parametrisierung der Abfluss- und Erosionsmodellierung im Gebietsmaßstab benötigten Daten. Die Arbeiten konzentrierten sich auf den in Abbildung 5-5 dargestellten 3,5 km² großen nördlichen Teil des Einzugsgebietes bis zum Pegel Menzingen. Eine ausführliche Beschreibung aller Untersuchungen und Ergebnisse ist PLATE & ZEHE (2008) zu entnehmen.

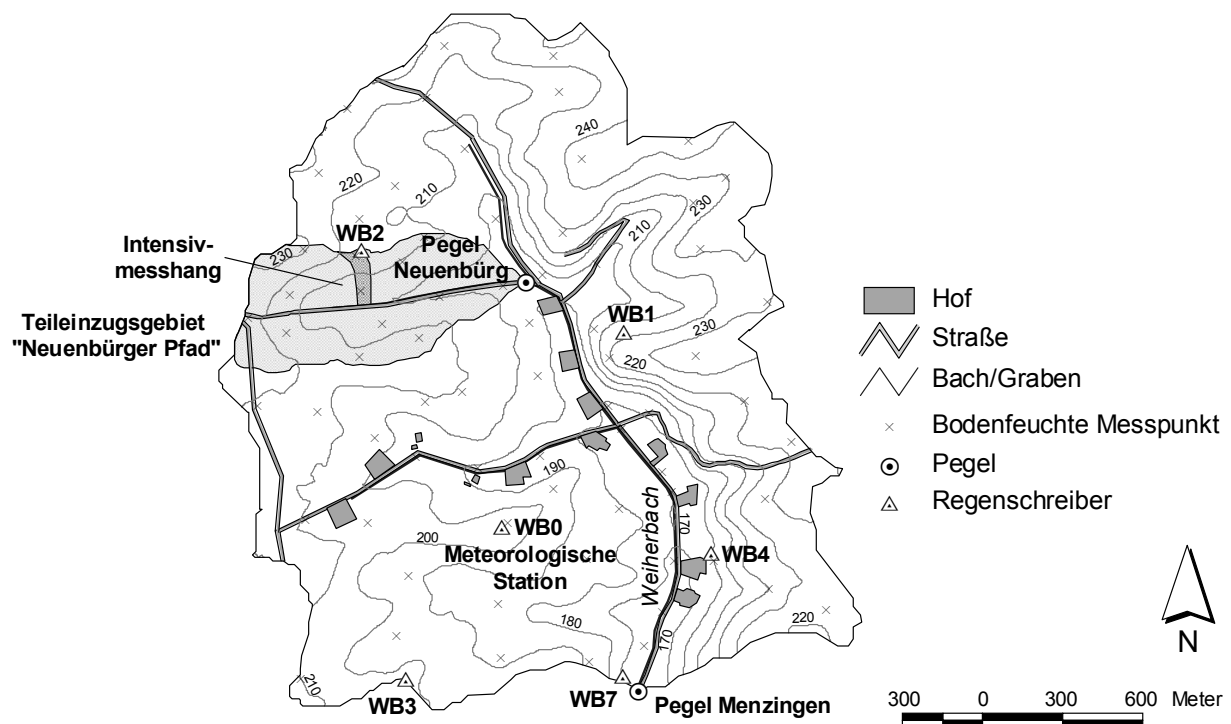


Abbildung 5-5 Lage der Meteorologischen Station, Pegel, Regenschreiber und Bodenfeuchtemesspunkte im Einzugsgebiet des Pegels Menzingen (3,5 km²).

5.2.1 Niederschlags-, Klima- und Bodenfeuchtemessnetz

Der **Niederschlag** wurde im gesamten Einzugsgebiet an sieben Messstationen in einer Auflösung von 6 min erfasst. Abbildung 5-5 zeigt die Lage der Regenschreiber und der Meteorologischen Station (WB0).

In Tabelle 5-2 sind einige der an der Meteorologischen Station erhobenen **Klimadaten** für den Beobachtungszeitraum zusammengefasst. Aufgrund der vermehrt herrschenden Hochdruckwetterlagen traten im Jahr 1991 der höchste mittlere Luftdruck

und die höchste mittlere Globalstrahlung auf. Die mittlere Strahlungsbilanz von 1991-1995 betrug $57,9 \text{ W/m}^2$ mit geringen Schwankungen. Auch die potenzielle Evapotranspiration war bei einem Mittelwert von 781 mm recht konstant. Die aktuelle Evapotranspiration betrug durchschnittlich 72 % der potenziellen. 1991 fiel nur an 140 Tagen Niederschlag, im Gegensatz zu 202 bzw. 203 Tagen in den Jahren 1994 und 1995 (KOLLE & FIEDLER, 1997).

Tabelle 5-2 Jahresmittelwerte einiger Klimadaten der Zentralen Meteorologischen Messstation des Weiherbachprojektes (KOLLE & FIEDLER, 1997).

Parameter	1991	1992	1993	1994	1995	Mittelwert
Luftdruck [hPa]	994,1	993,7	993,3	992,3	992,2	993,1
Lufttemperatur in 2 m Höhe [°C]	9,6	10,4	10,0	11,2	10,2	10,3
Globalstrahlung (solar) [W/m^2]	133,9	127,7	126,0	127,0	123,4	127,6
Strahlungsbilanz [W/m^2]	56,0	59,6	59,4	59,1	55,6	57,9
Bodentemperatur in 1 cm Tiefe [°C]	9,7	9,8	9,3	10,5	9,6	9,8
Niederschlag [mm]	513	786	700	829	1.100	785
Tage mit Niederschlag [-]	140	174	195	202	203	183
Max. Niederschlagsintensität [mm/h]	23 ¹	80 ¹	23 ¹	94 ¹	103 ¹	-
Potenzielle Evapotranspiration [mm]	784	784	806	784	747	781
Aktuelle Evapotranspiration [mm]	468	592	574	594	594	564

¹ Die maximale Niederschlagsintensität bezieht sich auf 10-min-Intervalle.

An den **Bodenfeuchtemessstellen** wurde die tiefengemittelte Bodenfeuchte mit Time Domain Reflectometry (TDR) an vertikal eingebauten Zweistabsonden der Länge 15 cm, 30 cm, 45 cm und 60 cm gemessen (vgl. Abbildung A-4 in Anhang A.10). In Abbildung 5-5 ist die Lage der 61 Messstellen dargestellt. Der mittlere Abstand der Bodenfeuchtemesspunkte betrug ca. 300 m. Die Messungen erfolgten alle 7 bis 14 Tage (PLATE & ZEHE, 2008).

5.2.2 Abflussmessung

Das Abflussgeschehen wurde an drei Messstellen aufgezeichnet: seit 1991 am Pegel Menzingen und Neuenbürg und bereits seit 1979 am Pegel Gochsheim (Gebietsauslass) (Abbildung 5-2). Tabelle 5-3 sind die Kenndaten der größten Niederschlags-Abfluss-Ereignisse am Pegel Menzingen zu entnehmen. Mit einer Ausnahme (20.12.1993) führen nur Ereignisse aus den niederschlagsreichsten Jahren 1992, 1994 und 1995 (Tabelle 5-2) zu nennenswerten Abflüssen. Das größte Ereignis am Pegel Menzingen am 27.06.1994 hatte einen Abflussbeiwert von nur 11 % (Tabelle 5-3), verursachte aber dennoch beträchtliche Erosion, Ausuferungen des Weiher-

bachs und die Überflutung des Pegels Menzingen. Die Abflussganglinie für dieses Ereignis musste deshalb auf Basis von aufgenommenen Geschwemmsellinien mit hydraulischen Berechnungen rekonstruiert werden (MAURER, 1997A).

Tabelle 5-3 Kenndaten der größten Niederschlagsabflussereignisse am Pegel Menzingen (aus MAURER, 1997A).

Datum	Niederschlags- höhe [mm]	Niederschlags- dauer [h]	Scheitel- abfluss [l/s]	Abfluss- beiwert [%]	Basis- abfluss [l/(s·km ²)]
21.07.1992	26,9	1,5	788	2,5	3,1
20.12.1993	56,2	30,0	143	3,6	4,3
25.04.1994	8,3	1,5	447	3,4	5,4
27.06.1994	83,1	3,0	7.920	11,0	4,3
12.08.1994	34,8	1,5	997	2,9	5,1
13.08.1994	7,0	0,5	264	2,7	5,7
18.03.1995	30,4	18,0	259	2,4	5,1
22.07.1995	32,1	1,0	627	1,9	5,4
07.08.1995	33,2	1,5	400	1,4	5,4
13.08.1995	67,1	2,0	3.165	8,1	5,1

5.2.3 Schwebstoffbilanzierung bei Abflusswellen

Von 1991 bis 1994 wurden von HAHN & BEUDERT (1997) niederschlagsbedingte Abflussereignisse am Pegel Menzingen und Neuenbürg beprobt. Verwendet wurden automatische Probenehmer, die bei Überschreiten eines bestimmten Wasserspiegels in vorgegebenen Zeitintervallen Stichproben entnahmen. Zur Frachtberechnung wurden Regressionsbeziehungen zwischen Konzentration und Abfluss aufgestellt. Mit der Regression ist es möglich, für Abflusswellen Frachten zu berechnen, die nicht beprobt wurden. Die Gültigkeit ist jedoch auf den mit Messwerten erfassten Abflussbereich beschränkt, was bedeutet, dass keine Extrapolation der mathematischen Funktion über den beobachteten Bereich hinaus erfolgen sollte, da der funktionale Zusammenhang dann nicht bekannt ist. Zudem gilt die Beziehung auch nur für den beprobten Zeitraum, da Veränderungen im Einzugsgebiet oder im Vorfluter den statistischen Zusammenhang zwischen Stoffen und Abfluss beeinflussen können (HAHN & BEUDERT, 1997).

Werden die Schwebstoffkonzentrationen aller beprobten Ereignisse (280 Proben) zum Abfluss korreliert, so bestimmen hauptsächlich die wenigen Messwerte bei hohen Abflüssen den Verlauf der Regressionsgeraden, während der Großteil der

Messwerte bei geringen Abflüssen nicht durch die Regressionsgerade abgebildet wird (Anhang A.9). Bei ausschließlicher Betrachtung des hohen Messbereichs ($Q > 100$ l/s), der die Messwerte der beiden größten beprobten Abflusswellen beinhaltet, ergibt sich ein enger Zusammenhang mit einem Bestimmtheitsmaß von $R^2 = 0,95$ (Gleichung 5-2). Bei Abflüssen unter 100 l/s ist die Korrelation mit einem Bestimmtheitsmaß von $R^2 = 0,50$ (Gleichung 5-1) aufgrund der hohen Variabilität bei kleinen Abflusswellen, die häufig nur durch Oberflächenabfluss von befestigten Flächen verursacht werden, deutlich geringer (HAHN & BEUDERT, 1997: 94).

Gleichung 5-1	$Q < 100$ l/s	$c_{SS} = 25,294 \cdot Q - 235,906$	$R^2 = 0,50$
Gleichung 5-2	$100 < Q < 1.000$ l/s	$c_{SS} = 14,178 \cdot Q - 919,687$	$R^2 = 0,95$
Gleichung 5-3	$Q > 1.000$ l/s	$c_{SS} = 58,826$	(gilt nur für 27.06.1994)

Q *Direktabfluss [l/s]*
 c_{SS} *Schwebstoffkonzentration [mg/l]*

Im Untersuchungszeitraum 1991-1994 wurde das zweitgrößte Ereignis am 12.08.1994 mit einem Scheitelabfluss von 997 l/s erfasst. Das größte Ereignis am 27.06.1994 lag mit einem Scheitelabfluss von 7.920 l/s am Pegel Menzingen (Tabelle 5-3) deutlich darüber. Allerdings konnte dieses am Pegel Menzingen nicht beprobt werden, da der Pegel überflutet wurde (vgl. Abschnitt 5.2.2). Lediglich für den Pegel Neuenbürg liegen Messwerte vor, die jedoch aufgrund der Überschreitung des Messbereichs keiner Abflussganglinie zugeordnet werden können. HAHN & BEUDERT (1997: 98) empfehlen deshalb für Abflüsse größer 1.000 l/s das arithmetische Mittel der am Pegel Neuenbürg gemessenen Schwebstoffkonzentrationen von 58,8 g/l zu verwenden (Gleichung 5-3).

Auf Basis der Abflussganglinien am Pegel Menzingen, die in der Weiherbachdatenbank in 6 min Intervallen vorliegen, wurden mit Gleichung 5-1 bis Gleichung 5-3 Schwebstofffrachten bilanziert. Die Auswertung wurde dabei auf die großen erosiven Abflussereignisse in den niederschlagsreichen Jahren 1994 und 1995 beschränkt (vgl. Tabelle 5-3). Durch den Messzeitraum abgesicherte Frachten können jedoch nur für die Ereignisse im Frühjahr und Sommer 1994 quantifiziert werden. Aufgrund der beschriebenen messtechnischen Probleme ist jedoch die Fracht für das größte im Weiherbach beobachtete Ereignis am 27.06.1994 mit hohen Unsicherheiten behaftet. Tabelle 5-4 zeigt die Ergebnisse für Direktabfluss und Schwebstofffracht am Pegel Menzingen. Die mit dem Direktabfluss ausgetragene Fracht resultiert aus der Differenz zwischen der Gesamtfracht und der Basisfracht.

Für das Jahr 1995 wurden in Ermangelung von Messdaten aus diesem Jahr ebenfalls Gleichung 5-1 und Gleichung 5-2 angewendet. Die Ergebnisse können allerdings nur zur Abschätzung der Größenordnung der Frachten herangezogen werden, da die Landnutzung im Jahr 1995 unterschiedlich war (vgl. Abbildung 7-14). Für das Ereignis am 13.08.1995 musste zudem Gleichung 5-2 über ihren Geltungsbereich von 1.000 l/s extrapoliert werden. Eine Anwendung von Gleichung 5-3 zur Bilanzierung der Sedimentfracht ist nur für das Ereignis am 27.06.1994 sinnvoll, da die Konzentration von 58,8 g/l dem arithmetischen Mittelwert für das bei diesem Ereignis beobachtete Abflussspektrum von 1.000-8.000 l/s entspricht. Das Ereignis am 13.08.1995 erreicht jedoch nur einen Scheitel von 3.165 l/s (Tabelle 5-3).

Tabelle 5-4 Niederschlagshöhe, Direktabfluss und bilanzierte Sedimentfracht für Niederschlagsabflussereignisse am Pegel Menzingen.

Datum	Niederschlagshöhe [mm]	Bilanzierter kumulativer Direktabfluss [m³]	bilanzierte Sedimentfracht [t]
27.06.1994	83,1	32.706	1.815
12.08.1994	34,8	3.451	35
13.08.1995	67,1	19.100	607 ^{1,2}

¹ Extrapolation über den Beobachtungszeitraum

² Extrapolation über den Gültigkeitsbereich von Gleichung 5-2

5.2.4 Ableitung einer Bodenartenkarte

Von SCHILLINGER ET AL. (2008) wurde eine Bodenartenkarte für das Weiherbachgebiet auf Basis einer Übersetzung der Bodenprofilaten aus der Bodenschätzung in das System der Bodenkundlichen Kartieranleitung (AG BODENKUNDE, 1982) angefertigt. Die Bodenschätzung soll der gerechten Besteuerung von Ackerland auf Basis der potenziellen Ertragsfähigkeit des Bodens dienen. Sie liegt für Deutschland in einem Raster von ca. 50 m x 50 m für landwirtschaftlich genutzte Flächen vor und wird nach größeren Eingriffen in die Kulturlandschaft (z.B. Flurbereinigung) aktualisiert. Die Feinklassifizierung der Bodenarten im Schätzungsbuch stellt die Grundlage zur Erstellung des Übersetzungsschlüssels dar. Während die Bodenkundliche Kartieranleitung zwischen den 3 Kornfraktionen Ton, Schluff und Sand unterscheidet, gibt es bei der Bodenschätzung nur zwei Fraktionen (Ton und Sand), deren Grenzwert bei einer Korngröße von 10 µm liegt, was nach Bodenkundlicher Kartieranleitung dem Mittelschluffbereich entspricht. Für die Erstellung des Übersetzungsschlüssels wurden Vergleichspaare von Bodenarten nach Bodenkundlicher Kartieranleitung und Bodenarten der Bodenschätzung ausgewertet (SCHILLINGER ET AL., 2008).

Abbildung 5-6 zeigt die Bodenarten im nördlichen Teil des Weiherbachgebietes. Schluffige Bodenarten (Lu, UI3 und UI4) sind auf den Lösshängen am häufigsten, während im Bereich des an den Osthängen ausstreichenden Keupers (vgl. Abbildung 5-4) tonige Böden vertreten sind. Die schraffierten Flächen in Abbildung 5-6 werden nicht durch die Bodenschätzung abgedeckt. Es handelt sich dabei vorwiegend um Waldflächen bzw. versiegelte Areale.

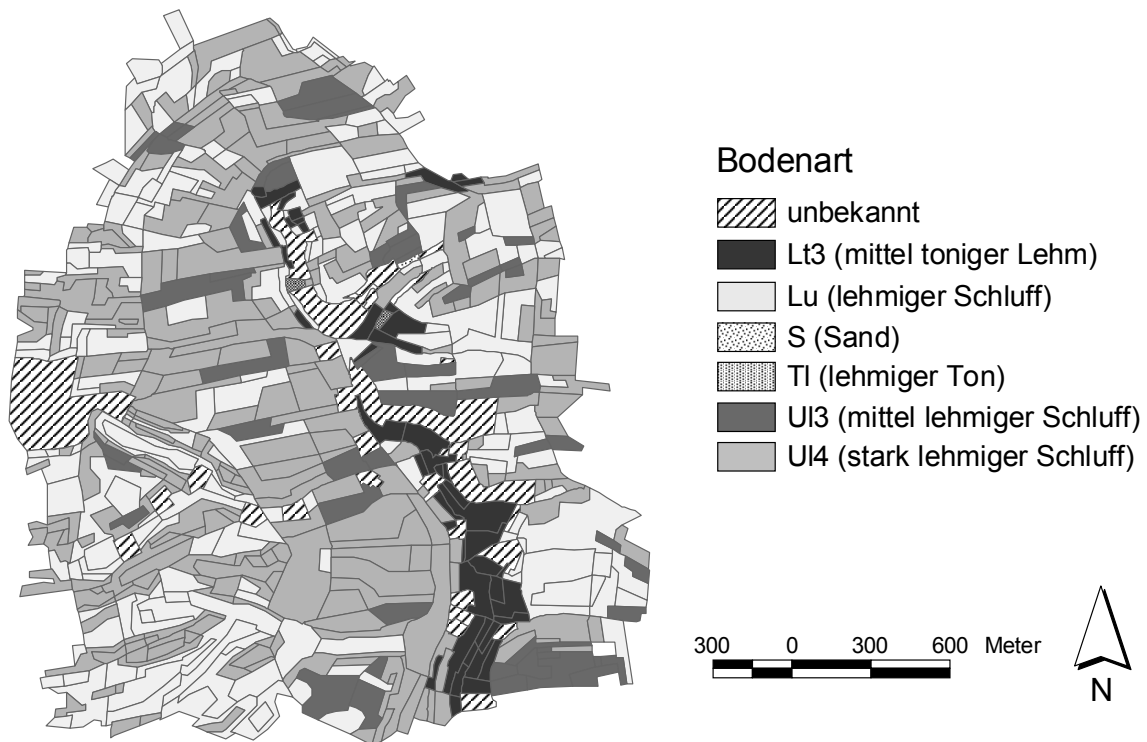


Abbildung 5-6 Bodenarten im Einzugsgebiet des Pegels Menzingen (nach Bodenkundlicher Kartieranleitung, 1982).

5.2.5 Bodenhydraulische Kenngrößen

Die Kenntnis der hydraulischen Eigenschaften von Böden (ihres Retentionsverhaltens und ihrer Leitfähigkeitsfunktion) ist die Voraussetzung für die numerische Simulation des Wassertransportes in der ungesättigten Bodenzone. In parametrisierter Form sind die bodenhydraulischen Kennkurven wichtige Eingangsgrößen für das im Rahmen des Weiherbachprojektes entwickelte Wasser- und Stofftransportmodell *CATFLOW-SED* (vgl. Abschnitt 4.1.2). Die Beschreibung erfolgt nach dem 6-parametrischen Ansatz von VAN GENUCHTEN und MUALEM (VAN GENUCHTEN, 1980; MUALEM, 1976). Eine Darstellung der zu Grunde liegenden Gleichungen sowie die Beschreibung der Parameter ist Anhang A.7 zu entnehmen.

SCHÄFER (1999) bestimmte die bodenhydraulischen Kenngrößen an 30 Standorten im Weiherbachgebiet auf Basis eines inversen Identifizierungsverfahrens unter Verwendung von Druckentwässerungskurven. Bei inversen Verfahren werden im Gegensatz zur direkten Messung der Leitfähigkeit nur die Eigenschaften der Bodenmatrix, nicht aber die des Makroporensystems erfasst.

Eine statistische Analyse der Ergebnisse für die Gebietsbeprobung zeigte, dass fünf homogene Bereiche ausgewiesen werden können, die durch die Bodentypen Pararendzina, Löss-Kolluvisol, Keuper-Kolluvisol, Parabraunerde und Paläoboden über Löss gekennzeichnet sind (SCHÄFER, 1999: 105). In Tabelle 5-5 sind die Mittelwerte und Standardabweichungen der VAN GENUCHTEN-MUALEM-Parameter für die Bodenhorizonte zusammengefasst. Für die C-Horizonte gibt SCHÄFER (1999) einen einheitlichen Parametersatz an, da statistisch keine signifikanten Unterschiede bestehen. Aus Tabelle 5-5 wird die große Spannweite der Werte ersichtlich, die für fast alle Parameter in der Größenordnung des Mittelwertes liegt.

Tabelle 5-5 VAN GENUCHTEN-MUALEM-Parameter (arithmetisches Mittel und Standardabweichung) für die Bodenhorizonte im Weiherbachgebiet SCHÄFER (1999: 209).

Bodentyp, (Horizont)	k_s invers ¹ [m/s]	θ_s ¹ [m ³ /m ³]	θ_r ¹ [m ³ /m ³]	α ¹ [1/m]	n ¹ [-]	γ ¹ [-]
<i>Pararendzina</i> (Ap-Horizont)	$1,114 \cdot 10^{-6}$ $\pm 1,106 \cdot 10^{-5}$	0,440 $\pm 0,029$	0,049 $\pm 0,033$	1,62 $\pm 1,05$	1,296 $\pm 0,110$	0,74 $\pm 0,86$
<i>Löss-Kolluvium</i> (Ap-, M-Horizont)	$1,096 \cdot 10^{-6}$ $\pm 8,584 \cdot 10^{-6}$	0,441 $\pm 0,031$	0,055 $\pm 0,035$	2,03 $\pm 1,18$	1,170 $\pm 0,065$	0,48 $\pm 0,67$
<i>Keuper-Kolluvium</i> (Ap-, M-Horizont)	$1,848 \cdot 10^{-6}$ $\pm 1,182 \cdot 10^{-5}$	0,420 $\pm 0,026$	0,106 $\pm 0,054$	10,56 $\pm 4,00$	1,166 $\pm 0,048$	0,41 $\pm 0,2$
<i>Paläoboden</i> (Ap-, fBt-Horizont)	$1,643 \cdot 10^{-6}$ $\pm 6,133 \cdot 10^{-6}$	0,416 $\pm 0,053$	0,118 $\pm 0,040$	7,02 $\pm 3,85$	1,187 $\pm 0,065$	0,48 $\pm 0,05$
<i>Parabraunerde</i> (Ap-, Bt-Horizont)	$2,569 \cdot 10^{-7}$ $\pm 8,804 \cdot 10^{-6}$	0,460 $\pm 0,011$	0,013 $\pm 0,005$	0,60 $\pm 0,24$	1,339 $\pm 0,113$	0,95 $\pm 0,83$
<i>Parabraunerde</i> (Al-Horizont)	$1,210 \cdot 10^{-6}$ $\pm 3,018 \cdot 10^{-6}$	0,450 $\pm 0,001$	0,028 $\pm 0,020$	0,60 $\pm 0,10$	1,654 $\pm 0,156$	1,53 $\pm 0,61$
<i>Alle Bodentypen</i> (C-Horizont)	$6,803 \cdot 10^{-7}$ $\pm 9,654 \cdot 10^{-6}$	0,444 $\pm 0,033$	0,066 $\pm 0,035$	0,51 $\pm 0,17$	2,240 $\pm 0,449$	0,71 $\pm 0,64$

¹ Beschreibung der Parameter in Anhang A.7

Parallel zur Gebietsbeprobung wurden von DELBRÜCK (1997) die bodenhydraulischen Parameter am Intensivmesshang im Teileinzugsgebiet Neuenbürger Pfad (Abbildung 5-5) bestimmt, wobei die gesättigten hydraulischen Leitfähigkeiten sowohl direkt gemessen (bei $pF = 0$) als auch invers modelliert wurden. Die Parametersätze für den Intensivmesshang sind Anhang A.8 zu entnehmen. Die Variabilität der Parameter ist deutlich geringer als bei der Gebietsbeprobung, was auf die räumliche Nähe der Probenahmestellen zurückzuführen ist.

5.2.6 Makroporosität

Nach BEVEN & GERMANN (1982) sind Makroporen dadurch gekennzeichnet, dass das in ihnen befindliche Wasser nicht maßgebend von Kapillarkräften beeinflusst wird. Das heißt sie haben einen Durchmesser von mindestens 3 mm. Sie können auf vielfältige Arten entstehen, wie z.B. durch absterbende Pflanzenwurzeln, die Aktivität der Bodenfauna (Wurm- und Wühlgänge), Auswaschungsvorgänge, Bodenaggregation und –disaggregation, Schrumpfrisse oder Bodenbearbeitung.

Die ungesättigte Leitfähigkeit unter dem Einfluss von Makroporen ist mit konventionellen Methoden nicht bestimmbar, da Makroporen aufgrund der großen Variabilität, ihrer Häufigkeit je Volumeneinheit und ihrer Morphologie mit kleinen Probeeinheiten wie z.B. Stechzylindern nicht repräsentativ entnommen werden können. Makroporen sind erst auf einer größeren räumlichen Skala regelmäßig verteilt. ZEHE (1999) gibt für das Makroporensystem im Löss des Weiherbachgebietes ein repräsentatives Elementarvolumen von 4 m³ an.

In den bindigen Böden des Weiherbachgebietes sind tiefgrabende Regenwürmer (Lumbriciden) die wesentlichen Bildner präferentieller Fließwege. SCHMALAND (1997) ermittelte die Makroporosität im Weiherbachgebiet an Bodensäulen, die Schicht für Schicht abgetragen wurden. Neben der Zahl der Makroporen je Flächeneinheit wurden Durchmesser und Länge bestimmt, um den Anteil der Makroporen am Gesamtvolumen zu ermitteln. Es zeigte sich, dass unterhalb der Pflugsohle ein Maximum an Lumbricidenbauten auftritt. Die Anzahl nimmt mit den Tongehalten, der Tiefgründigkeit der Böden und der sommerlichen Bodenfeuchte zu. Die Häufigkeit der Lumbriciden ist zudem vom Futterangebot abhängig. Günstig sind Brachen sowie mehrjährige Futterkulturen und häufig mit organischer Düngung versehene Schläge.

ZEHE (1999) untersuchte anhand von kleinskaligen Tracerexperimenten die Variabilität präferentieller Fließmuster im Weiherbachgebiet. Obwohl die Zahl der Makroporen auf der Kleinskala zufälligen Schwankungen unterliegt, zeigt sich eine strukturierte Variabilität auf der Hangskale. Entsprechend der Beobachtungen von SCHMALAND (1997) wurden in den Kolluvien der Tallagen häufiger präferentielle Fließereignisse beobachtet als an den Kuppen, da Regenwürmer aufgrund des höheren Nährstoffangebotes und der gleichmäßigeren Feuchte dort bessere Lebensbedingungen finden. Darüber hinaus hat sich gezeigt, dass das Zusammenspiel von Bodenbearbeitung und Wurmaktivität zu einem saisonalen Maximum durchgängiger Makroporen im Herbst führt. Die Makroporosität ist somit keine zeitlich konstante Größe (ZEHE, 1999; ZEHE & FLÜHLER, 2001).

5.2.7 Beregnungsversuche zur Bestimmung der Bodenerodierbarkeit und Oberflächenrauheit

GERLINGER (1997) führte in den Jahren 1993-1995 60 Beregnungsversuche mit einem transportablen Regensimulator im Freiland durch, um die Erodierbarkeit der Böden im Weiherbachgebiet zu untersuchen. Die Experimente bilden die Grundlage für die in Kapitel 6 dargestellte Charakterisierung des Modellparameters Erosionswiderstand f_{crit} , der in *CATFLOW-SED* die Erosionsneigung der Lössböden quantitativ erfasst. In Abbildung 5-7 ist die Lage der Beregnungsversuche dargestellt. Weitere Informationen zu den Experimenten sind Anhang A.17 zu entnehmen.

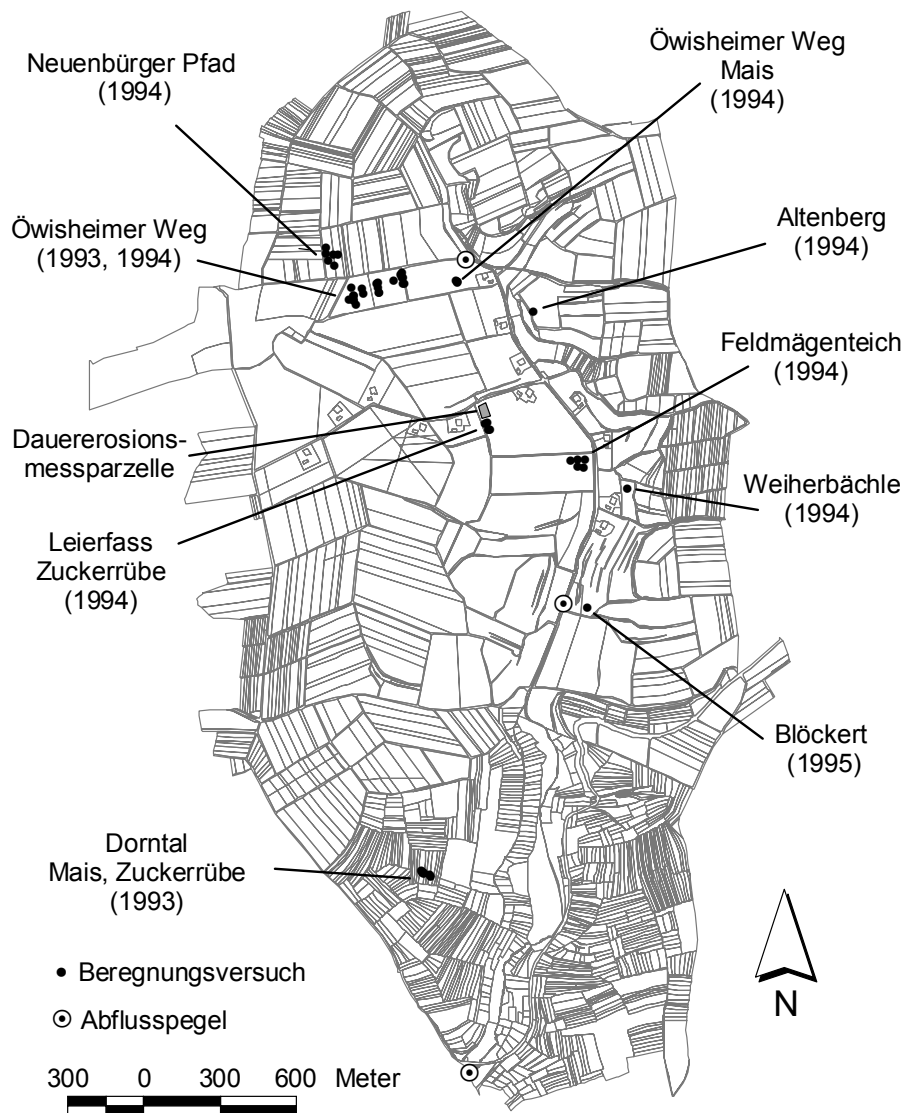


Abbildung 5-7 Lage der Beregnungsversuche von GERLINGER (1997) im Weiherbachgebiet.

Im folgenden Abschnitt werden die Versuchsbedingungen kurz beschrieben, eine ausführliche Darstellung ist GERLINGER (1997) zu entnehmen. Der verwendete Regensimulator (Institut für Wasser und Gewässerentwicklung, Universität Karlsruhe, Abbildung 5-8) setzt sich aus maximal zehn Einheiten zusammen, wobei jede Einheit eine Fläche von 2 m Breite und 4,5 m Länge beregnen kann. Durch den modularen Aufbau der Anlage ist die Beregnung von Parzellen unterschiedlicher Größe möglich. Der Großteil der Versuche wurde auf einer Parzellenlänge von 12 m durchgeführt. An der unteren Abgrenzung der Beregnungsfläche wird ein Sammelgerinne installiert, welches den Oberflächenabfluss zusammenführt. Während der Versuche wurde der **Abfluss** jede Minute und die **Sedimentkonzentration** alle 3 Minuten gemessen. Die Niederschlagsintensität wurde zwischen 34 und 62 mm/h variiert. Ein Beregnungsversuch wurde erst beendet, wenn stationäre Verhältnisse (konstante Abfluss- und Infiltrationsraten) erreicht waren.



Abbildung 5-8 Einsatz der Beregnungsanlage im Weiherbachgebiet (GERLINGER, 1997).

Für jede Parzelle wurden außerdem die folgenden Bodeneigenschaften ermittelt:

- Wassergehalt im Oberboden vor der Beregnung: gravimetrische Messung von Stechzylinderproben (100 cm³), die aus einer Tiefe von 5-10 cm gewonnen wurden.

- Bodenart: Bestimmung der prozentualen Anteile von Ton, Fein-, Mittel- und Grobschluff sowie Fein-, Mittel- und Grobsand durch die LUFA Augustenberg.
- Gehalt an organischer Substanz: Bestimmung durch die LUFA Augustenberg.
- Oberflächenrauheit: Bestimmung des Rauheitsbeiwertes *Mannings n* aus dem abfallenden Verlauf der Abflussganglinie nach Beendigung der Beregnung (bei einer rauerer Oberfläche benötigt das Wasser länger um von der Parzelle abzufließen). Parallel wurde die Verkürzung einer feingliedrigen Kette (im Vergleich zu ihrer Länge auf ebenem Boden) vor und nach der Beregnung jeweils längs und quer zum Gefälle erfasst (Kettenrauheit).

Regressionen zwischen dem Rauheitsbeiwert *Mannings n* und verschiedenen Bodenkennwerten zeigen, dass höhere Wasser- und Tongehalte tendenziell zu höheren Werten für *Mannings n* führen, wobei vermutlich deren Einfluss auf die Aggregatgröße entscheidend ist. Eine empirische Bestimmung des Rauheitsbeiwertes unter Verwendung der Messergebnisse der Beregnungsversuche erscheint jedoch nicht allgemeingültig möglich. GERLINGER (1997) stellte als Grundlage für die Modellierung im Gebietsmaßstab tabellierte Werte aus eigenen Messungen zusammen. In Tabelle 5-6 sind die aus den Beregnungsversuchen ermittelten Werte für *Mannings n* und deren Schwankungsbereich aufgeführt.

Tabelle 5-6 Schwankungsbreite des Rauheitsbeiwertes (*Mannings n* in $\text{s/m}^{1/3}$) im Weiherbachgebiet ermittelt bei Beregnungsversuchen (GERLINGER, 1997: 161).

Landnutzung		<i>n</i> gering [$\text{s/m}^{1/3}$]	<i>n</i> mittel [$\text{s/m}^{1/3}$]	<i>n</i> hoch [$\text{s/m}^{1/3}$]
Mais (Saat bis Reifestadium)		0,015	0,042	0,145
Zuckerrübe (Saat bis Reifestadium)		0,019	0,036	0,123
Saatbettbereitung (geeggt), verschlämmt		0,015	0,037	0,074
Getreide Aufgangsstadium, verschlämmt		0,010	0,026	0,050
Frisch bearbeitetes Feld (Kettenrauheit ¹ in Gefälle- richtung)	< 4 cm	0,010	0,030	0,067
	4 – 8 cm	0,012	0,036	0,123
	8 – 12 cm	0,020	0,059	0,190

¹ Verkürzung einer 1 m langen feingliedrigen Kette aufgrund der unebenen (rauen) Oberfläche

Aufgrund der hohen Beregnungsintensitäten und der Parzellenlänge von 12 m waren die Versuche so konzipiert, dass in der Regel ausreichend Transportkapazität auf den Beregnungsparzellen vorhanden war. Die Experimente wurden somit unter ablösungslimitierten Bedingungen durchgeführt, was die Voraussetzung für die Eignung der Versuche zur Bestimmung des Erosionswiderstandes ist.

6 Charakterisierung des Erosionswiderstandes für Lössböden

Die Menge der mobilisierten Bodenpartikel hängt maßgeblich von dem Widerstand ab, den die Bodenmatrix dem Niederschlags- und Strömungsangriff entgegensetzt. Der Parameter Erosionswiderstand f_{crit} ist deshalb für das Modell *CATFLOW-SED* von zentraler Bedeutung. Die Grundlagen für die quantitative Bestimmung des Erosionswiderstandes bilden der in Abschnitt 3.2.2.3 abgeleitete Ansatz zur Quantifizierung der potenziellen Erosionsrate von Lössböden sowie die im Weiherbachgebiet von GERLINGER (1997) durchgeführten Berechnungsversuche (Abschnitt 5.2.7).

In dem vorliegenden Kapitel werden zunächst für die Berechnungsparzellen spezifische Erosionswiderstände bestimmt. Hierzu wird ein Verfahren zur Quantifizierung des Erosionswiderstandes entwickelt, das die Art des Belastungszustandes berücksichtigt. Im Anschluss werden die maßgeblichen Einflussfaktoren auf die Höhe des Erosionswiderstandes ermittelt und Ansätze zur Vorhersage und Regionalisierung auf die Einzugsgebietsfläche abgeleitet.

6.1 Beschreibung der Messdaten

Die Messwerte für Oberflächenabfluss und Sedimentkonzentration sowie die berechnete, auf die Parzellenfläche bezogene Abtragsrate während der Dauer eines Berechnungsversuchs sind exemplarisch in Abbildung 6-1 dargestellt.

Bei einem Großteil der Versuche nahm die Sedimentkonzentration zu Beginn des Bodenabtrags stark zu, bis ein Maximum erreicht war und sank anschließend wieder ab, wobei sich unter stationären hydrologischen Bedingungen in der Regel ein konstanter Wert einstellte (Abbildung 6-1). Bei einigen Versuchen wurde keine konstante Konzentration während der Berechnungsdauer erreicht. Es wurde sowohl eine anhaltende Konzentrationsabnahme sowie eine erneute Zunahme beobachtet. Zum Teil stieg die Sedimentkonzentration auch direkt auf einen konstanten Wert an, ohne dass ein Maximum nach Abflussbeginn auftrat (vgl. GERLINGER, 1997: A-35ff).

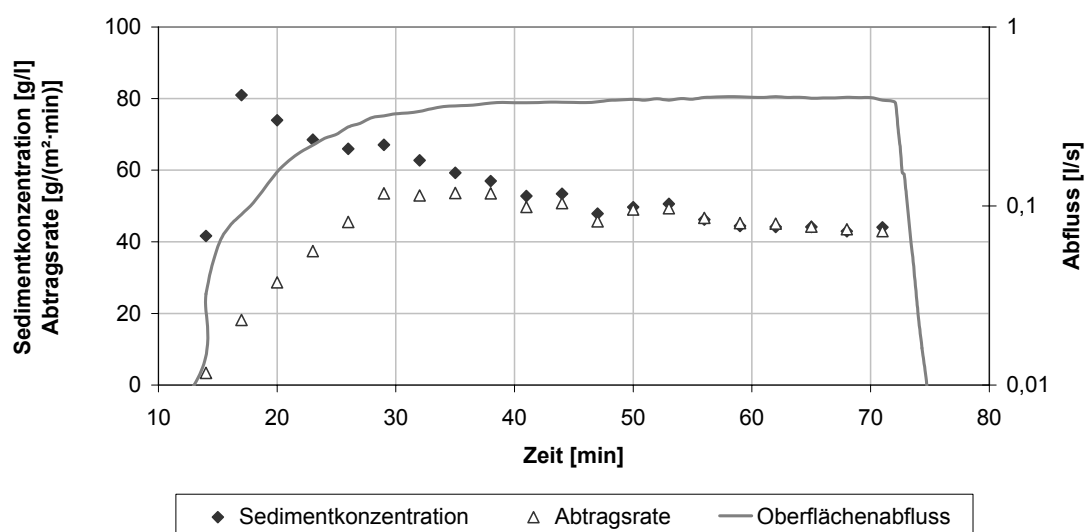


Abbildung 6-1 Verlauf von Sedimentkonzentration, Abtragsrate und Abfluss am Beispiel des Versuchs *Öwisheimer Weg 1_1* (19.04.1994).

Zur Erklärung der beobachteten Konzentrationsverläufe wurde der Zusammenhang zwischen Fließtiefe h , breitenspezifischem Abfluss q , Schubspannung τ und der sich aus Gleichung 3-36 (Abschnitt 3.2.2.3) ergebenden potenziellen Erosionsrate e_{pot} für verschieden hohe Erosionswiderstände qualitativ in einem Koaxialdiagramm dargestellt (Abbildung 6-2). Aus dem Verhältnis von e_{pot} zu q ergibt sich anschließend der Verlauf der Sedimentkonzentration (Abbildung 6-3).

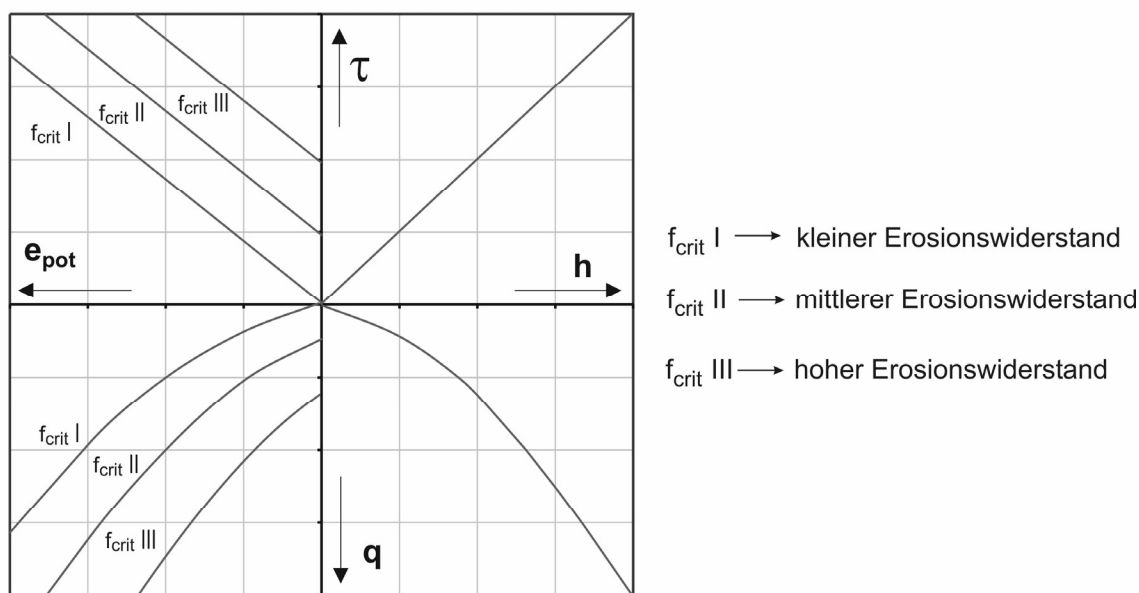


Abbildung 6-2 Zusammenhang zwischen Fließtiefe h , Schubspannung τ , potenzieller Erosionsrate e_{pot} und breitenspezifischem Abfluss q für verschiedene Erosionswiderstände f_{crit} .

Für verschieden hohe Erosionswiderstände ergibt sich bei sonst gleichem Niederschlags- und Strömungsangriff jeweils ein typischer Verlauf der Sedimentkonzentration (Abbildung 6-3). Im Falle eines „kleinen“ Erosionswiderstandes (im Beispiel $0,1 \text{ N/m}^2$) werden Bodenpartikel bei Starkniederschlägen bereits durch den Tropfenauflauf abgelöst. Da der Abfluss am Anfang noch sehr gering ist, werden hohe Sedimentkonzentrationen ermittelt, die mit steigendem Abfluss abnehmen ($f_{crit I}$ in Abbildung 6-2 und Abbildung 6-3). Ein „mittlerer“ Erosionswiderstand (im Beispiel $0,4 \text{ N/m}^2$) führt hingegen zu einem Konzentrationsanstieg bis zum Erreichen eines Maximums. Anschließend nimmt die Konzentration wieder ab ($f_{crit II}$ in Abbildung 6-2 und Abbildung 6-3). Bei „höheren“ Erosionswiderständen (im Beispiel 1 N/m^2) reicht der Tropfenauflauf nicht aus, um Partikel aus der Bodenmatrix zu lösen und es kommt erst zu einer Mobilisierung, wenn der Abfluss und damit der Strömungsangriff groß genug ist. Deshalb nimmt in diesem Fall die Konzentration kontinuierlich zu, ohne dass sich ein Maximum ausbildet ($f_{crit III}$ in Abbildung 6-2 und Abbildung 6-3). Je nach Höhe des Erosionswiderstandes stellen sich bei Erreichen eines stationären Zustandes verschieden hohe Sedimentkonzentrationen ein (Abbildung 6-3).

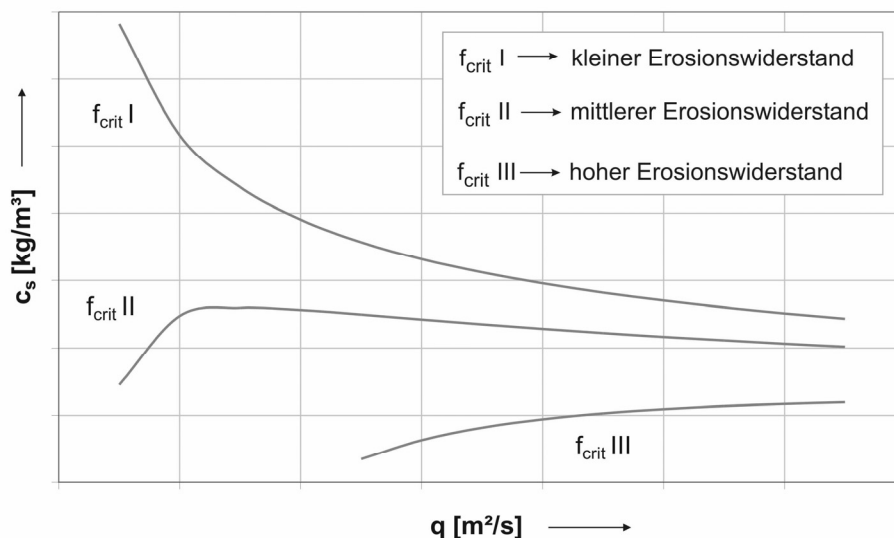


Abbildung 6-3 Verlauf der Sedimentkonzentration für verschiedene Erosionswiderstände f_{crit} im ablösungslimitierten Zustand.

Die Beispiele zeigen, dass die beobachteten Sedimentkonzentrationsverläufe durch das Verhältnis von Erosionswiderstand und Niederschlags- und Strömungsangriff erklärt werden können. In den dargestellten Beispielen wurde davon ausgegangen, dass der Erosionswiderstand während eines Ereignisses konstant ist. Für nicht konstante Erosionswiderstände würden sich die resultierenden Konzentrationsverläufe aus einzelnen Abschnitten der in Abbildung 6-3 dargestellten Kurven ergeben.

6.2 Erosionswiderstand und erosive Länge der Feldversuche

Bei der Quantifizierung der Erosionswiderstände f_{crit} aus den Freilandversuchen (Abschnitt 5.2.7) sind zwei unterschiedliche Belastungszustände zu berücksichtigen. Diese sind schematisch in Abbildung 6-4 dargestellt.

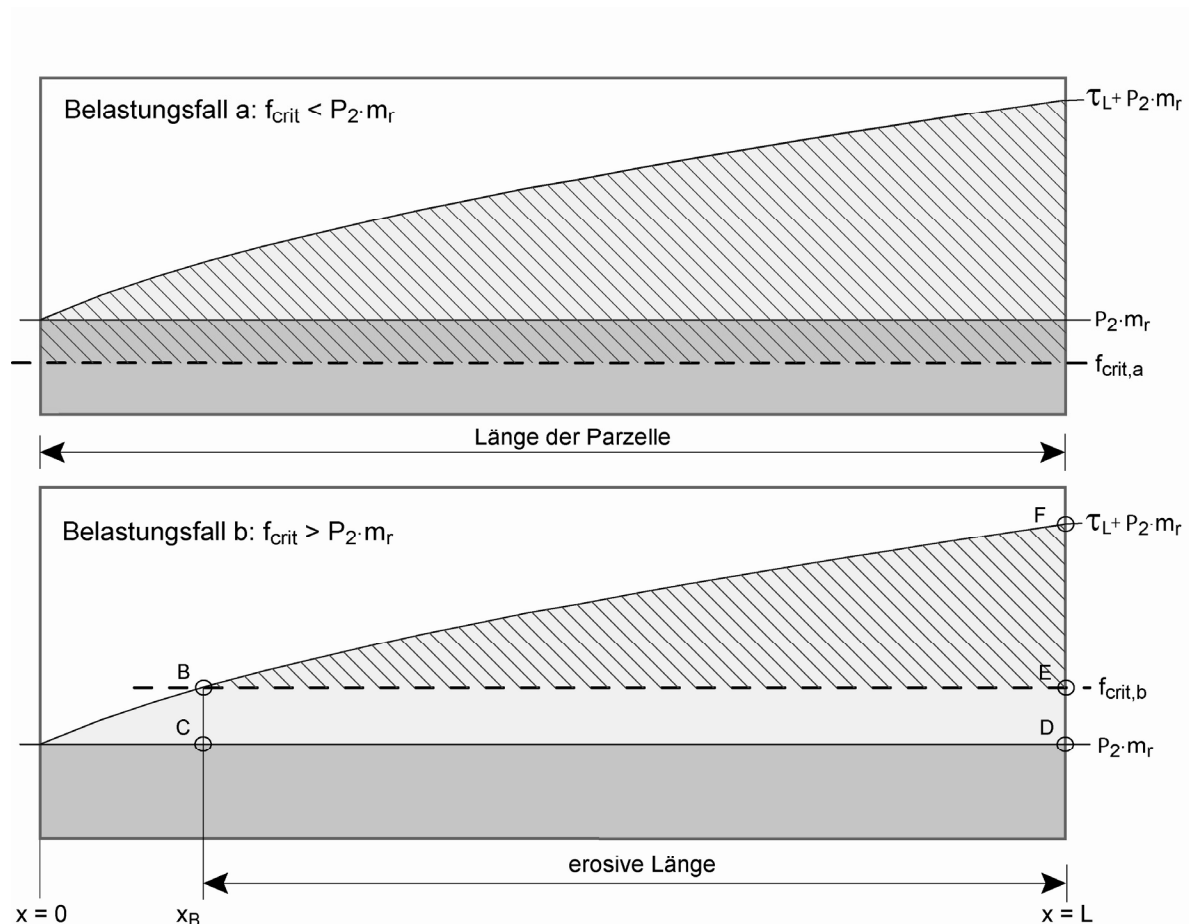


Abbildung 6-4 Schematische Darstellung der beiden unterschiedlichen Belastungszustände als Grundlage für die Berechnung des Erosionswiderstandes aus Beregnungsversuchen im Hangverlauf.

Bei Belastungsfall „a“ ist der Erosionswiderstand kleiner als die aus dem Niederschlag resultierende Belastung $P_2 \cdot m_r$. (vgl. Gleichung 3-36). In diesem Fall findet auf der gesamten Fläche der Beregnungsparzelle Erosion statt.

Belastungsfall „b“ ist dadurch gekennzeichnet, dass die Niederschlagsbelastung $P_2 \cdot m_r$ nicht ausreicht, um Bodenpartikel abzulösen. Die Mobilisierung der Partikel beginnt somit erst, wenn der Strömungsangriff entlang der Fließstrecke groß genug wird, um den Erosionswiderstand des Bodens zu überwinden. In diesem Fall findet (bei Annahme von Schichtabfluss) nur über die „erosive Länge“ in Abbildung 6-4 (un-

ten) eine Ablösung von Partikeln statt. In beiden Fällen entspricht der gemessene Austrag am Parzellenende quantitativ der schraffierten Fläche in Abbildung 6-4 multipliziert mit dem Parameter p_1 aus Gleichung 3-36. Der Verlauf der Schubspannung entlang der Fließstrecke kann im stationären Zustand durch eine Potenzfunktion beschrieben werden (vgl. Abschnitt 3.2.2.3).

Quantifizierung des Erosionswiderstandes für Belastungsfall „a“:

Der Austrag E_L am Ende der Berechnungsparzelle kann zum einen anhand des Abflusses und der Sedimentkonzentration und zum anderen aus der mittleren potenziellen Erosionsrate berechnet werden:

$$\text{Gleichung 6-1} \quad E_L = q_L \cdot c_s = L \cdot e_{pot,m,a}$$

E_L	breitenspezifischer Austrag am Parzellenende [kg/(m·s)]
q_L	gemessener breitenspezifischer Abfluss am Parzellenende [m ² /s]
c_s	gemessene Sedimentkonzentration am Parzellenende [kg/m ³]
$e_{pot,m,a}$	mittlere potenzielle Erosionsrate für den Belastungsfall a [kg/m ² ·s]
L	Parzellenlänge [m]

Die mittlere potenzielle Erosionsrate $e_{pot,m,a}$ lässt sich durch den in Gleichung 3-36 gegebenen Zusammenhang ausdrücken (Gleichung 6-2). Nach Einsetzen von Gleichung 6-2 in Gleichung 6-1 erhält man den Erosionswiderstand f_{crit} für Belastungsfall „a“ (Gleichung 6-3).

$$\text{Gleichung 6-2} \quad e_{pot,m,a} = p_1 \cdot (\tau_{m,a} + P_2 \cdot m_r - f_{crit,a})$$

$$\text{Gleichung 6-3} \quad f_{crit,a} = \tau_{m,a} + P_2 \cdot m_r - \frac{q_L \cdot c_s}{L \cdot p_1}$$

$\tau_{m,a}$	mittlere Schubspannung für den Belastungsfall a [N/m ²]
$f_{crit,a}$	Erosionswiderstand für den Belastungsfall a [N/m ²]

Die mittlere Schubspannung $\tau_{m,a}$ in Gleichung 6-3 kann entsprechend Abbildung 6-4 durch Integration von Gleichung 6-4 berechnet werden. Die Schubspannung am Ende der Fließstrecke τ_L lässt sich nach Gleichung 3-29 ermitteln.

$$\text{Gleichung 6-4} \quad \tau_{m,a} = \frac{1}{L} \int_{x=0}^{x=L} \tau_x \cdot dx \quad \text{mit} \quad \tau_x = \tau_L \cdot \left(\frac{x}{L}\right)^{\frac{3}{5}}$$

$$\tau_{m,a} = \frac{5}{8} \cdot \tau_L \quad \text{mit} \quad \tau_L = \rho \cdot g \cdot I^{\frac{7}{10}} \cdot (n \cdot q_L)^{\frac{3}{5}}$$

Quantifizierung des Erosionswiderstandes für Belastungsfall „b“:

Nach Abbildung 6-4 entspricht der Erosionswiderstand an der Stelle B der aus dem Niederschlag resultierenden Belastung $P_2 \cdot m_r$ plus der kritischen Schubspannung τ_B bei Bewegungsbeginn. τ_B kann auch als Funktion der bekannten Schubspannung am Hangende τ_L ausgedrückt werden (Gleichung 6-5). Aus den in Gleichung 6-5 gegebenen Zusammenhängen lässt sich eine Beziehung zwischen der Schubspannung τ_B und der Länge x_B herstellen (Gleichung 6-6).

$$\text{Gleichung 6-5} \quad f_{crit,b} = \tau_B + P_2 \cdot m_r \quad \text{mit} \quad \tau_B = \tau_L \cdot \left(\frac{x_B}{L} \right)^{\frac{3}{5}}$$

$$\text{Gleichung 6-6} \quad x_B = L \cdot \left(\frac{\tau_B}{\tau_L} \right)^{\frac{5}{3}}$$

$f_{crit,b}$ Erosionswiderstand für den Belastungsfall b [N/m²]
 τ_B Schubspannung am Punkt B in Abbildung 6-4 [N/m²]
 x_B x an der Stelle B [m]

Der Austrag am Parzellenende ergibt sich aus dem in Gleichung 6-7 gegebenen Zusammenhang. Durch Bestimmung der Flächengröße zwischen den Punkten BCDF und BCDE in Abbildung 6-4 (unten) ergibt sich Gleichung 6-8.

$$\text{Gleichung 6-7} \quad E_L = p_1 \cdot (A_{BCDF} - A_{BCDE})$$

$$\text{mit} \quad A_{BCDF} = \int_{x=B}^{x=L} \tau_x \cdot dx \quad \text{mit} \quad \tau_x = \tau_L \cdot \left(\frac{x}{L} \right)^{\frac{3}{5}}$$

$$A_{BCDF} = \frac{5}{8} \cdot \frac{\tau_L}{L^{\frac{3}{5}}} \cdot \left(L^{\frac{8}{5}} - x_B^{\frac{8}{5}} \right)$$

$$\text{und} \quad A_{BCDE} = \tau_B \cdot (L - x_B)$$

$$\text{Gleichung 6-8} \quad E_L = p_1 \cdot \left(\frac{5}{8} \cdot \frac{\tau_L}{L^{\frac{3}{5}}} \cdot \left(L^{\frac{8}{5}} - x_B^{\frac{8}{5}} \right) - \tau_B \cdot (L - x_B) \right)$$

A_{BCDF} Fläche zwischen den Punkten BCDF in Abbildung 6-4 [N/m] = [kg/s²]
 A_{BCDE} Fläche zwischen den Punkten BCDE in Abbildung 6-4 [N/m] = [kg/s²]

In Gleichung 6-8 sind die Schubspannung τ_B und die Länge x_B nicht bekannt und es kann deshalb für keine dieser beiden Größen eine explizite Lösung gefunden werden. Die Lösung von Gleichung 6-8 erfolgt deshalb durch Iteration von $f_{crit,b}$ bis der berechnete Austrag mit dem gemessenen übereinstimmt (die Iteration erfolgte mit der Solver-Funktion des Programmes MS-Excel).

Zuordnung der Versuche zu Belastungsfall „a“ oder „b“:

Zur Unterscheidung, welcher der beiden Belastungszustände für einen Beregnungsversuch maßgeblich ist, wird der Übergang von Fall „a“ zu Fall „b“ betrachtet. Dann entspricht der Erosionswiderstand der Niederschlagsbelastung $P_2 \cdot m_r$:

$$\text{Gleichung 6-9} \quad f_{crit,a-b} = P_2 \cdot m_r$$

$f_{crit,a-b}$ Erosionswiderstand am Übergang von Belastungsfall a zu b [N/m²]

Auf Basis von Gleichung 6-9 und der Annahme, dass Fall „a“ gilt, vereinfacht sich Gleichung 6-2 und der Austrag am Hangende $E_{L,ber}$ kann nach Gleichung 6-10 quantifiziert werden. Durch einen Vergleich mit dem gemessenen Austrag $E_{L,gem}$ lässt sich nach Gleichung 6-11 der maßgebliche Belastungsfall bestimmen.

$$\text{Gleichung 6-10} \quad E_{L,ber} = e_{pot,m,a} \cdot L = \rho_1 \cdot \tau_{m,a} \cdot L$$

$$\text{Gleichung 6-11} \quad E_{L,ber} < E_{L,gem} \quad \rightarrow \quad \text{Belastungsfall „a“}$$

$$E_{L,ber} > E_{L,gem} \quad \rightarrow \quad \text{Belastungsfall „b“}$$

$E_{L,ber}$ berechneter Austrag am Hangende [kg/s]

$E_{L,gem}$ gemessener Austrag am Hangende [kg/s]

6.3 Bestimmung der mittleren Erosionswiderstände

Auf Basis der in Abschnitt 6.2 entwickelten Methode wurde für jeden Messzeitpunkt der Beregnungsversuche ein Erosionswiderstand bestimmt. Alle Versuche lassen sich durch Belastungsfall „b“ abbilden, da das Verhältnis aus Niederschlagsbelastung und Erosionswiderstand für die kohäsiven Lössböden in der Regel kleiner 1 ist.

In Abbildung 6-5 ist der typische Kurvenverlauf von Oberflächenabfluss und Erosionswiderstand während eines Beregnungsversuches dargestellt. Zu Beginn steigen Abfluss und Erosionswiderstand an, bis stationäre Verhältnisse erreicht werden.

Dann ist die Infiltrationsrate konstant und der Bodenabtrag erfolgt gleichmäßig über die Breite der Parzelle (GERLINGER, 1997). Der geringere Erosionswiderstand in der Anfangsphase ist mit der Auflage von leichter mobilisierbarem Bodenmaterial zu erklären. Nachdem das Lockermaterial abgetragen ist, wird in der Regel ein nahezu konstanter Erosionswiderstand erreicht. MICHAEL (2001) berichtet über Beregnungsversuche auf Lössböden in Sachsen auf frisch konventionell bearbeiteten Böden, die den gleichen Verlauf des Erosionswiderstandes in der Anfangsphase der Beregnung aufweisen. Hingegen blieb der Erosionswiderstand bei Böden mit stabiler Gefügestruktur (konservierend bearbeitet) sowie hohem Bedeckungsgrad nahezu konstant.

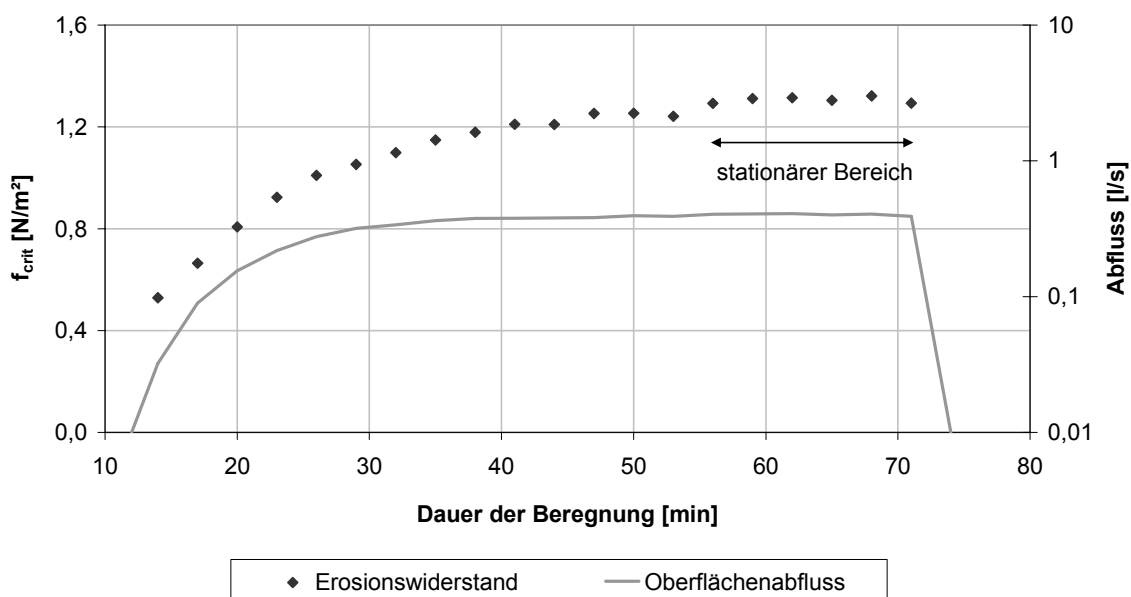


Abbildung 6-5 Verlauf von Oberflächenabfluss und Erosionswiderstand während eines Beregnungsversuchs (Öwisheimer Weg 1_1 (19.04.1994)).

Bei der Simulation der Bodenerosion im Gebietsmaßstab ist aufgrund der Vielzahl von Einflussgrößen, die zu einem unterschiedlichen Kurvenverlauf führen, eine Berücksichtigung der zeitlichen Variabilität des Erosionswiderstandes nicht sinnvoll. Deshalb sollte für alle Beregnungsversuche ein *effektiver* Erosionswiderstand bestimmt werden, der das integrale Erosionsgeschehen im Mittel gut abbildet. Hierzu wurden verschiedene statistische Mittelwerte bezüglich ihrer Eignung geprüft. Für alle Messzeitpunkte wurden das arithmetische und geometrische Mittel sowie der Median betrachtet. Zudem wurde der Empfehlung von GERLINGER (1997) folgend das arithmetische Mittel über den stationären Bereich (vgl. Abbildung 6-5) berücksichtigt.

Auf Basis von Gleichung 6-8 wurde der theoretische Bodenabtrag berechnet, der sich für die Versuche ergibt, wenn ein mittlerer Erosionswiderstand zu Grunde gelegt wird. Dabei wurden nur die 58 Versuche auf der Standardparzellengröße

(12 m x 2 m) berücksichtigt, damit der Bodenabtrag jeweils auf die gleiche Fläche bezogen wird. Abbildung 6-6 zeigt den Vergleich der gemessenen und auf Basis der verschiedenen Mittelwerte berechneten kumulativen Bodenabträge für die Einzelversuche. Der systematische Fehler (BIAS) sowie die mittlere quadratische Abweichung (RMSE) zwischen den gemessenen und berechneten Bodenabträgen sind in Tabelle 6-1 dargestellt.

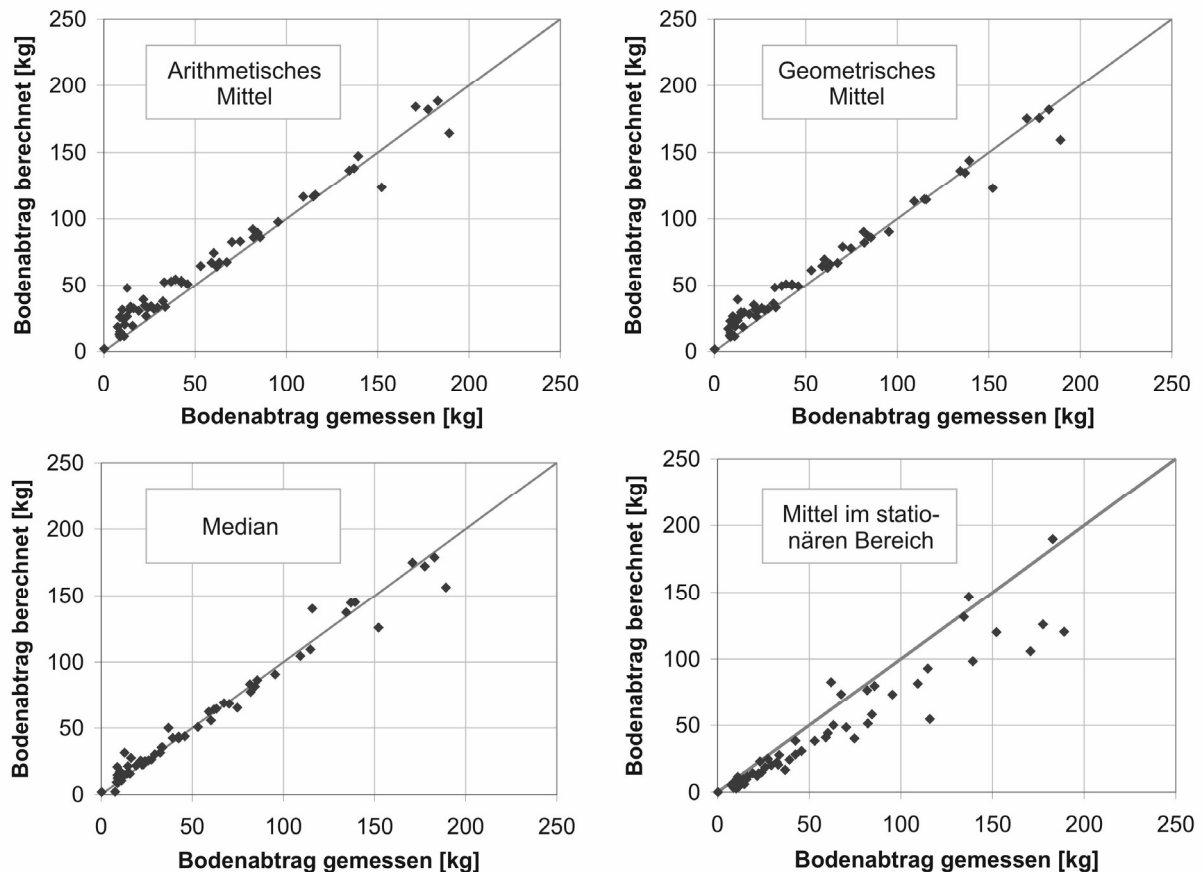


Abbildung 6-6 Vergleich des gemessenen und auf Basis verschiedener Mittelwerte des Erosionswiderstandes rückgerechneten kumulativen Bodenabtrags für die Beregnungsversuche (n = 58).

Aus Abbildung 6-6 und Tabelle 6-1 geht hervor, dass der Bodenabtrag bei Verwendung des Erosionswiderstandes auf Basis des arithmetischen Mittels im stationären Bereich mit einem BIAS von 13,5 kg deutlich unterschätzt wird. Der Grund hierfür liegt bei dieser Art der Mittelwertbildung in der fehlenden Berücksichtigung der Anfangsdynamik des Erosionsgeschehens (Abbildung 6-5). Eine Berechnung des Erosionswiderstandes als arithmetisches und geometrisches Mittel aus allen Messzeitpunkten führt in der Regel zu einer, wenn auch geringen, Überschätzung des Bodenabtrags (Abbildung 6-6 und Tabelle 6-1). Hingegen erweist sich der Median aus

allen für einen Versuch ermittelten Werten als gut geeignet, um den kumulativen Bodenabtrag für die Berechnungsversuche abzubilden. Die gemessenen Bodenabträge werden gleichmäßig unter- bzw. überschätzt (Abbildung 6-6 und Tabelle 6-1). Erwartungsgemäß ergibt sich für diese Art der Mittelwertbildung auch der geringste RMSE von 8,3 kg (Tabelle 6-1), was bezogen auf einen mittleren Bodenabtrag von 57,3 kg 14,5 % entspricht. Für die weitere Auswertung wird deshalb der Median der Erosionswiderstände aus allen Messzeitpunkten zu Grunde gelegt.

Tabelle 6-1 BIAS und RMSE zwischen gemessenen und auf Basis verschiedener mittlerer Erosionswiderstände berechneten kumulativen Bodenabträgen (n = 58).

Gütemaß	Arithm. Mittel	Geometr. Mittel	Median	Mittel stationärer Bereich
$BIAS^1$	- 4,8 kg	- 7,5 kg	- 1,0 kg	+ 13,5 kg
$RMSE^1$	9,8 kg	11,9 kg	8,3 kg	21,7 kg

¹ Definition von BIAS und RMSE in Anhang A.3

Abbildung 6-7 zeigt das Wertespektrum der mittleren Erosionswiderstände für alle 60 Berechnungsversuche. Wenn die Erosionswiderstände logarithmiert werden, lässt sich näherungsweise eine Gauß-Normalverteilung anpassen.

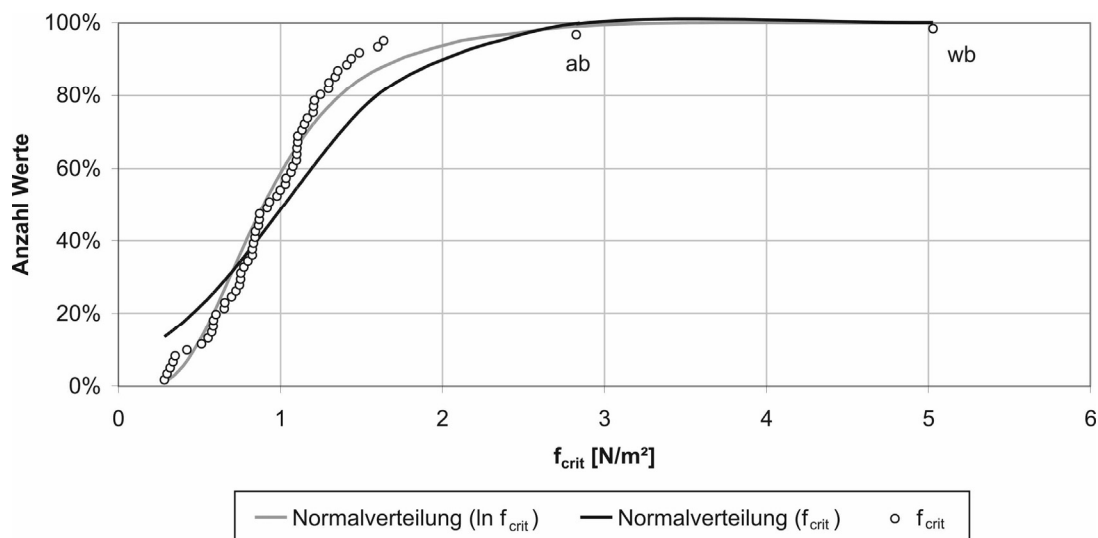


Abbildung 6-7 Wertebereich der Erosionswiderstände f_{crit} für alle 60 Versuche sowie Gauß-Normalverteilungen der logarithmierten und nicht logarithmierten Werte.

Zum Vergleich ist in Abbildung 6-7 ebenfalls die Normalverteilung der nicht logarithmierten Werte dargestellt. Es fällt auf, dass der Erosionswiderstand für zwei Versu-

che mit $2,82 \text{ N/m}^2$ (*Altenberg ab*) bzw. $5,03 \text{ N/m}^2$ (*Weiherbächle wb*) deutlich über dem Wertebereich der übrigen Versuche von $0,28$ - $1,64 \text{ N/m}^2$ liegt.

Beide Standorte liegen im Bereich des an der östlichen Talseite ausstreichenden Keupers (vgl. Abbildung 5-7). Die Parzellen sind durch sehr hohe Gehalte an Ton und organischer Substanz geprägt und hinsichtlich ihrer Bodeneigenschaften nicht mit Lössböden vergleichbar. Da nur diese beiden Versuche auf Keuper-Standorten durchgeführt wurden, ist keine systematische Analyse des Erosionswiderstandes für Keuper-Böden möglich. Zudem kann der für Lössböden abgeleitete Zusammenhang zur Quantifizierung der potenziellen Erosionsrate aufgrund des bodenabhängigen Vorfaktors P_1 (Gleichung 3-36) nicht einfach auf Keuper-Böden übertragen werden. Für die weitere Auswertung werden deshalb nur die 58 Versuche auf Lössböden berücksichtigt. In Abbildung 6-8 ist das Wertespektrum der Erosionswiderstände für die Versuche auf Lössböden dargestellt. Es zeigt sich, dass jetzt eine Gauß-Normalverteilung angepasst werden kann, ohne dass die Erosionswiderstände logarithmiert werden.

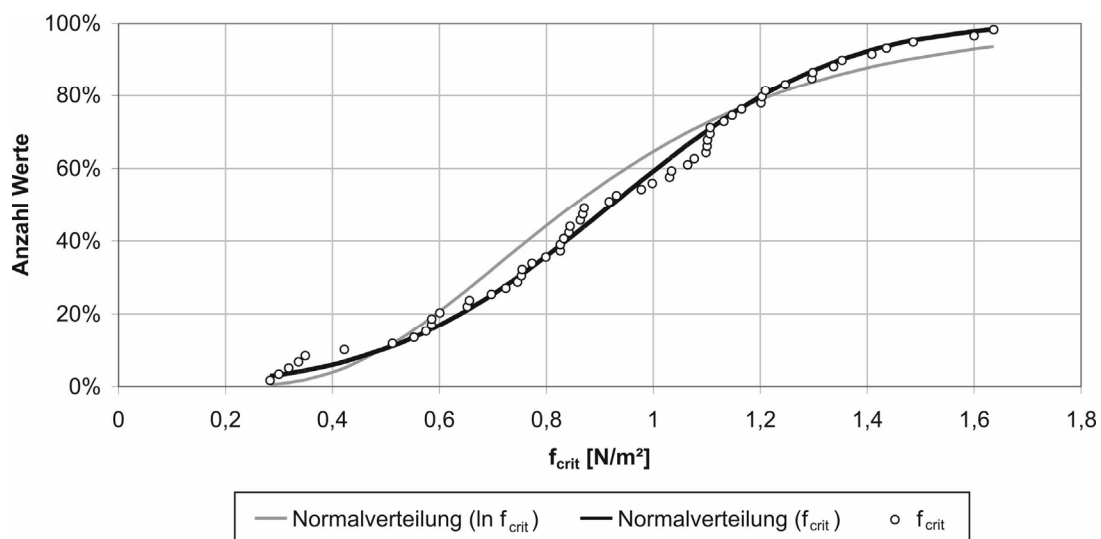


Abbildung 6-8 Wertebereich der Erosionswiderstände f_{crit} für die 58 Versuche auf Lössböden sowie Gauß-Normalverteilungen der logarithmierten und nicht logarithmierten Werte.

Tabelle 6-2 gibt eine Übersicht der statistischen Kennwerte der Erosionswiderstände sowie der logarithmierten Werte. Die Stichprobe ohne die Versuche *Altenberg ab* und *Weiherbächle wb* weist mit einem Wert von $-0,018$ für die Normalverteilung der Erosionswiderstände die geringste Schiefe auf, was den visuellen Eindruck in Abbildung 6-8 bestätigt.

Tabelle 6-2 Statistische Kennwerte für die berechneten Erosionswiderstände mit und ohne Berücksichtigung der Versuche *Altenberg ab* und *Weierbächle wb*.

Stichprobe		Arithm. Mittel	Standard-abw.	Schiefe	Median	Minimum	Maximum
Mit <i>ab</i> und <i>wb</i> (n = 60)	f_{crit}	1,022	0,668	4,016	0,988	0,283	5,029
	$\ln f_{crit}$	-0,112	0,503	0,146	-0,079	-1,262	1,615
Ohne <i>ab</i> und <i>wb</i> (n = 58)	f_{crit}	0,922	0,335	-0,018	0,894	0,283	1,636
	$\ln f_{crit}$	-0,161	0,429	-0,933	-0,112	-1,262	0,493

6.4 Vorhersage und Regionalisierung des Erosionswiderstandes

Um den Erosionswiderstand als Eingangsparameter für das Modell *CATFLOW-SED* verwenden zu können, müssen funktionale Zusammenhänge gefunden werden, die eine Extrapolation der in Abschnitt 6.3 für die Berechnungsparzellen ermittelten Werte auf die Einzugsgebietsfläche ermöglichen. Weiterhin sollen die Ansätze zur Vorhersage des Erosionswiderstandes im Rahmen von Szenarioberechnungen angewendet werden.

Die Vorhersage von Modellparametern zur Erfassung der Erodierbarkeit basiert in der Regel auf Regressionen des Parameters mit weiteren Bodeneigenschaften, die ebenfalls aus Messungen gewonnen werden (NEARING ET AL., 1990). Aufgrund der vielfältigen Einflussfaktoren und der hohen Variabilität von Erosionsmessungen werden jedoch keine sehr hohen Bestimmtheitsmaße erreicht (OWOPUTI & STOLTE, 1995; BRYAN, 2000; SALLES ET AL., 2000).

In der Regel nimmt die Erodierbarkeit von Böden mit steigenden Tongehalten ab, was auf die verbindenden Eigenschaften der Tonminerale zurück zu führen ist. Hohe Schluff- und Feinsandanteile wirken sich hingegen negativ auf die Stabilität der Bodenaggregate aus. Neben der Bodenart beeinflusst der Gehalt an organischer Substanz den Zerfallsmechanismus der Aggregate, wobei die Bodenfeuchte modifizierend wirken kann (FOHRER, 1995). Die für die Berechnungsversuche ermittelten Erosionswiderstände f_{crit} wurden deshalb mit dem Gehalt an Ton und organischer Substanz sowie dem Wassergehalt vor Beginn der Berechnung korreliert. Zudem wurde die Rauheit berücksichtigt, da dieser Parameter die Bewirtschaftungspraxis und den aktuellen Bearbeitungszustand der Böden widerspiegelt (vgl. Abschnitt 5.2.7). Von den insgesamt 58 Versuchen auf Lössböden wurden 54 berücksichtigt. 4 Versuche wurden ausgeschlossen, da sie auf angrenzenden Parzellen mit gleichen Bodenei-

genschaften stattfanden und zum Ziel hatten, den Einfluss unterschiedlicher Beregnungsintensitäten und Parzellengrößen zu testen¹³. Eine Übersicht aller Versuche und Bodeneigenschaften ist in Anhang A.17 dargestellt.

Tabelle 6-3 sind die statistischen Kenngrößen der Bodeneigenschaften für die Beregnungspartellen zu entnehmen. Die Variabilität von Tongehalt und organischer Substanz ist mit einem Variationskoeffizienten von 24 bzw. 19 % gering. Für die Vorfeuchte ergibt sich ein Variationskoeffizient von 38 %. Die Rauheit weist mit einem Variationskoeffizienten von 65 % die größte Schwankungsbreite auf.

Tabelle 6-3 Statistische Kennwerte der Bodeneigenschaften (Tongehalt, organische Substanz, Vorfeuchte und Rauheit) für 54 Beregnungspartellen auf Lössböden.

Statistischer Kennwert (n = 54)	Tongehalt TG [%]	Org. Substanz OM [%]	Vorfeuchte θ [%]	Rauheit n [s/m ^{1/3}]
<i>Arithmetisches Mittel</i>	19,95	1,81	16,96	0,04
<i>Median</i>	18,80	1,80	18,35	0,03
<i>Minimum</i>	12,40	1,10	7,20	0,01
<i>Maximum</i>	31,40	2,90	29,50	0,15
<i>Standardabweichung</i>	4,84	0,35	6,48	0,03
<i>Variationskoeffizient</i>	24,24	19,36	38,21	64,90

Zunächst wurden einfache Korrelationen zwischen f_{crit} und den Bodeneigenschaften untersucht. In Tabelle 6-4 sind die Korrelationsgleichungen und Bestimmtheitsmaße dargestellt. Werden alle Versuche zusammen betrachtet, ergibt sich für keinen Parameter ein signifikanter Zusammenhang. Für die weitere Auswertung wurden die Versuche deshalb in Gruppen unterteilt.

Da der Feuchtezustand die Stabilität der Aggregate beeinflusst, erscheint es sinnvoll die Versuche in saisonale Gruppen zusammenzufassen. Die Unterteilung spiegelt die Feuchteverhältnisse während der Versuchsdurchführung im Sommer („*trocken*“) und im Frühjahr („*feucht*“) wider. Die Grenze wurde bei einem Wassergehalt von 16 % gezogen. Innerhalb der „*trockenen*“ Versuche zeigt sich jetzt eine Korrelation zum Tongehalt mit einem Bestimmtheitsmaß von $R^2 = 0,49$. Mit Ausnahme einer schwachen Korrelation zwischen Erosionswiderstand und Rauheit sind für die „*feuchte*“ Gruppe keine Zusammenhänge erkennbar (Tabelle 6-4).

¹³ Einfluss der Niederschlagsintensität: *Öwisheimer Weg 2_31* (21.04.1994), *2_33* (22.04.1994)
Einfluss der Parzellengröße (22 x 4 m): *Dorntal 1M* (03.05.1993), *Öwisheimer Weg 6_21* (02.09.1993)

Der Einfluss des Wassergehaltes auf die Aggregatstabilität ist aufgrund gegenläufiger Wirkungsmechanismen sehr komplex. Geringe Wassergehalte erhöhen die Luftspregung und damit die Verschlammungsneigung des Bodens. Je feuchter die Aggregate zu Beginn des Experimentes sind, desto länger halten sie der Beregnung stand. Mit steigendem Wassergehalt nehmen die Kohäsionskräfte der Bodenteilchen untereinander wieder ab, was den Zerfall der Aggregate begünstigt. Unter feuchten Ausgangsbedingungen dominieren Abscherungseffekte und plastische Verformung die Aggregaterstörung (FOHRER, 1995; GERLINGER, 1997; MICHAEL, 2001). Zudem sind bei einer bereits ausgebildeten Verschlammungsschicht aus einem vorhergehenden Starkniederschlagsereignis nicht die aktuellen Feuchteverhältnisse maßgeblich, sondern diejenigen während der Aggregaterstörung (FOHRER, 1995: 163; GERLINGER, 1997: 132). Die Angabe eines objektiven Kriteriums, ob das Prozessgeschehen eher feuchten oder trockenen Ausgangsbedingungen entspricht, ist somit äußerst schwierig. Im Weiteren wurde auf eine Differenzierung der Feuchteverhältnisse verzichtet, da diese keine deutliche Verbesserung der funktionalen Zusammenhänge zwischen Erosionswiderstand und Bodeneigenschaften ermöglicht.

In einem nächsten Schritt wurde zwischen Beregnungsversuchen „mit“ und „ohne“ Pflanzenbedeckung unterschieden. In Tabelle 6-4 sind die resultierenden Gleichungen und Bestimmtheitsmaße dargestellt. Für die Gruppe „ohne“ Pflanzen ergibt sich eine Korrelation zwischen Rauheit (*Mannings n*) und Erosionswiderstand mit einem Bestimmtheitsmaß von $R^2 = 0,66$. Die Versuche „mit“ Pflanzenbedeckung zeigen jedoch keinen signifikanten Zusammenhang zur Rauheit (Tabelle 6-4).

Tabelle 6-4 Ergebnis der einfachen Regressionsanalyse zwischen Erosionswiderstand f_{crit} und den Bodeneigenschaften für alle Beregnungsversuche, „feuchte“ und „trockene“ Bedingungen und „mit“ sowie „ohne“ Pflanzenbedeckung.

Stichprobe (Anzahl)	Tongehalt TG [%]	Org. Substanz OM [%]	Vorfeuchte Θ [Vol.%]	Rauheit n [s/m ^{1/3}]
Alle Versuche (n = 54)	$f_{crit}=0,030 \cdot TG+0,33$ $R^2=0,18$	$f_{crit}=0,212 \cdot OM+0,54$ $R^2=0,05$	$f_{crit}=0,004 \cdot \Theta+0,85$ $R^2=0,01$	$f_{crit}=4,766 \cdot n+0,73$ $R^2=0,13$
Trocken $\Theta < 16\%$ (n = 25)	$f_{crit}=0,056 \cdot TG-0,18$ $R^2=0,49$	$f_{crit}=0,038 \cdot OM+0,88$ $R^2=0,001$	$f_{crit}=0,021 \cdot \Theta+0,73$ $R^2=0,02$	$f_{crit}=2,603 \cdot n+0,83$ $R^2=0,07$
Feucht $\Theta > 16\%$ (n = 29)	$f_{crit}=0,016 \cdot TG+0,58$ $R^2=0,06$	$f_{crit}=-0,282 \cdot OM+0,37$ $R^2=0,12$	$f_{crit}=0,045 \cdot \Theta+0,10$ $R^2=0,21$	$f_{crit}=15,16 \cdot n+0,39$ $R^2=0,38$
Ohne Pflanzen (n = 43)	$f_{crit}=0,029 \cdot TG+0,37$ $R^2=0,15$	$f_{crit}=0,277 \cdot OM+0,45$ $R^2=0,08$	$f_{crit}=0,003 \cdot \Theta+0,91$ $R^2=0,004$	$f_{crit}=19,14 \cdot n+0,32$ $R^2=0,66$
Mit Pflanzen (n = 11)	$f_{crit}=0,006 \cdot TG+0,64$ $R^2=0,01$	$f_{crit}=-0,016 \cdot OM+0,77$ $R^2=0,001$	$f_{crit}=0,007 \cdot \Theta+0,62$ $R^2=0,023$	$f_{crit}=1,94 \cdot n+0,62$ $R^2=0,19$

In Abbildung 6-9 ist die Beziehung zwischen *Mannings* n und dem Erosionswiderstand f_{crit} für beide Gruppen dargestellt. Die abweichende Steigung der beiden Regressionsgeraden lässt auf unterschiedliche Faktoren schließen, die das Erosionsgeschehen beeinflussen. In den folgenden Abschnitten werden die Ursachen für die beobachteten Unterschiede analysiert.

Versuche ohne Pflanzenbedeckung

Die Korrelation zwischen Erosionswiderstand und Rauheit erklärt sich aus dem zu Grunde liegenden Schubspannungsansatz. Die Zunahme der Fließwiderstände aufgrund von nicht zu transportierenden Hindernissen reduziert die Erosivität des Oberflächenabflusses. Entsprechend werden für rauere Oberflächen höhere Erosionswiderstände ermittelt. Der Zusammenhang wird in Abschnitt 6.5 erläutert.

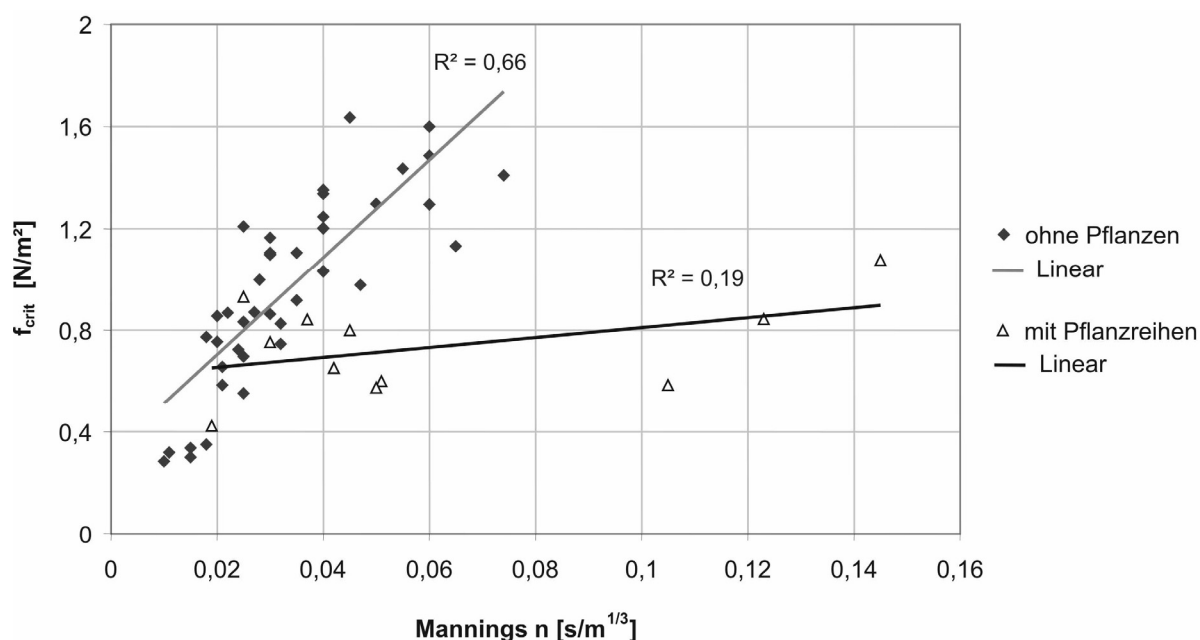


Abbildung 6-9 Korrelation zwischen *Mannings* n und dem Erosionswiderstand f_{crit} für Beregnungsversuche mit und ohne Pflanzenbedeckung.

Tabelle 6-5 zeigt das Ergebnis der multiplen Regression zwischen Erosionswiderstand und Bodeneigenschaften für die Versuche ohne Pflanzenbedeckung. Werden alle Parameter berücksichtigt, so ergibt sich ein Bestimmtheitsmaß von $R^2 = 0,704$. Neben der Rauheit wird lediglich für den Tongehalt ein t-Wert ermittelt, der signifikant von 0 verschieden ist (Tabelle 6-5). Entsprechend ergibt sich unter Einbeziehung der Rauheit und des Tongehaltes ein Bestimmtheitsmaß, das mit $R^2 = 0,702$ fast genauso hoch ist, wie bei Berücksichtigung aller Parameter. Der funktionale Zusammenhang ist in Gleichung 6-12 dargestellt.

$$\text{Gleichung 6-12} \quad f_{crit} = 0,061 + 17,991 \cdot \text{Mannings } n + 0,014 \cdot \text{TG} \quad R^2 = 0,7$$

f_{crit} Erosionswiderstand [N/m^2]
 Mannings n Rauheitsbeiwert [$m/s^{1/3}$]
 TG Tongehalt [%]

Tabelle 6-5 Ergebnis der multiplen Regression zwischen Erosionswiderstand und Bodeneigenschaften für die Beregnungsversuche ohne Pflanzenbedeckung.

n = 43	Schnitt der Ordinatenachse	Rauheit n [$m/s^{1/3}$]	Tongehalt TG [%]	Org. Substanz OM [%]	Vorfeuchte θ [%]
Parameterschätzung	0,040	18,148	0,015	-0,036	0,004
Standardfehler	0,182	2,186	0,007	0,108	0,005
t-Wert ¹	0,220	8,303	2,093	-0,337	0,745

¹ Der t-Wert entspricht der Parameterschätzung dividiert durch den Standardfehler der Schätzung und ist ein Maß dafür, ob die Parameterschätzung von 0 verschieden ist.

Versuche auf Mais- und Rübenkulturen

Aus Abbildung 6-9 ist ersichtlich, dass die Experimente auf Mais- und Zuckerrübenkulturen eine geringere Variabilität des Erosionswiderstandes aufweisen. In Tabelle 6-6 sind die mittleren Erosionswiderstände und Bodeneigenschaften für die unterschiedlichen Standorte und Kulturarten dargestellt.

Tabelle 6-6 Mittlere Erosionswiderstände und Bodeneigenschaften für die Beregnungsstandorte während der Vegetationsperiode von Mais- und Rübenkulturen.

Standort (Anzahl)	Kulturart	Tongehalt TG [%]	Org. Substanz OM [%]	Vorfeuchte θ [%]	Rauheit n [$m/s^{1/3}$]	f_{crit} [N/m^2]
Leierfaß (3)	Zuckerrübe	14,7	1,5	18,2	0,027	0,732
Dorntal (2)	Zuckerrübe	20,7	1,9	13,8	0,087	0,709
Dorntal (3)	Mais	20,1	1,7	13,9	0,100	0,754
Öwisheim (3)	Mais	13,0	2,3	19,0	0,039	0,735

Trotz verschiedener Bodeneigenschaften ist der mittlere Erosionswiderstand für alle Standorte nahezu identisch. Insgesamt wurden 11 Beregnungsexperimente durchgeführt, wobei der Bedeckungsgrad zwischen 10 und 95 % variierte. Abbildung 6-10 zeigt den Erosionswiderstand für die verschiedenen Versuchsserien und Bedeckungsgrade. Zwar variiert f_{crit} während der Vegetationsperiode für alle Standorte, allerdings ist kein Muster erkennbar. Weder die Kulturart noch der Anteil der Bedeckung des Bodens haben einen Einfluss auf die Höhe des Erosionswiderstandes.

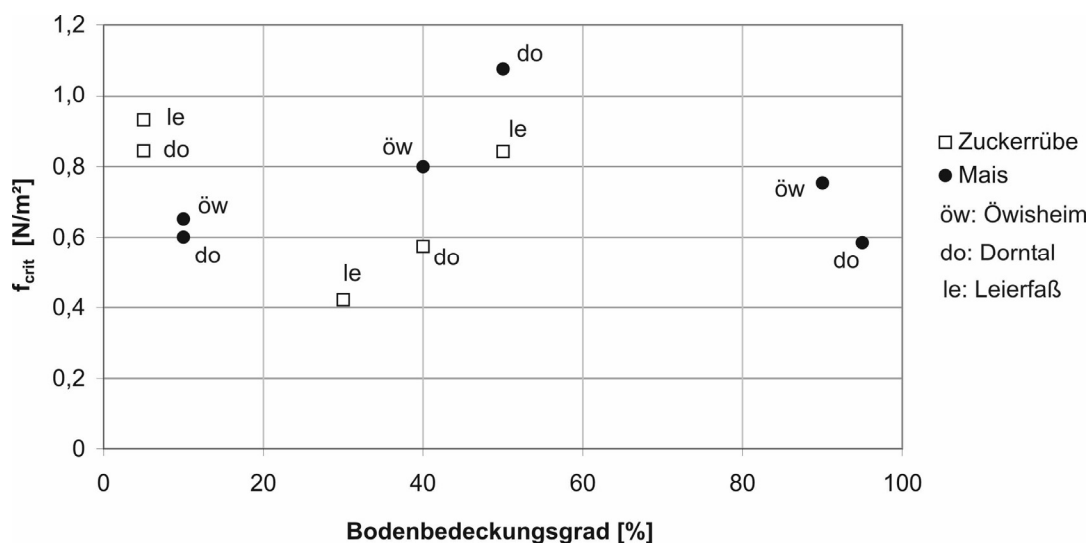


Abbildung 6-10 Bodenbedeckungsgrad und Erosionswiderstand f_{crit} für verschiedene Versuchsserien auf Mais- und Zuckerrübenschlägen.

Bei Mais- und Rübenkulturen sammelt sich das abfließende Wasser vorwiegend in den Zwischenbereichen der Pflanzreihen. Dabei können bei den untersuchten Kulturarten in Folge der verschlammten Oberfläche sehr hohe Fließgeschwindigkeiten auftreten (GERLINGER, 1997). Aufgrund der ähnlichen Ausbildung der Abflussbahnen zwischen den Pflanzreihen kann somit keine enge Korrelation zur Rauheit festgestellt werden. Der Erosionswiderstand wird deshalb für diese Kulturarten durch das arithmetische Mittel aus allen 11 Versuchen angenähert:

$$\text{Gleichung 6-13} \quad f_{crit, BB} = 0,73 \quad \text{Mittelwert für Mais- und Rübenkulturen}$$

$f_{crit, BB}$ Erosionswiderstand für Mais- und Rübenkulturen [N/m²]

6.5 Diskussion der funktionalen Zusammenhänge

Zahlreiche Studien haben den Einfluss verschiedener Bodeneigenschaften auf die Erodierbarkeit von Böden untersucht (z.B. NEARING ET AL., 1990; GILLEY ET AL., 1993; GHEBREIYESSUS ET AL., 1994; FOHRER, 1995; GERLINGER, 1997; SALLES ET AL., 2000; MICHAEL; 2001; LÉONARD & RICHARD, 2004). Allerdings wurden aufgrund unterschiedlicher Methoden, Bodentypen, Klimabedingungen und Bewirtschaftungshistorie verschiedene Parameter als bedeutsam identifiziert. Die Erodibilität von Böden ist ein komplexes Reaktionsmuster, das durch die Bodeneigenschaften sowie externe Einflüsse wie Klima und Bewirtschaftung gesteuert wird (BRYAN, 2000).

Für die Lössböden des Weiherbachgebietes hängt der Erosionswiderstand hauptsächlich von der Kulturart und dem bewirtschaftungsbedingten Zustand des Bodens ab. Für Kulturarten mit ausgeprägten Pflanzreihen wie z.B. Mais und Rüben findet Oberflächenabfluss vorwiegend in den Zwischenbereichen der Reihen statt. Durch die hohe Abflusskonzentration sind diese Kulturarten besonders erosionsanfällig. Wenn der Abfluss nicht in definierten Bahnen erfolgt, besteht eine Korrelation zwischen Erosionswiderstand und Rauheit, wobei der Tongehalt modifizierend wirkt. Für die anderen untersuchten Bodeneigenschaften konnte kein dominanter Einfluss auf den Erosionswiderstand festgestellt werden, was sicher auch auf die geringe Variabilität der Bodeneigenschaften der Lössböden im Weiherbachgebiet zurück zu führen ist (vgl. Tabelle 6-3).

MICHAEL (2001) untersuchte anhand von Berechnungsversuchen die Erosionsneigung unterschiedlicher Böden für konventionell und konservierend bewirtschaftete Flächen in Sachsen. Von allen untersuchten Bodeneigenschaften ergab sich ebenfalls für die Rauheit die höchste Korrelation ($R^2 = 0,45$). Die Mehrzahl der Parzellen mit einer hohen Rauheit war zumeist konservierend bearbeitet, weshalb für diese Flächen auch ein hoher Erosionswiderstand ermittelt wurde. MICHAEL (2001) folgert, dass der bearbeitungsbedingte Bodenzustand einen wesentlich größeren Einfluss auf die Erodierbarkeit besitzt, als die Bodenart (MICHAEL, 2001: 78). Auch KING ET AL. (1995) und FRANTI ET AL. (1999) identifizierten die Bewirtschaftungspraxis als den dominanten Einflussfaktor.

Auf natürlichen Bodenoberflächen verteilt sich der Strömungsangriff des Oberflächenabflusses auf die Bodenaggregate (kornwirksame Schubspannung), die Mikrotopographie wie z.B. Erdschollen (formwirksame Schubspannung) sowie auf weitere Rauheitselemente wie Steine und Pflanzenteile (formwirksame Schubspannung) (GOVERS & RAUWS, 1986; NEARING ET AL., 1990; PROSSER ET AL., 1995; THOMPSON ET AL., 2004; LÉONARD & RICHARD, 2004). Großskalige Rauheitselemente reduzieren den Strömungsangriff auf die Bodenpartikel und -aggregate, weshalb von einigen Autoren empfohlen wird, nur die kornwirksame Schubspannung zur Erosionsrate zu korrelieren (z.B. PROSSER ET AL., 1995; THOMPSON ET AL., 2004; LÉONARD & RICHARD, 2004). Dabei ergibt sich jedoch die Schwierigkeit, den kornwirksamen Schubspannungsanteil zu quantifizieren. Für gut sortierte Materialien, wie sie meist für Laborversuche verwendet werden, kann die kornwirksame Schubspannung anhand der Korngrößenverteilung bestimmt werden (z.B. GOVERS & RAUWS, 1986). Bei natürlichen, aggregierten Böden spielt hingegen die Aggregatgrößenverteilung eine Rolle, die schwer zu quantifizieren und stark variabel ist (LÉONARD & RICHARD, 2004).

Die formwirksame Schubspannung wird in der Regel nicht für den Ablösungsprozess genutzt, es sei denn sie ist groß genug, um das Rauheitselement selbst zu bewegen (LÉONARD & RICHARD, 2004). GIMÉNEZ & GOVERS (2002) beobachteten, dass auf natürlichen Oberflächen auch Teile der durch die Mikrotopographie verursachten formwiderstandsbezogenen Komponente der Schubspannung zur Mobilisierung von Bodenpartikeln beitragen können, da an geometrischen Irregularitäten von sich natürlich ausbildenden Rillen ein Großteil der Ablösung stattfand (GIMÉNEZ & GOVERS, 2002). Die Belastung wird in diesem Fall durch die kornwirksame Schubspannungskomponente unterschätzt (vgl. Abschnitt 3.2.1.2). Hingegen trägt der durch Vegetation verursachte formbezogene Fließwiderstand nicht zur Ablösung der Bodenpartikel bei. Dieser Anteil kann auf natürlichen Flächen durch Versuche mit und ohne Pflanzenteile ermittelt werden (z.B. PROSSER ET AL., 1995). THOMPSON ET AL. (2004) testeten ein Verfahren, das die Geometrie der Rauheitselemente berücksichtigt und damit von beobachteten Schubspannungen unabhängig ist, anhand von Laborversuchen mit Formteilen einfacher Symmetrie. Das Verfahren ist jedoch nicht auf natürlichen Böden anwendbar, da die komplexe Formrauheit nicht geometrisch charakterisiert werden kann.

Aufgrund der Schwierigkeit, die tatsächlich für die Ablösung relevante Komponente der Schubspannung auf natürlichen Flächen zu bestimmen, wird in der Regel die gesamte Schubspannung des Abflusses zur Quantifizierung der Ablösung von Bodenpartikeln herangezogen (KING ET AL., 1995; GHEBREIYESSUS ET AL., 1995; GOVINDARAJU, 1998; FRANTI ET AL., 1999; GIMÉNEZ & GOVERS, 2002). Dieser Vorgehensweise wird auch in dieser Arbeit gefolgt (vgl. Abschnitt 3.2.2.3). Anteile der formwiderstandsbezogenen Komponenten der Schubspannung, die nicht zu einer Ablösung von Bodenpartikeln beitragen, werden dann implizit in der Höhe des Erosionswiderstandes erfasst. Dieser Zusammenhang wird in der positiven Korrelation zwischen Erosionswiderstand und Rauheit ausgedrückt. Der Erosionswiderstand ist somit ein effektiver Parameter der das integrale Erosionsgeschehen beschreibt.

7 Simulation der Abfluss- und Erosionsprozesse auf verschiedenen Skalen

Die Anwendung von Prozessmodellen wie *CATFLOW-SED* ist aufgrund des enormen Datenbedarfs auf gut untersuchte Einzugsgebiete beschränkt. Allerdings können mit Hilfe dieser Modelle Experimente durchgeführt werden, die im Feld nicht bzw. nur mit sehr großem Aufwand möglich wären. Grundlage hierfür ist jedoch, dass die Prozessansätze für ein typisches Einzugsgebiet einer Landschaft plausibilisiert werden (BEVEN, 2003; PLATE & ZEHE, 2008).

In den Abschnitten 7.1 bis 7.4 werden die Erosionskomponenten des Modells *CATFLOW-SED* auf Basis der im Rahmen des Weiherbachprojektes vorliegenden Untersuchungsergebnisse auf verschiedenen Skalen (Berechnungsparzellen, Einzelhang, Einzugsgebiet) validiert. Anschließend werden in Abschnitt 7.5 exemplarische Szenarioberechnungen durchgeführt.

7.1 Strategie für die Anpassung und Validierung des Modells

Das Erosionsgeschehen wird auf unterschiedlichen Skalen durch verschiedene Prozesse bestimmt. Auf der Kleinskala der Berechnungsparzellen ist die Ablösung von Bodenpartikeln der dominante Prozess. Anhand der zeitlich hoch aufgelösten Messungen für den Oberflächenabfluss und die Sedimentkonzentration kann diese Modellkomponente geprüft werden (Kapitel 7.2). Bei größeren Hanglängen verliert die Ablösung an Bedeutung und der Transportprozess kontrolliert die weitere Dynamik sowie das Einsetzen der Sedimentation. Somit ist eine Validierung der Ansätze zur Abbildung des Transport- und Depositionsprozesses nur auf größeren Skalen möglich. Auf der Hangskala wurde bei einer Dauererosionsmessparzelle die Sedimentmenge für das größte Ereignis während dem Beobachtungszeitraum beprobt (Kapitel 7.3). Die nächst höhere Skalenebene ist das nördliche Einzugsgebiet des Weiherbachs. Am Pegel Menzingen wurde eine detaillierte Abflussganglinie aufgezeichnet sowie die Schwebstoffkonzentration bei Einzelereignissen erfasst (vgl. Abschnitte 5.2.2 und 5.2.3). Anhand dieser Daten kann das simulierte Erosions- und Depositionsgeschehen im Gebiet validiert werden (Kapitel 7.4).

Die Modellierung der Erosions- und Depositionsprozesse wird in *CATFLOW-SED* direkt an die Oberflächenabflussberechnung gekoppelt (vgl. Abschnitt 4.3.1). Vor-

aussetzung für die realitätsnahe Erfassung des Bodenabtrags ist die quantitative Abbildung des Infiltrationsprozesses als Grundlage für die Entstehung von Oberflächenabfluss. Im Weiherbachgebiet, sowie generell in Lössgebieten, ist HORTON'scher Oberflächenabfluss der dominierende Abflussbildungsprozess (MERZ, 1996; MAURER, 1997A; PLATE & ZEHE, 2008).

Auf der Ereignisskala bestimmen ereignisabhängige Größen wie Vorfeuchte, Dauer und Intensität des Niederschlages, Bodentyp und Makroporosität den Verlauf des Infiltrationsprozesses. Auch die Oberflächenrauheit ist von Bedeutung, da sie die Fließgeschwindigkeit und Fließtiefe des Wassers an der Oberfläche und damit die Zeit, die zur Infiltration zur Verfügung steht, beeinflusst. Auf der saisonalen Skala sind Parameter wie die Makroporosität, die hydraulische Leitfähigkeit oder die Rauheit nicht mehr konstant. Die Bodenbearbeitung, saisonale Schwankungen der Witterung und der Aktivität der Bodenfauna verändern die Randbedingungen für das Infiltrationsgeschehen (BEVEN & GERMANN, 1982; ZEHE & BLÖSCHL, 2004).

Die Makroporosität ist in Bezug auf die Oberflächenabflussentstehung einer der empfindlichsten Parameter und darüber hinaus die am schwierigsten durch Messung zu erfassende Größe. Aus den Untersuchungen von ZEHE (1999) und SCHMALAND (1997) kann zwar auf räumliche Muster geschlossen werden, große Schwierigkeiten bestehen jedoch bei der Charakterisierung der zeitlichen Dynamik von Makroporen, die stark variiert, wie die in Abschnitt 5.2.6 dargestellten Entstehungsprozesse verdeutlichen. Das System ist sehr komplex und enthält viele Komponenten, die sich einer formalen Beschreibung entziehen, wie z.B. die Aktivität der Regenwürmer. Hinzu kommen anthropogene Einflüsse wie die Bearbeitung der Böden, ein Wechsel der Landnutzung oder der Einsatz von Herbiziden und Pestiziden, die das Nahrungsangebot und die Lebensbedingungen für die Organismen verändern und so eine Rückkopplung zwischen landwirtschaftlicher Bewirtschaftung und hydraulischen Eigenschaften der Böden bedingen (ZEHE, 1999). Der Makroporenfluss wird in *CATFLOW-SED* mit einem konzeptionellen Ansatz durch eine lokale Erhöhung der hydraulischen Leitfähigkeit des Bodens beschrieben. Folglich ist der Makroporositätsfaktor f_{mak} von den zu Grunde liegenden bodenhydraulischen Kennwerten abhängig (vgl. Abschnitt 4.1.2). Durch Messungen kann zwar auf die Größenordnung der Makroporenflüsse geschlossen werden (DELBRÜCK, 1997; ZEHE, 1999; SCHÄFER, 1999), eine Bestimmung der funktionalen Zusammenhänge zwischen dem zeitvariablen f_{mak} und weiteren Bodenparametern ist aus den Versuchsergebnissen der Weiherbachstudie jedoch nicht möglich. Somit ist der saisonale Verlauf der Makroporosität nicht vorhersehbar. Deshalb wird der Oberflächenabfluss durch Anpassung des Makroporositätsfaktors kalibriert (MAURER, 1997A).

Ein weiterer, im Rahmen des Modellsystems *CATFLOW-SED* nicht unmittelbar berücksichtigter Einflussfaktor auf das Infiltrationsgeschehen stellt die Oberflächenverschlammung dar. Dabei werden grobe Bodenaggregate durch den Tropfenaufrall zerstört. Die Bodenteilchen werden kleinräumig umgelagert und können Bodenporen verstopfen. Es entsteht eine wenige mm bis cm dicke Verschlammungsschicht an der Oberfläche, die eine geringe hydraulische Leitfähigkeit aufweist und das Infiltrationsvermögen deutlich reduziert. Erst durch eine Bearbeitung des Bodens oder durch Rissbildung während des Trocknens wird die Verschlammungsschicht aufgebrochen und das Wasseraufnahmevermögen des Bodens wieder hergestellt (SCHRÖDER, 2000). Vor allem Böden mit hohen Grobschluff- und Feinstsandanteilen sowie geringen Tongehalten neigen bei Starkregen zur Verschlammung (AG BODEN, 2005). Hierbei wirkt die Bodenfeuchte modifizierend: bei feuchteren Ausgangsbedingungen ist das Ausmaß der Aggregatzerstörung geringer (FOHRER, 1995: 154).

Genau wie die Makroporosität lässt sich auch die Oberflächenverschlammung nicht aus funktionalen Zusammenhängen vorhersagen. Das Prozessgeschehen kann letztendlich nicht exakt aufgelöst werden, da sich zwei, nur durch Kalibrierung zu bestimmende Parameter, mit gegenläufiger Auswirkung auf die Infiltrationsrate, überlagern. Ein möglicher Einfluss der Oberflächenverschlammung kann deshalb nur indirekt im Rahmen der Abflussanpassung berücksichtigt werden.

7.2 Simulation der Beregnungsversuche

Der Großteil der Beregnungsversuche wurde während zweier Intensivmesskampagnen im Sommer 1993 (21 Versuche vom 23. August bis 3. September) und im Frühjahr 1994 (23 Versuche vom 29. März bis 22. April) durchgeführt. Die restlichen Versuche fanden vom 3. Mai bis 1. Juli 1993 (7 Versuche) und vom 27. April bis 1. Juli 1994 (8 Versuche) sowie am 2. Mai 1995 (1 Versuch) größtenteils auf angrenzenden Parzellen statt, um die Variabilität des Erosionswiderstandes innerhalb der Vegetationsperiode zu untersuchen (GERLINGER, 1997).

Anhand einer Simulation der Beregnungsversuche kann der in Abschnitt 3.2.2.3 abgeleitete Ansatz zur Bestimmung der *potenziellen Erosionsrate* e_{pot} sowie die Modellvorstellung der „erosiven Länge“ (Abschnitt 6.2) in Zusammenhang mit dem *Erosionswiderstand* f_{crit} überprüft werden. Darüber hinaus liegen für die Beregnungsversuche detaillierte Abflussmessungen vor, die zur Anpassung der Infiltration herangezogen werden können. Aufgrund der in Abschnitt 7.1 beschriebenen Saisonalität der Infiltrationsparameter wurden die Simulationsberechnungen auf die beiden Intensivmesskampagnen beschränkt, da aufgrund der unterschiedlichen Witterungsbedin-

gungen zwei verschiedene hydrologische Zustände (hochsommerliche Bedingungen mit trockenen Böden und sehr feuchte Bedingungen im Frühjahr) untersucht werden können. Von den insgesamt 44 Versuchen aus beiden Messkampagnen wurden 42 berücksichtigt¹⁴.

Die Hanglängsschnitte wurden auf Basis des Gefälles der Berechnungspartellen in krummlinigen orthogonalen Koordinaten (vgl. Abschnitt 4.1.1) mit jeweils 29 vertikalen und 21 longitudinalen Elementknoten erstellt. Die Mächtigkeit der Schnitte wurde auf 1 m festgelegt. Dabei wurden die ersten 10 cm des Oberbodens in 1 cm dicke Schichten diskretisiert, um den Zeitpunkt für das Auftreten von Oberflächenabfluss möglichst genau abbilden zu können. Für das restliche Profil wurde eine Schichtdicke von 5 cm gewählt (Abbildung 7-1).

Von den für die Simulation benötigten spezifischen Parametern wurden die Rauheit, die Feuchte in den oberen Zentimetern, der Bodenbedeckungsgrad, die Korngrößenverteilung des Oberbodens¹⁵ sowie die Dauer und Intensität des Niederschlags vor bzw. während der Durchführung der Berechnungsversuche erhoben (Abschnitt 5.2.7 und GERLINGER, 1997). Die Erosionswiderstände wurden in Abschnitt 6.3 bestimmt. Darüber hinaus werden die Feuchte in den tieferen Horizonten (Abschnitt 7.2.1), die bodenhydraulischen Funktionen und die Makroporosität benötigt (Abschnitt 7.2.2).

7.2.1 Schätzung der Vorfeuchte im Bodenprofil

Die Vorfeuchte der Berechnungspartellen wurde nur in den obersten Zentimetern des Bodens bestimmt. Für die Simulation wird jedoch ein Anfangszustand im gesamten Bodenprofil benötigt. Eine Abschätzung des Wassergehaltes in den tiefer liegenden Bodenhorizonten erfolgt deshalb durch Auswertung von TDR-Messungen (Time Domain Reflectometry) aus dem Weiherbachgebiet (vgl. Abschnitt 5.2.1, Datenbank des Weiherbachprojektes).

Im Sommer 1993 lagen zwei TDR-Messtermine (23.08.1993 und 06.09.1993) in dem betrachteten Zeitfenster. Die Bodenfeuchte im Untersuchungsgebiet zeigte eine deutliche Abnahme während des Sommers, so dass Ende August 1993 sehr niedrige

¹⁴ Versuch *wb* liegt im Bereich des Keupers; die Parzelle des Versuchs *Öwisheimer Weg 6_21* ist identisch mit der Parzelle *6_22*

¹⁵ Für sieben Fraktionen: Ton (T), Fein-, Mittel-, Grobschluff (FU, MU, GU) und Fein-, Mittel-, Grobsand (FS, MS, GS). Der mittlere Partikeldurchmesser der Fraktionen ist Anhang A.11 zu entnehmen.

Werte beobachtet wurden (HUSMANN, 1996: 86). Während der Versuchsserie kam es zu keinem natürlichen Niederschlag (GERLINGER, 1997: 106). Dagegen war das Frühjahr 1994 sehr niederschlagsreich mit hohen Bodenfeuchten bis in den Sommer (HUSMANN, 1996: 86). Während der Frühjahrmesskampagne der Beregnungsversuche fanden 5 TDR-Messungen (28.03.1994, 05.04.1994, 11.04.1994 und 25.04.1994) statt. In Tabelle 7-1 sind die gemittelten Bodenfeuchten und Standardabweichungen in den Tiefenintervallen für beide Zeiträume dargestellt. Eine Übersicht der Werte für jeden Einzeltermin gibt Anhang A.10. Die TDR-Messung integriert über die gesamte Sondenlänge (vgl. Abbildung A-4 in Anhang A.10), weshalb die Bodenfeuchten für die Horizonte 15-30, 30-45 und 45-60 cm in Tabelle 7-1 aus den Messwerten der Tiefenintervalle rückgerechnet wurden.

Tabelle 7-1 Mittlere Bodenfeuchten im Weiherbachgebiet während der Intensivmesskampagnen der Beregnungsversuche im Sommer 1993 und Frühjahr 1994 (Auswertung der TDR-Messwerte in der Datenbank des Weiherbachprojektes).

Saison	Mittlere Bodenfeuchte aus TDR-Messungen				Bodenfeuchte Horizonte	
	Tiefe TDR [cm]	Anzahl [-]	Feuchte ¹ [Vol. %]	Std.abw. [Vol. %]	Horizont [cm]	Feuchte ² [Vol. %]
Sommer 1993	0-15	59	14,6	4,5	0-15	14,6
	0-30	58	20,0	6,6	15-30	25,4
	0-45	57	20,8	6,5	30-45	21,6
	0-60	54	20,5	6,0	45-60	19,9
Frühjahr 1994	0-15	200	36,5	5,6	0-15	36,5
	0-30	189	35,1	5,7	15-30	33,7
	0-45	187	34,3	4,6	30-45	33,5
	0-60	192	35,2	5,7	45-60	37,0

¹ arithmetisches Mittel aus allen Messungen

² berechnete Bodenfeuchten für die einzelnen Horizonte aus den arithmetischen Mittelwerten der Messungen

Die Bodenfeuchten im Sommer weisen eine deutliche Tiefendifferenzierung auf: der Wassergehalt im obersten Horizont ist mit 15 Vol.% im Mittel infolge der Austrocknung über die Sommermonate deutlich geringer als in den darunter liegenden Horizonten mit 20-25 Vol.%. Hingegen führten die ergiebigen Niederschläge im Frühjahr 1994 annähernd zur Sättigung des Bodens mit mittleren Feuchten von 34-37 Vol.%. Das Feuchtemuster der Einzeltermine ist dabei innerhalb der beiden betrachteten Zeiträume sehr ähnlich (vgl. Anhang A.10). Die Variationskoeffizienten (berechnet aus arithmetischem Mittelwert und Standardabweichung in Tabelle 7-1) sind im Sommer mit Werten zwischen 29-33 % etwas höher als im Frühjahr mit 13-16 %. Für die Einzeltermine liegen die Variationskoeffizienten in der gleichen Größenordnung (vgl. arithmetisches Mittel und Standardabweichung in Anhang A.10).

Die Vorfeuchte in den tieferen Horizonten der Berechnungspartellen wurde durch das arithmetische Mittel der TDR-Messung geschätzt, die terminlich am nächsten an dem betrachteten Berechnungsversuch liegt. Diese Vereinfachung scheint gerechtfertigt, wenn die hohe kleinräumige Variabilität der Feuchte in Betracht gezogen wird. Auf der Kleinskala (4 m² Plots) liegt die Variabilität in der gleichen Größenordnung, wie für alle Bodenfeuchtemesspunkte im Gebiet (ZEHE & BLÖSCHL, 2004). Somit sind die punktförmig gemessenen TDR-Werte in der Nähe einer Berechnungspartelle nicht repräsentativer als der Mittelwert im Gebiet. Für die obersten 5 cm wurde jeweils der aus der gravimetrischen Messung gewonnene Wert berücksichtigt (Anhang A.17). Abbildung 7-1 zeigt exemplarisch die Zuweisung eines Bodenfeuchtemusters für einen Hanglängsschnitt.

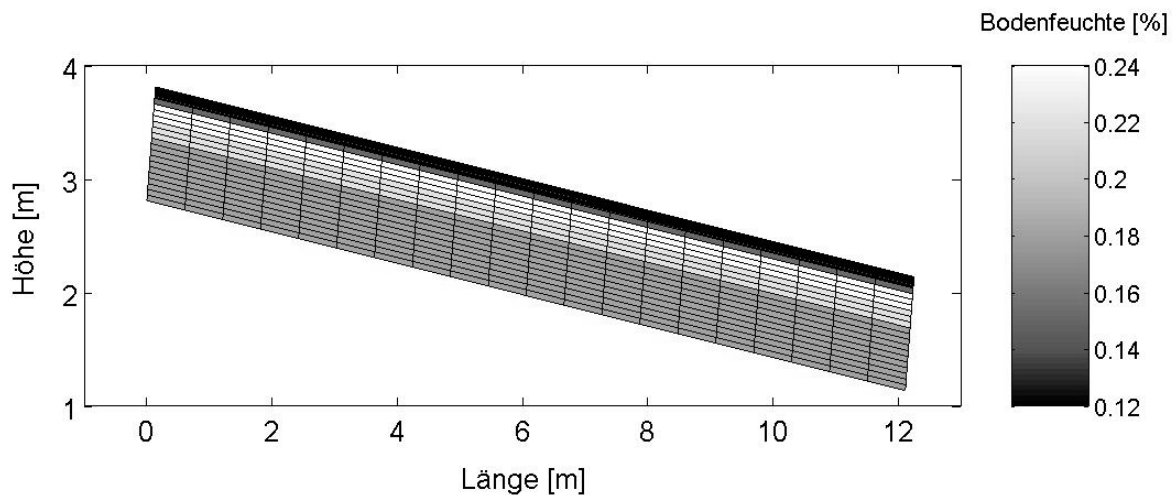


Abbildung 7-1 Hangdiskretisierung für die Simulation der Beregnungsversuche und Zuweisung der Bodenfeuchte (überhöhte Darstellung).

Am Standort Feldmägenteich (vgl. Abbildung 5-7) sind die Flurabstände zum Grundwasser sehr niedrig. Bereits der Name weist auf einen feuchten Standort hin und auch die starke Drainage, die in 50 m Entfernung in den Weiherbach mündet unterstreicht die hohe Beeinflussung des Feuchteregimes durch hydrogeologische Besonderheiten. Insbesondere am Hangfuß ist mit einem kapillaren Aufstieg bis in die oberen Bodenschichten zu rechnen. Auf diesem Standort wurden während der Intensivmesskampagne im Frühjahr 5 Versuche durchgeführt, davon 2 im Bereich des Hangfußes (*Feldmägenteich 1_1* und *2_1*, vgl. GERLINGER, 1997: 123). Für diese beiden Parzellen ist eine Schätzung der Vorfeuchte nach der beschriebenen Vorgehensweise nicht sinnvoll. Da das Feuchtemuster in den tieferen Horizonten nicht bekannt ist, wurden die beiden Versuche ausgeschlossen.

7.2.2 Anpassung der Oberflächenabflusssimulation

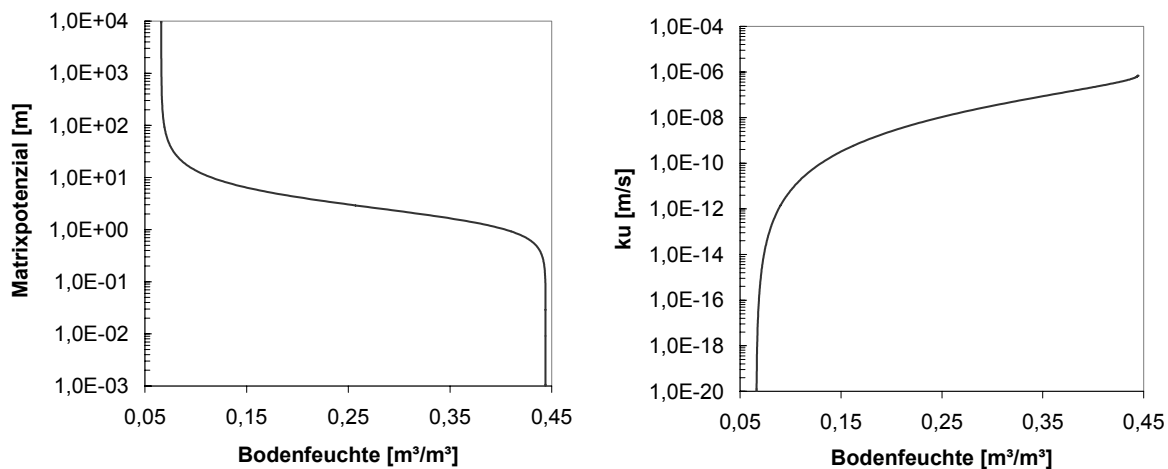
Die Simulation des Oberflächenabflussgeschehens der Beregnungsversuche basiert auf den bodenhydraulischen Kenngrößen nach SCHÄFER (1999, Abschnitt 5.2.5) und der Anpassung der Makroporositätsfaktoren (vgl. Abschnitt 7.1). Die Parametersätze von SCHÄFER (1999) wurden bisher noch nicht für Abflussmodellierungen im Weiherbachgebiet getestet. Nach Tabelle 5-5 ist bei der Parametrisierung eine Differenzierung in Bodenhorizonte möglich. Die Zuordnung der Beregnungsversuche zu den Bodentypen im Gebiet (Abbildung 5-4) ergibt, dass 10 Versuche auf Pararendzinen und 30 Versuche auf Kolluvien durchgeführt wurden. Somit werden die Parametersätze für den Ap-Horizont (Oberböden der Pararendzinen), den M-Horizont (Oberböden der Kolluvien) und den C-Horizont, der für die Unterböden von Pararendzinen und Kolluvien identisch ist, benötigt (Abschnitt 5.2.5). Abbildung 7-2 zeigt die resultierenden pF-WG-Beziehungen und die k_u -Funktionen für diese Horizonte.

Aus Abbildung 7-2 geht hervor, dass die pF-WG-Beziehung des Ap- und M-Horizontes eine hohe Steigung aufweist, was mit einer starken Verringerung der ungesättigten Leitfähigkeit k_u bei geringen Bodenfeuchten einhergeht. Ursache hierfür sind die hohen Werte für das Porenmaximum α sowie geringen Werte für n , was auf eine weite Porengrößenverteilung hindeutet (vgl. Tabelle 5-5). Bei gleicher Saugspannung ψ ist die ungesättigte Leitfähigkeit in einem Boden mit großem Porenmaximum geringer als in einem Boden mit kleinem Porenmaximum, da nach dem Trockenfallen der Grobporen weniger Feinporen für den Wassertransport zur Verfügung stehen. In Tabelle 7-2 ist die berechnete ungesättigte Leitfähigkeit der Horizonte für verschiedene Wassergehalte dargestellt. Der C-Horizont weist bei einer Feuchte von 20 Vol.% eine ungesättigte Leitfähigkeit von $2,5 \cdot 10^{-9}$ m/s (entspricht 8 cm/a) auf. Die Werte für den Ap-Horizont und insbesondere für den M-Horizont liegen deutlich darunter. Selbst bei einer Feuchte von 20 Vol.% wird für den M-Horizont nur eine Leitfähigkeit von $2,1 \cdot 10^{-14}$ m/s (entspricht 6 cm/100.000 a) erreicht.

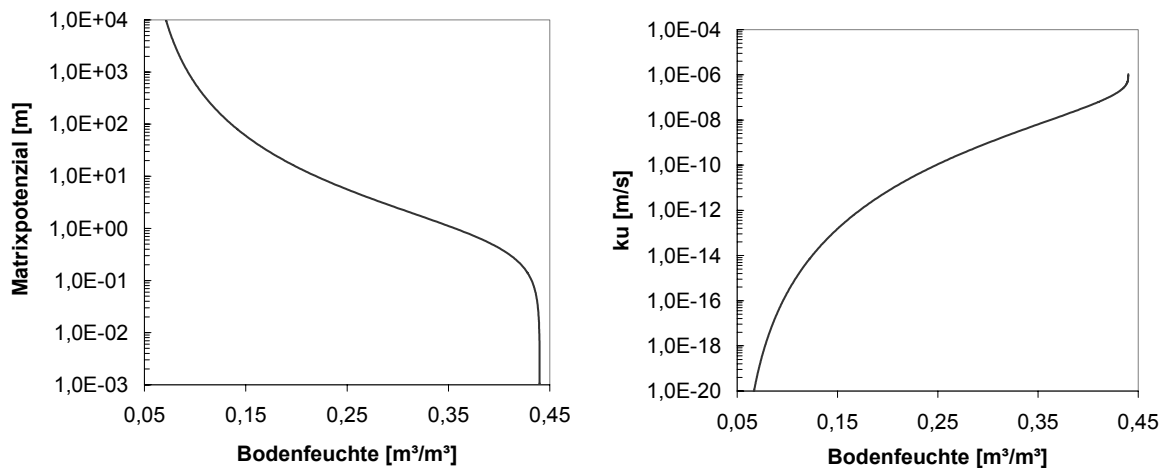
Tabelle 7-2 Berechnete ungesättigte Leitfähigkeiten k_u in den Bodenhorizonten für verschiedene Wassergehalte.

$k_u (\theta)$	Ap-Horizont (Pararendzina)	M-Horizont (Kolluvium)	C-Horizont (Pararendzina, Kolluvium)
k_u (10 Vol.%)	$2,45 \cdot 10^{-16}$ m/s	$3,25 \cdot 10^{-21}$ m/s	$6,18 \cdot 10^{-12}$ m/s
k_u (20 Vol.%)	$7,39 \cdot 10^{-12}$ m/s	$2,05 \cdot 10^{-14}$ m/s	$2,50 \cdot 10^{-9}$ m/s
k_u (30 Vol.%)	$9,76 \cdot 10^{-10}$ m/s	$3,60 \cdot 10^{-11}$ m/s	$3,30 \cdot 10^{-8}$ m/s
k_u (40 Vol.%)	$4,18 \cdot 10^{-8}$ m/s	$7,53 \cdot 10^{-9}$ m/s	$2,17 \cdot 10^{-7}$ m/s

C-Horizont (Pararendzina, Kolluvium)



Ap-Horizont (Pararendzina)



M-Horizont (Kolluvium)

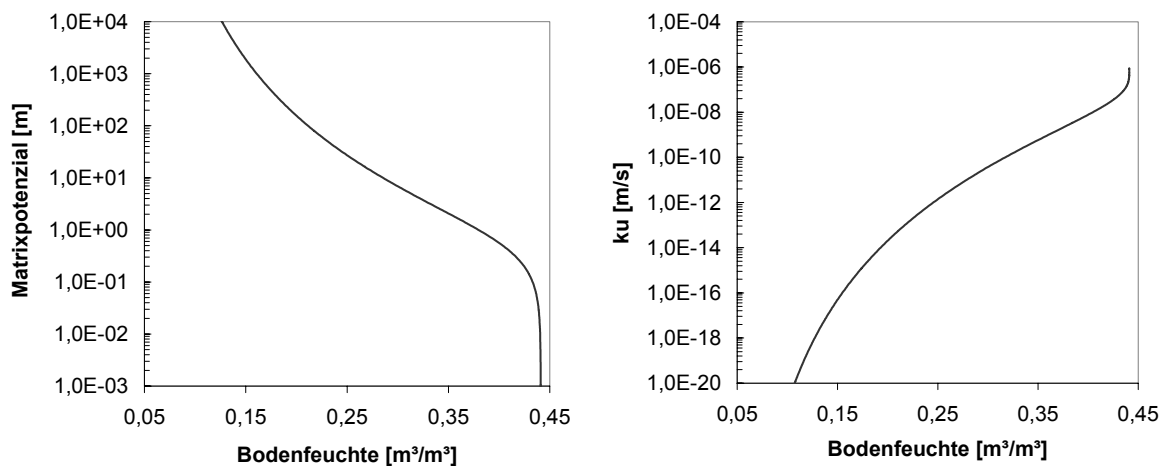


Abbildung 7-2 pF-WG-Beziehung und K_u -Funktion $k_u(\theta)$ für verschiedene Bodenhorizonte im Weiherbachgebiet.

Die niedrigen Werte für k_u der M- und Ap-Horizonte bei geringen Bodenfeuchten sind weder plausibel noch durch experimentelle Untersuchungen begründbar. Zudem verursachen Werte für k_u , die nahe bei 0 liegen, numerische Instabilitäten bei der Lösung der RICHARDS-Gleichung (ZEHE, persönliche Mitteilung 2006). Testsimulationen, bei denen die Parametersätze der Ap- und M-Horizonte berücksichtigt wurden, bestätigen, dass eine Anpassung der Abflussganglinien nicht möglich ist.

Bei der Vorgabe der bodenhydraulischen Kenngrößen wurde deshalb auf eine Differenzierung in Horizonte verzichtet und für beide Bodentypen die Parametrisierung für die C-Horizonte zu Grunde gelegt. Für alle Versuche wurde anschließend ein Makroporositätsfaktor angepasst. Dabei wurde jeweils mit dem Wert $f_{mak} = 1$ begonnen (in diesem Fall findet kein Makroporenfluss statt) und dieser schrittweise um 0,1 erhöht, bis der simulierte kumulative Abfluss mit dem gemessenen übereinstimmte. Im Mittel wurde mit dieser Vorgehensweise eine gute Näherung der simulierten Abflussganglinien an die gemessenen erzielt. Lediglich für einen Versuch der Messkampagne im Sommer war keine Anpassung möglich, da auf dieser Parzelle erst nach einer Beregnungsdauer von 55 min, trotz einer Niederschlagsintensität von 62,5 mm/h, Oberflächenabfluss auftrat (*Öwisheimer Weg 1_1*). Der Versuch wurde deshalb nicht berücksichtigt. Das Wertespektrum der angepassten Makroporositätsfaktoren für die verbleibenden 39 Versuche liegt zwischen 1 und 5,7 (im Mittel: $2,6 \pm 1,2$).

7.2.3 Zusammenhang von Makroporosität und Bodeneigenschaften

In Abschnitt 5.2.6 wurde beschrieben, dass die biogene Makroporosität mit steigendem Tongehalt, der sommerlichen Bodenfeuchte sowie einem besseren Nahrungsangebot für die Regenwürmer zunimmt. Deshalb wurden die Parameter Tongehalt, organische Substanz und die in den obersten Zentimetern gravimetrisch gemessene Bodenfeuchte zu den Makroporositätsfaktoren korreliert. In Tabelle 6-4 sind die Regressionsgleichungen und Bestimmtheitsmaße dargestellt. Werden alle Versuche berücksichtigt, zeigt sich nur zum Tongehalt eine Korrelation mit einem Bestimmtheitsmaß von $R^2 = 0,46$. Diese wird verbessert, wenn die Versuche nach Jahreszeiten getrennt betrachtet werden. Für das Frühjahr ergibt sich dann ein R^2 von 0,66 und für den Sommer von 0,51 (Tabelle 6-4).

Die Bodenfeuchte hat keinen signifikanten Einfluss auf den Makroporositätsfaktor, da sie aufgrund der Witterungsbedingungen stark variiert. Die von SCHMALAND (1997) beobachtete Zunahme der Lumbricidenbauten mit der sommerlichen Bodenfeuchte wird implizit durch die Korrelation zum Tongehalt berücksichtigt, da die Wasserspeicherkapazität des Bodens unter trockenen Bedingungen vom Tongehalt der Böden

abhängig ist. Zur organischen Substanz ergibt sich lediglich für die Frühjahrsversuche eine Korrelation mit einem Bestimmtheitsmaß von $R^2 = 0,31$. Allerdings sind auch die Gehalte an organischer Substanz und Ton der 39 Parzellen mit einem Bestimmtheitsmaß von $R^2 = 0,30$ zueinander korreliert. Eine zusätzliche Berücksichtigung der organischen Substanz bei einer multiplen Regression bringt folglich keine Verbesserung des Bestimmtheitsmaßes.

Tabelle 7-3 Ergebnis der einfachen Regressionsanalyse zwischen Makroporositätsfaktor f_{mak} und den Bodeneigenschaften Tongehalt, organische Substanz und Vorfeuchte.

Stichprobe (Anzahl Versuche)	Tongehalt TG [%]	Organ. Substanz OM [%]	Vorfeuchte θ [Vol.%]
Alle Versuche (n = 39)	$f_{mak}=0,158 \cdot TG - 0,859$ $R^2=0,46$	$f_{mak}=1,330 \cdot OM + 0,213$ $R^2=0,13$	$f_{mak}=-0,027 \cdot \theta + 3,029$ $R^2=0,02$
Frühjahr (n = 20)	$f_{mak}=0,171 \cdot TG - 1,631$ $R^2=0,66$	$f_{mak}=1,748 \cdot OM + 1,056$ $R^2=0,31$	$f_{mak}=0,168 \cdot \theta - 1,601$ $R^2=0,17$
Sommer (n = 19)	$f_{mak}=0,168 \cdot TG - 0,539$ $R^2=0,51$	$f_{mak}=1,501 \cdot OM + 0,444$ $R^2=0,11$	$f_{mak}=0,136 \cdot \theta + 1,537$ $R^2=0,14$

Abbildung 7-3 zeigt den Zusammenhang von Makroporositätsfaktor und Tongehalt für die Versuche im Frühjahr und Sommer. Die Abhängigkeit zum Tongehalt ist für beide Jahreszeiten nahezu gleich, wie die fast identische Steigung der Regressionsgeraden für beide Zeiträume bestätigt.

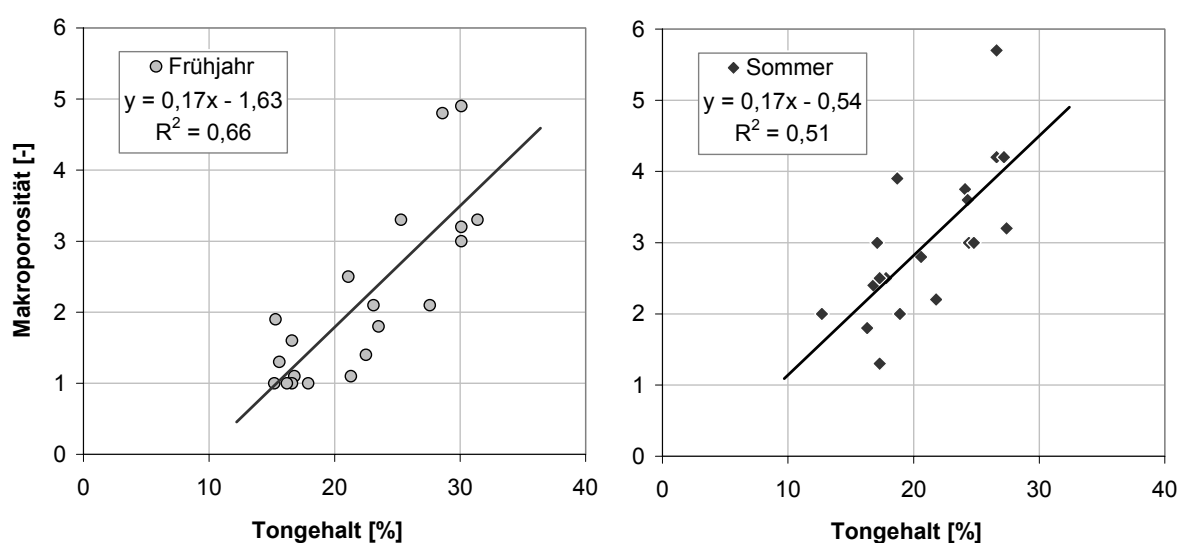


Abbildung 7-3 Abhängigkeit des Makroporositätsfaktors vom Tongehalt für die Beregnungsversuche im Frühjahr (n = 20) und im Sommer (n = 19).

Die Spannbreiten der angepassten Makroporositätsfaktoren sind in Abbildung 7-4 dargestellt. Für die Versuche im Sommer sind die Makroporositätsfaktoren im Mittel höher (arithmetisches Mittel = 3,0, Median = 3,0) als für das Frühjahr (arithmetisches Mittel = 2,2, Median = 1,9). Das unterschiedliche Niveau lässt sich durch die Bodenbearbeitung erklären. Im Frühjahr (oder Herbst) werden die Wurmgänge bei der Bearbeitung des Bodens durchtrennt und so die vertikale Verbindung der Makroporen zur Erdoberfläche zerstört. Unterhalb des Pflughorizontes überdauern die Gänge oft mehrere Jahre. Zur Nahrungsaufnahme legen die Würmer im Laufe der Vegetationsperiode neue Gänge im Pflughorizont an. Somit wird für die Zahl der Makroporen, die kontinuierlich bis zur Erdoberfläche reichen, im Spätsommer, gegen Ende der Vegetationsperiode, ein saisonales Maximum erreicht (BEVEN & GERMANN, 1982; ZEHE, 1999).

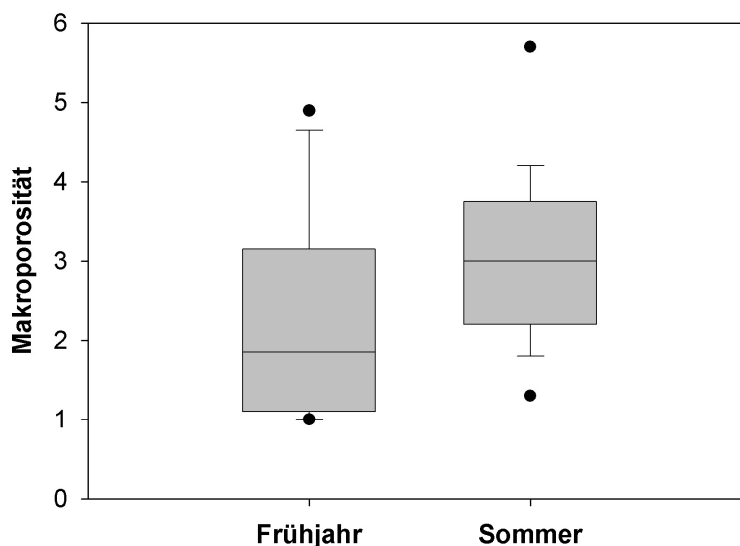


Abbildung 7-4 Wertespektrum der angepassten Makroporositätsfaktoren für die Versuche im Frühjahr und Sommer.

7.2.4 Vergleich der Simulationsergebnisse mit Messdaten

Der Vergleich von Messung und Simulation für Oberflächenabfluss und Bodenabtrag ist exemplarisch für einen Beregnungsversuch (*Neuenbürger Pfad 1_3*) in Abbildung 7-5 dargestellt. Für die Simulation wurde der angepasste Makroporositätsfaktor verwendet und der Erosionswiderstand entspricht dem in Abschnitt 6.3 ermittelten Wert für den Versuch (Median aller Messzeitpunkte). Der Fehlerbereich für die Messwerte des Oberflächenabflusses wurde auf 10 % geschätzt. Die Abtragsrate kann nicht direkt gemessen werden, sondern ergibt sich aus dem Abfluss und der Sedimentkonzentration. Es wurde deshalb ein Messfehler von 15 % angenommen.

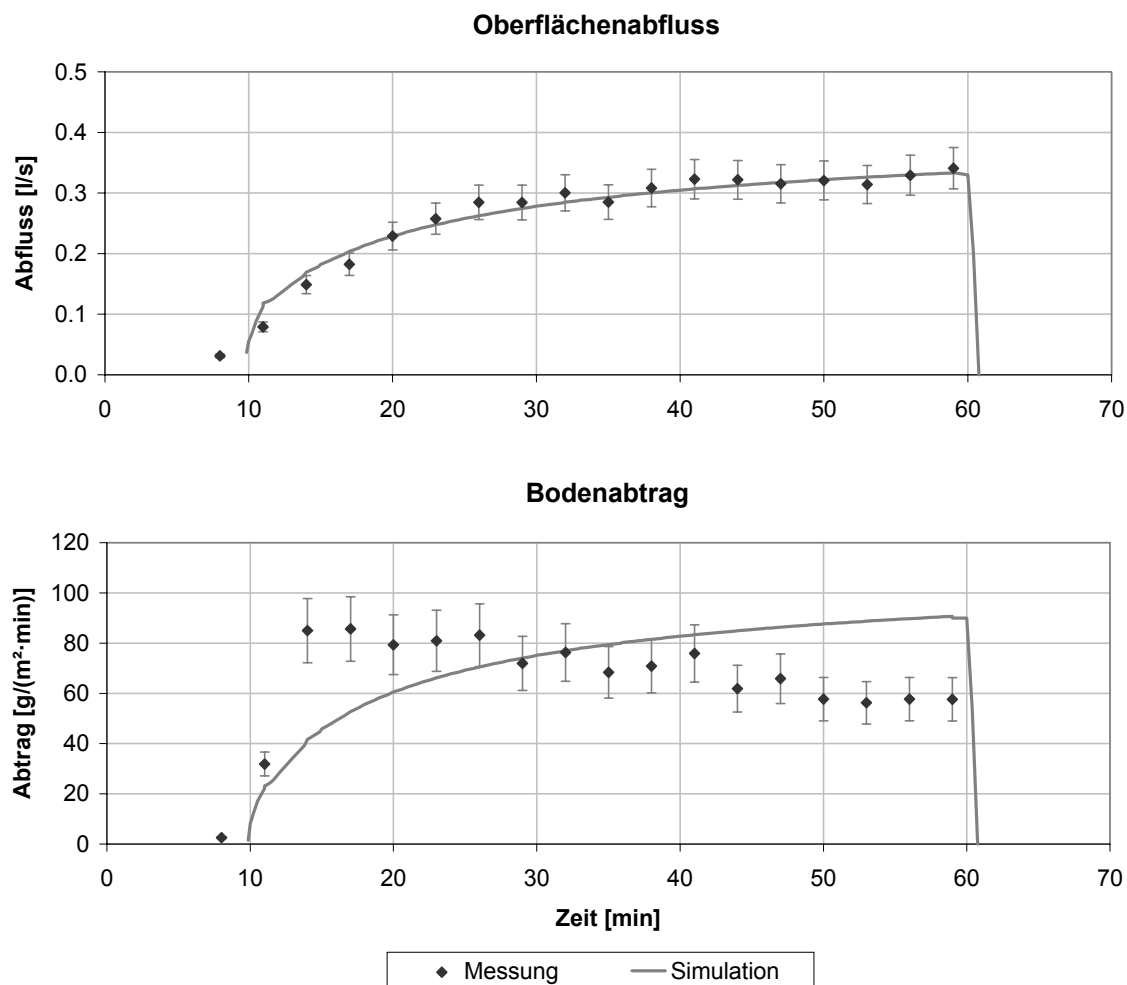


Abbildung 7-5 Vergleich zwischen Messung und Simulation von Oberflächenabfluss und Bodenabtrag für den Versuch *Neuenbürger Pfad 1_3* (30.03.1994).

Während die Simulation des Oberflächenabflusses eine gute Übereinstimmung mit den Messwerten aufweist, zeigt die simulierte Bodenabtragsrate infolge der Annahme eines zeitlich konstanten Erosionswiderstandes einen von den Messwerten abweichenden Verlauf.

Die gemessene Bodenabtragsrate steigt kurz nach Beginn des Oberflächenabflusses auf einen maximalen Wert. Die Ursache hierfür ist auf lockeres, leichter mobilisierbares Oberbodenmaterial zurückzuführen, was mit einem geringeren Erosionswiderstand in der Anfangsphase der Beregnung einhergeht (vgl. Abschnitt 6.3). Hingegen nimmt die simulierte Abtragsrate, die auf einem konstanten Erosionswiderstand basiert, kontinuierlich mit steigender Belastung durch Niederschlag und Oberflächenabfluss zu. Dennoch ergibt sich bei einer Differenz von nur 5 % eine gute Übereinstimmung zwischen simuliertem und gemessenem kumulativen Bodenabtrag (Tabelle 7-4). Diese Abweichung liegt innerhalb der Spannweite des geschätzten Messfehlers von 15 %.

Tabelle 7-4 Vergleich von gemessenen und simulierten Größen für den Beregnungsversuch *Neuenbürger Pfad 1_3* (30.03.1994).

	Abfluss [m ³]	Bodenabtrag [kg]	erosive Länge [m]
<i>gemessen</i>	0,805	81,7	10,0
<i>simuliert</i>	0,809	86,0	10,5

Abbildung 7-6 zeigt das Ergebnis des simulierten flächenspezifischen Bodenabtrags für die 21 Hangsegmente. Nach einem Fließweg von 1,5 m wird der Erosionswiderstand f_{crit} überschritten und es kommt zu einer Ablösung von Bodenpartikeln. Somit findet auf einer Länge von 10,5 m Erosion statt (Abbildung 7-6). Zum Vergleich kann die auf Basis der Messdaten ermittelte erosive Länge herangezogen werden, die für den dargestellten Versuch bei 10,0 m liegt (vgl. Tabelle 7-4).

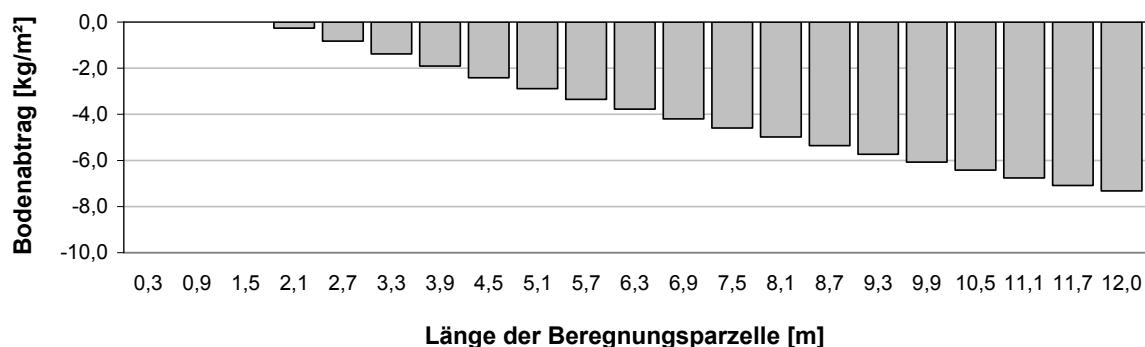


Abbildung 7-6 Darstellung des simulierten flächenspezifischen Bodenabtrags [kg/m²] für den Beregnungsversuch *Neuenbürger Pfad 1_3* (30.03.1994).

Abbildung 7-7 zeigt den Vergleich der gemessenen und berechneten kumulativen Bodenabträge für alle 39 simulierten Beregnungsversuche. Als Gütemaße wurden der systematische Fehler (BIAS), die Wurzel der mittleren quadratischen Abweichung (RMSE) und der Modelleffizienzkoeffizient (E) nach NASH & SUTCLIFFE (1970, Anhang A.3) bestimmt. Letzterer gibt die Varianz der Vorhersage von der 1:1-Linie an (LEGATES & MCCABE, 1999; MORGAN & QUINTON, 2001; BEVEN, 2003; EVANS ET AL., 2003). Insgesamt ergibt sich eine sehr gute Übereinstimmung zwischen Messung und Simulation, wie der geringe RMSE von 11 kg und der hohe Modelleffizienzkoeffizient von $E = 0,95$ belegen. Die gemessenen Bodenabträge werden bei der Simulation mit einem BIAS von +3,4 kg geringfügig überschätzt (Messung: $65,8 \pm 48,7$ kg, Simulation: $69,3 \pm 47,3$ kg). Die auftretenden Differenzen sind auf die verwendeten konstanten Erosionswiderstände (vgl. Abbildung 7-5) sowie auf geringfügige Abweichungen der simulierten Abflussganglinien von den gemessenen zurück zu führen (vgl. Abschnitt 7.2.2).

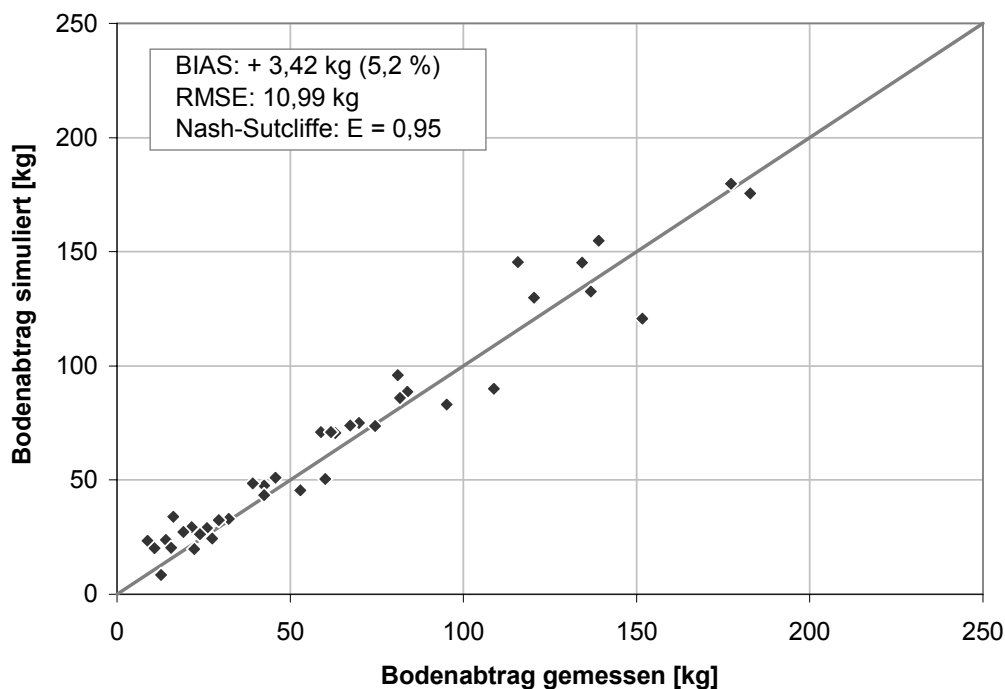


Abbildung 7-7 Vergleich der gemessenen und simulierten kumulativen Bodenabträge für 39 Beregnungsversuche (f_{mak} angepasst, f_{crit} aus Messung ermittelt).

In Abbildung 7-7 wurde für jeden Versuch der angepasste Makroporositätsfaktor und der aus den Messdaten bestimmte mittlere Erosionswiderstand für die Simulation zu Grunde gelegt. Bei den folgenden Simulationsläufen wurde die Auswirkung auf die Abfluss- und Abtragssimulation untersucht, wenn anstatt der angepassten, versuchsspezifischen Modellparameter abgeleitete Größen für die Makroporosität und den Erosionswiderstand verwendet werden. Zunächst wurden die Makroporositätsfaktoren auf Basis der in Abschnitt 7.2.3 beschriebenen Korrelationsgleichungen zum Tongehalt ermittelt. Der Vergleich zwischen gemessenen und simulierten Abflüssen ist in Abbildung 7-8 dargestellt, Abbildung 7-9 zeigt die Bodenabträge.

Für den Abfluss ergibt sich ein RMSE von $0,13 \text{ m}^3$ (Messung: $0,74 \pm 0,23 \text{ m}^3$, Simulation: $0,72 \pm 0,25 \text{ m}^3$). Bei 3 Versuchen auf dem Messhang *Öwisheimer Weg* (Versuchsnummer 3_1, 4_3.o und 6_3.o) ist die Differenz zwischen simuliertem und gemessenem Abflussvolumen größer als 30 % (vgl. Abbildung 7-8). Diese Versuche wurden während der Messkampagne im Sommer durchgeführt. Die Schätzung der Makroporositätsfaktoren ist aufgrund des geringeren Bestimmtheitsmaßes für die Korrelation zum Tongehalt in der Sommermessperiode mit höheren Unsicherheiten verbunden als für die Versuche im Frühjahr (vgl. Abbildung 7-3) und führt somit zu größeren Abweichungen bei der Abflusssimulation.

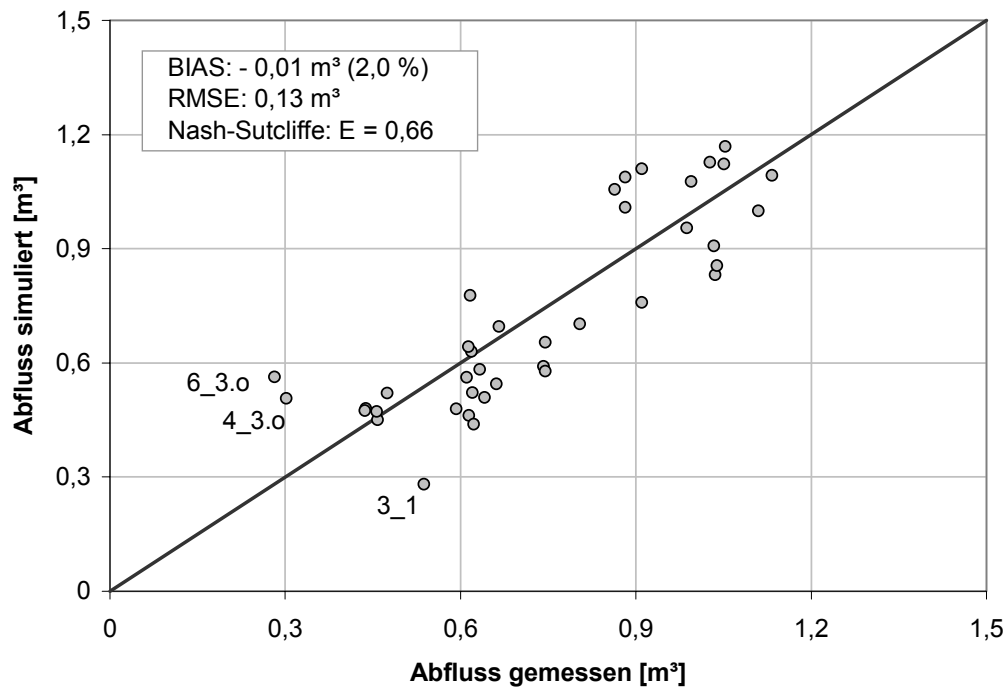


Abbildung 7-8 Vergleich der gemessenen und simulierten kumulativen Abflüsse für 39 Beregnungsversuche (f_{mak} vorhergesagt).

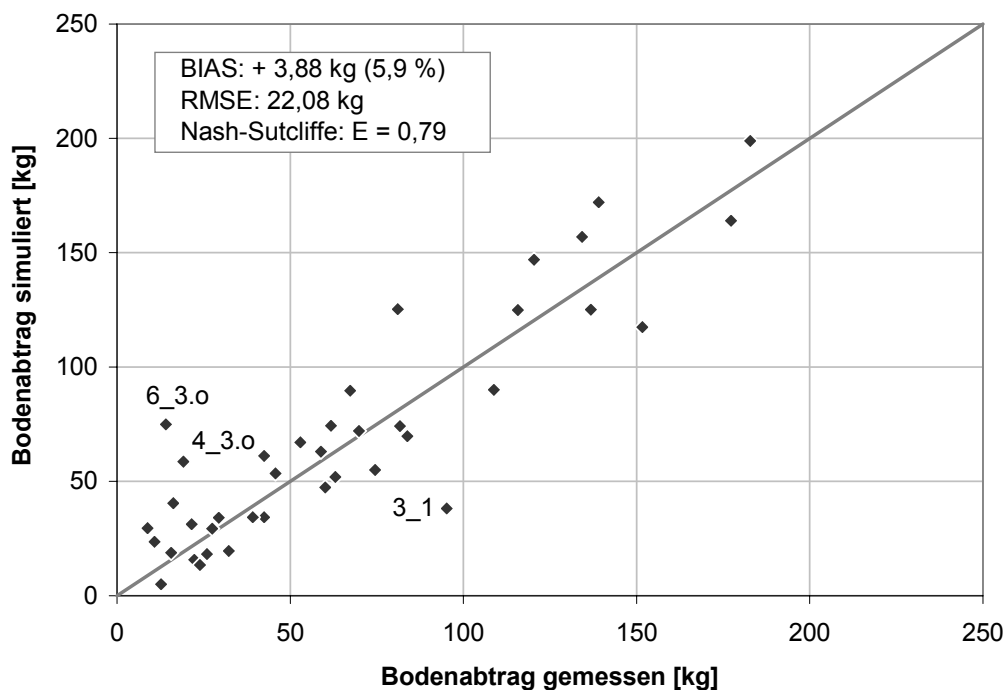


Abbildung 7-9 Vergleich der gemessenen und simulierten kumulativen Bodenabträge für 39 Beregnungsversuche (f_{mak} vorhergesagt, f_{crit} aus Messung ermittelt).

Auch die simulierten Bodenabträge zeigen für diese Versuche einen höheren Fehler (Abbildung 7-9). Der RMSE zwischen gemessenen und simulierten Werten liegt für alle 39 Versuche mit 22 kg (Messung: $65,8 \pm 48,7$ kg, Simulation: $69,7 \pm 49,7$ kg) etwa doppelt so hoch wie für die Simulation mit angepassten Makroporositätsfaktoren (Abbildung 7-7). Die Modelleffizienz nach NASH-SUTCLIFFE liegt bei $E = 0,79$.

Im nächsten Schritt wurden ebenfalls die Erosionswiderstände vorhergesagt. Dazu wurden die in Abschnitt 6.4 abgeleiteten Gleichungen verwendet. Die Abflusssimulation entspricht weiterhin Abbildung 7-8. Der Vergleich von simulierten und gemessenen Bodenabträgen ist in Abbildung 7-10 dargestellt. Die Abweichung nimmt deutlich zu, wenn beide Modellparameter (Makroporositätsfaktor und Erosionswiderstand) vorhergesagt werden. Der RMSE liegt bei 35,4 kg (Messung: $65,8 \pm 48,7$ kg, Simulation: $70,7 \pm 48,8$ kg) und für den Effizienzkoeffizienten nach NASH-SUTCLIFFE wird nur noch ein Wert von $E = 0,46$ ¹⁶ erreicht. Trotz der hohen Streuung werden die Bodenabträge bei einem BIAS von 4,87 kg im Mittel nur geringfügig überschätzt.

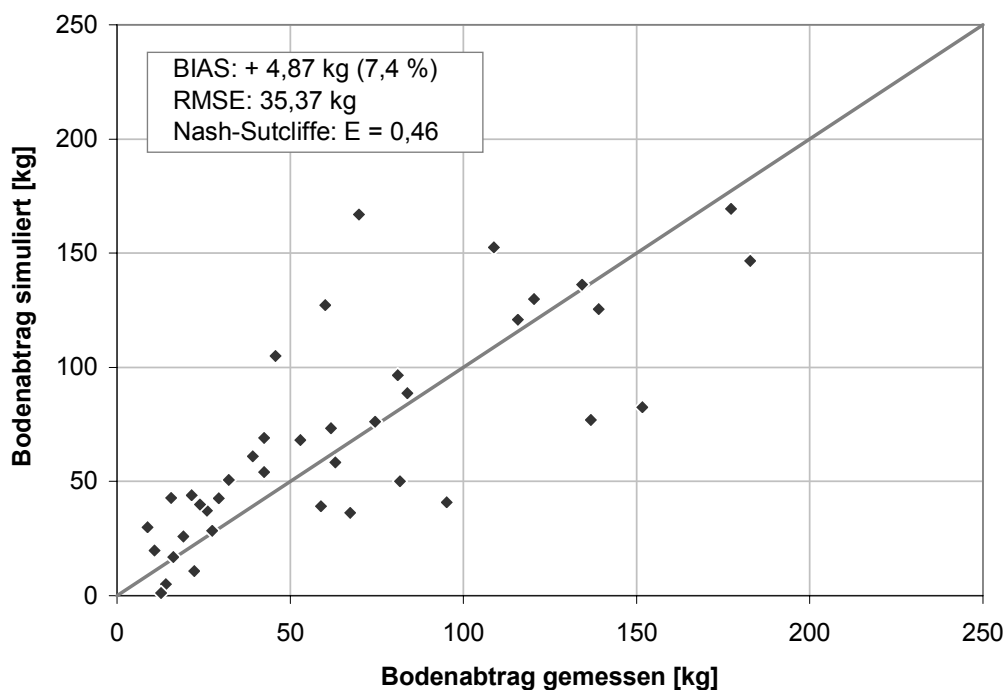


Abbildung 7-10 Vergleich der gemessenen und simulierten kumulativen Bodenabträge für 39 Beregnungsversuche (f_{mak} vorhergesagt, f_{crit} vorhergesagt).

¹⁶ Für angepasste Makroporositätsfaktoren und vorhergesagte Erosionswiderstände werden die folgenden Gütemaße erreicht: BIAS = 4,58 kg, RMSE = 31,92 kg, NASH-SUTCLIFFE: $E = 0,56$

7.2.5 Diskussion der Simulationsergebnisse

Für die Simulation der Infiltration und des Oberflächenabflussgeschehens wurden die Gebietsmittelwerte der bodenhydraulischen Kenngrößen nach SCHÄFER (1999) zu Grunde gelegt. Es zeigte sich jedoch, dass die Parametersätze für die Oberbodenhorizonte (M-Horizonte der Kolluvien sowie Ap-Horizonte der Pararendzinen) aufgrund der berechneten geringen ungesättigten Leitfähigkeiten nicht geeignet sind, um das Infiltrationsgeschehen plausibel abzubilden. Ein wesentlicher Grund für die hohe Unsicherheit von bodenhydraulischen Kenngrößen ist, dass das Messvolumen von Standardbodenproben mit wenigen 100 cm³ deutlich kleiner ist, als das Repräsentative Elementarvolumen (REV) heterogener Böden (PLATE & ZEHE, 2008).

Ziel war es, eine Parameterkombination aus bodenhydraulischen Kenngrößen und Makroporositätsfaktoren zu finden, mit der die Infiltrationsrate der Beregnungsversuche im Mittel gut abgebildet werden kann. Hierfür waren die bodenhydraulischen Kenngrößen der C-Horizonte am besten geeignet. Durch Anpassung der Makroporositätsfaktoren wurde für die simulierten Abflussganglinien eine gute Näherung an die gemessenen erreicht. Die beschriebene Vorgehensweise stellt allerdings eine gewisse Vereinfachung der möglichen Parametervielfalt dar. Es könnte für jeden Einzelversuch eine exakte Anpassung der simulierten Abflussganglinie erzielt werden, wenn nicht nur der Makroporositätsfaktor, sondern auch die bodenhydraulischen Kennwerte variiert würden. Wie aus Tabelle 5-5 ersichtlich ist, weist jeder Parameter für den C-Horizont eine hohe Spannbreite auf, die einen großen, durch Messwerte abgedeckten, Spielraum für die Kalibrierung zulässt. Damit würde jedoch, gemäß der natürlichen Variabilität heterogener Böden, ein weites Spektrum an Parameterkombinationen generiert werden. Mit der beschriebenen vereinfachten Vorgehensweise wird hingegen durch Variation von nur einem Parameter eine gute Vorhersage des mittleren Infiltrationsgeschehens erreicht. Für die im Sommer und Frühjahr durchgeführten Messkampagnen sind die Makroporositätsfaktoren jeweils zum Tongehalt korreliert, wobei die Werte im Frühjahr aufgrund der Bodenbearbeitung durchschnittlich geringer sind als im Sommer. Dieses Ergebnis wird durch Beobachtungen im Gebiet bestätigt (vgl. Abschnitt 7.2.3 und 5.2.6).

Bei der Simulation der Beregnungsversuche ergibt sich eine sehr gute Übereinstimmung zwischen gemessenen und simulierten Bodenabträgen, wenn die angepassten Makroporositätsfaktoren (vgl. Abschnitt 7.2.2) sowie die spezifischen Erosionswiderstände (vgl. Abschnitt 6.3) für die Einzelversuche verwendet werden. Das natürliche Prozessgeschehen kann somit bei optimaler Parameterwahl mit den zu Grunde liegenden Modellansätzen von *CATFLOW-SED* quantitativ abgebildet werden.

Die Streuung zwischen Simulation und Messdaten nimmt deutlich zu, wenn bei der Simulation sowohl für den Makroporositätsfaktor als auch für den Erosionswiderstand vorhergesagte Werte (nach der in den Abschnitten 7.2.3 und 6.4 beschriebenen Vorgehensweise) zu Grunde gelegt werden. Allerdings werden die Abflüsse und Bodenabträge im Mittel gleichmäßig über- bzw. unterschätzt, so dass die Summen der gemessenen und simulierten Daten nur geringfügig von einander abweichen. Es kann deshalb angenommen werden, dass sich die auf der Kleinskale beobachteten Fehler, die durch eine nicht exakte Schätzung der Modellparameter verursacht werden, auf einem größeren Maßstab wie z.B. dem Einzugsgebiet herausmitteln.

Viele der für die Modellierung notwendigen Parameter sind räumliche Felder, die messtechnisch nur punktuell erfasst werden können. Auf der Kleinskale herrscht Zufälligkeit, so dass aufgrund ungenauer Messmethoden und einem nur begrenzt möglichen Messaufwand bestenfalls statistische Momente einzelner Zustandsgrößen bekannt sind. Eine exakte Abbildung der Parameterfelder im Modell ist deshalb nicht möglich. Allerdings ist die Variabilität der Parameter von der betrachteten Skale abhängig. Auf größeren Skalen, wie z.B. einem Hang oder Einzugsgebiet, wird die Variabilität von der räumlichen Struktur spezifischer Ökosystemeigenschaften (Vegetation, Boden, Topographie etc.) dominiert. Werden die für ein Gebiet maßgeblichen Strukturen erkannt, so genügt eine Beschreibung der räumlichen Muster durch mittlere Werte einer Zustandsgröße, während die kleinskalige Variabilität vernachlässigt werden kann (SEYFRIED & WILCOX, 1995; PLATE & ZEHE, 2008).

7.3 Simulation eines Niederschlagsereignisses auf der Hangskale

Auf der Hangskale wurde das größte Niederschlagsereignis im Weiherbachgebiet während des Beobachtungszeitraums am 27.06.1994 auf der Dauererosionsmessparzelle Leierfaß beprobt (GERLINGER, 1997). Die Messparzelle erfasst einen Streifen von 69 m Länge und 4 m Breite bei einem mittleren Gefälle von 12,9 % (Abbildung 5-7). In der Vegetationsperiode 1994 wurden auf diesem Schlag Zuckerrüben in Gefällerichtung angebaut. Am 27.06.1994 war das Feld kurz vor dem Reihenschluss mit einem Bedeckungsgrad von 90 %. Für das Ereignis wurde eine Sedimentmenge von 1.172 t in den Behältern am Fuß der Parzelle aufgefangen. Die abgeflossene Wassermenge konnte nicht erfasst werden, da die Behälter überliefen (GERLINGER, 1997). Es ist deshalb davon auszugehen, dass der tatsächliche Bodenabtrag durch die Messung unterschätzt wird. Im Frühjahr 1994 wurden in unmittelbarer Nähe der Dauererosionsmessparzelle Beregnungsversuche durchgeführt, die zur Abschätzung der Infiltrationsparameter für die Abflusssimulation der Dauermessparzelle herangezogen wurden.

7.3.1 Bestimmung der Modellparameter

Die Diskretisierung der **Hanggeometrie** erfolgte in 29 vertikale und 21 longitudinale Elemente. Damit ergibt sich eine mittlere Segmentlänge von 3,3 m. Abbildung 7-11 (oben) zeigt den Hanglängsschnitt.

Die **Feuchte** im Bodenprofil wurde als Mittelwert für die einzelnen Horizonte aus dem TDR-Messnetz für den 27.06.1994 bestimmt (Anhang A.12). Für die Simulation wurde die Niederschlagszeitreihe der Meteorologischen Station (WB0) verwendet, da diese in der Nähe des Messhangs Leierfaß liegt. Abbildung 7-15 zeigt die gemessenen Intensitäten für das Ereignis.

Die **Bodenart** der Messparzelle lässt sich nach Angaben von GERLINGER (1997: 186) im Bereich der Hangkuppe als UI3 (mittel lehmiger Schluff) und am Hangfuß als UI4 (stark lehmiger Schluff) klassifizieren (nach Bodenkundlicher Kartieranleitung, AG BODENKUNDE, 1982). Für den oberen Hangbereich liegen detaillierte Korngrößenanalysen der 5 benachbarten Berechnungspartellen auf dem Messhang Leierfaß vor (vgl. Abbildung 5-7). Die Anteile der Kornfraktionen weisen nur eine geringe Streuung auf, weshalb für die Simulation das arithmetische Mittel aus den Messwerten gebildet wurde. Anhang A.12 sind die Anteile der 7 Kornfraktionen zu entnehmen. Die Bodenart UI4 am Hangfuß kann nach Bodenkundlicher Kartieranleitung (AG BODENKUNDE, 1982) nur in die Kornfraktionen Ton, Schluff und Sand unterteilt werden (Tabelle 7-8). Um den unteren Hangbereich ebenfalls mit 7 Kornfraktionen klassifizieren zu können, wurden die prozentualen Fein-, Mittel- und Grobanteile der Schluff- und Sandfraktion aus den Korngrößenanalysen der 5 Berechnungspartellen übertragen (Anhang A.12). Da das Korngrößenspektrum am Hangfuß das Ergebnis der Umlagerung aus den oberen Hangbereichen darstellt, kann angenommen werden, dass die Fein-, Mittel- und Grobanteile der Schluff- und Sandfraktionen ähnlich verteilt sind. Die Abgrenzung der Bodenarten auf der Dauererosionsmessparzelle wurde von GERLINGER (1997: 187) anhand von Luftbildaufnahmen durchgeführt. Die Bodenart UI4 kommt auf den unteren 25 % der Messparzelle vor. Für die Simulation wurde ein Übergangsbereich zwischen den Bodenarten UI3 und UI4 von 10 % der Hanglänge definiert (vgl. Tabelle 7-5 und Abbildung 7-11).

Die **Oberflächenrauheit** wurde nach Tabelle 5-6 für Zuckerrübenkulturen mit *Mannings* $n = 0,036 \text{ s/m}^{1/3}$ bestimmt. Aufgrund der Anordnung der Pflanzreihen in Gefälgerichtung wurde der **Erosionswiderstand** auf $f_{crit} = 0,73 \text{ N/m}^2$ gesetzt (vgl. Abschnitt 6.4). Beide Parameter liegen in der Größenordnung der Messwerte für die benachbarten Berechnungspartellen auf dem Messhang Leierfaß (vgl. Anhang A.17 *Leierfaß 3, 4 und 5*).

Die **bodenhydraulischen Kenngrößen** wurden mit dem Parametersatz für die C-Horizonte nach SCHÄFER (1999) charakterisiert (vgl. Abschnitt 7.2.2). Für die Abschätzung der **Makroporosität** zum Zeitpunkt des Ereignisses auf dem Messhang Leierfaß wurde der Berechnungsversuch auf der benachbarten Parzelle vom 17.06.1994 (*Leierfaß 5*, Anhang A.17) herangezogen. Die Anpassung der Abflussganglinie ergibt einen Makroporositätsfaktor von 2,6. Dieser Wert ist repräsentativ für den oberen Hangbereich der Dauererosionsmessparzelle. ZEHE (1999) stellte bei kleinräumigen Infiltrationsversuchen im Weiherbachgebiet fest, dass die Makroporosität in den Kolluvien um den Faktor 1,7 größer ist als auf den Hangkuppen (vgl. Abschnitt 5.2.6 und 7.4.1.3). Der Makroporositätsfaktor wurde für den unteren Bereich der Messparzelle entsprechend erhöht. Eine Zusammenstellung der Modellparameter ist Tabelle 7-5 zu entnehmen.

Tabelle 7-5 Modellparameter für die Simulation des Ereignisses am 27.06.1994 auf der Dauererosionsmessparzelle Leierfaß.

Hangabschnitt [% der Hanglänge]	Bodenart	Ton [%]	Schluff [%]	Sand [%]	f_{mak} [-]	Mannings n [s/m ^{1/3}]	f_{crit} [N/m ²]
Kuppe (0-65 %)	UI3 ²	15,2 ¹	78,4 ¹	6,4 ¹	2,6 ⁴	0,036	0,73
Übergang (65-75 %)	UI3-UI4	18,6 ³	75,2 ³	6,2 ³	3,4 ⁴	0,036	0,73
Fuß (75-100 %)	UI4 ²	22,0 ²	72,0 ²	6,0 ²	4,4 ⁴	0,036	0,73

¹ arithmetisches Mittel der Korngrößenanalysen auf den 5 Berechnungsparzellen des Messhanges Leierfaß

² Bodenkundliche Kartieranleitung (AG BODENKUNDE, 1982)

³ Übergangsbereich: Mittelwert aus ¹ und ²

⁴ Variation der Makroporosität entsprechend den Angaben in Tabelle 7-7

7.3.2 Ergebnis und Diskussion der Simulation

In Abbildung 7-11 (unten) sind die Ergebnisse der flächenspezifischen Erosions- und Depositionsraten in den Hangsegmenten der Messparzelle dargestellt. Im oberen Hangbereich wird die Erosionsrate maßgeblich durch das Gefälle beeinflusst. Deutlich zu erkennen ist der Übergangsbereich zum Kolluvium bei etwa 75 % der Hanglänge mit etwas höheren Infiltrationsraten und vermindertem Gefälle, was zu geringeren Erosionsraten in diesem Hangabschnitt und phasenweise auch zur Deposition der Partikel führt. In den letzten beiden Segmenten nimmt das Gefälle deutlich ab und es kommt zur Ablagerung eines Teils der nicht mehr transportierbaren Sedimentmenge. Bei der Simulation wird ein kumulativer Abfluss von 3,9 m³ und ein Bodenabtrag von insgesamt 1.268 kg berechnet. Dabei werden 1.507 kg erodiert und 240 kg (entspricht 16 % des Bodenabtrags) in den flacheren Bereichen am Hangfuß wieder abgelagert. Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass das Simulationsergebnis für das Erosions- und Depositionsgeschehen in der richtigen Größenordnung

liegt. Die aufgefangene Sedimentmenge von 1.172 kg wird durch die Simulation zwar geringfügig überschätzt (8 %), diese Differenz liegt aber im Bereich der Messgenauigkeit. Das Erosionsgeschehen wird bei der Simulation maßgeblich durch die Transportkapazität gesteuert. Die gute Übereinstimmung von Simulation und Beobachtung lässt darauf schließen, dass der in das Modell implementierte Ansatz eine plausible Quantifizierung der Transportraten auf Lössböden erlaubt. Letztendlich kann aber eine Validierung der Modellkomponenten für Transport und Deposition nicht ohne eine Überprüfung der Abflusssimulation auf Basis von Messdaten erfolgen. Eine Validierung aller Prozesskomponenten von *CATFLOW-SED* ist deshalb nur auf der Einzugsgebietsebene möglich.

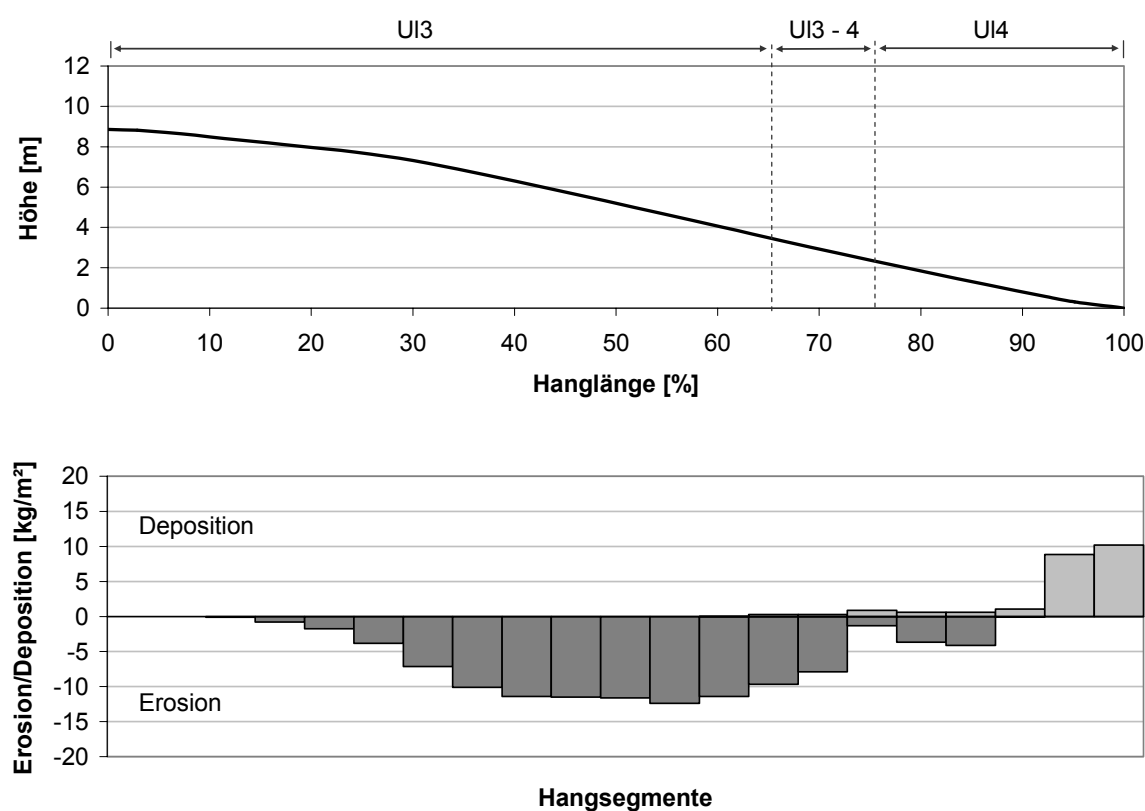


Abbildung 7-11 Hangfalllinie der Dauererosionsmessparzelle Leierfaß (oben) und Simulationsergebnis in den Hangsegmenten (unten).

7.4 Erweiterung auf das Einzugsgebiet

Die Validierung des Modells für das Einzugsgebiet bis zum Pegel Menzingen konzentriert sich auf die Jahre 1994 und 1995. Während dieses Zeitraums fanden drei große Abfluss- und Erosionsereignisse (27.06.1994, 12.08.1994 und 13.08.1995) im Weiherbachgebiet statt (vgl. Abschnitt 5.2.3).

7.4.1 Parametrisierung der Gebietssimulation

Für die Gebietssimulation wurde die von MAURER (1997A) vorgegebene Gebietseinteilung in Hänge und Segmente (Abschnitt 7.4.1.1) sowie der Hangaufbau hinsichtlich Bodentyp und Makroporosität (Abschnitt 7.4.1.3) übernommen (MAURER, 1997A; PLATE & ZEHE, 2008).

7.4.1.1 Diskretisierung des nördlichen Weiherbachgebietes

Die Zerlegung der Geländeoberfläche in Hänge und Entwässerungsnetz erfolgte unter Verwendung des digitalen Höhenmodells. Für das Entwässerungsnetz werden neben realen Gewässern auch lokale Mulden erfasst, die nur bei Auftreten von Oberflächenabfluss Wasser führen. Das Einzugsgebiet bis zum Pegel Menzingen wurde in 169 Hangflächen variabler Breite aufgeteilt. Zusammen ergibt sich das in Abbildung 7-12 (links) dargestellte Netz an Entwässerungspfaden.

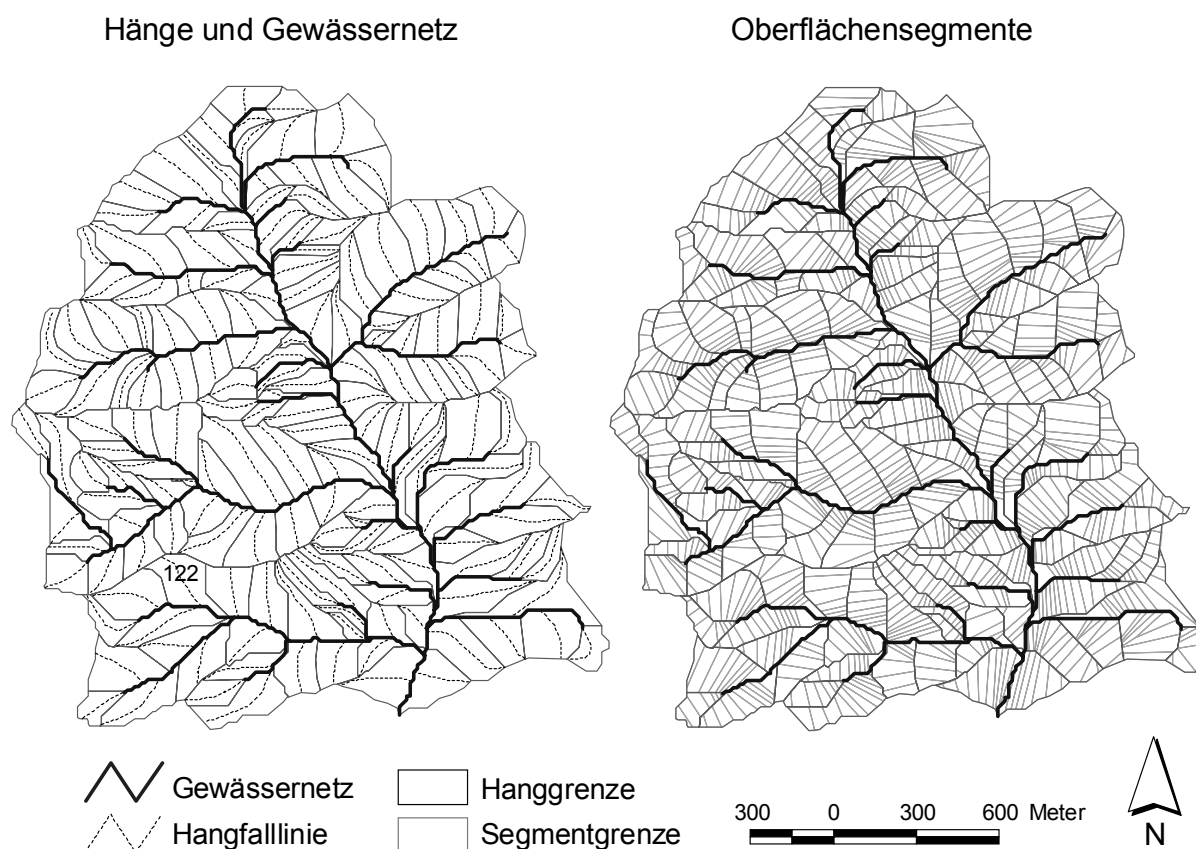


Abbildung 7-12 Diskretisierung des Einzugsgebietes bis zum Pegel Menzingen (3,5 km²), links: Hangflächen, Hangfalllinien und Entwässerungsnetz, rechts: Hangsegmente (verändert nach MAURER, 1997A).

Jeder Hang wird durch einen vertikalen Schnitt entlang der Hangfalllinie charakterisiert. Die Diskretisierung orientiert sich an den beiden hydrologisch aktivsten Zonen Oberboden und Hangfuß. Die Hangschnitte werden bis in eine Tiefe von 2 m in 7 Schichten gegliedert, wobei an der Oberfläche die geringsten Schichtdicken auftreten (0,1; 0,1; 0,2; 0,4; 0,6; 0,4; 0,2 m). Entlang der Hangfalllinien werden die Hänge mit hangabwärts abnehmender Segmentlänge unterteilt. Für das Gesamtgebiet ergeben sich somit 1381 Oberflächensegmente (Abbildung 7-12, rechts). Abbildung 7-13 zeigt beispielhaft die Einteilung in Segmente für einen Hanglängsschnitt.

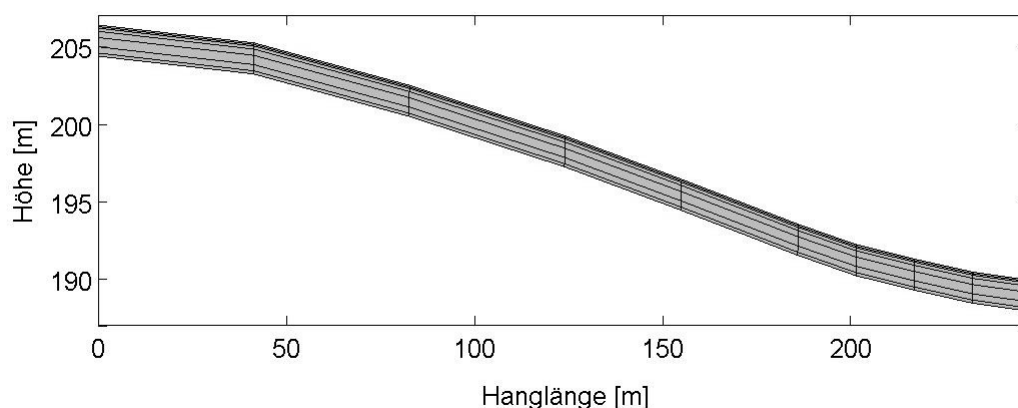


Abbildung 7-13 Diskretisierung eines Hanglängsschnittes im Gebiet (Hang 122, überhöhte Darstellung).

7.4.1.2 Landnutzungsabhängige Parameter

Abbildung 7-14 zeigt die Landnutzungsverteilung im nördlichen Teil des Weiherbachgebietes während der Hauptfruchtperioden 1994 und 1995. Die prozentualen Anteile der wichtigsten Kulturarten sind Tabelle 7-6 zu entnehmen. Für jede Landnutzungs-kategorie wird die zeitliche Änderung der Pflanzenparameter (Wuchshöhe, Bodenbedeckungsgrad, Blattflächenindex, Wurzeltiefe und Stomatawiderstand) in landnutzungsabhängigen Tabellen erfasst.

Tabelle 7-6 Kulturarten während der Hauptfruchtperioden 1994 und 1995.

Kulturart	1994	1995
Getreide/Gemüse	34,7 % (122 ha)	43,4 % (152 ha)
Mais	15,7 % (55 ha)	12,1 % (42 ha)
Futter- und Zuckerrüben	6,9 % (24 ha)	5,3 % (19 ha)
Sonnenblumen	12,4 % (43 ha)	7,7 % (27 ha)
Grünland, Wald und befestigte Flächen	30,3 % (106 ha)	31,6 % (110 ha)

Die Oberflächenrauheit ist von der Bodenbearbeitung und dem Entwicklungszustand der jeweiligen Kulturarten abhängig und wird ebenfalls zeitvariabel für die Landnutzungsklassen auf Basis der Messwerte von GERLINGER (1997) vorgegeben (vgl. Abschnitt 5.2.7). Für Getreide, Grünland und Wald lagen keine Messwerte aus dem Weiherbachgebiet vor. In diesem Fall werden Literaturwerte, die von GERLINGER (1997) bzw. MICHAEL (2001) zusammengestellt wurden, eingesetzt. In Anhang A.13 sind die Zeitreihen für die beiden erosionsrelevanten Parameter Bodenbedeckungsgrad und Rauheit der häufigsten Kulturarten aufgelistet.

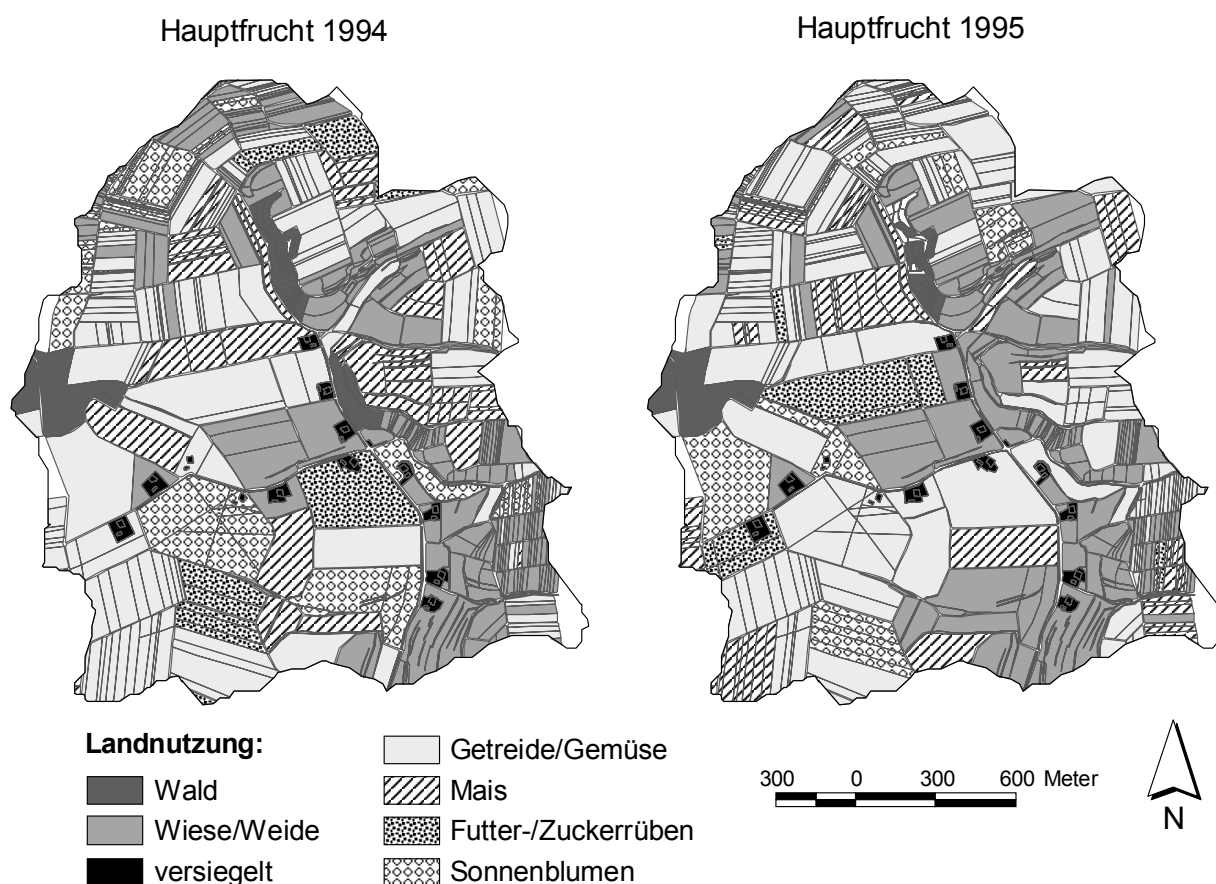


Abbildung 7-14 Landnutzung im Einzugsgebiet des Pegels Menzingen im Sommer 1994 und 1995 (Datenbank des Weiherbachprojektes).

7.4.1.3 Bodenhydraulische Kenngrößen und Makroporosität

Die bodenhydraulische Parametrisierung erfolgte für die Gebietssimulation entsprechend den Vorgaben von PLATE & ZEHE (2008). Die Parametersätze basieren auf den von DELBRÜCK (1997) gemessenen Kennwerten für die C-Horizonte (Anhang A.14). Durch die typischen Erosionscatenen der Lössgebiete mit nährstoffarmen Pararendzinen an den Kuppenlagen und Mittelhängen sowie nährstoffreichen Kolluvien in den

Tälern entsteht auf der Hangskale ein hoher Grad an räumlicher Organisation, die zu einer ebenfalls strukturierten Variabilität der überwiegend biogen bedingten Makroporosität führt (vgl. Abschnitt 5.2.6). Der Makroporositätsfaktor wurde entsprechend der Beobachtungen im Gebiet variabel für die verschiedenen Hangbereiche angesetzt (PLATE & ZEHE, 2008). In Tabelle 7-7 ist das räumliche Muster für die Parametrisierung der Hänge dargestellt. Unter Vorgabe der bodenhydraulischen Kennwerte und der räumlichen Variabilität der Makroporosität verbleibt die Höhe des Makroporositätsfaktors f_{mak} als einziger zu kalibrierender Parameter zur Anpassung des beobachteten Infiltrationsgeschehens im Gebiet zu einem bestimmten Zeitpunkt.

Tabelle 7-7 Parametrisierung der Hänge für die Gebietssimulation hinsichtlich Bodentyp und Makroporosität.

Hangabschnitt	Bodentyp	Makroporosität
0-70 % der Hanglänge	Pararendzina	$0,8 \cdot f_{mak}$
70-80 % der Hanglänge	Pararendzina (Übergangsbereich)	$1,0 \cdot f_{mak}$
80-100 % der Hanglänge	Kolluvium	$1,3 \cdot f_{mak}$

7.4.1.4 Bodenart

Jedem Oberflächensegment (Abbildung 7-12) wurde mit Hilfe eines Geografischen Informationssystems eine Bodenart nach Abbildung 5-6 (vgl. Abschnitt 5.2.4) zugewiesen. Für die Simulation müssen die Bodenarten anhand des Korngrößenspektrums parametrisiert werden. Die Bodenkundliche Kartieranleitung (AG BODENKUNDE, 1982) gibt für jede Bodenart die prozentualen Spannweiten der Hauptfraktionen Ton, Schluff und Sand vor. Tabelle 7-8 sind die mittleren Anteile und Spannbreiten für die Bodenarten im Weiherbachgebiet zu entnehmen.

Tabelle 7-8 Korngrößenverteilung der Bodenarten im Weiherbachgebiet nach Bodenkundlicher Kartieranleitung (AG BODENKUNDE, 1982).

Bodenart	Fläche [ha]	Ton [%]	Schluff [%]	Sand [%]
<i>Lu (schluffiger Lehm)</i>	119,0	23,5 ² (17-30) ¹	60,0 ² (50-70) ¹	16,5 ² (0-33) ¹
<i>UI3 (mittel lehmiger Schluff)</i>	30,1	14,2 ³ (12-17) ¹	74,6 ³ (65-88) ¹	11,2 ³ (0-23) ¹
<i>UI4 (stark lehmiger Schluff)</i>	152,4	22,1 ³ (17-30) ¹	71,8 ³ (70-83) ¹	6,1 ³ (0-13) ¹
<i>Lt3 (mittel toniger Lehm)</i>	19,3	40,0 ² (35-45) ¹	40,0 ² (30-50) ¹	20,0 ² (5-35) ¹
<i>TI (lehmiger Ton)</i>	0,5	50,0 ³ (45-65) ¹	33,2 ³ (18-55) ¹	16,8 ³ (0-37) ¹
<i>S (Sand)</i>	0,6	2,1 ² (0-5) ¹	5,0 ² (0-10) ¹	92,5 ² (85-100) ¹

¹ Spannbreite aus Bodenkundlicher Kartieranleitung (AG BODENKUNDE, 1982)

² Arithmetisches Mittel

³ Arithmetisches Mittel normiert auf eine Gesamtsumme der Fraktionen von 100 %

Die Verteilung der Kornfraktionen ist eine sensitive Größe für die Quantifizierung der Transportraten. Bei einer Charakterisierung der Bodenart nach Bodenkundlicher Kartieranleitung, die nur eine Berücksichtigung der 3 Hauptfraktionen zulässt, wird insbesondere das für Lössböden typische Maximum im Grobschluffbereich (vgl. Abschnitt 5.1.1) nicht erfasst. Ergänzend wurden deshalb Korngrößenanalysen aus der Weiherbachdatenbank genutzt, um die Bodenarten im Gebiet genauer zu beschreiben. Für 90 Messpunkte liegen detaillierte Analysen (8 Kornfraktionen) vor. Die Messpunkte wurden entsprechend des Kornspektrums der Bodenkundlichen Kartieranleitung nach Tabelle 7-8 einer Bodenart zugewiesen. Anschließend wurde jeweils das arithmetische Mittel der Anteile aus den Analysewerten bestimmt. In Tabelle 7-9 ist die resultierende Parametrisierung der Bodenarten für die Simulation dargestellt. Die mittleren Partikeldurchmesser der Fraktionen sind Anhang A.11 zu entnehmen.

Tabelle 7-9 Mittlere Korngrößenverteilung im Weiherbachgebiet ermittelt anhand von 90 Bodenproben (Weiherbachdatenbank).

	Anzahl Mess- werte	Ton [%]	Schluff			Sand			
			FU [%]	MU [%]	GU [%]	FFS [%]	FS [%]	MS [%]	GS [%]
<i>Lu</i>	7	27,6	7,7	21,7	35,9	2,4	0,7	1,8	2,2
<i>UI3</i>	22	14,6	6,0	23,9	51,0	2,5	0,4	1,1	0,5
<i>UI4</i>	57	21,7	6,7	23,0	45,7	1,8	0,3	0,6	0,2
<i>Lt3</i>	2	37,0	13,5	14,6	20,8	2,6	1,6	4,2	5,7
<i>TI</i>	2	51,0	11,4	13,9	17,5	2,1	1,0	1,5	1,5

Für die Bodenart „Sand“ lagen keine Analysewerte vor. Diese umfasst mit einer Fläche von 0,6 ha jedoch nur 0,2 % des Einzugsgebietes bis zum Pegel Menzingen. Die Schluff- und Sandfraktion wurde deshalb regelmäßig in die 3 bzw. 4 Unterfraktionen eingeteilt. Aus der Bodenartenkarte in Abbildung 5-6 geht hervor, dass 8 % der Fläche keine Bodenart zugewiesen werden kann, da diese nicht in der Reichsbodenschätzung erfasst wurden. Es handelt sich dabei um Wald- und Siedlungsflächen und somit um nicht erosionsrelevante Bereiche (vgl. Abbildung 7-14).

7.4.1.5 Regionalisierung der Erosionswiderstände

Der Erosionswiderstand f_{crit} wird während der Simulation in Abhängigkeit von der Landnutzung, Kulturart und Bewirtschaftungspraxis für jedes Oberflächensegment zeitvariabel bestimmt (vgl. Abschnitt 6.4).

Für Grün- und Waldflächen wird angenommen, dass kein nennenswerter Bodenabtrag stattfindet. Eine nahezu vollständige, langjährige Bedeckung des Bodens mit

Vegetation verhindert eine Ablösung von Partikeln, da die Regentropfen die Bodenoberfläche nicht direkt erreichen. Zudem wirkt der Hauptteil der Schubspannung des Oberflächenabflusses auf Pflanzenstengel und nicht auf die Aggregate des Bodens (vgl. Abschnitt 6.5). Gleichzeitig wird die Bodenmatrix durch eine dichte Wurzelmatte geschützt. PROSSER ET AL. (1995) stellten in Feldversuchen fest, dass auf Grünland mit einem Bedeckungsgrad von 75 - 90 % extreme Fließtiefen (bzw. Schubspannungen) benötigt werden, um überhaupt Bodenpartikel abzulösen, wobei es sich jedoch um unwesentliche Mengen handelt.

Für offene Flächen wird f_{crit} mit der in Abschnitt 6.4 abgeleiteten Gleichung 6-12 bestimmt. Der Einfluss der Bewirtschaftungspraxis auf den Erosionswiderstand wird über die Änderung der Oberflächenrauheit je nach Bearbeitungszustand einer Kulturart erfasst (vgl. Abschnitt 7.4.1.2), wobei der Tongehalt des Oberbodens modifizierend wirkt.

Bei Mais- und Zuckerrübenkulturen fließt das Wasser vorwiegend in den Zwischenbereichen der Pflanzreihen ab. Bei konventioneller Bewirtschaftung gelten diese Kulturarten deshalb als besonders erosionsgefährdet. Der Erosionswiderstand wird entsprechend dem Mittelwert aus dem bei Beregnungsversuchen bestimmten Wertespektrum mit $0,73 \text{ N/m}^2$ vorgegeben (vgl. Abschnitt 6.4). Für Sonnenblumenkulturen liegen keine Versuche vor. Aufgrund des Anbaus in Pflanzreihen mit Reihenabständen von 45 – 60 cm (UFOP, 2003) kann angenommen werden, dass der Erosionswiderstand dem für Maiskulturen ermittelten Wertespektrum entspricht.

Bei Kulturarten ohne ausgeprägte Pflanzreihen wie Getreide, Raps und Senf wurden ebenfalls keine Beregnungsversuche während der Vegetationsperiode durchgeführt. Auf diesen Kulturarten entstehen zwischen den engstehenden Pflanzreihen keine ausgeprägten Abflussrinnen. Deshalb wird der Erosionswiderstand in Abhängigkeit von Rauheit und Tongehalt (Gleichung 6-12) bestimmt. Für ein Getreidefeld im Reifestadium ergibt sich beispielsweise bei einer Oberflächenrauheit von *Mannings* $n = 0,1 \text{ s/m}^{1/3}$ und einem mittleren Tongehalt von 20 % ein Erosionswiderstand von $f_{crit} = 2,1 \text{ N/m}^2$, was als plausibel angesehen werden kann.

7.4.2 Simulation von Abfluss und Bodenabtrag

Auf Basis der beschriebenen Diskretisierung und Parametrisierung des Einzugsgebietes wurden die drei größten Abfluss- und Erosionsereignisse während des Beobachtungszeitraums simuliert. Zielgrößen sind die am Pegel Menzingen gemessenen Abflussganglinien und bilanzierten Sedimentfrachten (vgl. Abschnitt 5.2.2 und 5.2.3).

7.4.2.1 Anpassung der Abflussereignisse

Für die Simulation der Abflussereignisse wurden die Makroporositätsfaktoren für das Einzugsgebiet angepasst (vgl. Abschnitt 7.4.1.3). Dabei konnte bezüglich der Größenordnung auf Vorarbeiten von PLATE & ZEHE (2008) zurückgegriffen werden. Das Simulationsergebnis wurde anhand der gemessenen kumulativen Abflussmengen und dem Verlauf der Ganglinien geprüft. Die Berechnung wurde jeweils an dem Tag des Ereignisses um 0:00 Uhr begonnen, wobei der mittlere Anfangszustand für den Wassergehalt aus dem Bodenfeuchtemessnetz zu Grunde gelegt wurde (Anhang A.14). Es wurde eine gleichförmige Überregnung des Gebietes angenommen (MAURER, 1997A). Niederschlagszeitreihen stehen in einer Auflösung von 6 min zur Verfügung, weitere Klimadaten wurden als Stundenwerte vorgegeben (Abschnitt 5.2.1).

Ereignis am 27.06.1994

Abbildung 7-15 zeigt die Niederschlagsintensität sowie die gemessene und simulierte Ganglinie des größten beobachteten Ereignisses (27.06.1994).

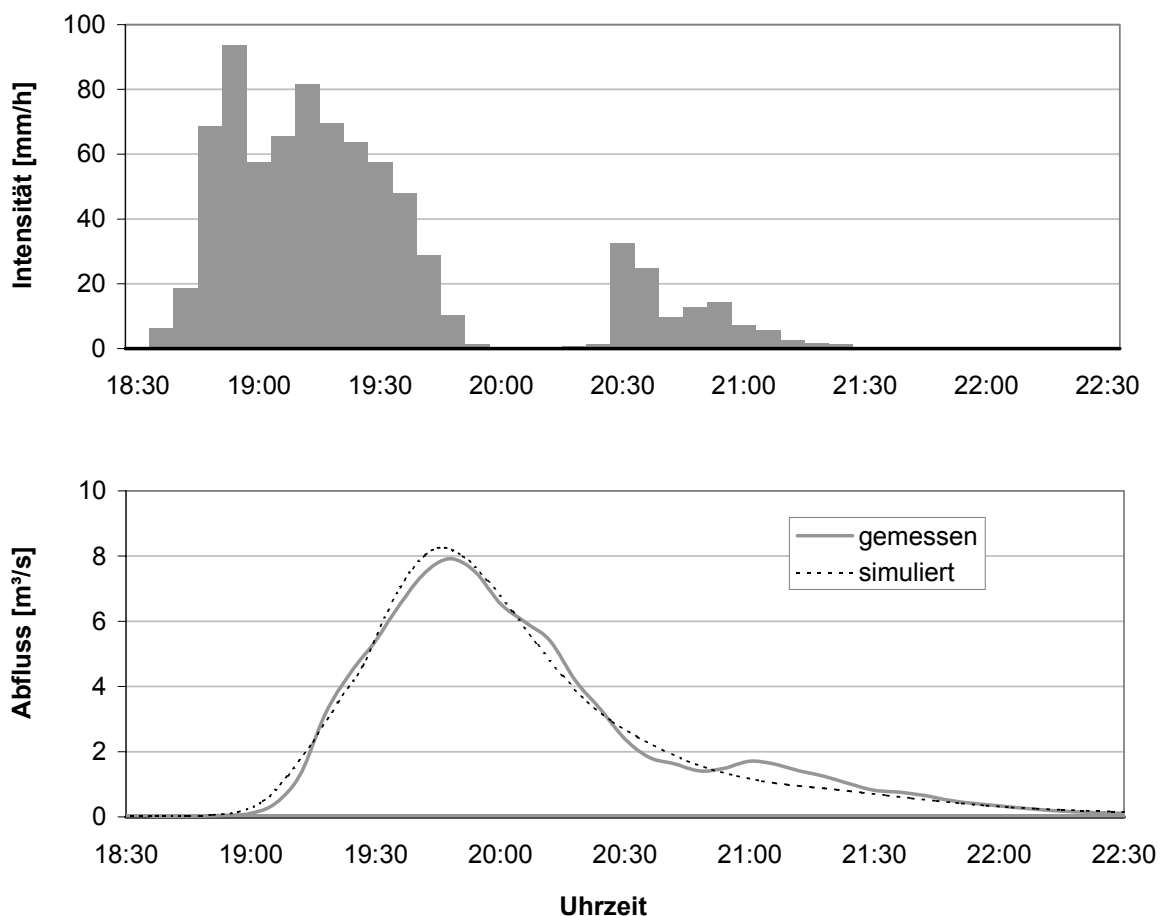


Abbildung 7-15 Niederschlagsintensität (Messstation WB0) sowie gemessene und simulierte Ganglinie für das Ereignis am 27.06.1994 am Pegel Menzingen.

Die beste Übereinstimmung zwischen gemessenem und simuliertem Abflussvolumen wurde für einen Makroporositätsfaktor von $f_{mak} = 2,07$ erreicht. In Tabelle 7-10 sind die gemessenen und berechneten Werte für das Abflussvolumen und den Scheitelabfluss dargestellt. Bei einer guten Übereinstimmung des Volumens wird der Scheitelabfluss bei der Simulation um 4 % überschätzt. Dies liegt jedoch im Fehlerbereich der Abflussmessung, der in der Regel etwa 10 % beträgt. Für das Ereignis am 27.06.1994 muss zudem von einer größeren Unsicherheit der Messung ausgegangen werden, da der Pegel während des Ereignisses umflossen wurde (vgl. Abschnitt 5.2.1). Eine Abbildung des kleinen Abflusspeaks, der durch den Niederschlag um 20:30 Uhr ausgelöst wurde, ist bei der Simulation nur möglich, wenn die Makroporosität verringert wird. In diesem Fall wird jedoch der Gesamtabfluss des Ereignisses deutlich überschätzt.

Ereignis am 12.08.1994

Das nächste Ereignis fand am 12.08. des gleichen Jahres statt und war das drittgrößte während dem Beobachtungszeitraum (Abbildung 7-16).

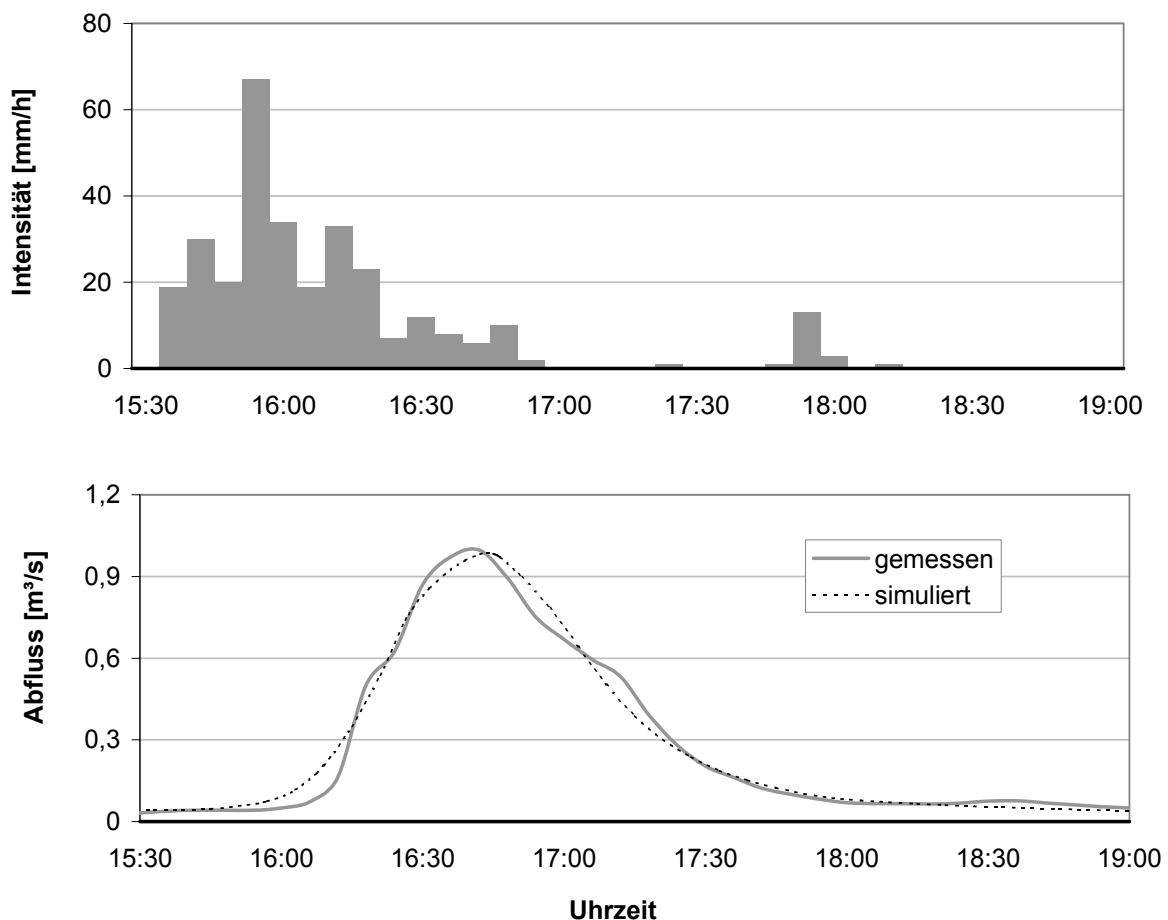


Abbildung 7-16 Niederschlagsintensität (Messstation WB1) sowie gemessene und simulierte Ganglinie für das Ereignis am 12.08.1994 am Pegel Menzingen.

Für die Gebietssimulation wurde in der Regel die an der Meteorologischen Station WB0 gemessene Niederschlagszeitreihe zu Grunde gelegt. Bei Testsimulationen von MAURER (1997A) zeigte sich, dass das Ereignis am 12.08.1994 besser durch die Niederschlagszeitreihe der 700 m entfernten Station WB1 erfasst wird. Die Intensitätsspitze ist an der Station WB1 um den Faktor 2 höher als an der Meteorologischen Station. Das Simulationsergebnis zeigt, dass lokale Intensitätsspitzen zu sehr unterschiedlichen Abflussbeiwerten und auch zu zeitlich verschobenen Abflussspitzen führen können. Bei Verwendung der Niederschlagszeitreihe der Station WB1 wird eine gute Anpassung des Abflussvolumens und -scheitels (Tabelle 7-10) für einen Makroporositätsfaktor von $f_{mak} = 2,10$ erzielt. Die Makroporosität ist somit fast identisch mit dem 6 Wochen davor liegenden Ereignis am 27.06.1994.

Ereignis am 13.08.1995

Abbildung 7-17 zeigt die Niederschlagsintensität sowie die gemessene und simulierte Ganglinie für das zweitgrößte beobachtete Ereignis am 13.08.1995.

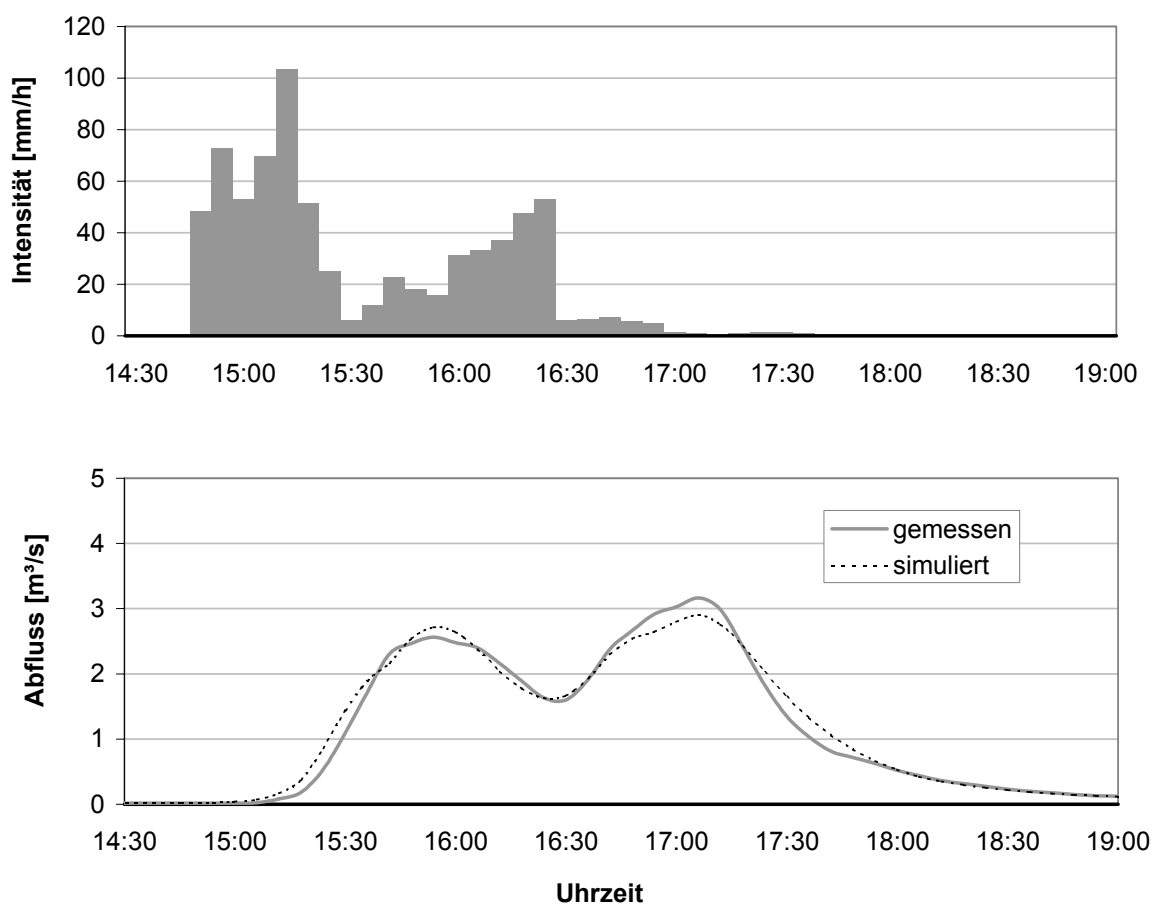


Abbildung 7-17 Niederschlagsintensität (Messstation WB0) sowie gemessene und simulierte Ganglinie für das Ereignis am 13.08.1995 am Pegel Menzingen.

Obwohl sich dieses Ereignis hinsichtlich Vorfeuchte, Niederschlagsmenge und Intensität nur wenig von dem Ereignis am 27.06.1994 unterscheidet, ist das Abflussvolumen am 27.06.1994 um den Faktor 1,6 größer als für das Ereignis am 13.08.1995. Offensichtlich war die Infiltrationskapazität des Bodens im August 1995 deutlich höher (PLATE & ZEHE, 2008). Folglich wird die Gebietsreaktion bei der Simulation am 13.08.1995 überschätzt, wenn der gleiche Makroporositätsfaktor wie für die Ereignisse im Jahr 1994 ($f_{mak} = 2,1$) verwendet wird. Eine gute Anpassung wird erzielt, wenn die Makroporosität auf einen Faktor von 3,35 erhöht wird (Tabelle 7-10).

Tabelle 7-10 Vergleich von Abflussvolumina und Scheitelabfluss zwischen Messung und Simulation der drei größten Ereignisse am Pegel Menzingen.

Ereignis (Datum)	Nieder- schlagshöhe [mm]	Abflussvolumen [m ³]		Scheitelabfluss [m ³ /s]	
		gemessen	simuliert	gemessen	simuliert
27.06.1994	78,6 ¹	32.682	32.623	7,92	8,25
12.08.1994	34,4 ²	3.699	3.746	1,00	0,98
13.08.1995	73,6 ¹	20.376	20.672	3,17	2,90

¹ Station WB0, ² Station WB1 (Datenbank des Weiherbachprojektes)

Die Übereinstimmung von simulierten und gemessenen Abflussganglinien wurde ergänzend anhand der Gütemaße BIAS, RMSE und dem Effizienzkoeffizient nach NASH-SUTCLIFFE geprüft (Tabelle 7-11). Für alle simulierten Ereignisse wurde ein sehr hoher Effizienzkoeffizient von $E = 0,97-0,99$ erreicht bei entsprechend geringen Fehlerwerten für BIAS und RMSE (Tabelle 7-11).

Tabelle 7-11 Gütemaße zur Beurteilung der Übereinstimmung zwischen simulierten und gemessenen Abflussganglinien für die 3 großen Ereignisse am 27.06.1994, 12.08.1994 und 13.08.1995.

Ereignis (Datum)	Arithmet. Mittel [m ³ /s]		BIAS [m ³ /s]	RMSE [m ³ /s]	E (NASH-SUTCLIFFE) [-]
	Messung	Simulation			
27.06.1994	1,71 ± 2,40	1,71 ± 2,35	-0,002	0,31	0,98
12.08.1994	0,23 ± 0,29	0,22 ± 0,30	0,003	0,05	0,97
13.08.1995	0,63 ± 0,93	0,62 ± 0,94	0,009	0,10	0,99

7.4.2.2 Interpretation der Anpassung des Makroporositätsfaktors

In Abschnitt 7.2.3 wurde bereits gezeigt, dass die Parameter, die das Infiltrationsvermögen der Böden steuern, im jahreszeitlichen Verlauf nicht konstant sind. Allerdings fanden die Ereignisse im Sommer 1994 und 1995 zu einem ähnlichen Zeit-

punkt statt. Trotzdem wurde bei der Abflussanpassung für das Jahr 1995 ein deutlich höherer Makroporositätsfaktor ermittelt als für die Ereignisse 1994.

Eine Analyse der Landnutzung auf der ackerbaulich genutzten Fläche ergibt die in Tabelle 7-12 dargestellte Verteilung der häufigsten Kulturarten in den Hauptfruchtperioden 1994 und 1995. Die Aussaat von Mais, Rüben und Sonnenblumen findet im Frühjahr statt, während Getreidefelder, je nach Sorte, im Frühjahr (Sommergerste, Hafer, Durum) oder im Herbst (Winterweizen, Wintergerste, Roggen) bestellt werden. Der Gemüseanbau (Gurken und Zichorien sowie sonstige Gemüsearten) umfasst 1-2 % der ackerbaulich genutzten Fläche. Die Saattermine liegen im Frühjahr und variieren je nach Gemüseart. Aufgrund des geringen Flächenanteils wurden die Gemüseflächen mit den Sommergetreideflächen zusammengefasst.

Tabelle 7-12 Ackerbaulich genutzte Fläche sortiert nach Kulturarten und Saatterminen.

Hauptfruchtperiode	ackerbaulich genutzte Fläche	Mais, Rüben, Sonnenblumen (Saat im Frühjahr)	Getreide/Gemüse	
			Saat im Frühjahr	Saat im Herbst
1994	245 ha	123 ha (50 %)	42 ha (17 %)	80 ha (33 %)
1995	240 ha	88 ha (37 %)	36 ha (15 %)	116 ha (48 %)

Aus Tabelle 7-12 wird ersichtlich, dass in der Vegetationsperiode 1994 auf 67 % der ackerbaulich genutzten Fläche Kulturarten angebaut wurden, deren Aussaat im Frühjahr stattfindet, während der Anteil dieser Kulturarten in der Vegetationsperiode 1995 mit 52 % nur etwa die Hälfte der ackerbaulich genutzten Fläche umfasst. Im Frühjahr 1994 fand somit auf 2/3 der Ackerfläche eine Bodenbearbeitung statt, was zu einer Unterbrechung der hydraulisch relevanten Makroporen (Wurmgänge) unterhalb der Pflugsohle führt und somit die Infiltrationskapazität der Böden verringert. In der Vegetationsperiode 1995 wurde hingegen die Hälfte der ackerbaulich genutzten Fläche bereits im Herbst 1994 bestellt. Im Laufe der Zeit werden die unterbrochenen Makroporen durch die Wurmaktivität erneut an die Oberfläche angeschlossen. Es kann deshalb davon ausgegangen werden, dass im August 1995 auf einem größeren Anteil der Fläche als 1994 bereits wieder durchgängige Makroporen vorhanden waren.

7.4.2.3 Vergleich von bilanzierten und simulierten Sedimentfrachten

Das Erosions- und Depositionsgeschehen wurde für die beschriebenen Abflussergebnisse auf den Hängen simuliert und anschließend für das Einzugsgebiet bis zum Pegel Menzingen aufsummiert. Die resultierenden Frachten können dann mit den am Pegel Menzingen bilanzierten Sedimentfrachten verglichen werden.

In Tabelle 7-13 sind die Simulationsergebnisse für Direktabfluss und Bodenabtrag im Vergleich zu den bilanzierten Abflüssen und Sedimentfrachten am Pegel Menzingen dargestellt. Abbildung 7-18 zeigt graphisch den in Tabelle 7-13 dargestellten Vergleich von bilanzierter und simulierter Sedimentfracht.

Tabelle 7-13 Vergleich der bilanzierten und simulierten Sedimentfrachten für die drei größten Ereignisse am Pegel Menzingen.

Ereignis	Direktabfluss gesamt (bilanziert)	Direktabfluss von unbefestigten Flä- chen (simuliert)	Sedimentfracht		
			bilanziert	simuliert	Differenz
27.06.1994	32.365 m ³	27.610 m ³	1.815 t	1.949 t	+ 7,4 %
12.08.1994	3.524 m ³	1.731 m ³	35 t	37 t	+ 5,7 %
13.08.1995	19.793 m ³	15.829 m ³	607 t	630 t	+ 3,8 %

Der bilanzierte Direktabfluss (Tabelle 7-13) enthält ebenfalls den Niederschlagsabfluss von befestigten Flächen (asphaltierte Wirtschaftswege, Dach- und Hofflächen). Dieser wird in *CATFLOW-SED* bei der Abflusssimulation direkt in Abhängigkeit von der Größe der versiegelten Flächen entlang des Weiherbachs berechnet. Das Simulationsergebnis für die Hänge in Tabelle 7-13 beinhaltet hingegen nur die Abflussmenge von unbefestigten Flächen und liegt somit unter dem Wert für den bilanzierten Direktabfluss.

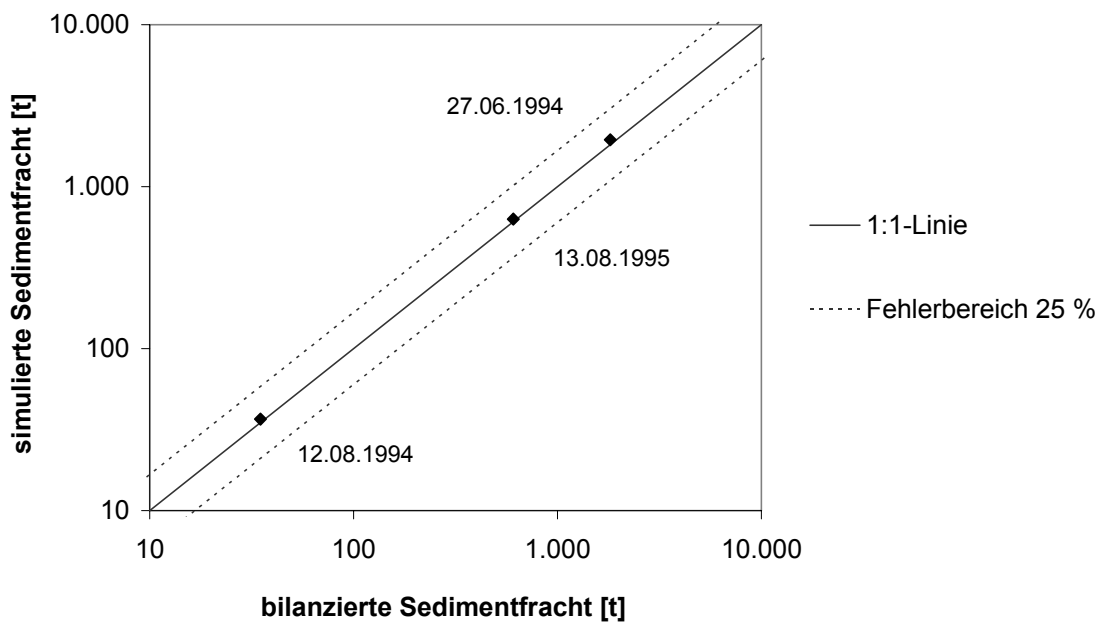


Abbildung 7-18 Vergleich von simulierter und bilanzierter Sedimentfracht am Pegel Menzingen für angepasste Abflussganglinien.

Für alle Ereignisse stimmen die Simulationsergebnisse sehr gut mit den bilanzierten Sedimentfrachten überein. Die Frachten werden nur geringfügig (3,8-7,4 %) durch die Simulation überschätzt (Tabelle 7-13). Allerdings sind die bilanzierten Frachten am Pegel Menzingen ebenfalls mit sehr hohen Unsicherheiten behaftet, so dass eine Anpassung der Modellparameter nicht erforderlich ist bzw. auch nicht gerechtfertigt wäre. Der Fehlerbereich für die bilanzierten Sedimentfrachten ist für die drei Ereignisse unterschiedlich hoch. Den geringsten Fehler weist das Ereignis am 12.08.1994 auf, da es vollständig am Pegel Menzingen beprobt werden konnte und die Messdaten die Grundlage für die Bilanzgleichung bei Abflüssen $< 1.000 \text{ l/s}$ bilden (Gleichung 5-2). Wie in Abschnitt 5.2.3 bereits beschrieben, sind beide großen Ereignisse mit höheren Unsicherheiten behaftet. Der mittlere Messfehler kann für alle Ereignisse deshalb nur grob geschätzt werden und wurde in Abbildung 7-18 mit 25 % angesetzt.

Abbildung 7-19 zeigt beispielhaft für das Ereignis am 27.06.1994 die flächenspezifischen Erosions- und Depositionsraten für die Hangsegmente im Einzugsgebiet des Pegels Menzingen. Insbesondere auf den erosionsanfälligen Mais-, Rüben- und Sonnenblumenkulturen (vgl. Abbildung 7-14) kommt es zu hohen Abtragsraten. Dabei treten auf den steilen und häufig konvex geformten Osthängen des Einzugsgebietes die höchsten Abtragsraten auf. Für die Getreideflächen im Nordosten sowie im Westen des Einzugsgebietes werden erwartungsgemäß niedrigere Abtragsraten berechnet. Tabelle 7-14 sind die mittleren spezifischen Abtragsraten der häufigsten Kulturarten zu entnehmen. Der Mittelwert für Getreide liegt mit $0,8 \text{ kg/m}^2$ deutlich unter dem von Mais, Rüben und Sonnenblumen mit $2,0\text{--}2,5 \text{ kg/m}^2$. Der Wert für Sonnenblumen ist am höchsten, da diese Kulturart 1994 teilweise an den steilen Osthängen angebaut wurde. Bei den Flächen mit keiner bzw. nur sehr geringer Erosion handelt es sich um Grünland oder Wald (vgl. Abbildung 7-14).

Tabelle 7-14 Arithmetisches Mittel und Standardabweichung der spezifischen Abtragsraten für die häufigsten Kulturarten der drei größten Ereignisse.

Abtragsrate [kg/m^2]	Getreide	Mais	Rüben	Sonnenblumen
27.06.1994	$0,83 \pm 2,39$	$2,00 \pm 3,56$	$2,17 \pm 3,85$	$2,45 \pm 7,86$
12.08.1994	$0,02 \pm 0,08$	$0,04 \pm 0,11$	$0,06 \pm 0,15$	$0,07 \pm 0,33$
13.08.1995	$0,59 \pm 2,66$	$0,86 \pm 2,30$	$0,30 \pm 0,86$	$0,47 \pm 1,18$

Insgesamt wurden bei dem Ereignis 26 % des erodierten Bodenmaterials wieder abgelagert. Ausgeprägte Depositionsflächen befinden sich auf den Verebnungsflächen in der Nähe des Gerinnenetzes sowie in den flacheren Bereichen komplexer Hanggeometrien (Abbildung 7-19 rechts).

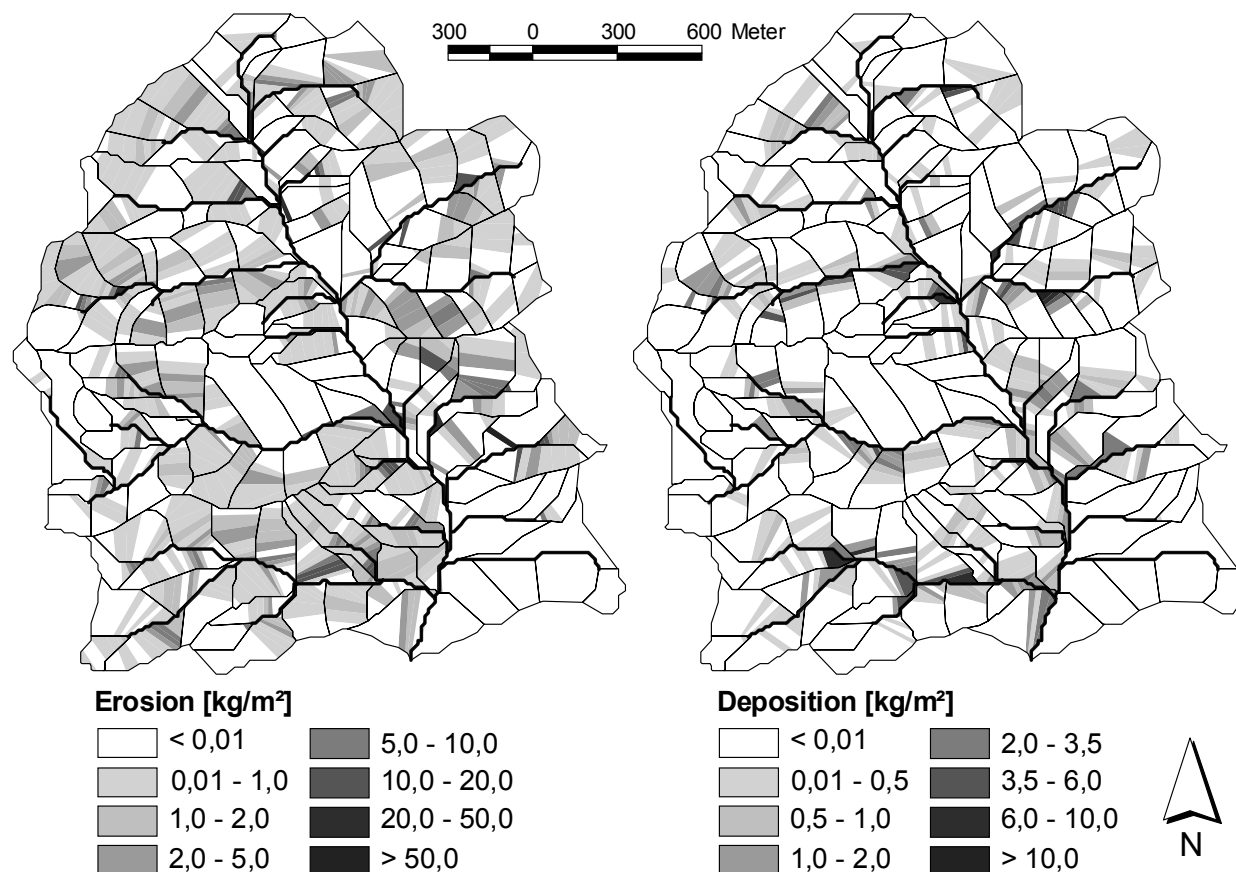


Abbildung 7-19 Simulationsergebnis für die flächenspezifischen Erosions- und Depositionsraten in kg/m² für das Erosionsereignis am 27.06.1994 im Einzugsgebiet des Pegels Menzingen.

Die Verteilung der Landnutzung im Einzugsgebiet hat einen hohen Einfluss auf das Erosions- und Depositionsgeschehen. Betrachtet man das Ereignis am 13.08.1995, so wird auf den Getreideflächen die zweithöchste mittlere Abtragsrate berechnet (Tabelle 7-14). In der Vegetationsperiode 1995 wurde auf den steilen Osthängen Getreide angebaut. Infolge der gefährdeten Lage finden somit im Mittel auf den Getreideflächen höhere Abträge statt als auf den eigentlich erosionsanfälligeren Kulturarten Mais und Sonnenblumen, die 1995 überwiegend in flachen Bereichen lagen.

Abbildung 7-20 zeigt für alle Ereignisse die Verhältnisse von erodiertem und sedimentiertem Bodenmaterial. Für den 13.08.1995 wurde mit 12 % eine im Vergleich zu dem Ereignis am 27.06.1994 nur etwa halb so hohe Gesamtdepositionsrate im Gebiet berechnet. Eine Analyse des Abtragsgeschehens auf den Einzelhängen ergibt, dass das Abtragsgeschehen 1995 überwiegend auf den erosionsgefährdeten konvergen Hängen im Osten des Gebietes stattfand. Da diese keine Depositionsfläche am Hangfuß aufweisen, wurde nur ein geringer Teil des erodierten Bodenmaterials im Gebiet wieder abgelagert.

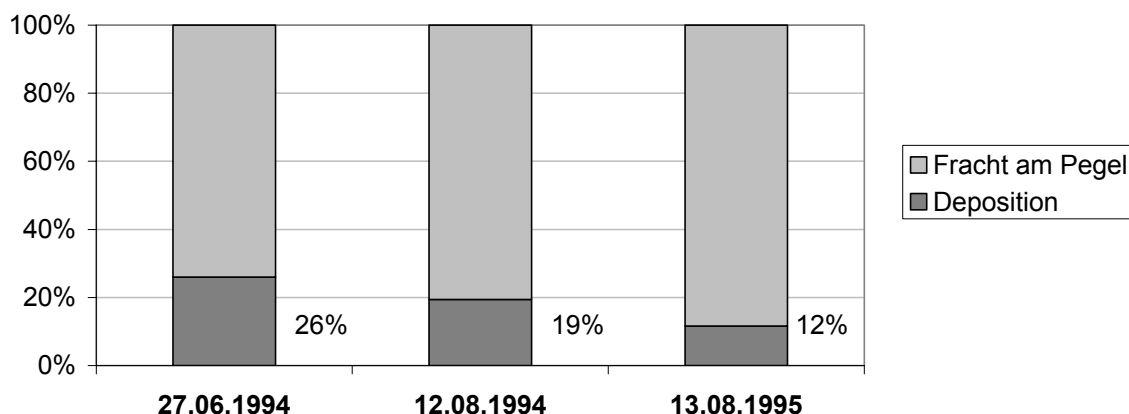


Abbildung 7-20 Prozentuale Anteile des sedimentierten Bodenmaterials für die drei größten Ereignisse.

In Tabelle 7-15 sind die berechneten Korngrößenspektren am Pegel Menzingen für die drei Ereignisse zusammen gestellt. Im Vergleich zum Korngrößenspektrum der Oberböden in Tabelle 7-9 zeigt sich eine tendenzielle Anreicherung der feinen Fraktionen Ton und Feinschluff bei gleichzeitiger Abreicherung der Grobschluff- und Sandfraktionen. Bei dem Vergleich muss berücksichtigt werden, dass die ackerbauliche Nutzung vorwiegend auf den Lössböden (Lu, UI3 und UI4) stattfindet. Die Anreicherung der feinen Fraktionen ist für das Ereignis am 13.08.1995 etwas geringer, da, wie bereits beschrieben, ein vergleichsweise kleinerer Anteil des abgelösten Bodenmaterials wieder abgelagert wurde.

Tabelle 7-15 Korngrößenspektrum des Sediments am Pegel Menzingen für die drei großen Ereignisse (Ergebnis der Simulation).

Ereignis	Ton [%]	Schluff			Sand			
		FU [%]	MU [%]	GU [%]	FFS [%]	FS [%]	MS [%]	GS [%]
27.06.1994	33,4	9,0	19,7	34,2	1,8	0,5	1,3	0
12.08.1994	32,5	9,2	19,3	34,8	2,0	0,6	1,7	0
13.08.1995	29,9	9,0	20,7	35,8	2,1	0,7	1,8	0

7.4.3 Diskussion der Erosionsmodellierung für das Einzugsgebiet

Mit den Prozessansätzen für Ablösung, Transport und Deposition sowie der Parametrisierung der maßgeblichen Zustandsgrößen wird mit dem Modell *CAFLOW-SED* eine sehr gute Vorhersage des Erosionsgeschehens im Weiherbachgebiet für große Niederschlagsereignisse erzielt. Voraussetzung ist jedoch die plausible Abbildung

des Oberflächenabflusses. Eine Validierung der Einzelprozesse Ablösung, Transport und Deposition ist nicht explizit möglich, da die Sedimentfracht am Pegel Menzingen das integrale Geschehen im gesamten Einzugsgebiet repräsentiert. Allerdings wird mit der Simulation für unterschiedliche Starkregenereignisse eine sehr gute Näherung an die beobachteten Sedimentfrachten erreicht. Es kann deshalb geschlossen werden, dass die Teilprozesse sowie die zeitliche und räumliche Variation der Parameter in der richtigen Größenordnung erfasst werden. Somit können die folgenden Schlussfolgerungen gezogen werden:

Ablösung

Der Ansatz zur Ablösung von Bodenpartikeln wurde bereits in Abschnitt 7.2.4 auf Basis der Berechnungsversuche validiert. Die bei der Simulation einzelner Versuche beobachteten Differenzen zwischen gemessenen und simulierten Abtragsraten für geschätzte Erosionswiderstände gleichen sich auf dem Gebietsmaßstab aus.

Transportkapazität

Eine Anpassung bzw. Skalierung des Transportkapazitätsansatzes (PROSSER & RUSTOMJI, 2000 und Abschnitt 3.3.1.3) ist nicht erforderlich, da die beobachteten Frachten durch die Simulation nicht signifikant über- oder unterschätzt werden, sondern im Fehlerbereich der Messgenauigkeit liegen (Abbildung 7-18). Allerdings ist für die Modellierung des Transportgeschehens bei dem gewählten Ansatz für den fraktionsweisen Transport eine detaillierte Beschreibung des Korngrößenspektrums erforderlich. Prinzipiell wird die Simulation genauer, wenn mehr Kornklassen berücksichtigt werden. Bei der Gebietssimulation konnte eine Differenzierung in 8 Fraktionen vorgenommen werden, da entsprechende Daten für das Weiherbachgebiet vorlagen (Tabelle 7-9). Um zu prüfen, ob eine Vereinfachung des Kornspektrums für die Böden im Weiherbachgebiet möglich ist, wurden die 3 großen Ereignisse parallel mit dem in der Bodenkundlichen Kartieranleitung angegebenen Spektrum (Tabelle 7-8), bei dem nur die Fraktionen Ton, Schluff und Sand unterschieden werden, simuliert. Es zeigte sich, dass die auf Basis von 8 bzw. 3 Kornfraktionen berechneten Frachten am Pegel Menzingen nahezu übereinstimmen (Tabelle 7-16).

Tabelle 7-16 Vergleich der Sedimentfrachten am Pegel Menzingen auf Basis der Simulation mit 8 (Tabelle 7-9) bzw. 3 Korngrößen (Tabelle 7-8).

	27.06.1994	12.08.1994	13.08.1995
Simulation mit 8 Korngrößen	1.949 t	37 t	630 t
Simulation mit 3 Korngrößen	1.954 t	37 t	626 t

Die Maxima im Grobschluff- und Feinsandbereich des detaillierten Kornspektrums gleichen sich für die Lössböden offensichtlich aus, so dass mit dem vereinfachten Kornspektrum eine gute Näherung an das detaillierte Spektrum erreicht wird. Aus diesem Ergebnis kann jedoch *nicht* geschlossen werden, dass für alle Böden eine generelle Vereinfachung der Kornspektren möglich ist. Diese ist von der jeweiligen Bodenart abhängig und muss überprüft werden.

In Abschnitt 3.3.2.5 wurde eine maximale Obergrenze für die Sedimentkonzentration definiert, um eine Berechnung von unplausiblen Konzentrationen, die bei dem gewählten Transportansatz theoretisch möglich sind, zu vermeiden. Bei der Gebietssimulation zeigte sich jedoch, dass aufgrund der seltenen Konstellationen von Hanggeometrie, Erosionswiderstand und hydrologischen Bedingungen, die zu einer Berechnung hoher Konzentrationen führt, nur eine geringe Abhängigkeit der Ergebnisse von der Höhe des gewählten Grenzwertes besteht.

Deposition

Für die simulierten Starkniederschlagsereignisse wurden Depositionsraten zwischen 12 und 26 % ermittelt. BEUSELINCK ET AL. (2000) beobachteten in zwei kleinen mit dem Weiherbachgebiet vergleichbaren Einzugsgebieten in Zentral- und Ostbelgien (250 und 290 ha) ähnliche Depositionsraten von 25 bzw. 40 % bei starken Sommergewittern (16 mm/15 min und 49 mm/30 min). Beide Einzugsgebiete sind bei maximalen Gefällen der Hänge von 17-20 % überwiegend mit Lössböden bedeckt und werden zu 85 bzw. 90 % landwirtschaftlich genutzt.

Erosions- und Depositionsprozesse im Gerinnenetz wurden bei der Simulation vernachlässigt. Bei Starkniederschlagsereignissen kann davon ausgegangen werden, dass ausreichend Transportkapazität in den Gerinnen vorhanden ist, so dass es nicht zu einer Ablagerung von Sedimentpartikeln kommt. Eine Erosion der Gerinnesohle wäre theoretisch möglich, aber sie ist im Vergleich zum Sedimentbeitrag der Flächen gering. Auch STEEGEN ET AL. (2000) stellten keine geomorphologische Aktivität der Gerinne in den bereits beschriebenen kleinen Lösseneinzugsgebieten in Belgien bei starken Niederschlagsereignissen fest. Für die Bestimmung des ereignisbezogenen Bodenabtrags in kleinen Einzugsgebieten sind die zeitlichen Verläufe des Sedimenttransports im Gerinne somit nicht relevant.

Mit dem validierten Simulationsmodell ist jetzt eine zuverlässige, räumlich und zeitlich differenzierte Modellierung der Prozesse möglich und somit ein Instrumentarium gegeben, das die Untersuchung von Szenarien erlaubt, die messtechnisch nicht bzw. nur mit sehr großem Aufwand realisiert werden könnten.

7.5 Ausgewählte Szenarioberechnungen

Im diesem Abschnitt werden auf Basis der validierten Gebietssimulation exemplarische Szenarioberechnungen mit *CATFLOW-SED* vorgestellt. Untersucht werden die Auswirkung von Änderungen der Landnutzung, der Bewirtschaftungspraxis und der Niederschlagsintensität auf das Erosionsgeschehen.

Bei einer Betrachtung von Szenarien kann zudem die Reaktion des Modells auf Änderungen der Eingangsparameter bewertet werden. Aufgrund der komplexen Wechselwirkungen der Parameter bei prozessbasierten Modellen ist eine Sensitivitätsstudie für Einzelparameter nicht aussagekräftig (MORGAN & QUINTON, 2001). Auf Basis von Szenarioberechnungen kann aber überprüft werden, ob das Simulationsergebnis mit erwarteten bzw. prognostizierten Trends in der Literatur konsistent ist.

7.5.1 Änderung des Landnutzungsmusters

Die räumliche Organisation der Landnutzung hat einen großen Einfluss auf das Erosions- und Depositionsgeschehen. Durch eine optimierte Verteilung kann der Sedimenteintrag deutlich reduziert werden (BEUSELINCK ET AL., 2000). Auf Basis der gegebenen Landnutzungsanteile für das größte beobachtete Ereignis am 27.06.1994 wurde ein „Best-“ und „Worstcase“-Szenario für das Weiherbachgebiet entwickelt.

Zunächst wurde anhand einer Vorsimulation eine Risikokarte zur Identifizierung der erosionsanfälligen Bereiche erstellt. Hierzu wurde angenommen, dass alle Flächen frisch gegrubbert wurden und keine Vegetation aufweisen (Rauheit $n = 0,044 \text{ s/m}^{1/3}$, vgl. Anhang A.13). Am Pegel Menzingen ergibt sich dann eine Sedimentfracht von 4.589 t. Diese ist um den Faktor 2,5 höher als die tatsächlich beobachtete Fracht bei gegebener Landnutzung (Tabelle 7-13). Abbildung 7-21 (links) zeigt die resultierenden flächenspezifischen Abtragsraten. Diese hängen jetzt nur von der Topographie, der Bodenart und dem hydrologischen Geschehen auf den Hängen ab. Ein Vergleich mit der Topographie des Einzugsgebietes (Abbildung 7-21 rechts) zeigt, dass erwartungsgemäß in den steilen Bereichen der Osthänge die höchsten Erosionsraten auftreten. Für das Szenario wurden die in Abschnitt 7.4.2.1 angepassten Makroporositätsfaktoren beibehalten. Trotzdem hat sich bei der Simulation ohne Vegetation der Oberflächenabfluss im Vergleich zum Ergebnis bei tatsächlicher Landnutzung um 9 % erhöht, was auf die vorgegebene niedrige Oberflächenrauheit zurückzuführen ist (vgl. Abschnitt 7.1). Auf Basis der Risikokarte wurden die Landnutzungskategorien innerhalb der vorgegebenen Schlaggrenzen für die Szenarien neu angeordnet. Die prozentualen Anteile der Kategorien entsprechen dabei der in Tabelle 7-6 gegebene-

nen Verteilung für die Vegetationsperiode 1994. Zudem wurde in beiden Szenarien die Lage der Waldflächen sowie die der Wiesen im Bereich von Höfen beibehalten.

Für das „**Bestcase**“-Szenario wurde das Grünland auf den stark erosionsgefährdeten Flächen im Osten des Gebietes angeordnet. Den nicht ganz so steilen Hangabschnitten, die aber ebenfalls ein erhöhtes Erosionsrisiko besitzen, wurde Getreide zugewiesen, während die Kulturarten Mais, Rüben und Sonnenblumen in Bereiche mit geringem Gefälle und somit geringem Erosionsrisiko verschoben wurden. Abbildung 7-22 (oben) zeigt das resultierende Landnutzungsmuster.

Im „**Worstcase**“-Szenario wurden die stark erosionsgefährdeten Kulturarten auf die steilen Hänge verteilt, während Grünland und Getreide auf den flachen Bereichen angeordnet wurde (Abbildung 7-22 unten). In der gegebenen Landnutzungsverteilung waren die am stärksten erosionsanfälligen Südosthänge sowie einige weitere steile Böschungen mit Grünland bedeckt. Diese Anordnung wurde auch im „**Worstcase**“-Szenario beibehalten, da es unwahrscheinlich ist, dass diese Hänge ackerbaulich genutzt werden.

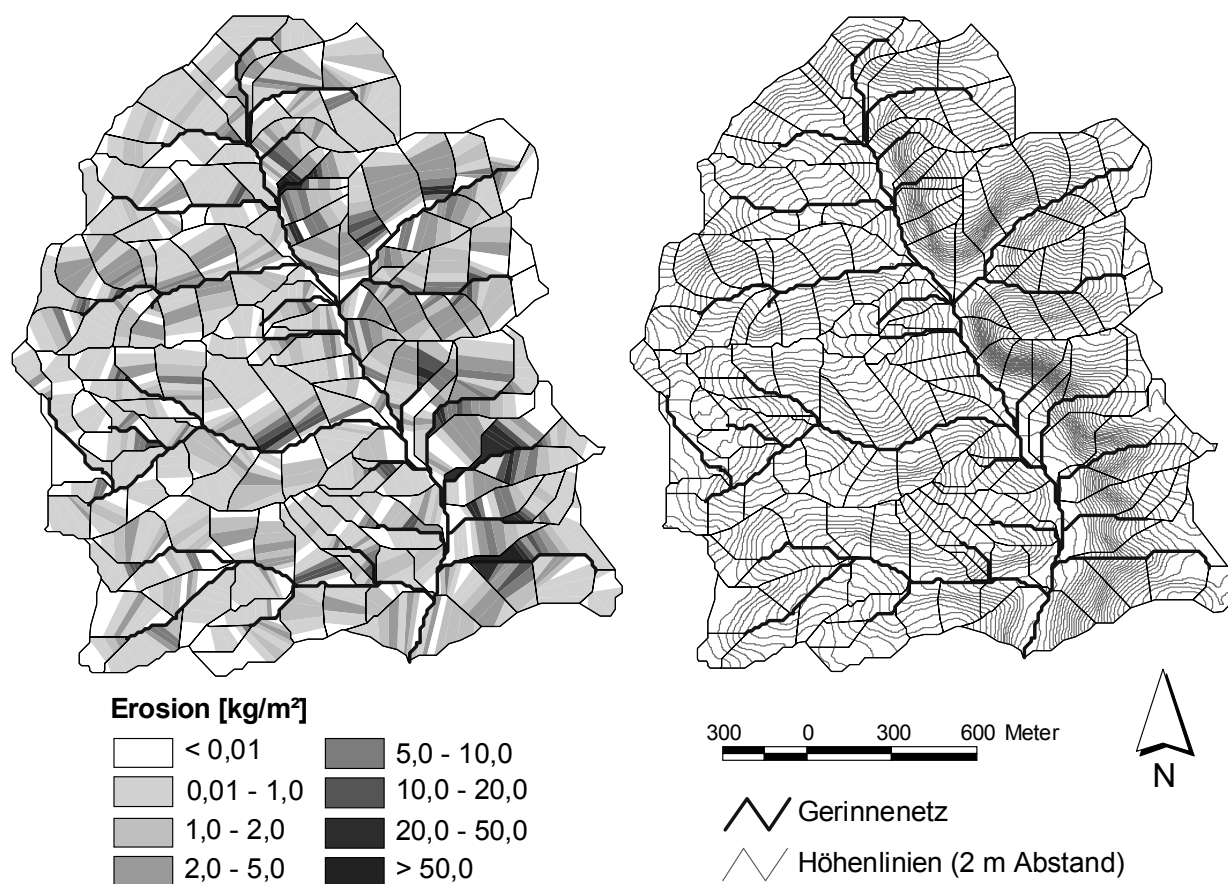
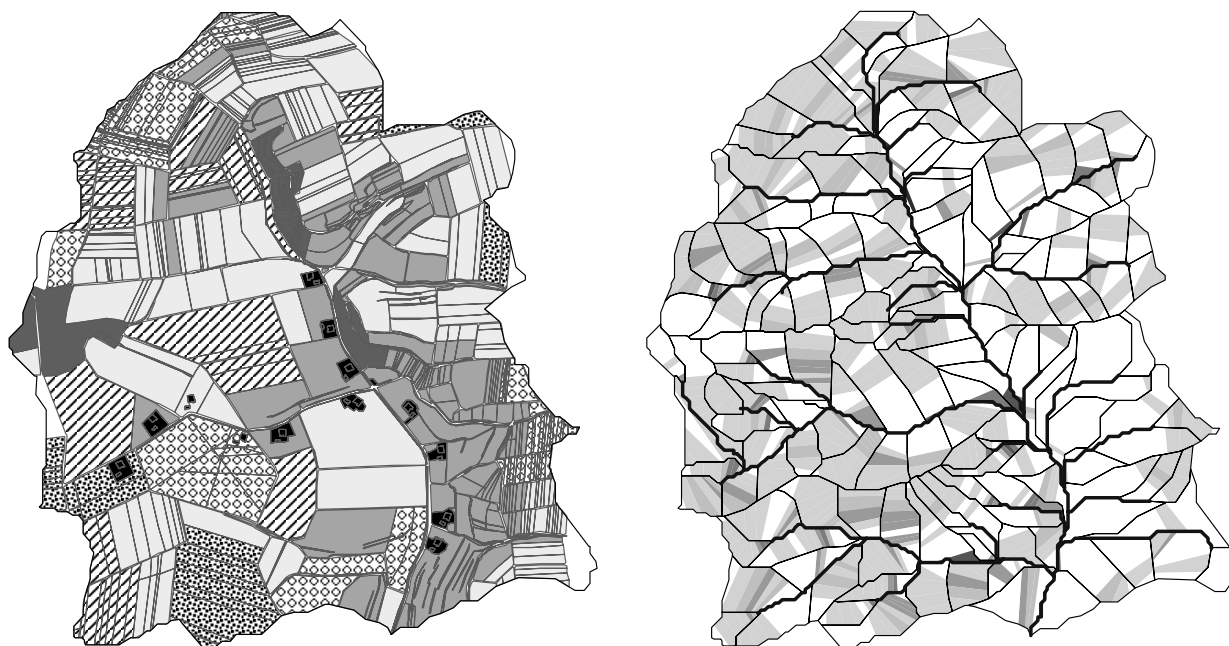
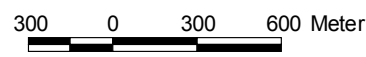
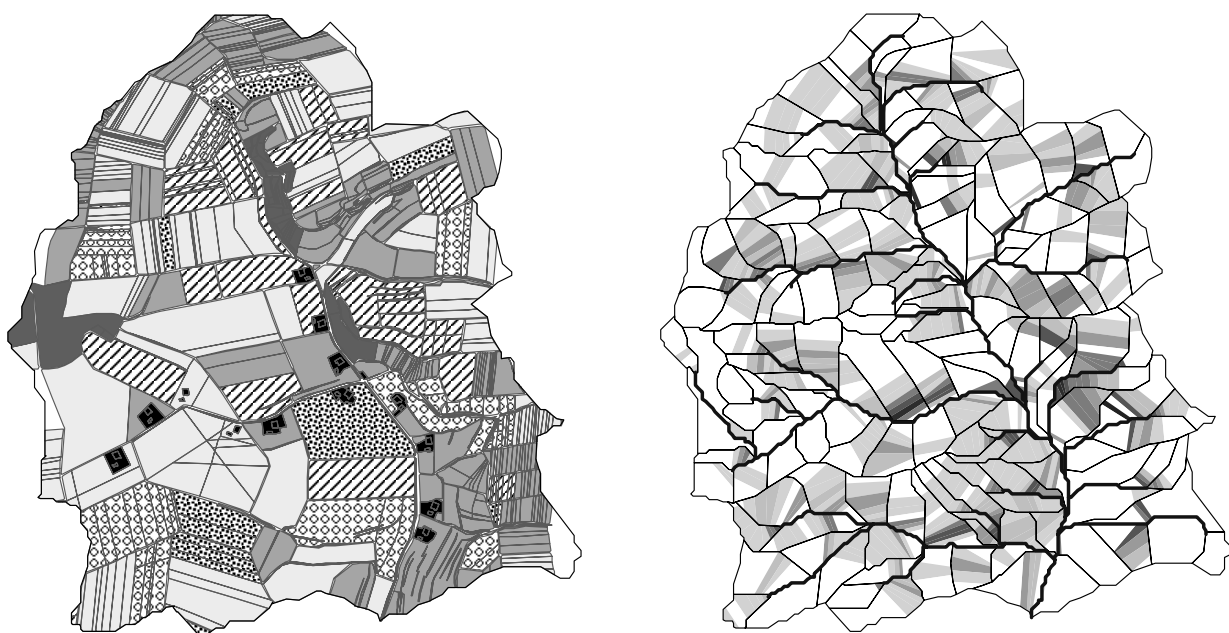


Abbildung 7-21 Berechnete Abtragsraten (Ereignis 27.06.1994) für frisch gegrubberte Flächen (links) und Topographie des Einzugsgebietes (rechts).

„Bestcase“



„Worstcase“



Landnutzung

- Gerinnenetz
- Wald
- Wiese/Weide
- versiegelt
- Getreide/Gemüse
- Mais
- Futter-/Zuckerrüben
- Sonnenblumen

Erosion [kg/m²]

- < 0,01
- 0,01 - 1,0
- 1,0 - 2,0
- 2,0 - 5,0
- 5,0 - 10,0
- 10,0 - 20,0
- 20,0 - 50,0
- > 50,0



Abbildung 7-22 Landnutzungsmuster für das „Bestcase“- und „Worstcase“-Szenario sowie resultierende Abtragsraten (Ereignis 27.06.1994).

Abbildung 7-22 zeigt das Ergebnis der simulierten flächenspezifischen Abtragsraten für die beiden Szenarien. Das „*Bestcase*“-Szenario weist im Vergleich zum „*Worstcase*“ deutlich reduzierte Abtragsraten auf. Für den „*Bestcase*“ beträgt die Sedimentfracht am Pegel Menzingen 1.147 t, während sie im „*Worstcase*“-Fall auf 2.427 t ansteigt. Der Anteil der Deposition liegt beim „*Worstcase*“-Szenario mit 25 % etwa in der gleichen Größenordnung, wie bei gegebener Landnutzungsverteilung (vgl. Abbildung 7-20). Im „*Bestcase*“-Fall werden hingegen 32 % des erodierten Bodenmaterials im Gebiet wieder abgelagert. Bei diesem Szenario sind die steilen konvexförmigen Hänge mit Grünland bedeckt, während das Ackerland auf den flacheren konkaven Hängen angeordnet ist. Durch diese Verteilung findet das Erosionsgeschehen vorwiegend auf Hängen statt, die eine Depositionsfläche aufweisen, so dass die Depositionsrates relativ zum „*Worstcase*“-Szenario steigt.

Bezogen auf die beobachtete Fracht am Pegel Menzingen variiert die simulierte Fracht in Abhängigkeit vom Landnutzungsmuster um den Faktor 0,6 bis 1,3. Alleine durch eine optimale Anordnung des bestehenden Landnutzungsmusters kann der Sedimenteintrag somit um etwa 40 % gesenkt werden. In den beiden Szenarien wurden idealisierte Fallbeispiele gewählt, bei denen auf landwirtschaftliche, ökonomische und eigentumsrechtliche Aspekte verzichtet wurde. Dennoch verdeutlichen beide Szenarien die Relevanz der Landnutzungsverteilung auf das Abtragsgeschehen.

7.5.2 Erosionsmindernde Bearbeitungsverfahren

Neben der Kulturart ist das Erosionsrisiko auf Ackerflächen stark von der Bewirtschaftungspraxis abhängig. Die Standardeinteilung der Bodenbearbeitungsverfahren unterscheidet drei Kategorien (KTBL, 1993, Anhang A.16):

- (1) Die **konventionelle Bearbeitung** umfasst alle Verfahren, in denen die Grundbodenbearbeitung durch ein tiefgreifend-lockerndes und wendendes Pflügen auf der gesamten Feldfläche erfolgt. Dabei werden die auf der Bodenoberfläche befindlichen Pflanzenreste in den Boden eingearbeitet und die Oberfläche bleibt bis zur nächsten Vegetationsperiode ohne Bedeckung (BAEUMER, 1992).
- (2) Unter dem Begriff **konservierende Bearbeitung** werden nicht wendende (pfluglose) Bearbeitungsverfahren zusammengefasst. Wesentliches Kennzeichen ist die Reduzierung der Bearbeitungsintensität nach Art und Tiefe des mechanischen Eingriffs sowie das Belassen von Ernterückständen auf oder nahe der Oberfläche. Dabei wird nach Verfahren mit und ohne Lockerung differenziert. Entweder wird die Grundbodenbearbeitung mit dem Grubber oder ähnlichen Geräten durchgeführt was bei Bedarf auch eine tiefere Lockerung mit sich bringt. Oder es

wird vollständig auf die Grundbodenbearbeitung verzichtet. Im letzten Fall erfolgt die Saatbettbereitung z.B. mit Fräse, Kreiselegge oder Zinkenrotor meist in Kombination mit einem Mulchsaatverfahren (BUCHNER & KÖLLER, 1990; LOIBL, 2006).

(3) Bei der **Direktsaat** wird auf jegliche Bodenbearbeitung verzichtet. Die Aussaat erfolgt in schmalen Furchen zwischen die Stoppel der Vorfrucht (BUCHNER & KÖLLER, 1990).

Ackerbausysteme ohne Pflug werden inzwischen von vielen Landwirten erfolgreich angewendet (LINKE, 2006). Die Verbreitung konservierender Bearbeitungsverfahren ist in Deutschland regional jedoch sehr unterschiedlich. Während im Jahr 2003 in Bayern ca. 4 % der Ackerfläche mit Mulchsaat bewirtschaftet wurde, waren es in Baden-Württemberg bereits 14 % (REGIERUNG DER BUNDESREPUBLIK DEUTSCHLAND, 2004: Anhang I). Führend ist jedoch das Land Sachsen mit 32 % Mulchsaatfläche im Jahr 2004 und einer weiterhin steigenden Tendenz (STAATSMINISTERIUM FÜR UMWELT UND LANDWIRTSCHAFT SACHSEN, 2004: 84).

Anders sieht es bei der Direktsaat aus. Während sie in Nord- und Südamerika sowie Australien zu den Standardverfahren gehört, ist ihre Verbreitung in Europa mit etwa 1,8 % der Ackerfläche gering (LINKE, 2006). Zahlreiche Versuche zeigen, dass Erosion durch Wasser oder Wind praktisch ausgeschlossen sind und der Arbeitsaufwand um bis zu 50 % gesenkt werden kann. Diesen Vorteilen stehen bekannte Nachteile gegenüber. Da mit der Bodenbearbeitung auch die mechanische Unkrautbekämpfung entfällt, ist die Direktsaat überhaupt erst seit Einführung der Totalherbizide möglich. Aus der Sicht des Bodenschutzes ist die Frage nach der Unschädlichkeit der chemischen Wirkstoffe und deren Abbau- und Umsetzungsprodukten im Boden nicht endgültig beantwortet (KTBL, 1993). Auch kann es nach mehrjähriger ununterbrochener Direktsaat Probleme geben, die den Erfolg des Verfahrens in Frage stellen, wie z.B. Bodenverdichtungen, die Selektion schwer bekämpfbarer Unkrautarten oder eingeschränktes Keimpflanzenwachstum (BUCHNER & KÖLLER, 1990). Zudem wird ein Teil der positiven Effekte wie ein geringerer Arbeitsaufwand und verbesserter Erosionsschutz bereits durch konservierende Bodenbearbeitung erreicht (LINKE, 2006).

Während die Definition nach KTBL (1993) die Bearbeitungsverfahren nur in Abhängigkeit von der Intensität der Bearbeitung einteilt, wird bei neueren Vorschlägen zur Einteilung der Systeme der in den USA üblichen Vorgehensweise gefolgt und gleichzeitig der Grad der Bodenbedeckung durch eine Mulchauflage einbezogen (z.B. KÖLLER, 2005; LOIBL, 2006). Die Grenze zwischen konventionellen und konservierenden Verfahren wird bei einer Mulchbedeckung von 30 % gezogen. Bei den konventionellen Verfahren wird dann je nach Bodenbedeckung zwischen wendenden und nicht

wendenden Verfahren unterschieden. Hierbei zählt eine tiefe Lockerung mit dem Grubber, die nur wenig Mulchauflage an der Bodenoberfläche belässt, zu den konventionellen Systemen. Die Verfahren der konservierenden Bearbeitung belassen mehr als 30 % Mulchauflage an der Bodenoberfläche und werden in Mulchsaat, Streifensaar und Direktsaat eingeteilt (LOIBL, 2006, Anhang A.16).

Im Weiherbachgebiet wird zwar bei einem Großteil der Kulturarten auf eine wendende Bearbeitung mit dem Pflug verzichtet, allerdings kommen auf allen Flächen tiefgreifende Bodenlockerungsverfahren (z.B. Grubber) zum Einsatz (RITZ, 1996). Dabei verbleiben zwar teilweise Pflanzenreste auf den Flächen, von einer schützenden Mulchauflage kann aber nicht gesprochen werden (RITZ, 1996 und eigene Beobachtungen). Gemäß der Definition nach KTBL (1993) würde ein bedeutender Teil der Fläche im Weiherbachgebiet „konservierend“ bewirtschaftet werden, wenn auch auf der geringsten Stufe. Der hohe beobachtete Bodenabtrag infolge großer Niederschlagsereignisse im Untersuchungsgebiet unterstreicht jedoch, dass durch die angewendeten Bearbeitungsverfahren keine hinreichende Schutzwirkung des Bodens erreicht wird. Deshalb wird hier der Definition von LOIBL (2006) gefolgt, nach der alle im Weiherbachgebiet angewendeten Verfahren zu „konventionellen“ Bearbeitungssystemen zählen.

Im folgenden Szenario wird getestet, ob das Modell in der Lage ist, anhand der gewählten Parametrisierung das Erosionsgeschehen bei einer konservierenden Bodenbearbeitung mit Mulchbedeckung abzubilden. Die Direktsaat wurde aufgrund der geringen Verbreitung in Deutschland nicht berücksichtigt. Zudem wäre eine Modellierung nicht erforderlich, da das Erosionsrisiko praktisch gegen Null geht.

Eine Reduzierung des Bodenabtrags bei konservierender Bearbeitung ist hauptsächlich auf Pflanzenrückstände und die Konsolidierung des Bodens zurückzuführen. Der Schwellenwert für die Ablösung von Bodenpartikeln wird maßgeblich durch den Einfluss von Pflanzenresten erhöht, die den Boden vor dem Niederschlagsangriff schützen und einen Großteil des Strömungsimpulses im Oberflächenabfluss absorbieren (KING ET AL., 1995; KÖLLER, 2005).

Neben der direkten erosionsmindernden Wirkung konservierender Verfahren wird der Bodenabtrag indirekt durch eine Reduzierung des Oberflächenabflusses verringert. In den Abschnitten 7.2.3 und 7.4.2.2 wurde bereits beschrieben, dass die Durchgängigkeit der Makroporen durch eine wendende Bearbeitung bzw. tiefgreifende Lockerung des Oberbodens unterbrochen wird. Bei einer geringeren Bearbeitungsintensität erhöht sich somit das Infiltrationsvermögen (KÖLLER, 2005). Zudem hat die bei konservierenden Bearbeitungsverfahren vorhandene Mulchauflage eine positive Wirkung

auf die Wurmpopulationen. Zum Einen ist das Futterangebot größer, als beim Unterpflügen der Pflanzenreste und zum Anderen wird der Boden vor dem Austrocknen geschützt, was zu feuchteren und kühleren Bedingungen führt, die von Regenwürmern bevorzugt werden (SHIPITALO & BUTT, 1999). Die Mulchauflage vermindert außerdem eine Verschlammung des Oberbodens, da die Aggregate vor dem Tropfenaufrall geschützt werden (SCHRÖDER, 2000).

Den beschriebenen Phänomenen wird im Modell durch Anpassung des Erosionswiderstandes, Bodenbedeckungsgrades und Makroporositätsfaktors Rechnung getragen. Hierzu müssen Parameter aus anderen Untersuchungen übertragen werden, da im Weiherbachgebiet keine Experimente zu konservierenden Bearbeitungsverfahren vorliegen. GERLINGER (1997: 170ff) berichtet über Beregnungsversuche im Rahmen des Erosionsmessprogramms Sachsen auf einer lössbedeckten Hangfläche des Versuchsgutes Methau (Sachsen). Ein Hang wurde alternierend in der Fruchtfolge Zuckerrüben-Weizen-Gerste in Gefällerrichtung kultiviert, wobei ein Bereich konventionell (Pflug und Saatbettbereitung mit Egge) und einer konservierend (Zinkenrotor) bearbeitet wurde. Während die konventionell bearbeiteten Flächen Rauheiten und Bodenabträge aufwiesen, die in der Größenordnung des im Weiherbachgebiet ermittelten Wertespektrums lagen, wurden für die mit dem Zinkenrotor bearbeiteten Flächen höhere Rauheiten (Tabelle 7-17) und deutlich reduzierte Bodenabträge (GERLINGER, 1997: 173) beobachtet.

Für die Simulation des Erosionsgeschehens bei konservierenden Bearbeitungsverfahren wurde eine Anpassung der Erosionswiderstände auf Basis der Rauheit und des Tongehaltes mit Gleichung 6-12 vorgenommen. Tabelle 7-17 sind die mittleren Rauheiten und deren Schwankungsbreite für konventionell und konservierend bewirtschaftete Flächen der Kulturarten Getreide und Rüben zu entnehmen. Auf Basis der Rauheiten ergibt sich nach Gleichung 6-12 unter Annahme eines mittleren Tongehaltes von 20 % ein mittlerer Erosionswiderstand von 5,39 N/m² für Rüben bzw. 7,55 N/m² für Getreide (Tabelle 7-17).

Tabelle 7-17 Oberflächenrauheiten bei konventioneller und konservierender Bewirtschaftung für Beregnungsversuche in Sachsen (GERLINGER, 1997: 172) und resultierende Erosionswiderstände (auf Basis von Gleichung 6-12).

Kulturart (Anzahl der Versuche)	Konventionell (Pflug und Egge)		Konservierend (Zinkenrotor)	
	n [s/m ^{1/3}]	f_{crit} [N/m ²]	n [s/m ^{1/3}]	f_{crit} [N/m ²]
Getreide (4)	0,13 (0,06-0,16)	2,62 (1,43-3,23)	0,40 (0,25-0,50)	7,55 (4,85-9,34)
Rüben (2)	0,03 (0,03-0,04)	0,94 (0,89-1,07)	0,28 (0,22-0,34)	5,39 (4,31-6,47)

Zur Plausibilisierung der berechneten Erosionswiderstände wurden Literaturdaten von KING ET AL. (1995) herangezogen. Die Autoren ermittelten die kritische Schubspannung (vergleichbar mit dem Erosionswiderstand) auf Untersuchungsflächen mit einer Mais-Sojabohnen-Fruchtfolge, die mit und ohne Pflug bewirtschaftet wurden. Die Bodenart weist ein Maximum im Schluffbereich auf und ist mit den Bodenarten im Kraichgau vergleichbar (21-26 % Ton, 70-73 % Schluff, 5-6 % Sand). Bei Bearbeitung mit dem Pflug geben die Autoren einen Wert von 1,9 N/m² für die kritische Schubspannung zur Ablösung von Bodenpartikeln an. Bei konservierender Bewirtschaftung steigt die kritische Schubspannung auf 7,1 N/m². Die auf Basis von Gleichung 6-12 berechneten Erosionswiderstände für konservierend bewirtschaftete Flächen (Tabelle 7-17) liegen somit in einer plausiblen Größenordnung.

Im ersten Simulationslauf wurden für die Kulturarten im Weiherbachgebiet die für konservierende Bearbeitung extrapolierten Erosionswiderstände zu Grunde gelegt (Regionalisierung auf Basis von Gleichung 6-12). Den Mais- und Sonnenblumenflächen wurden aufgrund der ähnlichen Anbauweise die Werte für die Kulturart Rüben zugewiesen. Weiterhin wurde angenommen, dass der Oberboden zu 50 % durch eine Mulchauflage vor dem Tropfenaufrall geschützt wird. Tabelle 7-18 zeigt die resultierenden mittleren Erosionsmengen und deren Schwankungsbreiten (berechnet auf Basis der Schwankungsbreite der Erosionswiderstände) für die drei großen beobachteten Ereignisse im Einzugsgebiet. Das Reduktionspotenzial ist in Abbildung 7-23 dargestellt. Im Vergleich zur beobachteten Fracht wurde die Erosionsmenge bei der Simulation um 75 % (27.06.1994), 95 % (12.08.1994) und 89 % (13.08.1995) vermindert. Die Abnahme ist hauptsächlich auf die im Gegensatz zur konventionellen Bewirtschaftung höheren Erosionswiderstände zurückzuführen. Dabei nimmt der prozentuale Grad der Reduktion für die kleineren Ereignisse zu, da der Erosionswiderstand bei konservierender Bearbeitung, insbesondere für das kleinste Ereignis am 12.08.1994, nur noch ganz selten überschritten wird.

Tabelle 7-18 Simulationsergebnisse für den Bodenabtrag im Weiherbachgebiet bei Annahme einer konservierenden Bodenbearbeitung im Vergleich zur beobachteten Fracht am Pegel.

	27.06.1994	12.08.1994	13.08.1995
Bilanzierte Fracht am Pegel	1.815 t	35 t	607 t
Simulationsergebnis	447 (333-596) t	1,6 (1,1-2,1) t	69 (55–100) t

Dieser erste Simulationslauf wurde mit den für die Gebietssimulation unveränderten Makroporositäten (Abschnitt 7.4.2.1) durchgeführt. Das Infiltrationsgeschehen wird

somit nur durch die höhere Oberflächenrauheit beeinflusst, was zu einer geringfügigen Abnahme des Oberflächenabflusses führt. Im nächsten Schritt wurde auf den Ackerflächen der Makroporositätsfaktor erhöht, um den Einfluss der konservierenden Bearbeitungsverfahren auf das Infiltrationsgeschehen zu berücksichtigen. Bei den für die Parameterschätzung zu Grunde liegenden Beregnungsversuchen war das Infiltrationsvermögen der Böden bei konservierender Bearbeitung meist mehr als doppelt so hoch (GERLINGER, 1997: 173). Auch LAMBERT (2002: 28) berichtet auf Basis von Beregnungsversuchen im Kraichgau, dass der Oberflächenabfluss auf Zuckerrübenschlägen um bis zu 65 % vermindert werden kann, wenn von einer wendenden Bearbeitung auf konservierende Mulchbewirtschaftung umgestellt wird.

Bei der Simulation wurden verschiedene Makroporositäten getestet. Der Oberflächenabfluss nimmt bei einer Erhöhung der Makroporositätsfaktoren gemäß einer Potenzfunktion ab, da das Infiltrationsvermögen der Böden nicht beliebig steigerbar ist. Tabelle 7-19 zeigt das Simulationsergebnis für die Ereignisse bei einer Erhöhung der Makroporositätsfaktoren auf den Ackerflächen um 50 %. Für beide Ereignisse im Jahr 1994 wird der Oberflächenabfluss auf Basis dieser Annahme um etwa 40 % vermindert. Diese Reduktion des Abflusses erscheint im Vergleich zu den oben beschriebenen Beobachtungen bei Beregnungsversuchen plausibel, wenn berücksichtigt wird, dass die Makroporositäten der anderen Flächennutzungen (Grünland, Wald) nicht verändert wurden. Bei dem Ereignis am 13.08.1995 wird eine geringere Abflussreduktion erzielt. Die Ursache hierfür ist in der bereits höheren Makroporosität der Ausgangssituation zu sehen (vgl. Abschnitt 7.4.2.1).

Tabelle 7-19 Simulationsergebnisse für Abfluss und Erosion bei Berücksichtigung von höheren Makroporositäten bei konservierender Bodenbearbeitung.

Berücksichtigung der Makroporosität	27.06.1994		12.08.1994		13.08.1995	
	Abfluss	Erosion	Abfluss	Erosion	Abfluss	Erosion
f_{mak} nicht erhöht	25.280 m ³	447 t	781 m ³	1,6 t	14.602 m ³	69 t
f_{mak} um 50 % erhöht	15.257 m ³	181 t	483 m ³	0,1 t	12.527 m ³	65 t

In Abbildung 7-23 sind die resultierenden Reduktionsraten für den Bodenabtrag dargestellt. Bezogen auf die beobachtete Fracht am Pegel Menzingen wird jetzt auch für die beiden großen Ereignisse eine Reduktion des Bodenabtrags von etwa 90 % erreicht. Dieses Minderungspotenzial entspricht dem bei vergleichenden Beregnungsversuchen auf konventionell und konservierend bewirtschafteten Flächen beobachteten Maß (GERLINGER, 1997; MICHAEL, 2001; LAMBERT, 2002). Die Simulationsergebnisse stimmen somit sehr gut mit prognostizierten Trends überein.

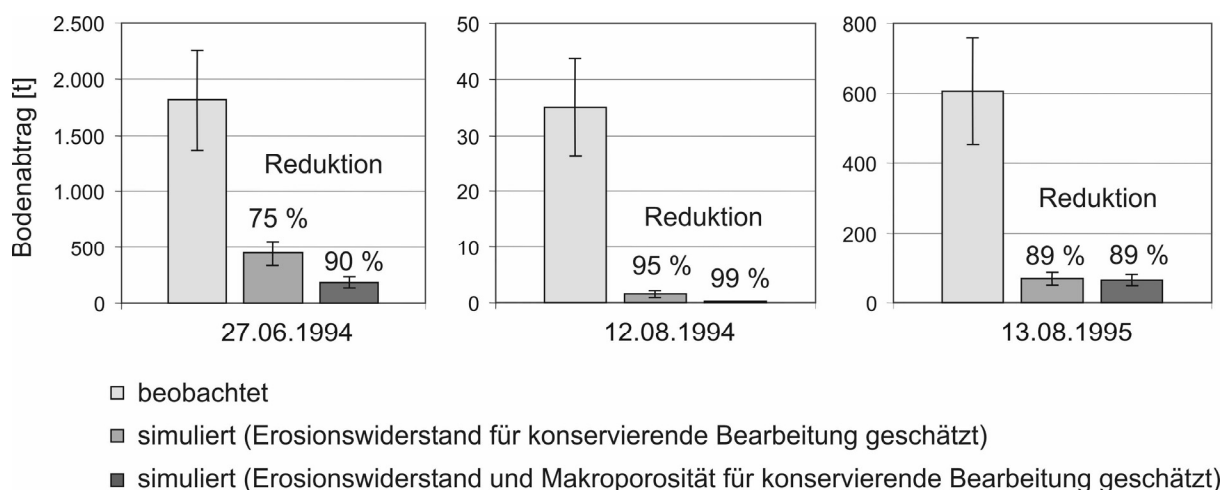


Abbildung 7-23 Beobachtete Sedimentfracht am Pegel Menzingen im Vergleich zum simulierten Bodenabtrag bei konservierender Bewirtschaftung.

7.5.3 Änderung der Niederschlagsintensität bei Starkregenereignissen

Das Klimagremium der Vereinten Nationen (Intergovernmental Panel on Climate Change) geht für die meisten Regionen der Erde von einer Zunahme der Häufigkeit von Starkniederschlagsereignissen infolge der Erwärmung und höheren Luftfeuchte aus (ICCP, 2007). Neben der Zunahme von Hochwasserereignissen steigt ebenfalls das Erosionsrisiko (UBA, 2006). Verschiedene Studien untersuchten anhand von Modellrechnungen die Auswirkungen unterschiedlicher Klimaszenarien auf das Erosionsgeschehen und stellten eine deutliche Erhöhung des Bodenabtrags fest (SAUERBORN ET AL., 1999; SWCS, 2003; ZHANG ET AL., 2005; O'NEAL ET AL., 2005).

In Süddeutschland nehmen im Winterhalbjahr die mittleren Niederschlagssummen zu, während es im hydrologischen Sommerhalbjahr regional überwiegend zu kleinen Abnahmen kommt (KLIWA, 2006). Für extreme Starkniederschläge sind Aussagen zu Trends hingegen schwierig, da seltene Ereignisse statistisch schlecht erfasst werden können. Zudem befinden sich die Modelle für konvektive Ereignisse derzeit noch in der Entwicklungsphase (OcCC, 2003). Entsprechend liegen noch keine verlässlichen Modellanalysen für Baden-Württemberg aus dem Kooperationsvorhaben KLIWA (Klimaveränderung und Konsequenzen für die Wasserwirtschaft) zur Entwicklung von Kurzzeitniederschlägen vor. Aus heutiger Sicht kann jedoch die qualitative Aussage getroffen werden, dass die Ereignisse im Sommer, trotz abnehmender Niederschlagshöhen im Sommerhalbjahr, in Zukunft heftiger werden. Mit quantitativen Ergebnissen ist jedoch frühestens Ende 2008 zu rechnen (persönliche Mitteilung: KOLOKOTRONIS, 2007).

Im Weiherbachgebiet geht von Niederschlagsereignissen mit hoher Intensität im Frühjahr und Sommer die größte Erosionsgefahr aus. Lang anhaltende Ereignisse im Winter führen zwar zu vermehrtem Abfluss, aufgrund der geringen Intensitäten aber nicht zu hohen Bodenabträgen. Eine Veränderung des Erosionsrisikos ist deshalb in erster Linie durch stärkere Sommergewitter zu erwarten. Modellrechnungen für andere Gebiete zeigen ebenfalls, dass eine Zunahme der Intensität das Erosionsrisiko stärker erhöht als eine Zunahme der absoluten Niederschlagshöhe (PRUSKI & NEARING, 2002; SWCS, 2003; ZHANG ET AL., 2005). Im folgenden Szenario sollte untersucht werden, wie sich eine Erhöhung der Niederschlagsintensität auf das Erosionsrisiko auswirkt. Hierzu wurden die Intensitäten der beiden großen beobachteten Ereignisse im Weiherbachgebiet schrittweise um 1 - 3 % erhöht. Abbildung 7-24 zeigt die Simulationsergebnisse für den kumulativen Oberflächenabfluss und Bodenabtrag am Pegel Menzingen.

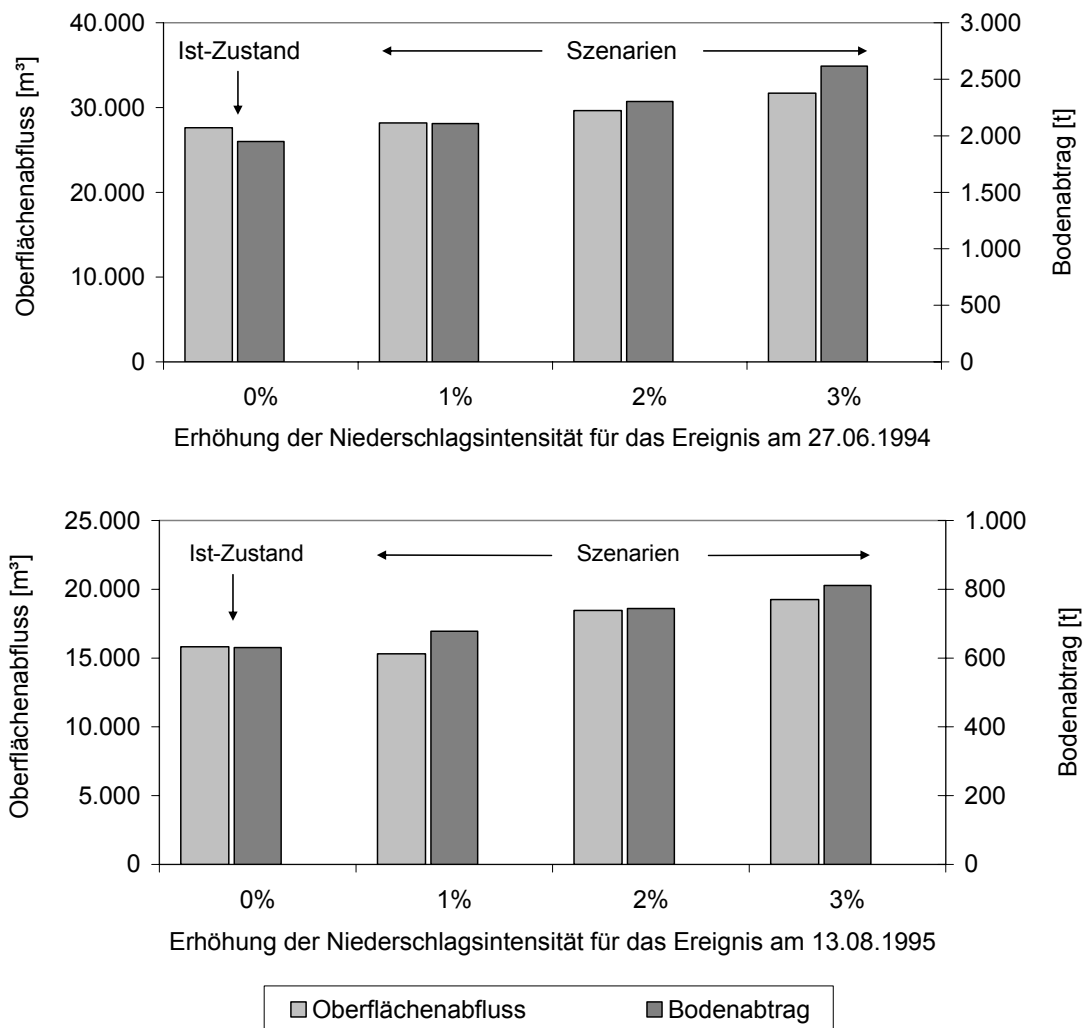


Abbildung 7-24 Oberflächenabfluss und Bodenabtrag am Pegel Menzingen bei Erhöhung der Niederschlagsintensität um 1 - 3 % für die beiden großen Ereignisse am 27.06.1994 (oben) und 13.08.1995 (unten).

Oberflächenabfluss und Bodenerosion reagieren sehr sensitiv auf Änderungen des Niederschlagsregimes. Bei Erhöhung der Niederschlagsintensitäten um 3 % nimmt der Abfluss je nach Ereignis um 15 bzw. 22 % zu, während der Bodenabtrag um 34 bzw. 29 % gesteigert wird. Dieser stark nichtlineare Zusammenhang zwischen einer Änderung der Niederschlagsintensität und der resultierenden Zunahme von Abfluss und Bodenabtrag wurde ebenfalls bei anderen Studien zur Auswirkung von höheren Niederschlagsintensitäten beschrieben (SWCS, 2003). Dabei ist die prozentuale Änderung der Bodenabträge in der Regel größer als die des Abflusses.

In dem dargestellten Szenario konnte nur die direkte Auswirkung auf das Erosionsgeschehen infolge einer theoretischen Änderung der Niederschlagsintensität bei Einzelereignissen quantifiziert werden. Aufgrund der Interaktion zwischen dem Klimaregime und den Parametern Bodenfeuchte, Evapotranspiration, Infiltration, Pflanzenwachstum, Bodenbedeckung etc. sind durch eine Klimaänderung weitere Auswirkungen auf das Erosionsgeschehen zu erwarten. So kann beispielsweise durch die Änderung der Bodenfeuchte die Infiltrationskapazität der Böden und damit das Abflussverhalten verändert werden. Weiterhin kann es durch eine Erwärmung zu früheren und häufigeren Ernten kommen. Dies hat eine Auswirkung auf die Zyklen für das Pflanzenwachstum, die Bodenbedeckung und Bodenbearbeitung. Für Langzeitsimulationen fehlen aber derzeit noch hoch aufgelöste Niederschlagsreihen sowie Klimaszenarien, die eine Analyse der Auswirkungen auf Landnutzungs- und Bewirtschaftungsmuster erlauben.

7.5.4 Folgerungen aus den Szenarioberechnungen

Neben natürlichen Faktoren wie Bodeneigenschaften, Relief oder Niederschlag bestimmt die Art und Weise der Bewirtschaftung maßgeblich das Ausmaß der Erosion. Die Bewirtschaftung ist mitentscheidend für eine nachhaltige Nutzung oder Schädigung bis hin zur Zerstörung des Bodens. So werden heute moderne Techniken der Bodenbearbeitung (z.B. Mulchsaat) sowie andere erprobte und ertragsneutrale Maßnahmen zum Erosionsschutz (wie z.B. eine Fruchtfolgentrennung auf erosionsanfälligen und weniger gefährdeten Flächen) noch viel zu wenig genutzt und zielen nicht primär auf die besonders gefährdeten Parzellen ab (MOSIMANN, 2003; KRIMLY ET AL., 2005). Ein Weg zu einem verbesserten Erosionsschutz ist über eine gezielte Beratung der einzelnen Betriebe zu erreichen, vor allen Dingen derjenigen mit Anbauflächen in gefährdeten Lagen. Darüber hinaus ist es wichtig, den Betrieben zu demonstrieren, dass Maßnahmen wie Mulchsaat oder eine Fruchtfolgentrennung in der Regel nicht mit Ertragseinbußen verbunden sind (MOSIMANN, 2003).

Insbesondere vor dem Hintergrund der zu erwartenden Erhöhung des Erosionsrisikos als Folge des Klimawandels gewinnen Erosionsschutzmaßnahmen zusätzlich an Bedeutung (SAUERBORN ET AL., 1999; SWCS, 2003).

8 Schlussdiskussion und Ausblick

In dieser Arbeit wurde das hydrologische Modell *CATFLOW* für die Simulation von Erosionsprozessen in Lösslandschaften zu dem Modellsystem *CATFLOW-SED* weiterentwickelt. Hierzu wurden für Lössböden optimierte Prozessansätze erarbeitet sowie die erforderlichen Modellparameter quantitativ bestimmt. Das Modell wurde auf Basis der Datengrundlage des Weiherbachgebietes auf verschiedenen Skalen validiert. Darauf aufbauend wurden ausgewählte Szenarien zu Änderungen der Landnutzung, Bodenbearbeitung und der Niederschlagsintensität vorgestellt. In dem vorliegenden Kapitel werden die Modellentwicklung sowie die erzielten Ergebnisse zusammenfassend diskutiert. Das Kapitel schließt mit einem Ausblick.

Bewertung der entwickelten Prozessansätze

Wie in Kapitel 3 gezeigt, werden in der Literatur sowie in bestehenden Modellsystemen für die Beschreibung der Einzelprozesse des Erosionsgeschehens und für die Interaktion der Prozesskomponenten sehr unterschiedliche Ansätze verfolgt. Nur für den Depositionsprozess ist auf Basis der Partikelsinkgeschwindigkeiten am ehesten eine physikalische Beschreibung möglich, so dass sich die bestehenden Modellierungsansätze nicht grundlegend unterscheiden. Für die Mobilisierung von Partikeln aus der Bodenmatrix und für den Transport im Oberflächenabfluss existiert keine allgemeingültige Herangehensweise. Alle Ansätze haben aufgrund der Komplexität der zu beschreibenden Prozesse einen mehr oder weniger empirischen Charakter, der von dem zu Grunde liegenden Datenspektrum abhängig ist. Für die Quantifizierung der potenziellen Erosionsrate und die Berücksichtigung des fraktionsweisen Transports wurden deshalb im Rahmen dieser Arbeit spezifische Ansätze für Lössböden entwickelt.

Zur Quantifizierung der Ablösung von Partikeln aus der Bodenmatrix wurde in Kapitel 3.2 ein Ansatz abgeleitet, der die angreifenden Kräfte von *Tropfenaufprall* (Charakterisierung als Niederschlagsimpulsstrom) und *Oberflächenabfluss* (Charakterisierung als Schubspannung) zur potenziellen Erosionsrate von Lössböden korreliert. Neben einem empirischen Skalierungsfaktor, der für die Lössböden als konstant angenommen wird, hängt die Menge der mobilisierten Bodenpartikel maßgeblich von dem Widerstand ab, den die Bodenmatrix dem Niederschlags- und Strömungsangriff entgegensetzt. In *CATFLOW-SED* werden die Eigenschaften des Bodens durch den Modellparameter *Erosionswiderstand* charakterisiert.

In Kapitel 6 wurden die funktionalen Zusammenhänge zwischen Erosionswiderstand und anderen Bodeneigenschaften analysiert. Der Erosionswiderstand ist auf den homogenen Lössböden maßgeblich von der Kulturart und dem bearbeitungsbedingten Zustand der Böden abhängig. Kulturarten mit ausgeprägten Pflanzreihen wie Mais und Rüben sind in den Zwischenbereichen der Reihen besonders erosionsgefährdet, da der Abfluss in definierten Bahnen erfolgt. Auf Parzellen ohne Pflanzreihen besteht eine Korrelation zur Rauheit, wobei der Tongehalt modifizierend wirkt. Die Oberflächenrauheit charakterisiert dabei den bewirtschaftungsbedingten Zustand der Böden und ist bei konventioneller Bearbeitung deutlich geringer als auf konservierend bewirtschafteten Flächen, die ein stabiles Bodengefüge sowie eine Mulchauflage aufweisen. Durch Formrauheit wird der Strömungswiderstand erhöht und die Gesamtschubspannung vergrößert. Dabei absorbieren die Formelemente (wie z.B. Erdschollen, Pflanzenteile, Steine) überproportional den Impuls der Strömung, so dass die Strömungsbelastung auf die erodierbaren Anteile der Bodenoberfläche abnimmt. Die Aufteilung der Schubspannung ist für natürliche Oberflächen nicht erfassbar und wird deshalb implizit durch die Abhängigkeit des Erosionswiderstandes von der Rauheit charakterisiert. Die Gültigkeit und Extrapolierbarkeit des Zusammenhanges wird anhand der Ergebnisse des Szenarios zu konservierenden Bearbeitungsverfahren bestätigt (Abschnitt 7.5.2). Durch Skalierung des Erosionswiderstandes in Abhängigkeit von der höheren Oberflächenrauheit bei konservierender Bearbeitung wird eine Reduktion des Bodenabtrags von ca. 90 % erreicht, die in der Größenordnung von beobachteten Abtragsminderungen bei vergleichenden Feldstudien liegt.

Die Transportkapazität wird nach dem Ansatz von ENGELUND & HANSEN (1967) ermittelt. Bei einer detaillierten Charakterisierung des Korngrößenspektrums der Bodenpartikel ist keine Anpassung der empirischen Parameter für Hangabflüsse erforderlich. Für den fraktionsweisen Transport mit dem Oberflächenabfluss wird in *CATFLOW-SED* angenommen, dass keine Anreicherung feiner Partikelklassen stattfindet. Für kohäsive Lössböden, die ein enges Kornspektrum aufweisen, ist diese Modellvorstellung plausibel (Abschnitt 3.3.2). Sie wird durch Beobachtungen im Kraichgau unterstützt, die zeigen, dass bei Erosionsereignissen auf Lössböden keine signifikanten Tonanreicherungen auftreten (FUCHS & SCHWARZ, 2007). Im Gegensatz zur Ablösung und dem Transport ist die Deposition ein größenselektiver Prozess.

Im Rahmen der Validierung des Modells sowie bei den Szenarioberechnungen wurde die Reaktion des Modellsystems *CATFLOW-SED* auf Änderungen der Eingangsparameter getestet. Das Verhalten des Modells war sowohl mit den Beobachtungen im Einzugsgebiet als auch mit prognostizierten Trends in der Literatur konsistent.

Variabilität der Modellparameter

Auf unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Skalen sind verschiedene Teilprozesse relevant (vgl. Abschnitt 7.1). Die dominierenden Prozesse sind auf der jeweiligen Skale wiederum eng mit der räumlichen Variabilität von spezifischen Zustandsgrößen verknüpft. Deshalb ist eine adäquate und skalenangepasste Beschreibung der Variabilität der Modellparameter von entscheidender Bedeutung.

Neben den direkt im Gebiet erfassten Eingabedaten wie Niederschlag, Bodenfeuchte, bodenhydraulische Kenngrößen, Topographie, Kulturart, Bodenart etc. haben insbesondere die beiden abgeleiteten Modellparameter Erosionswiderstand und Makroporositätsfaktor einen großen Einfluss auf das Modellergebnis.

Die Sensitivität dieser beiden Parameter wurde auf der Kleinskala bei der Simulation der Beregnungsversuche getestet (Abschnitt 7.2). Während für die versuchsspezifischen Werte eine sehr gute Übereinstimmung zwischen gemessenen und simulierten Abflüssen und Bodenabträgen erzielt wurde, nimmt die Streuung deutlich zu, wenn die Modellparameter vorhergesagt werden. Die beobachtete Streuung ist dabei auf die hohe Variabilität der zu Grunde liegenden Naturdaten der einzelnen Beregnungsparzellen, anhand derer die Vorhersagegleichungen abgeleitet wurden, zurück zu führen. NEARING (2006) verdeutlichte die hohe Variabilität auf der Kleinskala durch Wiederholungsmessungen von Bodenabträgen auf einer Vielzahl von Beregnungsparzellen. Die resultierenden Wertepaare der Parzellen waren nur mit einem Bestimmtheitsmaß von $R^2 = 0,77$ korreliert. NEARING (2006) folgert, dass aufgrund der natürlichen Variabilität keine genauere Vorhersage auf dieser Skala möglich ist.

SEYFRIED & WILCOX (1995) beschreiben die Variabilität von Naturdaten entweder als stochastisch, wenn sie zufällig ist, oder als deterministisch, wenn die Ursachen bekannt sind. Die Art der Variabilität ist skalenabhängig und wird durch eine Vielzahl von Systemeigenschaften beeinflusst. Während die Variabilität auf der Kleinskala eher zufällig ist, bestimmen auf größeren Skalen ortsabhängige Eigenschaften die Reaktion des Einzugsgebiets. So resultiert die deterministische Variabilität auf der Einzugsgebietsebene maßgeblich aus der Interaktion zwischen Topographie, Vegetation und Boden (KIRKBY, 1998).

Trotz der hohen Sensitivität des Modellparameters Erosionswiderstand auf das Ergebnis der Bodenabtragsberechnung auf kleinen Skalen kann das räumliche und zeitliche Muster auf der Einzugsgebietsebene vereinfacht charakterisiert werden. In Abhängigkeit von der Landnutzung und den damit verbundenen saisonalen Bewirtschaftungszyklen sowie der Berücksichtigung des Tongehaltes wird die Variabilität des Erosionswiderstandes auf der Einzugsgebietskala adäquat erfasst.

Für die räumliche und zeitliche Variabilität der Makroporosität spielen mehrere Einflussfaktoren eine Rolle. Höhere Gehalte an Ton und organischer Substanz bedingen feuchtere und damit günstigere Habitatbedingungen für Regenwürmer (vgl. Abschnitt 7.2.3). Untersuchungen im Weiherbachgebiet (ZEHE, 1999; SCHMALAND, 1997) zeigen, dass die Makroporosität in den Kolluvien am Hangfuß größer ist als in den oberen Hangbereichen. Im Modell wurde dieser Zusammenhang auf der Einzugsgebietsebene durch Vorgabe der Variabilität der Makroporosität in Abhängigkeit von der Hanglänge berücksichtigt (PLATE & ZEHE, 2008).

Weiterhin ist die Makroporosität von der Landnutzung abhängig. Auf weitgehend ungestörten Böden wie zum Beispiel unter Wald, Grünland oder bei konservierender Bewirtschaftung ist das Infiltrationsvermögen der Böden aufgrund der durchgängigen präferentiellen Fließwege dauerhaft hoch. Hingegen werden auf konventionell bearbeiteten Ackerflächen die Wurmgänge bei einer wendenden oder tiefgreifend lockernden Bearbeitung durchtrennt. Ein Anschluss an die Oberfläche wird erst im Laufe der Vegetationsperiode wieder hergestellt. Der Einfluss der Landnutzung und Bewirtschaftung auf die Makroporosität konnte bei der Abflussanpassung für die Beregnungsversuche sowie für die Einzugsgebietssimulation bestätigt werden. Allerdings liegen aus dem Weiherbachgebiet zu wenige Untersuchungen vor, um die Höhe des Makroporositätsfaktors für verschiedene Landnutzungen sowie die saisonale Entwicklung in Abhängigkeit von der Bewirtschaftung parametrisieren zu können.

Die Beschreibung des Erosionswiderstandes und der Makroporosität auf der Einzugsgebietsebene zeigen, dass der Datenbedarf stark beschränkt werden kann, wenn die Ursache der Variabilität sowie die Struktur der dominanten Einflussgrößen erfasst werden. Auf der Einzugsgebietsebene können Flächen mit gleichen Struktureigenschaften anhand homogener Werte unter Vernachlässigung der kleinskaligen Variabilität parametrisiert werden. Für den Gebietsauslass wird mit dieser Vorgehensweise im Mittel ein gutes Simulationsergebnis erreicht, auch wenn an einem betrachteten diskreten Punkt im Gebiet Abweichungen auftreten können.

Modellanpassung und Validierung

In der Regel erfordert die Anwendung prozessbasierter Modelle eine Kalibrierung (JETTEN ET AL., 2003; DE BOER ET AL., 2003; FAVIS-MORTLOCK ET AL., 2001). Im Rahmen dieser Arbeit wurde die Oberflächenabflusssimulation an das beobachtete Abflussgeschehen angepasst. Bei einer guten Näherung der simulierten an die beobachteten Abflussganglinien war für die Teilprozesse der Erosionsberechnung *keine* weitere Kalibrierung erforderlich. Insgesamt wurde eine sehr gute Abbildung des beobachteten Erosionsgeschehens im Weiherbachgebiet erreicht. Es kann deshalb

geschlossen werden, dass die maßgeblichen Prozesse und Einflussfaktoren für die Lössböden adäquat berücksichtigt und parametrisiert werden.

Allerdings ist mit den zu Grunde liegenden Ansätzen und Parameterbeschreibungen nur für Starkregenereignisse eine gute Vorhersage möglich. Bei kleinen Ereignissen ist die Variabilität deutlich größer und die Simulation ist deshalb generell mit sehr großen Unsicherheiten verbunden (JETTEN ET AL., 2003; NEARING, 2006). Für diese Regenereignisse treffen grundlegende Modellannahmen und Abstraktionen, wie z.B. die Vereinfachung des Abflussgeschehens als Schichtabfluss oder die Verwendung eines zeitlich konstanten Erosionswiderstandes nicht mehr zu. Das Auftreten von Erosionserscheinungen ist dann lokal stark begrenzt und von zufälligen Faktoren abhängig, die sich einer formalen Beschreibung entziehen. Die Langzeitbeobachtungen im Weiherbachgebiet haben allerdings gezeigt, dass kleine Regenereignisse nicht zu nennenswerten Bodenabträgen führen (BEUDERT, 1997).

Im Rahmen einer Weiterentwicklung des Modells wäre es wünschenswert, dass auf eine Kalibrierung des Abflussgeschehens verzichtet werden könnte, um so beispielsweise die Szenariofähigkeit zu verbessern. Für die vorgestellten Szenarien wurden entweder die angepassten Makroporositätsfaktoren beibehalten oder es musste eine Annahme zu ihrer Entwicklung getroffen werden. Wie oben beschrieben, bildet insbesondere die Einbindung der Landnutzungsabhängigkeit der Makroporosität eine viel versprechende Möglichkeit, um die funktionalen Zusammenhänge und Einflussfaktoren auf der Einzugsgebietsebene zu berücksichtigen und somit die beobachtete Schwankungsbreite des Makroporositätsfaktors für die Einzelereignisse zu vermindern. Eine perfekte Vorhersage wird durch dieses Vorgehen sicherlich nicht erreicht werden können, da der Makroporositätsfaktor die gesamte Variabilität der Phänomene beschreibt, die das Infiltrationsgeschehen beeinflussen. Neben der biogen bedingten Makroporosität, die im Weiherbachgebiet eine entscheidende Rolle spielt, haben auch die Oberflächenverschlammung sowie die Variabilität der bodenhydraulischen Kenngrößen einen Einfluss auf die Infiltrationsleistung der Böden.

Übertragung auf andere Einzugsgebiete

Durch die Entwicklung von optimierten Modellstrukturen, die an die Charakteristik einer spezifischen Landschaft angepasst sind, kann das Modellergebnis deutlich verbessert werden. Der Hauptnachteil einer landschaftsspezifischen Modellstruktur ist jedoch, dass das Modell nicht mehr „*universell*“ anwendbar ist. (JETTEN ET AL., 2003; PLATE & ZEHE, 2008).

Die im Rahmen dieser Arbeit entwickelten Modellansätze und funktionalen Zusammenhänge gelten für Lössböden. Eine Übertragung auf andere Einzugsgebiete im

umgebenden Kraichgau ist aufgrund der ähnlichen Nutzung und des vergleichbaren Prozessgeschehens ohne weiteres möglich. Bei einer Anwendung des Modells auf anderen Lössstandorten in Deutschland bzw. Mitteleuropa muss gewährleistet sein, dass das Prozessgeschehen mit dem im Weiherbachgebiet beobachteten vergleichbar ist. Beispielsweise kann das Modell keine Gullyerosion oder grundwasserbeeinflussten Abflussprozesse simulieren. Hierfür ist eine Modellanpassung erforderlich.

Auch das für die Lössböden ermittelte Wertespektrum des Erosionswiderstandes sowie die funktionalen Zusammenhänge zur Vorhersage und Regionalisierung können nicht einfach auf andere Bodenregionen übertragen werden. So deuten beispielsweise die beiden Beregnungsversuche auf den an der Ostflanke des Weiherbachgebietes ausstreichenden Keuper-Böden darauf hin, dass der Ansatz zur Quantifizierung der potenziellen Erosionsrate für tonige Böden modifiziert werden muss (vgl. Abschnitt 6.3). Für andere Bodenregionen ist deshalb eine Überprüfung und Anpassung der Ansätze anhand von Messdaten notwendig.

Anwendungsmöglichkeiten des Modells und Ausblick

Die routinemäßige oder mesoskalige Anwendung eines prozessbasierten Modells wie *CATFLOW-SED* ist für praktische Fragestellungen aufgrund des hohen Datenbedarfs zunächst nur eingeschränkt möglich. Aus diesem Grund werden auf der Mesoskala wie beispielsweise dem Kraichgau in der Regel rein empirische Modelle wie die USLE angewendet (FUCHS ET AL., 2004; DE BOER ET AL., 2003). Erkenntnisse aus Feldstudien wie dem Weiherbachprojekt können dabei nicht berücksichtigt werden, da rein empirische Ansätze eine Modifizierung von Teilprozessbeschreibungen oder Parametern nicht zulassen. Außerdem muss stark bezweifelt werden, dass das Prozessgeschehen in unterschiedlichen Landschaftsstrukturen und Bodenregionen durch ein Universalmodell wie z.B. die USLE abgebildet werden kann.

In jeder Landschaft spielen charakteristische Prozesse und spezifische Zustandsgrößen eine Rolle. Diese Zusammenhänge können mit vertretbarem Aufwand nur auf kleinen Skalen messtechnisch untersucht und identifiziert werden. Im Rahmen dieser Arbeit konnte gezeigt werden, dass mit Hilfe des prozessbasierten Modells *CATFLOW-SED* eine Verknüpfung der Systemzusammenhänge für ein typisches landwirtschaftlich genutztes Einzugsgebiet in einer Lösslandschaft hergestellt werden kann. Auf Basis des validierten Modells können jetzt am Beispiel des Weiherbachgebietes Ursache-Wirkungszusammenhänge und Szenarien untersucht werden, die weitergehende Rückschlüsse für die umgebende Kraichgauregion sowie vergleichbare Lösslandschaften zulassen.

Ein viel versprechender Ansatz für zukünftige Arbeiten liegt insbesondere in der Möglichkeit, das Modell als Extrapolationswerkzeug für größere Skalen zu verwenden. Auf Basis von Sensitivitätsstudien, die für Lösslandschaften typische Hangformen, Landnutzungen, Bearbeitungsarten, Niederschlagsereignisse etc. einbeziehen, können spezifische Einflussfaktoren auf das Erosionsgeschehen identifiziert werden. Anschließend können die gefundenen Zusammenhänge in einem neuen, stark vereinfachten Modell beschrieben werden, das mit Hilfe eines Geographischen Informationssystems auf mesoskalige Einzugsgebiete übertragen werden kann. Damit wäre eine Methode gegeben, die eine landschaftsangepasste Quantifizierung des Erosions- und Depositionsgeschehens für Einzugsgebiete auf der Mesoskala ermöglicht, die insbesondere im Hinblick auf die im Rahmen der EU-Wasserrahmenrichtlinie zu erstellenden Maßnahmen- und Bewirtschaftungspläne relevant ist.

Eine sinnvolle Ergänzung des im Rahmen dieser Arbeit entwickelten Modellsystems liegt in der Berücksichtigung des Stofftransportes im Oberflächenabfluss. Durch die fraktionsweise Betrachtung der Teilprozesse des Erosionsgeschehens sind alle Grundlagen geschaffen, um den Transport von partikulär transportierten Stoffen (z.B. Phosphor und Schwermetalle) anzukoppeln. Hierzu werden lediglich die Stoffgehalte im Oberboden differenziert für die berücksichtigten Partikelfraktionen benötigt.

Literaturverzeichnis

- ABRAHAMS, D.A.; LI, G.; KRISHNAN, C.; ATKINSON, J.F. (1998): Predicting sediment transport by interrill overland flow on rough surfaces. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23, S. 1087-1099.
- ABRAHAMS, D.A.; LI, G.; KRISHNAN, C.; ATKINSON, J.F. (2001): A sediment transport equation for interrill overland flow on rough surfaces. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, S. 1443-1459.
- ACKERMANN, M. (1998): Hydrogeologische Systemanalyse und Grundwasserhaushalt des Weiherbacheinzugsgebietes. Schriftenreihe Angewandte Geologie Karlsruhe, 53. Lehrstuhl für Angewandte Geologie der Universität Karlsruhe.
- ACKERS, P.; WHITE, W.R. (1973): Sediment transport: new approach and analysis. *Journal of the Hydraulics division, Proceedings of the ASCE*, 99(HY11), S. 2041-2060.
- AG BODEN (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung. 5. verbesserte und erweiterte Auflage. Herausgegeben von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe in Hannover. Schweizerbart (Stuttgart).
- AG BODENKUNDE (1982): Bodenkundliche Kartieranleitung. 3. verbesserte und erweiterte Auflage. Herausgegeben von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe in Hannover. Schweizerbart (Stuttgart).
- ALONSO, C.V.; NEIBLING, W.H.; FOSTER, G.R. (1981): Estimating sediment transport capacity in watershed modelling. *Transactions of the ASAE*, 24(5), S. 1211-1220, 1226.
- ATKINSON, J.F.; ABRAHAMS, A.D.; KRISHNAN, C.; LI, G. (2000): Shear stress partitioning and sediment transport by overland flow. *Journal of Hydraulic Research*, 38(1), S. 37-40.
- AUERSWALD, K. (2006): Germany. In: BOARDMAN, J.; POESEN, J. (eds.): *Soil erosion in Europe*. Wiley & Sons (Chichester). S. 213-230.
- BAEUMER, K. (1992): *Allgemeiner Pflanzenbau*. Ulmer (Stuttgart).
- BAGNOLD, R.A. (1966): An approach to the sediment transport problem from general physics. *Geological Survey Professional Paper*, 422-I, United States Government Printing Office, Washington, USA.
- BAGNOLD, R.A. (1977): Bedload transport by natural rivers. *Water Resources Research*, 13(2), S. 303-312.
- BAREKYAN, A.S. (1962): Discharge of channel forming sediments and elements of sand waves. *Soviet Hydrol. Selected Papers (Transactions of AGU No.2)*, S. 128-130. Zit. in: JULIEN & SIMONS (1985).

- BBODSCHG: Gesetz zum Schutz vor schädlichen Bodenveränderungen und zur Sanierung von Altlasten (Bundes-Bodenschutzgesetz - BBodschG) 17. März 1998.
www.bundes-bodenschutzgesetz.de
- BECKER, R. (1997): Interpolation der Quartärmächtigkeiten im Weiherbach. In: PLATE, E.J. (1997): Zwischenbericht 1996 Weiherbachprojekt. Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft der Universität Karlsruhe. S. 59-64.
- BEHRENDT, H.; BACH, M.; KUNKEL, R.; OPITZ, D.; PAGENKOPF, W.G.; SCHOLZ, G.; WENDLAND, F. (2003): Quantifizierung der Nährstoffeinträge in die Flussgebiete Deutschlands auf der Basis eines harmonisierten Vorgehens. Umweltbundesamt, UBA-Texte 82/03.
- BENNETT, J.P. (1974): Concepts of mathematical modeling of sediment yield. *Water Resources Research*, 10(3), S. 485-492.
- BEUDERT, G. (1997): Gewässerbelastung und Stoffaustrag von befestigten Flächen in einem kleinen landwirtschaftlichen Einzugsgebiet. Oldenbourg (München).
- BEUSELINCK, L.; GOVERS, G.; HAIRSINE, P.B.; SANDER, G.C.; BREYNAERT, M. (2002A): The influence of rainfall on sediment transport by overland flow over areas of net deposition. *Journal of Hydrology*, 257, S. 145-163.
- BEUSELINCK, L.; GOVERS, G.; STEEGEN, A.; HAIRSINE, P.B.; POESEN, J. (1999A): Evaluation of the simple settling theory for predicting sediment deposition by overland flow. *Earth Surface Processes and Landforms*, 24, S. 993-1007.
- BEUSELINCK, L.; GOVERS, G.; STEEGEN, A.; QUINE, T.A. (1999B): Sediment transport of overland flow over an area of net deposition. *Hydrological Processes*, 13, S. 2769-2782.
- BEUSELINCK, L.; HAIRSINE, P.B.; GOVERS, G.; POESEN, J. (2002B): Evaluating a single-class net deposition equation in overland flow conditions. *Water Resources Research*, 38(7), S. 15-1 – 15-10.
- BEUSELINCK, L.; STEEGEN, A.; GOVERS, G.; NACHTERGAELE, J.; TAKKEN, I.; POESEN, J. (2000): Characteristics of sediment deposits formed by intense rainfall events in small catchments in the Belgian Loam Belt. *Geomorphology*, 32, S. 69-82.
- BEVEN, K.; GERMANN, P. (1982): Macropores and water flow in soils. *Water Resources Research*, 18(5), S. 1311-1325.
- BEVEN, K.J. (2003): *Rainfall – runoff modelling*. Wiley & Sons (Chichester).
- BOARDMAN, J. (1996): Soil erosion by water: Problems and prospects for research. In: ANDERSON, M.G.; BROOKS, S.M. (eds.): *Advances in hillslope processes*, Volume 1. Wiley & Sons (Chichester). S. 490-505.
- BOARDMAN, J.; FAVIS-MORTLOCK, D. (1998): *Modelling soil erosion by water*. Springer (Berlin).
- BOHLEBER, A. (1992): Quantifizierung von Bodenwasserbewegungen unter kombiniertem Einsatz von Neutronen und Gamma-Gamma-Sonde. Schriftenreihe Angewandte Geologie Karlsruhe, 18. Lehrstuhl für Angewandte Geologie der Universität Karlsruhe.

- BRADFORD, J.M.; FOSTER, G.R. (1996): Interrill soil erosion and slope steepness factors. *Soil Science Society of America Journal*, 60, S. 909-915.
- BRAND-SASSEN, H. (2004): Bodenschutz in der deutschen Landwirtschaft – Stand und Verbesserungsmöglichkeiten. Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades der Fakultät für Agrarwissenschaften der Georg-August-Universität Göttingen.
- BRYAN, R.B. (2000): Soil erodibility and processes of water erosion on hillslope. *Geomorphology*, 32, S. 385-415.
- BUCHNER, W.; KÖLLER, K. (1990): Integrierte Bodenbearbeitung. Ulmer (Stuttgart).
- BYNE, W. (2000): Predicting sediment detachment and channel scour in the process-based planning model ANSWERS-2000. MS-Thesis at the Department of Biological Systems Engineering, Virginia Tech, Blacksburg, Virginia, USA.
- CHAPLOT, V.; LE BISSONNAIS, Y. (2000): Field measurements of interrill erosion under different slopes and plot sizes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25, S. 145-153.
- CIRPKA, O.A. (2003): Ausbreitungs- und Transportvorgänge in Strömungen. Teil 1: Strömungen in natürlichen Hydrosystemen. Vorlesungsskript des Instituts für Wasserbau der Universität Stuttgart.
- COCHRANE, T.A.; FLANAGAN, D.C. (1997): Detachment in a simulated rill. *Transactions of the ASAE*, 40(1), S. 111-119.
- CRUSE, R.M.; BERGHOFER, B.E.; MIZE, C.W.; GHAFARZADEH, M. (2000): Water drop impact angle and soybean protein amendment effects on soil detachment. *Soil Science Society of America Journal*, 64, S. 1474-1478.
- DAVIS, S.S.; FOSTER, G.R.; HUGGINS, L.F. (1983): Deposition of nonuniform sediment on concave slopes. *Transactions of the ASAE*, S. 1057-1063.
- DE ARÚJO, J.C.; BRONSTERT, A.; GÜNTNER, A. (2005): Influence of reservoir sedimentation on water yield in the semiarid region of Brazil. *IAHS Publication*, 295. S. 301-307.
- DE BOER, D.; FROELICH, W.; MIZUYAMA, T.; PIETRONIRO, A. (2003): Erosion predictions in ungauged basins: Integrated methods and techniques. *IAHS Publication* 279.
- DE BOER, D. (2006): Predicting erosion patterns using a spatially distributed erosion model with spatially variable and uniform parameters. *IAHS Publication*, 306. S. 564-573.
- DE ROO, A.; JETTEN, V.; WESSELING, C.; RITSEMA, C. (1998): LISEM: a physically-based hydrologic and soil erosion catchment model. In: BOARDMAN, J.; FAVIS-MORTLOCK, D. (eds.): *Modelling soil erosion by water*. NATO ASI Series I: Global Environmental Change, Vol. 55. Springer (Berlin). S. 429-440.
- DELBRÜCK, M. (1997): Großflächiges Bromid-Tracerexperiment zur räumlichen und zeitlichen Variabilität des Wassertransportes an einem Lößhang. Inaugural-Dissertation an der Naturwissenschaftlich-Mathematischen Gesamtfakultät der Ruprechts-Karls-Universität Heidelberg.

- DIJK, A.I.J.M VAN; BRUIJNZEEL, L.A.; ROSEWELL, C.J. (2002A): Rainfall intensity-kinetic energy relationships: A critical literature appraisal. *Journal of Hydrology*, 261, S. 1-23.
- DIJK, A.I.J.M VAN; MEESTERS, A.G.C.A.; BRUIJNZEEL, L.A.(2002B): Exponential distribution theory and the interpretation of splash detachment and transport experiments. *Soil Science Society of America Journal*, 66, S. 1466-1474.
- DILLAHA, T.A.; BEASLEY, D.B. (1983): Distributed parameter modelling of sediment movement and particle size distributions. *Transactions of the ASAE*, 26, S. 1766-1772.
- DILLAHA, T.A; WOLFE, M.L.; SHIRMOHAMMADI, A.; BYNE, F.W. (1998): ANSWERS–2000. <http://www3.bae.ncsu.edu/Regional-Bulletins/Modeling-Bulletin/answers2k-draft0.html>
- DOE, W.W.; HARMON, R.S. (2001): Soil erosion management and model development. In: HARMON, R.S.; DOE, W.W. (eds.): *Landscape erosion and evolution modeling*. Kluwer Academic / Plenum Publishers (New York). S. 1-14.
- DYCK, S.; PESCHKE, G. (1995): *Grundlagen der Hydrologie*. Verlag für Bauwesen (Berlin).
- EITEL, B. (1989): *Morphogenese im südlichen Kraichgau unter besonderer Berücksichtigung tertiärer und pleistozäner Deckensedimente*. Stuttgarter Geographische Studien, Band 111. Geographisches Institut der Universität Stuttgart.
- ELLIOT, W.J.; LAFLEN, J.M. (1993): A process-based rill erosion model. *Transactions of the ASAE*, 36(1), S. 65-72.
- ENGELUND, F.; HANSEN, E. (1967): *A monograph on sediment transport in alluvial streams*. Teknisk Forlag (Copenhagen).
- EVANS, B.M.; SHEEDER, S.A.; LEHNING, D.W. (2003): A spatial technique for estimating streambank erosion based on watershed characteristics. *Journal of Spatial Hydrology*, 3(1), S. 1-13.
- EVERAERT, W. (1991): Empirical relations for the sediment transport capacity of interrill flow. *Earth Surface Processes and Landforms*, 16, S. 513-532.
- FAVIS-MORTLOCK, D.; BOARDMAN, J.; MACMILLAN, V. (2001): The limits of erosion modeling: Why we should proceed with care. In: HARMON, R.S.; DOE, W.W. (eds.): *Landscape erosion and evolution modeling*. Kluwer Academic / Plenum Publishers (New York). S. 477-516.
- FAVIS-MORTLOCK, D.; GUERRA, T.; BOARDMAN, J. (1998): A self-organizing dynamic systems approach to hillslope rill initiation and growth: Model development and validation. In: SUMMER, W.; KLAGHOFER, E.; ZHANG, W. (eds.): *Modelling soil erosion, sediment transport and closely related hydrological processes*. Proceedings of a symposium held at Vienna, July 1998. IAHS Publication, 249, S. 53-61.
- FERRO, V. (1998): Evaluating overland flow sediment transport capacity. *Hydrological Processes*, 12, S. 1895-1910.
- FINKNER, S.C.; NEARING, M.A.; FOSTER, G.R.; GILLEY, J.E. (1989): A simplified equation for modeling sediment transport capacity. *Transactions of the ASAE*, 32(5), S. 1545-1550.

- FLANAGAN, D.C.; ASCOUGH II, J.C.; NICKS, A.D.; NEARING, M.A.; LAFLEN, J.M. (1995): WEPP-Documentation. Chapter 1. Overview of the WEPP Erosion Prediction Model.
<http://topsoil.nserl.purdue.edu/nserlweb/weppmain/docs/readme.htm>
- FLANAGAN, D.C.; ASCOUGH II, J.C.; NEARING, M.A.; LAFLEN, J.M. (2001): The water erosion prediction project (WEPP) model. In: HARMON, R.S.; DOE, W.W. (eds.): Landscape erosion and evolution modeling. Kluwer Academic / Plenum Publishers, New York. S. 145-199.
- FLANAGAN, D.C.; NEARING, M.A. (2000): Sediment particle sorting on hillslope profiles in the WEPP model. *Transactions of the ASAE*, 43(3), S. 573-583.
- FLURY, M.; FLÜHLER, H.; JURY, W.A.; LEUENBERGER, J. (1994): Susceptibility of soils to preferential flow of water: A field study. *Water Resources Research*, 30(7), S. 1945-1954.
- FOHRER, N. (1995): Auswirkungen von Bodenfeuchte, Bodenart und Oberflächenbeschaffenheit auf Prozesse der Flächenerosion durch Wasser. *Bodenökologie und Bodengene-se*, 19. Institut für Ökologie, Technische Universität Berlin.
- FOSTER, G.R. (1982): Modeling the erosion process. In: HAAN, C.T.; JOHNSON, H.P.; BRAKEN-SIEK, D.L. (eds.): *Hydrologic modeling of small watersheds*. ASAE Monograph No. 5, St. Joseph, MI, S. 297-382.
- FOSTER, G.R.; FLANAGAN, D.C.; NEARING, M.A.; LANE, L.J.; RISSE, L.M.; FINKNER, S.C. (1995): WEPP-Documentation. Chapter 11. Hillslope erosion component.
<http://topsoil.nserl.purdue.edu/nserlweb/weppmain/docs/readme.htm>
- FOSTER, G.R.; MEYER, L.D. (1972): A closed form soil erosion equation for upland areas. In: SHEN, H.W. (ed.): *Sedimentation. Symposium to honor Professor H.A. Einstein*. Fort Collins, Colorado, USA. Chapter 12.
- FOSTER, G.R.; MEYER, L.D. (1975): Mathematical simulation of upland erosion by fundamental erosion mechanics. In: *Present and prospective technology for predicting sediment yields and sources*. ARS-S-40, USDA-Agricultural Research Services, S. 190-207.
- FRANTI, T.G.; LAFLEN, J.M.; WATSON, D.A. (1999): Predicting soil detachment from high-discharge concentrated flow. *Transactions of the ASAE*, 42(2), S. 329-335.
- FRIELINGHAUS, M.; BEESE, F.; ELLERBROCK, R.; MÜLLER, L.; ROGASIK, H. (1999): Risiken der Bodennutzung und Indikation von schädlichen Bodenveränderungen in der Gegenwart. In: BUCHWALD, K.; ENGELHARDT, W. (Hrsg.): *Schutz des Bodens. Umweltschutz – Grundlagen und Praxis*, Band 4. *Economica* (Bonn). S. 29-51.
- FUCHS, S.; BUTZ, J.; BECHTEL, A. (2004): Stoffstromanalysen für kleinere und mittlere Flussgebiete als Grundlage für die Planung und Umsetzung von Gewässerschutzmaßnahmen. Abschlussbericht BWPLUS. Vorhabensnummer BWC 21003.
- FUCHS, S.; SCHWARZ, M. (2007): Ableitung bodenspezifischer Anreicherungs-faktoren zur Bestimmung des Phosphor- und Schwermetalleintrages in Oberflächengewässer durch Erosion. Abschlussbericht BWPLUS. Vorhabensnummer BWR 24017.

- GAO, B.; WALTER, M.T.; STEENHUIS, T.S.; PARLANGE, J.-Y.; NAKANO, K.; ROSE, C.W.; HOGARTH, W.L. (2003): Investigating ponding depth and soil detachability for a mechanistic erosion model using a simple experiment. *Journal of Hydrology*, 277, S. 116-124.
- GERLINGER, K. (1997): Erosionsprozesse auf Lößböden: Experimente und Modellierung. Mitteilungen des Instituts für Wasserbau und Kulturtechnik der Universität Karlsruhe, 194.
- GERLINGER, K.; SCHERER, U. (1998): Simulating soil erosion and phosphorus transport on loess soils using advanced hydrological and erosional models. In: SUMMER, W.; KLAGHOFER, E.; ZHANG, W. (eds.): *Modelling soil erosion, sediment transport and closely related hydrological processes. Proceedings of a symposium held at Vienna, July 1998.* IAHS Publication, 249, S. 119-127.
- GEROLD, G.; REUM, R.; WAGNER, S. (1992): Flächenhafte Erfassung der Bodenparameter, Bodendifferenzierung und Bodenerosion. Schlussbericht des TP 3 in PLATE, E.J. (Hrsg.): *Weiherbach-Projekt. Schriftenreihe des Instituts für Hydrologie und Wasserwirtschaft der Universität Karlsruhe*, 41, S. 157-203.
- GEYER, O.F.; GWINNER, M.P. (1991): *Geologie von Baden-Württemberg. 4. neubearbeitete Auflage.* Schweizerbart (Stuttgart).
- GHEBREIYESSUS, Y.T.; GANTZER, C.J.; ALBERTS, E.E.; LENTZ, R.W. (1994): Soil erosion by concentrated flow: Shear stress and bulk density. *Transactions of the ASAE*, 37(6), S. 1791-1797.
- GILLEY, J.E.; ELLIOT, W.J.; LAFLEN, J.M.; SIMANTON, J.R. (1993): Critical Shear stress and critical flow rates for initiation of rilling. *Journal of Hydrology*, 142, S. 251-271.
- GILLEY, J.E.; WOOLHISER, D.A.; MCWHORTER, D.B. (1985): Interrill soil erosion – Part I: Development of model equations. *Transactions of the ASAE*, 28(1), S. 147-153, 159.
- GIMÉNEZ, R.; GOVERS, G. (2001): Interaction between bed roughness and flow hydraulics in eroding rills. *Water Resources Research*, 37(3), S. 791-799.
- GIMÉNEZ, R.; GOVERS, G. (2002): Flow detachment by concentrated flow on smooth and irregular beds. *Soil Science Society of America Journal*, 66, S. 1475-1483.
- GLADKOW, G.L.; SÖHNGEN, B. (2000): Modellierung des Geschiebetransports mit unterschiedlicher Korngröße in Flüssen. *Mitteilungsblatt der Bundesanstalt für Wasserbau*, 82, S. 123-129.
- GOVERS, G. (1990): Empirical relationships for the transport capacity of overland flow. In: WALLING, D.E.; YAIR, A.; BERKOWICZ, S. (eds.): *Erosion, transport and deposition processes.* IAHS Publication, 189, S. 45-63.
- GOVERS, G. (1992): Evaluation of transporting capacity formulae for overland flow. In: PARSONS, A.J.; ABRAHAMS, A.D. (Eds.): *Overland flow. Hydraulics and erosion mechanics.* UCL Press (London). S. 243-273.
- GOVERS, G.; RAUWS, G. (1986): Transporting capacity of overland flow on plane and irregular beds. *Earth Surface Processes and Landforms*, 11, S. 515-524.

- GOVERS, G.; VAN OOST, K.; PETERS, I.; POESEN, J.; VERSTRAETEN, G.; VAN ROMPAEY, A. (2007): Erosion on arable land: A reflection on what we know, what we do not know and what we should know. Geophysical Research Abstracts, Vol. 9, 10457. European Geosciences Union 2007.
- GOVINDARAJU, R.S. (1998): Effective erosion parameters for slopes with spatially varying properties. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 124(2), S. 81-88.
- GUY, B.T.; RUDRA, R.P.; DICKINSON, W.T. (1992B): Process oriented research on soil erosion and overland flow. In: PARSONS, A.J.; ABRAHAMS, A.D. (Eds.): *Overland flow. Hydraulics and erosion mechanics*. UCL Press (London). S. 225-242.
- GUY, B.T.; DICKINSON, W.T. (1990): Inception of sediment transport in shallow overland flow. *Catena Supplement*, 17, S. 91-109.
- GUY, B.T.; DICKINSON, W.T.; RUDRA, R.P. (1987): The roles of rainfall and runoff in the sediment transport capacity of interrill flow. *Transactions of the ASAE*, 30(5), S. 1378-1386.
- GUY, B.T.; DICKINSON, W.T.; RUDRA, R.P. (1992A): Evaluation of fluvial sediment transport equations for overland flow. *Transactions of the ASAE*, 35(2), S. 545-555.
- HAAN, C.T.; BARFIELD, B.J.; HAYES, J.C. (1994): *Design hydrology and sedimentology for small catchments*. Academic Press (San Diego, USA).
- HAHN, H.H.; BEUDERT, G. (1997): Schlussbericht des BMBF-Verbundprojektes „Prognosemodell für die Gewässerbelastung durch Stofftransport aus kleinen ländlichen Einzugsgebieten“ – Weiherbachprojekt. Teilprojekt 8: Stofftransport und Bilanzierung von Nährstoffen. Untersuchung des Stoffaustrages unter besonderer Berücksichtigung der Abspülung von befestigten landwirtschaftlichen Flächen. Institut für Siedlungswasserwirtschaft der Universität Karlsruhe (TH).
- HAIRSINE, P.B.; ROSE, C.W. (1991): Rainfall detachment and deposition: Sediment transport in the absence of flow driven processes. *Soil Science Society of America Journal*, 55, S. 320-324.
- HAIRSINE, P.B.; BEUSELINCK, L.; SANDER, G.C. (2002): Sediment transport through an area of net deposition. *Water Resources Research*, 38(6), S. 22-1 – 22-7.
- HAIRSINE, P.B.; ROSE, C.W. (1992A): Modeling water erosion due to overland flow using physical principles. 1. Sheet flow. *Water Resources Research*, 28(1), S. 237-243.
- HAIRSINE, P.B.; ROSE, C.W. (1992B): Modeling water erosion due to overland flow using physical principles. 2. Rill flow. *Water Resources Research*, 28(1), S. 245-250.
- HAIRSINE, P.B.; SANDER, G.C.; ROSE, C.W.; PARLANGE, J.-Y.; HOGARTH, W.L.; LISLE, I.; ROUHIPOUR, H. (1999): Unsteady soil erosion due to rainfall impact: a model of sediment sorting on the hillslope. *Journal of hydrology*, 220, S. 115-128.
- HARMON, R.S.; DOE, W.W. (2001): *Landscape erosion and evolution modeling*. Kluwer Academic / Plenum Publishers (New York).

- HEATWOLE, C.D.; ZACHARIAS, S.; WORKMAN, S.R. (1998): OPUS: Model description and evaluation. Paper No. 98-2201. ASAE Meeting Presentation. ASAE, St. Joseph, USA.
- HEILIG, A.; DEBRUYN, D.; WALTER, M.T.; ROSE, C.W.; PARLANGE, J.-Y.; STEENHUIS, T.S.; SANDER, G.C.; HAIRSINE, P.B.; HOGARTH, W.L.; WALKER, L.P. (2001): Testing a mechanistic soil erosion model with a simple experiment. *Journal of Hydrology*, 244, S. 9-16.
- HESSEL, R. (2002): Modelling soil erosion in a small catchment on the Chinese Loess Plateau. Applying LISEM to extreme conditions. *Nederlandse Geografische Studies*, 307. Faculty of Geographical Sciences, Utrecht University.
- HESSEL, R. (2006): Consequences of hyperconcentrated flow for process-based soil erosion modelling on the Chinese Loess Plateau. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31, S. 1100-1114.
- HIRSCH, C. (1988): Numerical computation of internal and external flows. Volume 1: Fundamentals of numerical discretization. Wiley & Sons (Chichester).
- HIRSCHI, M.C.; BARFIELD, B.J. (1988): A physically based research erosion model. Part I. model development. *Transactions of the ASAE*, 31(3), S. 804-813.
- HOGARTH, W.L.; PARLANGE, J.-Y.; ROSE, C.W.; SANDER, G.C.; STEENHUIS, T.S.; BARRY, A. (2004): Soil erosion due to rainfall impact with inflow: An analytical solution with spatial and temporal effects. *Journal of Hydrology*, 295, S. 140-148.
- HORNUNG, U.; MESSING, W. (1984): Poröse Medien – Methoden und Simulation. *Beiträge zur Hydrologie (Kirchzarten)*.
- HUANG, C. (1995): Empirical analysis of slope and runoff for sediment delivery from interrill areas. *Soil Science Society of America Journal*, 59, S. 982-990.
- HUANG, C. (1998): Sediment regimes under different slope and surface hydrologic conditions. *Soil Science Society of America Journal*, 62, S. 423-430.
- HUANG, C.; BRADFORD, J.M. (1993): Analyses of slope and runoff factors based on the WEPP erosion model. *Soil Science Society of America Journal*, 57, S. 1176-1183.
- HUANG, C.; BRADFORD, J.M.; LAFLEN, J.M. (1996): Evaluation of the detachment-transport coupling concept in the WEPP rill erosion equation. *Soil Science Society of America Journal*, 60, S. 734-739.
- HUANG, C.; WELLS, L.K.; NORTON, L.D. (1999): Sediment transport capacity and erosion processes: Model concepts and reality. *Earth Surface Processes and Landforms*, 24, S. 503-506.
- HUNZIKER, R.P. (1995): Fraktionsweiser Geschiebetransport. Dissertation an der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich, Nr. 11037.
- HUSMANN, M. (1996): Inhomogener Sickerwassertransport in der ungesättigten Zone des Weiherbach-Gebietes. *Schriftenreihe Angewandte Geologie Karlsruhe*, 43. Lehrstuhl für Angewandte Geologie der Universität Karlsruhe.

- ICCP (2007): Climate change 2007: The physical science basis. Summary for policymakers. Contribution of working group I to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. <http://www.ipcc.ch>
- JAYAWARDENA, A.W.; BHUIYAN, R.R. (1999): Evaluation of an interrill soil erosion model using laboratory catchment data. *Hydrological Processes*, 13, S. 89-100.
- JETTEN, V.; FAVIS-MORTLOCK, D. (2006): Modelling soil erosion in Europe. In: BOARDMAN, J.; POESEN, J. (eds.): *Soil erosion in Europe*. Wiley & Sons (Chichester). S. 695-716.
- JETTEN, V.; GOVERS, G.; HESSEL, R. (2003): Erosion models: Quality of spatial predictions. *Hydrological Processes*, 17, S. 887-900.
- JOHNSON, B.E.; JULIEN, P.Y.; MOLNAR, D.K.; WATSON, C.C. (2000): The two-dimensional upland erosion model CASC2D-SED. *Journal of the American Water Resources Association*, 36(1), S. 31-42.
- JULIEN, P.Y.; SIMONS, D.B. (1985): Sediment transport capacity of overland flow. *Transactions of the ASAE*, 28(3), S. 755-762.
- KATZ, D.M.; WATTS, F.J.; BURROUGHS, E.R. (1995): Effects of surface roughness and rainfall impact on overland flow. *Journal of Hydraulic Engineering*, 121(7), S. 546-553.
- KAZANSKIJ, J. (1972): Zur Turbulenzstruktur von Feststoff-Wasser-Gemischen in Rohrleitungen. *Mitteilungen Franzius-Institut, TH Hannover*, 33.
- KHR, INTERNATIONALE KOMMISSION FÜR DIE HYDROLOGIE DES RHEINGEBIETES (2003): Morphologische Berechnungen mit Sedimentmischungen. *Zukunftsmusik oder eine realistische Alternative? Bericht Nr. II-19 der KHR, Lelystad, Niederlande*.
- KIEFER, E.-M.; LIEDL, R.; SCHMITZ, G.H.; SEUS, G.J. (1990): Konservative Strömungsmodelle auf der Basis krummliniger Koordinaten unter besonderer Berücksichtigung von Wasserbewegungen im ungesättigt-gesättigten Boden. *Berichte der Versuchsanstalt Obernach und des Lehrstuhls für Wasserbau und Wassermengenwirtschaft der Technischen Universität München*, Nr. 64.
- KING, K.W.; FLANAGAN, D.C.; NORTON, L.D.; LAFLEN, J.M. (1995): Rill erodibility parameters influenced by long-term management practices. *Transactions of the ASAE*, 38(1), S. 159-164.
- KINNELL, P.I.A. (1990): Modelling erosion by rain-impacted flow. *Catena Supplement*, 17, S. 55-66.
- KINNELL, P.I.A. (1991): The effect of flow depth on sediment transport induced by raindrops impacting shallow flows. *Transactions of the ASAE*, 34(1), S. 161-168.
- KINNELL, P.I.A. (2005A): Raindrop-impact-induced erosion processes and prediction: A review. *Hydrological processes*, 19, S. 2815-2844.
- KINNELL, P.I.A. (2005B): Why the universal soil loss equation and the revised version of it do not predict event erosion well. *Hydrological processes*, 19, S. 851-854.

- KINNELL, P.I.A. (2006): Simulations demonstrating interaction between coarse and fine sediment loads in rain-impacted flow. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31, S. 355-367.
- KINNELL, P.I.A.; CUMMINGS, D. (1993): Soil/slope gradient interactions in erosion by rain-impacted flow. *Transactions of the ASAE*, 36(2), S. 381-387.
- KINNELL, P.I.A.; WOOD, J.T. (1992): Isolating erosivity and erodibility components in erosion by rain-impacted flow. *Transactions of the ASAE*, 35(1), S. 201-205.
- KIRKBY, M. (1998): Modelling across scales: The MEDALUS family of models. In: BOARDMAN, J.; FAVIS-MORTLOCK, D. (eds.): *Modelling soil erosion by water*. Springer (Berlin). S. 161-173.
- KLIWA (2006): Regionale Klimaszenarien für Süddeutschland. Abschätzungen der Auswirkungen auf den Wasserhaushalt. KLIWA-Berichte, Heft 9. Kooperationsvorhaben KLIWA „Klimaveränderung und Konsequenzen für die Wasserwirtschaft“ der Länder Baden-Württemberg, Bayern und des Deutschen Wetterdienstes. <http://www.kliwa.de>
- KNISEL, W.G. (1980): CREAMS. A field scale model for Chemicals, Runoff, and Erosion from Agricultural Management Systems. United States Department of Agriculture. Conservation Research Report, 26.
- KOLLE, O.; FIEDLER, F. (1997): Messung und numerische Simulation der Energie- und Feuchtebilanz der Bodenoberfläche. In: PLATE, E.J. (Hrsg.): *Zwischenbericht 1996 Weiherbachprojekt*. Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft der Universität Karlsruhe. S. 15-40.
- KÖLLER, K. (2005): Technical aspects of conservation tillage. In: KRIMLY, T.; DABBERT, S.; HAUSER, J. (eds.): *Runoff and erosion management in agriculture – a step towards sustainable flood protection*. Proceedings of the International Conference of the NWE INTERREG IIIB Project AMEWAM, Schwaigern 2./3. Mai 2005. S. 9-22. Der Andere Verlag (Tönning).
- KOLOKOTRONIS, V. (2007): persönliche Mitteilung am 16.03.2007 von V. Kolokotronis, Referat 43 – Hydrologie, Hochwasservorhersage. Landesamt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg (LUBW), Karlsruhe.
- KRIMLY, T.; DABBERT, S.; HAUSER, J. (2005): *Runoff and erosion management in agriculture – a step towards sustainable flood protection*. Proceedings of the International Conference of the NWE INTERREG IIIB Project AMEWAM, Schwaigern 2./3. Mai 2005. Der Andere Verlag (Tönning).
- KTBL (1993): Definition der Einordnung von Verfahren der Bodenbearbeitung und Bestellung. KTBL Arbeitsblatt Nr. 0236. Kuratorium für Technik und Bauwesen in der Landwirtschaft e.V., Darmstadt-Kranichstein.
- LAMBERT, B. (2002): Hochwasserschutz durch Landwirtschaft – Projekt Schweigern. Beitrag zur Exkursion der Bodenspezialisten der Länder am 12.06.2002, unveröffentlicht.

- LANDESVERMESSUNGSAMT BADEN-WÜRTTEMBERG: 6818 Kraichtal. Topographische Karte 1:25 000. Normalausgabe mit Waldflächen.
- LANDWIRTSCHAFTSKAMMER (2007): Cross Compliance 2007. Informationsbroschüre für die Empfänger von Direktzahlungen zur Einhaltung der anderweitigen Verpflichtungen (Cross Compliance). www.Landwirtschaftskammer.de
- LANG, A.; BORK, H.R. (2006): Past soil erosion in Europe. In: BOARDMAN, J.; POESEN, J. (eds.): Soil erosion in Europe. Wiley & Sons (Chichester). S. 465-476.
- LAURSEN, E.M. (1958): The total sediment load of streams. Journal of the Hydraulics division, Proceedings of the ASCE, 84(HY1), Paper 1530 (S. 1-36).
- LEGUÉDOIS, S.; LE BISSONNAIS, Y. (2004): Size fractions resulting from an aggregate stability test, interrill detachment and transport. Earth Surface Processes and Landforms, 29. S. 1117-1129.
- LEI, T.; NEARING, M.A.; HAGHIGHI, K.; BRALTS, V.F. (1998): Rill erosion and morphological evolution: A simulation model. Water Resources Research, 34(11), S. 3157-3168.
- LEGATES, D.R.; MCCABE, G.J. (1999): Evaluating the use of "goodness-of-fit" measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. Water Resources Research, 35(1), S. 233-241.
- LÉONARD, J.; RICHARD, G. (2004): Estimation of runoff critical shear stress for soil erosion from soil shear strength. Catena, 57, S. 233-249.
- LEWIS, S.M.; BARFIELD, B.J.; STORM, D.E.; ORMSBEE, L.E. (1994): Proril – an erosion model using probability distributions for rill flow and density. I. Model development. Transactions of the ASAE, 37(1), S. 115-123.
- LI, G.; ABRAHAMS, A.D. (1999): Controls of sediment transport capacity in laminar interrill flow on stone-covered surfaces. Water Resources Research, 35(1), S. 305-310.
- LIEBENOW, A.M.; ELLIOT, W.J.; LAFLEN, J.M.; KOHL, K.D. (1990): Interrill erodibility: Collection and analysis of data from cropland soils. Transactions of the ASAE, 33(6), S. 1882-1888.
- LINDENMAIER, F.; ZEHE, E.; DITTFURTH, A.; IHRINGER, J. (2005): Process identification at a slow-moving landslide in the Vorarlberg Alps. Hydrological Processes, 19 (8). S. 1635-1652.
- LINKE, C. (2006): Entwicklung der Direktsaat. Landtechnik, SH 61, S. 312-313.
- LOIBL, B. (2006): Einteilung der Bodenbearbeitungssysteme unter Berücksichtigung der Bodenbedeckung. Landtechnik, SH 61, S. 302-303.
- LOW, H.S. (1989): Effect of sediment density on bed-load transport. Journal of Hydraulic Engineering, 115(1), S. 124-138.
- LU, J.Y.; CASSOL, A.E.; MOLDENHAUER W.C. (1989): Sediment transport relationships for sand and silt loam soils. Transactions of the ASAE, 32(6), S. 1923-1931.

- MANTZ, P.A. (1977): Incipient transport of fine grains and flakes of fluid – Extended Shields diagram. *Journal of the Hydraulics Division, Proceedings of the ASCE*, 103, S. 601-615.
- MAURER, T. (1997A): Physikalisch begründete zeitkontinuierliche Modellierung des Wassertransportes in kleinen ländlichen Einzugsgebieten. *Mitteilungen des Instituts für Hydrologie und Wasserwirtschaft der Universität Karlsruhe*, Heft 61.
- MAURER, T. (1997B): CATFLOW: A physically based and distributed hydrological model for continuous simulation of catchment water dynamics. *Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft der Universität Karlsruhe*.
- MCISAAC, G.F.; MITCHELL, J.K.; HUMMEL, J.W.; ELLIOT, W.J. (1992): An evaluation of unit stream power theory for estimating soil detachment and sediment discharge from tilled soils. *Transactions of the ASAE*, 35(2), S. 535-544.
- 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, S. 861-868.
- MERZ, B. (1996): Modellierung des Niederschlag-Abfluss-Vorgangs in kleinen Einzugsgebieten unter Berücksichtigung der natürlichen Variabilität. *Mitteilungen des Instituts für Hydrologie und Wasserwirtschaft der Universität Karlsruhe*, Heft 56.
- MEYER, L.D.; WISCHMEIER, W.H. (1969): Mathematical simulation of the process of soil erosion by water. *Transactions of the ASAE*, 12(6), S. 754-758.
- MEYER-PETER, E.; MÜLLER, R. (1949): Eine Formel zur Berechnung des Geschiebetriebs. *Versuchsanstalt für Wasserbau und Erdbau der ETH Zürich*, Mitt. Nr. 16. Zit. in: SCHRÖDER & ZANKE (2003).
- MICHAEL, A. (2001): Anwendung des physikalisch begründeten Erosionsmodells EROSION 2D/3D – Empirische Ansätze zur Ableitung der Modellparameter. *Freiberger Forschungshefte, C488 Geoökologie*. Technische Universität Bergakademie Freiberg.
- MICROCAL (1999): *Handbuch zu dem Programm Origin 6.1*.
- MISRA, R.K.; ROSE, C.W. (1996): Application and sensitivity analysis of process-based erosion model GUEST. *European Journal of Soil Science*, 47, S. 593-604.
- MOORE, I.D.; BURCH, G.J. (1986): Sediment transport capacity of sheet and rill flow: Application of unit stream power theory. *Water Resources Research*, 22(8), S. 1350-1360.
- MORGAN, R.P.C. (1999): *Bodenerosion und Bodenerhaltung*. Enke (Stuttgart).
- MORGAN, R.P.C.; QUINTON, J.N.; SMITH, R.E.; GOVERS, G.; POESEN, J.W.A.; CHISCI, G.; TORRI, D. (1998): The EUROSEM model. In: BOARDMAN, J.; FAVIS-MORTLOCK, D. (eds.): *Modelling soil erosion by water*. NATO ASI Series I: Global Environmental Change, Vol. 55. Springer (Berlin). S. 389-398.

- MORGAN, R.P.C.; QUINTON, J.N. (2001): Erosion modeling. In: HARMON, R.S.; DOE, W.W. (eds.): Landscape erosion and evolution modeling. Kluwer Academic / Plenum Publishers (New York). S. 117-143.
- MOSIMANN, T. (2003): Erosionsgefährdung und Schutz der Böden durch die Bewirtschaftung. Monitoring 1982-2002. Herausgegeben vom Amt für Umweltschutz und Energie Kanton Basel-Landschaft. www.bl.ch/boden
- MOUZAI, L.; BOUHADEF, M. (2003): Water drop erosivity: Effects on soil splash. *Journal of Hydraulic Research*, 41(1), S. 61-68.
- MUALEM, Y. (1976): A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Research*, 12(3), S. 513-522.
- MUTCHLER, C.K.; LARSON, C.L. (1971): Splash amounts from waterdrop impact on a smooth surface. *Water Resources Research*, 7(1), S. 195-200.
- NASH, J.E.; SUTCLIFFE, J.V. (1970): River flow forecasting through conceptual models part I – A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10, S. 282-290.
- NEARING, M.A. (2006): Can soil erosion be predicted? In: OWENS, P.N; COLLINS, A.J. (eds.): Soil erosion and sediment redistribution in river catchments. CABI Publishing (Wallingford). S. 145-152.
- NEARING, M.A.; BRADFORD, J.M.; PARKER, S.C. (1991): Soil detachment by shallow flow at low slopes. *Soil Science Society of America Journal*, 55, S. 339-344.
- NEARING, M.A.; LANE, L.J.; ALBERTS, E.E.; LAFLEN, J.M. (1990): Prediction technology for soil erosion by water: Status and research needs. *Soil Science Society of America Journal*, 54, S. 1702-1711.
- NEARING, M.A.; NORTON, L.D.; BULGAKOV, D.A.; LARIONOV, G.A.; WEST, L.T.; DONTSOVA, K.M. (1997): Hydraulics and erosion in eroding rills. *Water Resources Research*, 33(4), S. 865-876.
- NICKS, A.D. (1998): Gleams model evaluation – hydrology and erosion components. In: BOARDMAN, J.; FAVIS-MORTLOCK, D. (eds.): Modelling soil erosion by water. Springer (Berlin). S. 55-63.
- O'NEAL, M.R.; NEARING, M.A.; VINING, R.C.; SOUTHWORTH, J.; PFEIFER, R.A. (2005): Climate change impacts on soil erosion in Midwest United States with changes in crop management. *Catena*, 61, S. 165-184.
- OcCC (2003): Extremereignisse und Klimaänderung. Herausgegeben vom OcCC, Organe consultatif sur les changements climatique (Beratendes Organ für Fragen der Klimaänderung), Bern. <http://www.occc.ch>
- OWOPUTI, L.O.; STOLTE, W.J. (1995): Soil detachment in the physically based soil erosion process: A review. *Transactions of the ASAE*, 38(4), S. 1099-1110.
- PARKER, G; KLINGEMANN, P.C. (1982): On why gravel bed streams are paved. *Water Resources Research*, 18(5), S. 1409-1423.

- PARLANGE, J.-Y.; HOGARTH, W.L.; ROSE, C.W.; SANDER, G.C.; HAIRSINE, P.; LISLE, I. (1999): Addendum to unsteady soil erosion model. *Journal of Hydrology*, 217, S. 149-156.
- PÉCSI, M.; RICHTER, G. (1996): Löss: Herkunft – Gliederung – Landschaften. *Zeitschrift für Geomorphologie. Neue Folge Supplementband 98*. Gebrüder Borntraeger (Berlin).
- PLATE, E.J. (1992): Weiherbach-Projekt. „Prognosemodell für die Gewässerbelastung durch Stofftransport aus einem kleinen ländlichen Einzugsgebiet“. Schlussbericht zur 1. Phase des BMFT-Verbundprojektes. Schriftenreihe des Instituts für Hydrologie und Wasserwirtschaft der Universität Karlsruhe, Heft 41.
- PLATE, E.J. (1997): Zwischenbericht 1996 Weiherbachprojekt. Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft der Universität Karlsruhe.
- PLATE, E.J.; ZEHE, E. (2008): Hydrologie und Stoffdynamik kleiner Einzugsgebiete. Prozesse und Modelle. Schweizerbart (Stuttgart).
- PROFFITT, A.P.B.; HAIRSINE, P.B.; ROSE, C.W. (1993): Modeling soil erosion by overland flow: application over a range of hydraulic conditions. *Transactions of the ASAE*, 46(6), S. 1743-1753.
- PROFFITT, A.P.B.; ROSE, C.W.; HAIRSINE, P.B. (1991): Rainfall detachment and deposition: Experiments with low slopes and significant water depths. *Soil Science Society of America Journal*, 55, S. 325-332.
- PROSSER, I.P.; DIETRICH, W.E.; STEVENSON, J. (1995): Flow resistance and sediment transport by concentrated overland flow in a grassland valley. *Geomorphology*, 13, S. 71-86.
- PROSSER, I.P.; RUSTOMJI, P. (2000): Sediment transport relations for overland flow. *Progress in Physical Geography*, 24 (2), S. 179-193.
- PRUSKI, F.F.; NEARING, M.A. (2002): Runoff and soil-loss responses to changes in precipitation: A computer simulation study. *Journal of Soil and Water Conservation*, 57(1), S. 7-15.
- QUANSAH, C. (1981): The effect of soil type, slope, rain intensity and their interactions on splash detachment and transport. *Journal of Soil Science*, 32, S. 215-224.
- REGIERUNG DER BUNDESREPUBLIK DEUTSCHLAND (2004): Nitratbericht. 3. Bericht gemäß Artikel 10 der Richtlinie 91/676/EWG des Rates vom 12. Dezember 1991 zum Schutz der Gewässer vor Verunreinigungen durch Nitrat aus landwirtschaftlichen Quellen. <http://www.lawa.de/pub/kostenlos/gw/Nitratbericht-2004.pdf>
- RITZ, D. (2000): Computergestützte Bildanalyse des Bodenbedeckungsgrades unter besonderer Berücksichtigung der Regionalisierung pflanzen- und bodenkundlicher Parameter. *Karlsruher Schriften zur Geographie und Geoökologie*, Band 9, Institut für Geographie und Geoökologie der Universität (TH) Karlsruhe.

- RITZ, D.; MOKRY, M.; EIGNER, U. (1996): Bodennutzungserhebung sowie pflanzen- und ackerbauliche Untersuchung zur Bilanzierung landwirtschaftlich relevanter Stoffe im Untersuchungsgebiet. Abschlussbericht des Teilprojektes 10 b im Rahmen des BMBF-Verbundprojektes: „Prognosemodell für die Gewässerbelastung durch Stofftransport aus einem kleinen ländlichen Einzugsgebiet“ (Weiherbachprojekt). Staatliche Landwirtschaftliche Untersuchungs- und Forschungsanstalt Augustenbergr (Karlsruhe).
- ROSE, C.W. (1998): Modelling erosion by water and wind. In: LAL, R.; BLUM, W.H.; VALENTINE, C.; STEWART, B.A. (eds.): Methods for assessment of soil degradation. II. Series: Advances in Soil Science, CRC Press LLC (Boca Raton, Florida, USA). S. 57-87.
- ROSE, C.W.; COUGHLAN, K.J.; FENTIE, B. (1998): Griffith University Erosion System Template (GUEST). In: BOARDMAN, J.; FAVIS-MORTLOCK, D. (eds.): Modelling soil erosion by water. NATO ASI Series I: Global Environmental Change, Vol. 55. Springer (Berlin). S. 399-412.
- ROSE, C.W.; WILLIAMS, G.C.; SANDER, G.C.; BARRY, D.A. (1983): A mathematical model of soil erosion and deposition processes: I. Theory for a plane land element. Soil Science Society of America Journal, 47, S. 991-995.
- SALLES, C.; POESEN, J.; GOVERS, G. (2000): Statistical and physical analysis of soil detachment by raindrop impact: Rain erosivity indices and threshold energy. Water Resources Research, 36(9), S. 2721-2729.
- SANDER, G.C.; HAIRSINE, P.B.; BEUSELINCK, L.; GOVERS, G. (2002): Steady state sediment transport through an area of net deposition: Multisize class solution. Water Resources Research, 38(6), S. 23-1 – 23-8.
- SANDER, G.C.; HAIRSINE, P.B.; ROSE, C.W.; CASSIDY, D.; PARLANGE, J.-Y.; HOGARTH, W.L.; LISLE, I.G. (1996): Unsteady soil erosion model, analytical solutions and comparison with experimental results. Journal of Hydrology, 178, S. 351-367.
- SAUERBORN, P.; KLEIN, A.; BOTSCHEK, J.; SKOWRONEK, A. (1999): Future rainfall erosivity derived from large-scale climate models – methods and scenarios for a humid region. Geoderma, 93. S. 269-276.
- SCHÄFER, D. (1999): Bodenhydraulische Eigenschaften eines Kleineinzugsgebietes – Vergleich und Bewertung unterschiedlicher Verfahren. Dissertationsreihe am Institut für Hydromechanik der Universität Karlsruhe, Heft 1999/1.
- SCHIEFFER, F.; SCHACHTSCHABEL, P. (1998): Lehrbuch der Bodenkunde. 14. neubearbeitete und erweiterte Auflage. Enke (Stuttgart).
- SCHERER, U.; FUCHS, S.; BEHRENDT, H.; HILLENBRAND, T. (2003): Emissions of heavy metals into river basins of Germany. Water Science and Technology, 47(7-8), S. 251-257.
- SCHILLINGER, M.P.; SCHULZ, K.; HUWE, B. (2008): Ableitung einer Bodenartenkarte aus der Bodenschätzung. In: PLATE, E.J.; ZEHE, E. (Hrsg.): Hydrologie und Stoffdynamik kleiner Einzugsgebiete. Prozesse und Modelle. Schweizerbart (Stuttgart). S. 106-111.

- SCHMALAND, G. (1997): Geologie des Kompartiments und Makroporen. In: PLATE, E.J. (Hrsg.): Zwischenbericht 1996 Weiherbachprojekt. Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft der Universität Karlsruhe. S. 56-57.
- SCHMIDT, J. (1988): Wasserhaushalt und Sedimenttransport an geneigten, landwirtschaftlich bearbeiteten Nutzflächen. Dissertation am Fachbereich Geowissenschaften der Freien Universität Berlin.
- SCHMIDT, J. (1996): Entwicklung und Anwendung eines physikalisch begründeten Simulationsmodells für die Erosion geneigter landwirtschaftlicher Nutzflächen. Berliner Geographische Abhandlungen, 61.
- SCHMIDT, J.; VON WERNER, M.; MICHAEL, A. (1999): Erosion 2D. Ein Computermodell zur Simulation der Bodenerosion durch Wasser. Band I – III. Landesanstalt für Landwirtschaft und Landesamt für Umwelt und Geologie des Freistaates Sachsen.
- SCHRAMM, M. (1994): Ein Erosionsmodell mit räumlich und zeitlich veränderlicher Rillenmorphologie. Mitteilungen aus dem Institut für Wasserbau und Kulturtechnik der Universität Karlsruhe, 190.
- SCHRÖDER, R. (2000): Modellierung von Verschlammung und Infiltration in landwirtschaftlich genutzten Einzugsgebieten. Bonner Geographische Abhandlungen, 101. Asgard (Sankt Augustin).
- SCHRÖDER, R.C.M.; ZANKE, U. (2003): Technische Hydraulik. Kompendium für den Wasserbau. 2. Auflage. Springer (Berlin).
- SCHWERTMANN, U.; VOGL, W.; KAINZ, M. (1987): Bodenerosion durch Wasser - Vorhersage des Abtrags und Bewertung von Gegenmaßnahmen. Ulmer (Stuttgart).
- SENDZIK, W. (2003): Fraktionierung von Geschiebetransportraten in morphodynamisch-numerischen Modellen. Diplomarbeit am Institut für Strömungsmechanik und Elektronisches Rechnen im Bauwesen, Universität Hannover, unveröffentlicht.
- SEYFRIED, M.S.; WILCOX, B.P. (1995): Scale and the nature of spatial variability: Field examples having implications for hydrologic modeling. Water Resources Research, 31(1), S. 173-184.
- SHARMA, P.P.; GUPTA, S.C.; FOSTER, G.R. (1993): Predicting soil detachment by raindrops. Soil Science Society of America Journal, 57, S. 674-680.
- SHARMA, P.P.; GUPTA, S.C.; FOSTER, G.R. (1995): Raindrop-induced soil detachment and sediment transport from interrill areas. Soil Science Society of America Journal, 59, S. 727-734.
- SHEN, H.W.; LI, R.-M. (1973): Rainfall effect on sheet flow over smooth surface. Journal of the Hydraulics Division, Proceedings of the ASCE, 99(HY5), S. 771-792.
- SHIPITALO, M.J.; BUTT, K.R. (1999): Occupancy and geometrical properties of *Lumbricus terrestris* L. burrows affecting infiltration. Pedobiologia, 43, S. 782-794.

- SINGH, V.P. (1997): Kinematic wave modelling in water resources. Environmental hydrology. Wiley & Sons (New York).
- SMITH, R.E.; GOODRICH, D.C.; QUINTON, J.N. (1995): Dynamic, distributed simulation of watershed erosion: The KINEROS2 and EUROSEM models. Journal of Soil and Water Conservation, 50(5), S. 517-520.
- STAATSMINISTERIUM FÜR UMWELT UND LANDWIRTSCHAFT SACHSEN (2004): Sächsischer Agrarbericht 2004.
http://www.smul.sachsen.de/de/wu/aktuell/downloads/pdf_agrarbericht2004.pdf
- STEEGEN, A.; GOVERS, G.; NACHTERGAELE, J.; TAKKEN, I.; BEUSELINCK, L.; POESEN, J. (2000): Sediment export by water from an agricultural catchment in the Loam Belt of central Belgium. Geomorphology, 33, S. 25-36.
- STONE, P.M.; WALLING, D.E. (1996): The particle-size selectivity of sediment mobilization from Devon hillslopes. In: ANDERSON, M.G; BROOKS, S.M. (eds.): Advances in hillslope processes, Volume 1. Wiley & Sons (New York). S. 507-527.
- SWCS (2003): Conservation implications of climate change: Soil erosion and runoff from cropland. Report from the Soil and Water Conservation Society, Ankeny, Iowa, USA.
<http://www.swcs.org>
- TAYFUR, G. (2002): Applicability of sediment transport capacity models for nonsteady state erosion from steep slopes. Journal of Hydrologic Engineering, 7(3), S. 252-259.
- THOMPSON, A.M.; WILSON, B.N.; HANSEN, B.J. (2004): Shear stress partitioning for idealized vegetated surfaces. Transactions of the ASAE, 47(3), S. 701-709.
- TRUMAN, C.C.; BRADFORD, J.M. (1995): Laboratory determination of interrill soil erodibility. Soil Science Society of America Journal, 59, S. 519-526.
- UBA (2006): Workshop Klimaveränderungen – Herausforderungen für den Bodenschutz. Zusammenfassung und weiterer Handlungsbedarf.
http://www.umwettbundesamt.de/fwbs/klima-ws/klws_Zusammenfassung.pdf
- UFOP, Union zur Förderung von Öl- und Proteinpflanzen (2003): Anbauratgeber Sonnenblumen. http://www.ufop.de/agrar_sonnenblumen.php
- VAN GENUCHTEN, M.TH. (1980): A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Science Society of America Journal, 44, S. 892-898.
- VREUGDENHIL, C.B.; KOREN, B. (1993): Numerical methods for advection-diffusion problems. Notes on Numerical Fluid Mechanics, Volume 45. Friedr. Vieweg & Sohn (Braunschweig/Wiesbaden).
- WAN, Z.; WANG, Z. (1994): Hyperconcentrated flow. IAHR Monograph. A.A. Balkema (Rotterdam).
- WICKS, J.M; BATHURST, J.C. (1996): SHESED: a physically based, distributed erosion and sediment yield component for the SHE hydrological modelling system. Journal of Hydrology, 175, S. 213-238.

- WILCOCK, P.R.; CROWE, J.C. (2003): Surface based transport model for mixed-size sediment. *Journal of Hydraulic Engineering*, 129(2), S. 120-128.
- WISCHMEIER, W.H.; SMITH, D.D. (1978): Predicting rainfall erosion losses – a guide to conservation planning. U.S. Department of Agriculture, Agriculture Handbook No. 537.
- WU, W.; WANG, S.S.Y.; JIA, Y. (2000): Nonuniform sediment transport in alluvial rivers. *Journal of Hydraulic Research*, 38(6), S. 427-434.
- YALIN, M.S. (1963): An expression for bedload transportation. *Journal of the Hydraulics Division, Proceedings of the ASCE*, 89(HY3), S. 221-250.
- YALIN, M.S. (1972): *Mechanics of sediment transport*. Pergamon Press (Oxford, England).
- YANG, C.T. (1972): Unit stream power and sediment transport. *Journal of the Hydraulics Division, Proceedings of the ASCE*, 98(HY10), S. 1805-1825.
- YANG, C.T. (1973): Incipient motion and sediment transport. *Journal of the Hydraulics Division, Proceedings of the ASCE*, 99(HY10), S. 1679-1703.
- YU, B. (2003): A unified framework for water and deposition equations. *Soil Science Society of America Journal*, 67, S. 251-257.
- ZEHE, E. (1999): Stofftransport in der ungesättigten Bodenzone auf verschiedenen Skalen. *Mitteilungen des Instituts für Hydrologie und Wasserwirtschaft der Universität Karlsruhe (TH)*, Heft 64.
- ZEHE, E.; BLÖSCHL, G. (2004): Predictability of hydraulic response at the plot and catchment scales: Role of initial conditions. *Water Resources Research*, 40 (10), W10202, 21 S.
- ZEHE, E.; FLÜHLER, H. (2001): Slope scale variation of flow patterns in soil profiles. *Journal of Hydrology* 247, S. 116-132.
- ZEHE, E. (2006): persönliche Mitteilung am 22.11.2006 von E. Zehe, Institut für Geoökologie, Universität Potsdam.
- ZHANG, G.H.; LIU, B.Y.; LIU, G.B.; HE, X.W.; NEARING, M.A. (2003): Detachment of undisturbed soil by shallow flow. *Soil Science Society of America Journal*, 67, S. 713-719.
- ZHANG, G.H.; NEARING, M.A.; LIU, B.Y. (2005): Potential effects of climate change on rainfall erosivity in the Yellow River Basin of China. *Transactions of the ASAE*, 48(2), S. 511-517.
- ZHANG, X.C.; NEARING, M.A.; MILLER, W.P.; NORTON, L.D.; WEST, L.T. (1998): Modeling interrill sediment delivery. *Soil Science Society of America Journal*, 62, S. 438-444.

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 2-1	Aufbau der Arbeit und Vernetzung der Kapitel.	12
Abbildung 3-1	Zusammenhang der Teilprozesse Ablösung, Transport und Deposition von Sedimentpartikeln (verändert nach MEYER & WISCHMEIER, 1969).	15
Abbildung 3-2	Erosionsgeschehen auf einem konvex-konkaven Hang nach der Modellvorstellung von MEYER & WISCHMEIER (1969) anhand eines Beispieldatensatzes.....	16
Abbildung 3-3	Darstellung der Interaktion zwischen Feststofffracht, Erosionsrate, Deposition und Transportkapazität nach der Modellvorstellung von FOSTER & MEYER (1972, 1975) (verändert nach FOSTER & MEYER, 1972).	17
Abbildung 3-4	Darstellung der zu berücksichtigenden Teilprozesse bei simultaner Erosion und Deposition auf einem Hangabschnitt (verändert nach ROSE ET AL., 1983; HAIRSINE & ROSE, 1991 und HAIRSINE & ROSE, 1992A; Erklärung der Abkürzungen in Gleichung 3-10).	19
Abbildung 3-5	Grafische Darstellung des Impulsstromansatzes nach SCHMIDT (1996) (verändert nach GERLINGER & SCHERER, 1998).....	30
Abbildung 3-6	Abhängigkeit der Erosionsrate e_{pot} von Abfluss und Niederschlagsintensität für die von SCHMIDT (1996) durchgeführten Laborerosionsversuche (verändert nach SCHMIDT, 1996).	34
Abbildung 3-7	Verlauf von Abfluss q und Schubspannung τ entlang der Fließstrecke....	35
Abbildung 3-8	Korrelation von gemessener und vorhergesagter potenzieller Erosionsrate für die Laborversuche von SCHMIDT (1996).	39
Abbildung 3-9	Schemaskizze zur Abgrenzung von Geschiebe- und Schwebstofftransport in der Fließgewässerhydraulik (verändert nach SENDZIK, 2003).	43
Abbildung 3-10	Qualitativer Einfluss des Niederschlags auf die Beziehung zwischen Transportkapazität und Strömungsintensität (verändert nach LI & ABRAHAMS, 1999).....	50
Abbildung 3-11	Maßgebliche Einflussgrößen auf die Transportkapazität unter erosionstypischen Randbedingungen und deren Wirkung auf die Transportrate.	52
Abbildung 3-12	Schemaskizze zum <i>Hiding & Exposure</i> -Effekt (nach KHR, 2003).....	54

Abbildung 3-13	Schubspannung und Strömungsintensität für verschiedene Korndurchmesser bei <i>selektivem</i> bzw. <i>vollständigem Transport</i> und unter Berücksichtigung von <i>Hiding & Exposure</i> -Korrekturfunktionen.	56
Abbildung 3-14	Änderung der kornspezifischen Transportkapazität unter Berücksichtigung verschiedener Stützstellen bei der Kornsummenkurve.	59
Abbildung 3-15	Schematische Darstellung natürlicher Hangsegmente mit erodierbaren und nicht erodierbaren Bereichen.....	64
Abbildung 3-16	Schemaskizze zur Ermittlung der potenziell transportierbaren Sedimentmischung in einem betrachteten Segment der Länge Δx . (Erklärung der Formelzeichen in Gleichung 3-76).	65
Abbildung 3-17	Verlauf der Transportkapazität und Sedimentkonzentration mit zunehmender Schubspannung. (Simulation für ein Sommergewitter, Gefälle = 24 %, Bodenart = Lt3 (40 % Ton, 40 % Schluff, 20 % Sand), $f_{crit} = 0,73 \text{ N/m}^2$).	66
Abbildung 3-18	Sinkgeschwindigkeit in Abhängigkeit vom Partikeldurchmesser berechnet für die Grenzen der Partikelfraktionen von Feinton bis Grobsand.	71
Abbildung 3-19	Definitionsskizze zur Bestimmung des Koeffizienten C_{dep} für den Fall der Deposition (verändert nach SCHRAMM, 1994).	72
Abbildung 4-1	Beispiel für eine Hangdiskretisierung mit krummlinigen orthogonalen Koordinaten (überhöhte Darstellung).	76
Abbildung 4-2	Skizze zur Beschreibung der Oberflächenabflussberechnung.	82
Abbildung 4-3	Bilanzierungsgrößen für die Sedimentkontinuitätsgleichung in einem Hangsegment.	83
Abbildung 4-4	Schema des Verfahrensablaufs zur Ermittlung des breitenspezifischen Feststoffmassenstroms $q_{s,i}$ für ein Hangsegment.	84
Abbildung 4-5	Bestimmung der Ablösung von Bodenpartikeln für zwei unterschiedliche Diskretisierungsweiten.	86
Abbildung 5-1	Lage des Weiherbachgebietes im Einzugsgebiet des Kraichbachs.	89
Abbildung 5-2	Morphologie und Landnutzung des Weiherbachgebietes.....	90
Abbildung 5-3	Geologischer Schnitt durch den Messhang „Neuenbürger Pfad“ als Beispiel für einen typischen Lösshang des Weiherbachgebietes (verändert nach BOHLEBER, 1992).	92
Abbildung 5-4	Bodendifferenzierung im nördlichen Weiherbachgebiet (verändert nach GEROLD ET AL., 1992).	93
Abbildung 5-5	Lage der Meteorologischen Station, Pegel, Regenschreiber und Bodenfeuchtemesspunkte im Einzugsgebiet des Pegels Menzingen (3,5 km ²).	95

Abbildung 5-6	Bodenarten im Einzugsgebiet des Pegels Menzingen (nach Bodenkundlicher Kartieranleitung, 1982).....	100
Abbildung 5-7	Lage der Beregnungsversuche von GERLINGER (1997) im Weiherbachgebiet.....	103
Abbildung 5-8	Einsatz der Beregnungsanlage im Weiherbachgebiet (GERLINGER, 1997).	104
Abbildung 6-1	Verlauf von Sedimentkonzentration, Abtragsrate und Abfluss am Beispiel des Versuchs <i>Öwisheimer Weg 1_1</i> (19.04.1994).	108
Abbildung 6-2	Zusammenhang zwischen Fließtiefe h , Schubspannung τ , potenzieller Erosionsrate e_{pot} und breitenspezifischem Abfluss q für verschiedene Erosionswiderstände f_{crit}	108
Abbildung 6-3	Verlauf der Sedimentkonzentration für verschiedene Erosionswiderstände f_{crit} im ablösungslimitierten Zustand.	109
Abbildung 6-4	Schematische Darstellung der beiden unterschiedlichen Belastungszustände als Grundlage für die Berechnung des Erosionswiderstandes aus Beregnungsversuchen im Hangverlauf.....	110
Abbildung 6-5	Verlauf von Oberflächenabfluss und Erosionswiderstand während eines Beregnungsversuchs (<i>Öwisheimer Weg 1_1</i> (19.04.1994)).	114
Abbildung 6-6	Vergleich des gemessenen und auf Basis verschiedener Mittelwerte des Erosionswiderstandes rückgerechneten kumulativen Bodenabtrags für die Beregnungsversuche ($n = 58$).	115
Abbildung 6-7	Wertebereich der Erosionswiderstände f_{crit} für alle 60 Versuche sowie Gauß-Normalverteilungen der logarithmierten und nicht logarithmierten Werte.	116
Abbildung 6-8	Wertebereich der Erosionswiderstände f_{crit} für die 58 Versuche auf Lössböden sowie Gauß-Normalverteilungen der logarithmierten und nicht logarithmierten Werte.	117
Abbildung 6-9	Korrelation zwischen <i>Mannings</i> n und dem Erosionswiderstand f_{crit} für Beregnungsversuche mit und ohne Pflanzenbedeckung.	121
Abbildung 6-10	Bodenbedeckungsgrad und Erosionswiderstand f_{crit} für verschiedene Versuchsserien auf Mais- und Zuckerrübenschlägen.....	123
Abbildung 7-1	Hangdiskretisierung für die Simulation der Beregnungsversuche und Zuweisung der Bodenfeuchte (überhöhte Darstellung).	132
Abbildung 7-2	pF-WG-Beziehung und K_u -Funktion $k_u(\theta)$ für verschiedene Bodenhorizonte im Weiherbachgebiet.....	134
Abbildung 7-3	Abhängigkeit des Makroporositätsfaktors vom Tongehalt für die Beregnungsversuche im Frühjahr ($n = 20$) und im Sommer ($n = 19$).	136

Abbildung 7-4	Wertespektrum der angepassten Makroporositätsfaktoren für die Versuche im Frühjahr und Sommer.....	137
Abbildung 7-5	Vergleich zwischen Messung und Simulation von Oberflächenabfluss und Bodenabtrag für den Versuch <i>Neuenbürger Pfad 1_3</i> (30.03.1994).	138
Abbildung 7-6	Darstellung des simulierten flächenspezifischen Bodenabtrags [kg/m ²] für den Beregnungsversuch <i>Neuenbürger Pfad 1_3</i> (30.03.1994).	139
Abbildung 7-7	Vergleich der gemessenen und simulierten kumulativen Bodenabträge für 39 Beregnungsversuche (f_{mak} angepasst, f_{crit} aus Messung ermittelt). ...	140
Abbildung 7-8	Vergleich der gemessenen und simulierten kumulativen Abflüsse für 39 Beregnungsversuche (f_{mak} vorhergesagt).	141
Abbildung 7-9	Vergleich der gemessenen und simulierten kumulativen Bodenabträge für 39 Beregnungsversuche (f_{mak} vorhergesagt, f_{crit} aus Messung ermittelt).	141
Abbildung 7-10	Vergleich der gemessenen und simulierten kumulativen Bodenabträge für 39 Beregnungsversuche (f_{mak} vorhergesagt, f_{crit} vorhergesagt).	142
Abbildung 7-11	Hangfalllinie der Dauererosionsmessparzelle Leierfaß (oben) und Simulationsergebnis in den Hangsegmenten (unten).....	147
Abbildung 7-12	Diskretisierung des Einzugsgebiets bis zum Pegel Menzingen (3,5 km ²), links: Hangflächen, Hangfalllinien und Entwässerungsnetz, rechts: Hangsegmente (verändert nach MAURER, 1997A).....	148
Abbildung 7-13	Diskretisierung eines Hanglängsschnittes im Gebiet (Hang 122, überhöhte Darstellung).	149
Abbildung 7-14	Landnutzung im Einzugsgebiet des Pegels Menzingen im Sommer 1994 und 1995 (Datenbank des Weiherbachprojektes).	150
Abbildung 7-15	Niederschlagsintensität (Messstation WB0) sowie gemessene und simulierte Ganglinie für das Ereignis am 27.06.1994 am Pegel Menzingen.	154
Abbildung 7-16	Niederschlagsintensität (Messstation WB1) sowie gemessene und simulierte Ganglinie für das Ereignis am 12.08.1994 am Pegel Menzingen.	155
Abbildung 7-17	Niederschlagsintensität (Messstation WB0) sowie gemessene und simulierte Ganglinie für das Ereignis am 13.08.1995 am Pegel Menzingen.	156
Abbildung 7-18	Vergleich von simulierter und bilanzierter Sedimentfracht am Pegel Menzingen für angepasste Abflussganglinien.	159

Abbildung 7-19	Simulationsergebnis für die flächenspezifischen Erosions- und Depositionsraten in kg/m ² für das Erosionsereignis am 27.06.1994 im Einzugsgebiet des Pegels Menzingen.....	161
Abbildung 7-20	Prozentuale Anteile des sedimentierten Bodenmaterials für die drei größten Ereignisse.....	162
Abbildung 7-21	Berechnete Abtragsraten (Ereignis 27.06.1994) für frisch gegrubberte Flächen (links) und Topographie des Einzugsgebietes (rechts).....	166
Abbildung 7-22	Landnutzungsmuster für das „Bestcase“- und „Worstcase“-Szenario sowie resultierende Abtragsraten (Ereignis 27.06.1994).	167
Abbildung 7-23	Beobachtete Sedimentfracht am Pegel Menzingen im Vergleich zum simulierten Bodenabtrag bei konservierender Bewirtschaftung.....	174
Abbildung 7-24	Oberflächenabfluss und Bodenabtrag am Pegel Menzingen bei Erhöhung der Niederschlagsintensität um 1 - 3 % für die beiden großen Ereignisse am 27.06.1994 (oben) und 13.08.1995 (unten).	175

Tabellenverzeichnis

Tabelle 3-1	Werte für die Parameter P_{1-4} aus der multiplen linearen Regression und der nichtlinearen Kurvenanpassung in dimensionsloser Form sowie Bestimmtheitsmaß R^2	38
Tabelle 3-2	Einteilung und Bewertung von Transportansätzen entsprechend den in Abbildung 3-11 formulierten Kriterien.	52
Tabelle 4-1	Kumulativer Abfluss und Bodenabtrag für unterschiedliche Diskretisierungsweiten Δx (Hanglänge 100 m, Gefälle 10 %).	87
Tabelle 5-1	Flächennutzung des Weiherbachgebietes (aus BEUDERT, 1997).	94
Tabelle 5-2	Jahresmittelwerte einiger Klimadaten der Zentralen Meteorologischen Messstation des Weiherbachprojektes (KOLLE & FIEDLER, 1997).	96
Tabelle 5-3	Kenndaten der größten Niederschlagsabflussereignisse am Pegel Menzingen (aus MAURER, 1997A).	97
Tabelle 5-4	Niederschlagshöhe, Direktabfluss und bilanzierte Sedimentfracht für Niederschlagsabflussereignisse am Pegel Menzingen.	99
Tabelle 5-5	VAN GENUCHTEN-MUALEM-Parameter (arithmetisches Mittel und Standardabweichung) für die Bodenhorizonte im Weiherbachgebiet SCHÄFER (1999: 209).	101
Tabelle 5-6	Schwankungsbreite des Rauheitsbeiwertes (<i>Mannings</i> n in $s/m^{1/3}$) im Weiherbachgebiet ermittelt bei Beregnungsversuchen (GERLINGER, 1997: 161).	105
Tabelle 6-1	BIAS und RMSE zwischen gemessenen und auf Basis verschiedener mittlerer Erosionswiderstände berechneten kumulativen Bodenabträgen ($n = 58$).	116
Tabelle 6-2	Statistische Kennwerte für die berechneten Erosionswiderstände mit und ohne Berücksichtigung der Versuche <i>Altenberg ab</i> und <i>Weiherbächle wb</i>	118
Tabelle 6-3	Statistische Kennwerte der Bodeneigenschaften (Tongehalt, organische Substanz, Vorfeuchte und Rauheit) für 54 Beregnungsparzellen auf Lössböden.	119
Tabelle 6-4	Ergebnis der einfachen Regressionsanalyse zwischen Erosionswiderstand f_{crit} und den Bodeneigenschaften für alle Beregnungsversuche, „ <i>feuchte</i> “ und „ <i>trockene</i> “ Bedingungen und „ <i>mit</i> “ sowie „ <i>ohne</i> “ Pflanzenbedeckung.	120

Tabelle 6-5	Ergebnis der multiplen Regression zwischen Erosionswiderstand und Bodeneigenschaften für die Beregnungsversuche ohne Pflanzenbedeckung.	122
Tabelle 6-6	Mittlere Erosionswiderstände und Bodeneigenschaften für die Beregnungsstandorte während der Vegetationsperiode von Mais- und Rübenkulturen.	122
Tabelle 7-1	Mittlere Bodenfeuchten im Weiherbachgebiet während der Intensivmesskampagnen der Beregnungsversuche im Sommer 1993 und Frühjahr 1994 (Auswertung der TDR-Messwerte in der Datenbank des Weiherbachprojektes).	131
Tabelle 7-2	Berechnete ungesättigte Leitfähigkeiten k_u in den Bodenhorizonten für verschiedene Wassergehalte.	133
Tabelle 7-3	Ergebnis der einfachen Regressionsanalyse zwischen Makroporositätsfaktor f_{mak} und den Bodeneigenschaften Tongehalt, organische Substanz und Vorfeuchte.	136
Tabelle 7-4	Vergleich von gemessenen und simulierten Größen für den Beregnungsversuch <i>Neuenbürger Pfad 1_3</i> (30.03.1994).	139
Tabelle 7-5	Modellparameter für die Simulation des Ereignisses am 27.06.1994 auf der Dauererosionsmessparzelle Leierfaß.	146
Tabelle 7-6	Kulturarten während der Hauptfruchtperioden 1994 und 1995.	149
Tabelle 7-7	Parametrisierung der Hänge für die Gebietssimulation hinsichtlich Bodentyp und Makroporosität.	151
Tabelle 7-8	Korngrößenverteilung der Bodenarten im Weiherbachgebiet nach Bodenkundlicher Kartieranleitung (AG BODENKUNDE, 1982).	151
Tabelle 7-9	Mittlere Korngrößenverteilung im Weiherbachgebiet ermittelt anhand von 90 Bodenproben (Weiherbachdatenbank).	152
Tabelle 7-10	Vergleich von Abflussvolumina und Scheitelabfluss zwischen Messung und Simulation der drei größten Ereignisse am Pegel Menzingen.	157
Tabelle 7-11	Gütemaße zur Beurteilung der Übereinstimmung zwischen simulierten und gemessenen Abflussganglinien für die 3 großen Ereignisse am 27.06.1994, 12.08.1994 und 13.08.1995.	157
Tabelle 7-12	Ackerbaulich genutzte Fläche sortiert nach Kulturarten und Saatterminen.	158
Tabelle 7-13	Vergleich der bilanzierten und simulierten Sedimentfrachten für die drei größten Ereignisse am Pegel Menzingen.	159

Tabelle 7-14	Arithmetisches Mittel und Standardabweichung der spezifischen Abtragsraten für die häufigsten Kulturarten der drei größten Ereignisse.	160
Tabelle 7-15	Korngrößenspektrum des Sediments am Pegel Menzingen für die drei großen Ereignisse (Ergebnis der Simulation).	162
Tabelle 7-16	Vergleich der Sedimentfrachten am Pegel Menzingen auf Basis der Simulation mit 8 (Tabelle 7-9) bzw. 3 Korngrößen (Tabelle 7-8).	163
Tabelle 7-17	Oberflächenrauheiten bei konventioneller und konservierender Bewirtschaftung für Beregnungsversuche in Sachsen (GERLINGER, 1997: 172) und resultierende Erosionswiderstände (auf Basis von Gleichung 6-12).	171
Tabelle 7-18	Simulationsergebnisse für den Bodenabtrag im Weiherbachgebiet bei Annahme einer konservierenden Bodenbearbeitung im Vergleich zur beobachteten Fracht am Pegel.	172
Tabelle 7-19	Simulationsergebnisse für Abfluss und Erosion bei Berücksichtigung von höheren Makroporositäten bei konservierender Bodenbearbeitung.	173

Symbolverzeichnis

Bei Doppelbelegung der Symbole geht die Bedeutung klar aus dem Zusammenhang hervor.

a	dimensionsloser Parameter [-] (YALIN, 1963)
A	Fläche des Modellelements [m^2]
A	langjähriger mittlerer Bodenabtrag der USLE [$t/(ha \cdot a)$]
A	Fließquerschnitt [m^2]
a, b	Parameter: $a \geq 3$ und $0 > b < 2$ (SALLES ET AL., 2000)
a, b, c	Konstanten: $a = 1,05$, $b = 0,85$, $c = 4,0$ (LIEBENOW ET AL., 1990)
a, c	empirische Koeffizienten (ABRAHAMS ET AL., 2001)
a_0 - a_4	empirische Koeffizienten (GUY ET AL., 1987)
a_1	empirische Konstante [s/m] (FOSTER, 1982)
a_2	empirische Konstante [s/m^2] (ROSE ET AL., 1983; HAIRSINE & ROSE, 1992A,B)
A_{BCDE}	Fläche zwischen den Punkten BCDE in Abbildung 6-4 [N/m] = [kg/s^2]
A_{BCDF}	Fläche zwischen den Punkten BCDF in Abbildung 6-4 [N/m] = [kg/s^2]
a_i	Anzahl der Tropfen eines bestimmten Durchmessers [-]
b	dimensionsloser empirischer Exponent [-] (FOSTER, 1982)
b	Fließbreite [m]
b	Breite des Berechnungsabschnittes [m]
b_0 - b_5	empirische Koeffizienten (GUY ET AL., 1987)
BBG	Bodenbedeckungsgrad [-]
$BIAS_{abs}$	systematischer Fehler in der Einheit der Modellvariablen (EVANS ET AL., 2003)
$BIAS_{rel}$	systematischer Fehler [%]
b_m	mittlere Fließbreite [m]
c	aktuelle Sedimentkonzentration [kg/m^3]
c	Wellenfortpflanzungsgeschwindigkeit [m/s]
C	volumetrische Wasserkapazität [$1/m$]
C	Bedeckungs- und Bearbeitungsfaktor der USLE [-]
C_0	Courant-Zahl [-]
C_{de}	Reaktionskoeffizient für Deposition [$1/m$]
C_{dep}	Depositionskoeffizient [-]
$C_{dep, k}$	Depositionskoeffizient einer Partikelklasse [-]
C_{er}	Reaktionskoeffizient für Erosion [$1/m$]
c_m	Massenkonzentration [kg/kg]
c_{max}	maximal mögliche Feststoffkonzentration [kg/m^3]
C_r	Konzentration der Rauheitselemente [-] (ABRAHAMS ET AL., 2001)
c_s	gemessene Sedimentkonzentration am Parzellenende [kg/m^3]
c_{SS}	Schwebstoffkonzentration [mg/l]
c_t	Sedimentkonzentration bei Transportlimit [kg/m^3]
c_v	Feststoffvolumenkonzentration [m^3/m^3]
C_w	Widerstandsbeiwert der Feststoffpartikel [-]
D_i	Tropfendurchmesser der i -ten Größenklasse [m]
d	Korndurchmesser einzelner Fraktionen [m]
d_{50}	Korndurchmesser bei 50 %-Siebdurchgang [m]
dep	Deposition von Partikeln [$kg/(m^2 \cdot s)$]
d_m	mittlerer Korndurchmesser [m]
$d_{m,i}$	mittlerer Korndurchmesser einer Partikelklasse [m]
D_r	Durchmesser der Rauheitselemente [-] (ABRAHAMS ET AL., 2001)
E	NASH-SUTCLIFFE Effizienzkoeffizient [-] (NASH & SUTCLIFFE, 1970)
e_f	Mobilisierung von Partikeln durch Oberflächenabfluss [$kg/(m^2 \cdot s)$]
E_L	breitenspezifischer Austrag am Parzellenende [$kg/(m \cdot s)$]
$E_{L,ber}$	berechneter Austrag am Hangende [kg/s]

$E_{L,gem}$	gemessener Austrag am Hangende [kg/s]
$e_{net,dep}$	Nettodepositionsrate in einem Berechnungsabschnitt (negativ) [kg/s]
e_{net}	Nettoerosionsrate [kg/(m ² ·s)]
e_{pot}	potenzielle Erosionsrate [kg/(m ² ·s)]
$e_{pot,m,a}$	mittlere potenzielle Erosionsrate für den Belastungsfall a [kg/m ² ·s]
$e_{pot,max}$	maximale potenzielle Erosionsrate [kg/(m ² ·s)]
e_q	Mobilisierung durch Oberflächenabfluss [kg/(m ² ·s)]
e_r	Mobilisierung von Partikeln durch Tropfenaufrall [kg/(m ² ·s)]
e_{rf}	Remobilisierung von Partikeln aus der Depositionsschicht durch Oberflächenabfluss [kg/(m ² ·s)]
e_{rr}	Remobilisierung von Partikeln aus der Depositionsschicht durch Tropfenaufrall [kg/(m ² ·s)]
E_{xc}	Dimensionsloser Überschuss an Transportintensität [-]
e_z	Zwischenrillenerosionsrate [kg/(m ² ·s)]
F	Anteil der Überschussströmungsleistung für die Remobilisierung von Partikeln [-]
f_{crit}	Erosionswiderstand [N/m ²]
$f_{crit,a}$	Erosionswiderstand für den Belastungsfall a [N/m ²]
$f_{crit,a-b}$	Erosionswiderstand am Übergang von Belastungsfall a zu b [N/m ²]
$f_{crit,b}$	Erosionswiderstand für den Belastungsfall b [N/m ²]
$f_{crit,BB}$	Erosionswiderstand für Mais- und Rübenkulturen [N/m ²]
f_{mak}	Makroporositätsfaktor ($f_{mak} > 1$) [-]
g	Erdbeschleunigung [m/s ²]
g'	modifizierte Erdbeschleunigung zur Berücksichtigung der Auftriebswirkung [m/s ²]
h	Fließtiefe [m]
h_{AU}	Fließtiefe bei Aufleitung [m]
h_x	Fließtiefe an der Stelle x [m]
l	Gefälle [-]
l_0	Hanggefälle [-]
l_E	Energiehöhengefälle [-]
l_f	Neigungsfaktor [-] (LIEBENOW ET AL., 1990)
l_R	Reibungsgefälle (entspricht näherungsweise dem Energiehöhengefälle) [-]
k_i	Faktor für die Berechnung von τ_{sed} aus τ_{hyd} [-]
K	Bodenerodierbarkeitsfaktor der USLE [(t·m)/(ha·a·kJ·h)]
k	skalare Leitfähigkeit [m/s]
\mathbf{K}	Tensor der relativen Leitfähigkeit
K_e	kinetische Energie des Niederschlags [J/m ²]
K_{e0}	Grenzwert der kinetischen Energie des Niederschlags für den Ablösungsbeginn [J/m ²]
k_r	Faktor zur Beschreibung der Erodierbarkeit des Bodens im Zwischenrillenbereich
k_s	gesättigte hydraulische Leitfähigkeit [m/s]
k_u	ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit [m/s]
$k_{s,ges}$	Gesamtleitfähigkeit der Matrix und des Makroporensystems [m/s]
L	Hanglängenfaktor der USLE [-]
L	Länge [m]
Mannings n	Rauheitsbeiwert [m/s ^{1/3}]
m	Formparameter der bodenhydraulischen Kennkurven [-] (VAN GENUCHTEN, 1980; MUALEM, 1976)
m_{cr}	kritischer Impulsstrom für den Transport von Partikeln [N/m ²]
m_{crit}	kritischer Impulsstrom für die Ablösung von Partikeln [N/m ²]
M_d	Masse der Depositionsschicht [kg/m ²]
m_q	Impulsstrom des Abflusses [kg/(m·s ²)] = [N/m ²]
m_r	Impulsstrom des Niederschlags [N/m ²]
m_{vert}	vertikaler Impulsstrom [N/m ²]
n	Anzahl der Beobachtungen [-]
n	Porosität der deponierten Sedimente [-]
n	Rauheitsbeiwert nach MANNING-STRICKLER (Mannings n) [s/m ^{1/3}]
n	Formparameter der bodenhydraulischen Kennkurven [-] (VAN GENUCHTEN, 1980; MUALEM, 1976)
obs_i	beobachteter Wert

p_i	Anteil der Kornfraktion am Korngemisch [-]
P	Erosionsschutzfaktor der USLE [-]
P	Einheitsströmungsleistung [m/s]
P_{cr}	kritische Einheitsströmungsleistung [m/s]
p_1	empirischer dimensionsbehafteter Parameter [s/m]
P_{1-4}	dimensionslose empirische Parameter [-]
p_3	empirischer dimensionsbehafteter Parameter = Erosionswiderstand f_{crit} [N/m ²]
$p_{mix\ i}$	Anteil der Partikelfraktion in der Mischung [-]
q	breitenspezifischer Abfluss [m ³ /(s·m)] = [m ² /s]
Q	Abfluss [l/s] oder [m ³ /s]
q_{AU}	breitenspezifischer Abfluss durch Aufleitung [m ³ /(s·m)] = [m ² /s]
q_L	gemessener breitenspezifischer Abfluss am Parzellenende [m ³ /(s·m)] = [m ² /s]
q_{lat}	seitlicher Zufluss [m ³ /(m·s)] = [m ² /s]
Q_{mak}	gesättigter Fluss in Makroporen [m ³ /s]
Q_{mik}	gesättigter Fluss in Mikroporen [m ³ /s]
q_N	Abfluss durch Niederschlag [m ² /s]
q_s	breitenspezifischer Feststoffmassenstrom [kg/(m·s)]
Q_s	breitenintegrierter Feststoffmassenstrom [kg/s]
$q_{s\ bod}$	potenzieller Feststoffmassenstrom aus dem Oberboden [kg/(m·s)]
$q_{s\ i}$	Feststoffmassenstrom an der Stelle $x = i$ [kg/(m·s)]
$q_{s\ i}$	zu transportierende Feststofffracht der Kornfraktion i [kg/(m·s)]
$q_{s\ i-1}$	Feststoffmassenstrom an der Stelle $x = i-1$ [kg/(m·s)]
$q_{s\ mix}$	Mischung von $q_{s\ ein}$ und $q_{s\ bod}$ [kg/(m·s)]
$q_{s, ein}$	breitenspezifischer Feststoffmassenstrom, der in das Segment transportiert wird [kg/(m·s)]
$q_{s, pot}$	potenzielle Erosionsrate integriert über die Segmentlänge [kg/(m·s)]
$q_{s, D, ges}$	Gesamtdefizit an Transportkapazität [kg/(m·s)]
$q_{s, \bar{U}, ges}$	Gesamtüberschuss an Transportkapazität [kg/(m·s)]
R	Niederschlagsfaktor der USLE [(kJ·m)/(m ² ·h)]
r	Niederschlagsintensität [m/s] oder [mm/h]
Re	Reynolds-Zahl [-]
r_{hyd}	hydraulischer Radius [m]
$RMSE$	root mean square error (EVANS ET AL., 2003)
s	dimensionslose Überschussschubspannung [-] (YALIN, 1963)
S	Hangneigungsfaktor der USLE [-]
S	relative Sättigung ($0 < S < 1$) [-]
S	Senkenterm [1/s]
S_0	Schwellenwert für das Einsetzen der präferentiellen Fließaktivität ($0 < S_0 < 1$) [-]
$SDLT$	dimensionsloses Gesamtdefizit [-]
S_e	relativer Sättigungsgrad des Bodens [-]
$sed_{kum\ hang}$	während einem Ereignis abgetragene kumulative Feststoffmenge von einem Hang [kg]
$sed_{kum\ i}$	während einem Ereignis erodierte/akkumulierte Feststoffmenge in einem Segment [kg]
sim_i	berechneter/simulierter Wert
T	gesamte dimensionslose Überschussschubspannung [-]
t	Zeit, Zeitkoordinate, Zeitschritt [s]
T_C	Transportkapazität [kg/(m·s)]
$T_{C\ max}$	maximal mögliche Transportkapazität [kg/(m·s)]
$T_{C\ 50}$	Transportkapazität für den charakteristischen Partikeldurchmesser (i.d.R. d_{50}) [kg/(m·s)]
$T_{C\ A}$	Transportkomponente für den Abfluss [kg/(m·s)]
$T_{C\ ges}$	Gesamttransportkapazität [kg/(m·s)]
$T_{C\ i}$	Transportkapazität der Kornfraktion i [kg/(m·s)]
$T_{C\ i, korr}$	korrigierte Transportkapazität der Kornfraktion i [kg/(m·s)]
$T_{C\ N}$	Transportkomponente für Niederschlag [kg/(m·s)]
$T_{C, ges}$	gesamte Transportkapazität [kg/(m·s)]
$T_{C, neu\ i}$	neue Transportkapazität nach Umverteilung für Partikelklassen mit Defizit [kg/(m·s)]

TG	Tongehalt [%]
v	Fließgeschwindigkeit [m/s]
v_*	Schubspannungsgeschwindigkeit [m/s]
v_p	Feststoffgeschwindigkeit [m/s]
v_r	Tropfenfallgeschwindigkeit [m/s]
$v_{r,i}$	Fallgeschwindigkeit eines Tropfens der i -ten Größenklasse [m/s]
v_s	Sinkgeschwindigkeit [m/s]
$v_{s,TS}$	Sinkgeschwindigkeit des Teilchenschwarms [m/s]
x	Längenkoordinate [m]
x_B	x an der Stelle B in Abbildung 6-4 [m]
y	lokale Sohlerrhöhung [m]
α	Winkel der Hangneigung [°]
α	empirischer Koeffizient (JULIEN & SIMONS, 1985)
α	Formparameter der bodenhydraulischen Kennkurven [1/m] (VAN GENUCHTEN, 1980; MUALEM, 1976)
β	Koeffizient für die Turbulenz bei Niederschlag [-], $\beta = 0,5$ (FOSTER, 1982; FOSTER ET AL., 1995)
β	empirischer Koeffizient (JULIEN & SIMONS, 1985)
γ	empirischer Koeffizient (JULIEN & SIMONS, 1985)
γ	Formparameter der bodenhydraulischen Kennkurven [-] (VAN GENUCHTEN, 1980; MUALEM, 1976)
δ	repräsentiert die Abwärtsbewegung von Sedimentpartikeln [kg/(m ² ·s)]
$\Delta q_{s,i}$	Differenz zwischen Transportkapazität und Feststofffracht der Kornfraktion i [kg/(m·s)]
Δsed	im Zeitschritt Δt erodierte bzw. akkumulierte Feststoffmenge in einem Segment [kg]
Δt	Zeitschritt [s]
Δx	Segmentlänge [m]
Δy	zurückgelegter vertikaler Weg des Partikels [m]
ε_p	Massentransferkoeffizient der Feststoffpartikel [m ² /s]
ζ	Differenz zwischen τ_{hyd} und $\tau_{sed,erf}$ [N/m ²]
Z	Gravitationspotenzial [m]
θ	dimensionslose Strömungsintensität [-]
θ_{cr}	kritische dimensionslose Strömungsintensität [-]
$\theta_{cr,i}$	kritische Strömungsintensität nach SHIELDS [-]
Θ	volumetrischer Wassergehalt [m ³ /m ³]
Θ_r	residualer Wassergehalt [m ³ /m ³]
Θ_s	gesättigter Wassergehalt [m ³ /m ³]
κ	dimensionsloser bodenabhängiger Koeffizient [-]
λ	Widerstandsbeiwert [-]
ν	kinematische Viskosität [m ² /s]
Π	dimensionslose Transportintensität [-] (YALIN, 1972; FOSTER, 1982)
Π_i	dimensionslose Transportintensität einer Klasse für Einkornsediment [-] (FOSTER, 1982)
$(\Pi_e)_i$	Dimensionslose Transportintensität einer Klasse in der Mischung [-] (FOSTER, 1982)
ρ_p	Dichte der Partikel [kg/m ³]
ρ_w	Dichte des Wassers [kg/m ³]
σ	repräsentiert die Aufwärtsbewegung von Sedimentpartikeln [kg/(m ² ·s)]
τ	Schubspannung [N/m ²]
τ_B	Schubspannung am Punkt B in Abbildung 6-4 [N/m ²]
τ_{crit}	kritische Schubspannung [N/m ²]
τ_{hyd}	mittlere Schubspannung in der Strömung [N/m ²]
τ_m	mittlere Schubspannung [m]
$\tau_{m,a}$	mittlere Schubspannung für den Belastungsfall a [N/m ²]
$\tau_{sed,i}$	auf die Partikelklasse i wirkende Einzelschubspannung [N/m ²]
$\tau_{sed,erf}$	theoretisch erforderliche Schubspannung für die Sedimentmischung [N/m ²]
τ_x	Schubspannung an der Stelle x [m]
φ	Quellterm für den seitlichen Sedimentzustrom [kg/(m ² ·s)]

Φ_m	<i>mittlerer Nettofeststoffeintrag / -austrag in / aus der Strömung in einem Segment [kg/(m²·s)]</i>
$\Phi(x,t)$	<i>Nettofeststoffeintrag bzw. -austrag in die bzw. aus der Strömung [kg/(m²·s)]</i>
ϕ	<i>dimensionslose Transportintensität [-] (SCHRÖDER & ZANKE, 2003)</i>
Ψ	<i>Matrixpotenzial, Saugspannung, negatives Druckpotenzial [m]</i>
ω	<i>Strömungsleistung [kg/s³] = [W/m²]</i>
ω_0	<i>kritische Strömungsleistung bei Bewegungsbeginn [kg/s³] (HAIRSINE & ROSE, 1992A)</i>
ω_{crit}	<i>kritische Strömungsleistung [kg/s³]</i>
Ω	<i>effektive Strömungsleistung [kg/(m·s³)]</i>

Anhang

A.1 Darstellung der USLE

USLE – Universal Soil Loss Equation (WISHMEYER & SMITH, 1978)

$$A = R \cdot K \cdot L \cdot S \cdot C \cdot P$$

- A* langjähriger mittlerer Bodenabtrag [t/(ha·a)]
R Niederschlagsfaktor [(kJ·m)/(m²·h)]
K Bodenerodierbarkeitsfaktor [(t·m)/(ha·a·kJ·h)]
L Hanglängenfaktor (Verhältnis der Hanglänge zur Standardmessparzelle) [-]
S Hangneigungsfaktor (Verhältnis der Hangneigung zur Standardmessparzelle) [-]
C Bedeckungs- und Bearbeitungsfaktor (im Verhältnis zur Schwarzbrache der Standardmessparzellen) [-]
P Erosionsschutzfaktor (Verhältnis des Bodenabtrags bei Erosionsschutzmaßnahmen zum Abtrag bei hangabwärts gerichteter Bearbeitung der Standardmessparzellen) [-]

A.2 Übersicht zu prozessbasierten Erosionsmodellen

Die folgende Tabelle gibt eine Übersicht der im Rahmen dieser Arbeit genannten prozessbasierten Erosionsmodelle. Eine detaillierte Beschreibung der Modelle ist den angegebenen Literaturzitate zu entnehmen.

Modellname	Zeitliche Skala	Räumliche Skala	Literatur
WEPP	kontinuierlich	Hang/Einzugsgebiet	FLANAGAN ET AL. (1995) FLANAGAN ET AL. (2001)
EUROSEM	ereignisbasiert	Hang/Einzugsgebiet	MORGAN ET AL. (1998)
LISEM	ereignisbasiert	Hang/Einzugsgebiet	DE ROO ET AL. (1998)
SHESED	kontinuierlich	Hang/Einzugsgebiet	WICKS & BATHURST (1996)
EROSION 2D/3D	ereignisbasiert	Hang/Einzugsgebiet	SCHMIDT ET AL. (1999) MICHAEL (2001)
ANSWERS 2000	kontinuierlich	Hang/Einzugsgebiet	DILLAHA ET AL. (1998) BYNE (2000)
KINEROS2	ereignisbasiert	Hang/Einzugsgebiet	SMITH ET AL. (1995)
CREAMS/ GLEAMS	kontinuierlich	Hang/Feld	KNISEL (1980) NICKS (1998)
GUEST	ereignisbasiert	Parzelle/Hang	MISRA & ROSE (1996)
OPUS	kontinuierlich	Hang/Einzugsgebiet	HEATWOLE ET AL. (1998)
KYERMO	ereignisbasiert	Parzelle/Hang	HIRSCHI & BARFIELD (1988)
CASC2D-SED	ereignisbasiert	Hang/Einzugsgebiet	JOHNSON ET AL. (2000)
PEPP	ereignisbasiert	Hang	SCHRAMM (1994) GERLINGER (1997)
CATFLOW-SED	kontinuierlich	Hang/Einzugsgebiet	MAURER (1997) ZEHE (1999) diese Arbeit

A.3 Definition der verwendeten Gütemaße

BIAS (systematischer Fehler)

$$BIAS_{abs} = \frac{\sum_{i=1}^n (sim_i - obs_i)}{n} \quad \text{bzw.} \quad BIAS_{rel} = \left(\frac{\sum_{i=1}^n sim_i - \sum_{i=1}^n obs_i}{\sum_{i=1}^n obs_i} \right) \cdot 100\%$$

$BIAS_{abs}$ systematischer Fehler in der Einheit der Modellvariablen (EVANS ET AL., 2003)

$BIAS_{rel}$ systematischer Fehler in Prozent

obs_i beobachteter Wert

sim_i berechneter/simulierter Wert

n Anzahl der Beobachtungen

RMSE - Root Mean Square Error (Wurzel aus dem mittleren quadratischen Fehler)

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (sim_i - obs_i)^2}{n}}$$

$RMSE$ root mean square error (EVANS ET AL., 2003)

NASH-SUTCLIFFE Effizienzkoeffizient E

$$E = 1,0 - \frac{\sum_{i=1}^n (sim_i - obs_i)^2}{\sum_{i=1}^n (obs_i - \overline{obs_i})^2} \quad -\infty \text{ bis } 1,0$$

E NASH-SUTCLIFFE Effizienzkoeffizient (NASH & SUTCLIFFE, 1970; LEGATES & MCCABE, 1999; BEVEN, 2003)

Der Effizienzkoeffizient ist ein Verhältnismaß zwischen dem mittleren quadratischen Fehler (MSE) und der Varianz (σ^2) der gemessenen Daten. Der resultierende Verhältniswert wird von 1,0 abgezogen.

Es gilt:

$MSE > \sigma^2$	$E < 0$
$MSE = \sigma^2$	$E = 0$
$MSE < \sigma^2$	$0 < E < 1,0$

Es kann davon ausgegangen werden, dass das Modell gute Ergebnisse liefert, wenn $E > 0,5$ ist. Der Grad der Unsicherheit der Modellergebnisse liegt dann in der gleichen Größenordnung wie die Unsicherheit aufgrund der Variabilität in der Natur (MORGAN & QUINTON, 2001).

A.4 Ansätze zur Ablösung von Partikeln durch Tropfenaufprall

Im Folgenden werden als Ergänzung zu Kapitel 3.2.1.1 vorhandene Ansätze zur Quantifizierung der Erosionsrate durch Tropfenaufprall dargestellt.

LIEBENOW ET AL. (1990):
$$e_z = K_r \cdot r^2 \cdot I_f \quad \text{mit} \quad I_f = a - b \cdot \exp(-c \cdot \sin \alpha)$$

- e_z Zwischenrillenerosionsrate*
 k_r bodenspezifischer Zwischenrillenerosionsfaktor*
 a, b, c Konstanten: $a = 1,05$, $b = 0,85$, $c = 4,0$ (LIEBENOW ET AL., 1990)
 r Niederschlagsintensität*
 I_f Neigungsfaktor [-] (LIEBENOW ET AL., 1990)
 α Winkel der Hangneigung [°]

ZHANG ET AL. (1998):
$$e_z = k_r \cdot r \cdot q^{\frac{1}{2}} \cdot I^{\frac{2}{3}}$$

- e_z Zwischenrillenerosionsrate*
 k_r Bodenspezifischer Zwischenrillenerosionsfaktor* (ZHANG ET AL., 1998)
 r Niederschlagsintensität*
 q breitenspezifischer Abfluss*
 I Hangneigung [-]

SALLES ET AL. (2000):
$$e_r = k_r \cdot \sum_{i=1}^n D_i^a \cdot v_{ri}^b$$

- e_r Erosionsrate durch Tropfenaufprall*
 D_i Durchmesser des i-ten Tropfens*
 v_{ri} Fallgeschwindigkeit des i-ten Tropfens*
 k_r Konstante (SALLES ET AL., 2000)*
 a, b Parameter: $a \geq 3$ und $0 > b < 2$ (SALLES ET AL., 2000)
 n Anzahl der Tropfen [-]

GILLEY ET AL. (1985):
$$e_r = 0,2 \cdot k_r \cdot \rho_w \cdot \cos^2 \alpha \cdot \sum_{i=1}^n n_i \cdot v_{ri}^2 \cdot \left(\frac{D_i}{h} \right)^{1,83}$$

- e_r Erosionsrate durch Tropfenaufprall*
 a_i Anzahl der Tropfen eines bestimmten Durchmessers [-]
 k_r bodenspezifischer Faktor [s/m] (GILLEY ET AL., 1985)
 D_i Tropfendurchmesser der i-ten Größenklasse [m]
 v_{ri} Fallgeschwindigkeit eines Tropfens der i-ten Größenklasse [m/s]
 ρ_w Dichte des Wassers [kg/m³]
 α Winkel der Hangneigung [°]
 h Fließtiefe [m]

*Die Autoren geben keine Einheiten an

A.5 Ergänzende Darstellung von Transportansätzen zu Kapitel 3.3.1.1

YANG (1973):
$$\phi = c_m \cdot \left(\frac{\rho_w}{\rho_p} \right) \cdot \left(\frac{h}{d_m} \right) \cdot \sqrt{\frac{8}{\lambda}} \cdot \theta$$

mit
$$\log c_m = 5,435 - 0,286 \cdot \log \frac{v_s \cdot d_m}{\nu} - 0,457 \cdot \left(\frac{v_*}{v_s} \right) + \left(1,799 - 0,409 \cdot \log \frac{v_s \cdot d_m}{\nu} - 0,314 \cdot \log \frac{v_*}{v_s} \right) \cdot \log \frac{P - P_{cr}}{v_s}$$

YALIN (1963):
$$\phi = 0,635 \cdot \theta^{\frac{1}{2}} \cdot s \cdot \left[1 - \frac{1}{a \cdot s} \cdot \ln(1 + a \cdot s) \right]$$

mit
$$s = \frac{\theta}{\theta_{cr}} - 1 \quad \text{wenn } \theta < \theta_{cr} \quad \text{sonst } s = 0$$

$$a = 2,45 \cdot \left(\frac{\rho_p}{\rho_w} \right)^{-0,4} \cdot \sqrt{\theta_{cr}}$$

LOW (1989):
$$T_C = \frac{6,42}{\sqrt{\rho'}} \cdot (\theta - \theta_{cr}) \cdot d_m \cdot v \cdot I^{0,6} \quad \text{mit} \quad \rho' = \frac{\rho_p}{\rho_w} - 1$$

LAURSEN (1958):
$$\phi = \left(\frac{d_m}{h} \right)^{\frac{1}{6}} \cdot \left(\frac{\theta}{\theta_{cr}} - 1 \right) \cdot \left(\frac{\rho_w}{\rho_p} \right) \cdot \theta \cdot \left(\frac{8}{\lambda} \right)^{\frac{1}{2}} \cdot fkt \left(\frac{v_*}{v_s} \right)$$

T_C	Transportkapazität [kg/(m·s)]
ϕ	dimensionslose Transportintensität [-] (SCHRÖDER & ZANKE, 2003)
θ, θ_{cr}	dimensionslose Strömungsintensität, kritische dimensionslose Strömungsintensität [-]
ρ_w	Dichte des Wassers [kg/m ³]
ρ_p	Dichte der Partikel [kg/m ³]
h	Fließtiefe [m]
v	Fließgeschwindigkeit [m/s]
I	Energieliniengefälle [-]
d_m	mittlerer Korndurchmesser [m]
λ	Widerstandsbeiwert [-]
v_*	Schubspannungsgeschwindigkeit [m/s]
v_s	Sinkgeschwindigkeit der Partikel [m/s]
P, P_{cr}	Einheitsströmungsleistung, kritische Einheitsströmungsleistung [m/s]
c_m	Massenkonzentration [kg/kg]
ν	kinematische Viskosität [m ² /s]
s	dimensionslose Überschussschubspannung [-] (YALIN, 1963)
a	dimensionsloser Parameter [-] (YALIN, 1963)

A.6 Vergleich der Ansätze zur Modellierung des fraktionsweisen Transports nach FOSTER (1982) und SCHRAMM (1994) am Beispiel eines Lössbodens

In Kapitel 3.3.2.2 wurden zwei Ansätze zur Beschreibung des fraktionsweisen Transports aus der Erosionsmodellierung dargestellt (FOSTER, 1982 und SCHRAMM, 1994). Beide Verfahren wurden am Korngrößenspektrum eines Lössbodens unter verschiedenen Fließzuständen analysiert. In diesem Abschnitt sind die Berechnungsbeispiele dargestellt, die die Grundlage für die Bewertung der beiden Verfahren in Kapitel 3.3.2.2 darstellen.

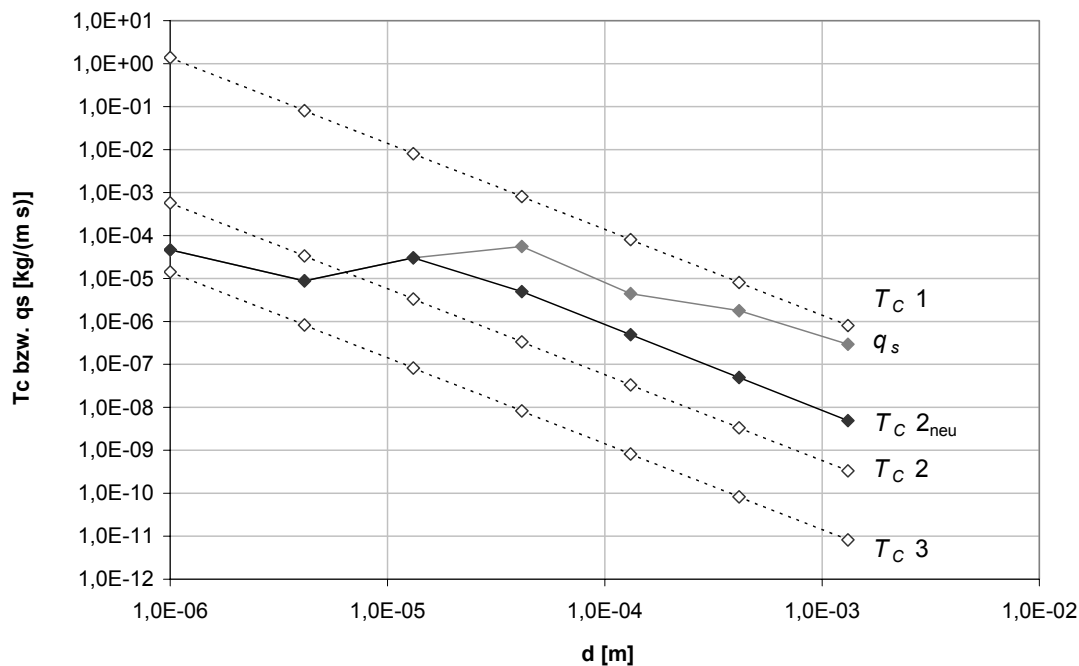
Die Transportrate wurde für beide Verfahren mit der Formel von ENGELUND & HANSEN (1967) quantifiziert. Das Verfahren von FOSTER (1982) lässt sich auf die Transportformel von ENGELUND & HANSEN (1967) übertragen, wenn anstatt der dimensionslosen Überschussschubspannung s direkt die Strömungsintensität θ verwendet wird. In Abbildung A-1 sind die zu transportierende Feststofffracht q_s und die Transportkapazitäten für unterschiedliche Fließzustände sowie die mittleren Durchmesser der Fraktionen dargestellt. Während $T_C 1$ ($\tau = 1,3 \text{ N/m}^2$) einem Fließzustand entspricht, bei dem alle T_{Ci} größer sind als alle q_{si} (ablösungslimitiert: aktueller Transport entspricht für jede Fraktion q_{si}) sind bei $T_C 3$ ($\tau = 0,06 \text{ N/m}^2$) alle T_{Ci} kleiner als alle q_{si} (transportlimitiert: aktueller Transport entspricht für jede Fraktion T_{Ci}). Bei $T_C 2$ ($\tau = 0,17 \text{ N/m}^2$) wurde ein mittlerer Fließzustand gewählt bei dem die T_{Ci} für die beiden feinsten Fraktionen größer und für die restlichen Fraktionen kleiner als q_{si} sind. In diesem Fall wird die überschüssige Transportkapazität auf die gröberen Fraktionen übertragen ($T_C 2_{neu}$).

Gemäß den Modellvorstellungen entsprechen die Transportkapazitäten in der Strömung für beide Verfahren im doppeltlogarithmischen Maßstab einer Geraden. Dabei sind die Steigungen der Geraden für das Verfahren von FOSTER (1982) steiler als bei dem Ansatz nach SCHRAMM (1994). Die Ursache hierfür ist darin zu sehen, dass der Korndurchmesser in Gleichung 3-59 sowohl bei θ als auch bei I_i in die Berechnung einfließt.

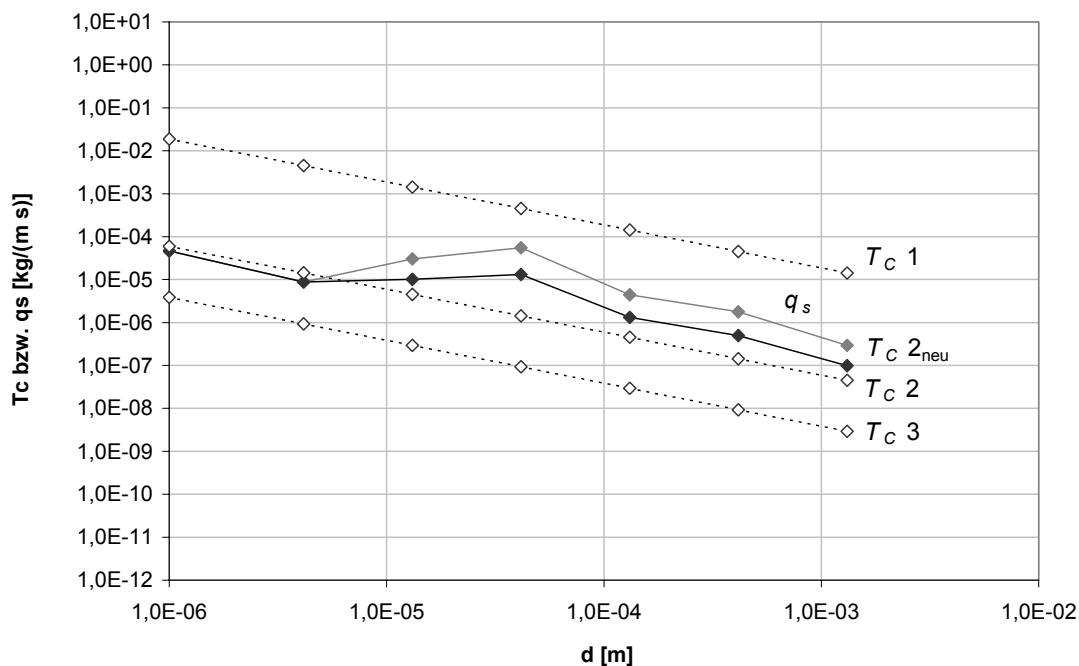
Die Berechnungsbeispiele sind für beide Verfahren in der folgenden Tabelle aufgelistet und in Abbildung A-1 graphisch dargestellt.

d [mm]	Anteil [%]	q_s	FOSTER (1982)				SCHRAMM (1994)			
			$T_C 1$	$T_C 2$	$T_C 2_{neu}$	$T_C 3$	$T_C 1$	$T_C 2$	$T_C 2_{neu}$	$T_C 3$
0,001	31,5	4,64E-05	1,4E+00	5,8E-04	4,6E-05	1,4E-05	1,9E-02	3,2E-04	4,6E-05	3,9E-06
0,004	6,0	8,84E-06	8,0E-02	3,3E-05	8,8E-06	8,3E-07	4,5E-03	7,7E-05	8,8E-06	9,3E-07
0,013	20,6	3,03E-05	8,0E-03	3,3E-06	3,0E-05	8,2E-08	1,4E-03	2,4E-05	6,1E-05	2,9E-07
0,042	37,5	5,52E-05	8,0E-04	3,3E-07	4,9E-06	8,3E-09	4,5E-04	7,7E-06	2,9E-04	9,3E-08
0,132	3,0	4,42E-06	8,0E-05	3,3E-08	4,9E-07	8,2E-10	1,4E-04	2,4E-06	1,4E-05	2,9E-08
0,415	1,2	1,77E-06	8,0E-06	3,3E-09	4,9E-08	8,3E-11	4,5E-05	7,7E-07	6,8E-06	9,3E-09
1,315	0,2	2,95E-07	8,0E-07	3,3E-10	4,9E-09	8,2E-12	1,4E-05	2,4E-07	5,5E-07	2,9E-09
SUMME	100	1,47E-04	1,5E+00	6,1E-04	9,1E-05	1,5E-05	2,5E-02	4,3E-04	4,3E-04	5,2E-06

Fraktionsweiser Transport nach FOSTER (1982)



Fraktionsweiser Transport nach SCHRAMM (1994)



- $T_C 1$ → alle $T_{Ci} > q_{si}$ (erosionslimitiert)
- $T_C 2$ → $T_{Ci} <$ bzw. $> q_{si}$
- $T_C 2_{neu}$ → $T_C 2$ mit Umverteilung der Transportkapazität
- $T_C 3$ → alle $T_{Ci} < q_{si}$ (transportlimitiert)

Abbildung A-1 Vergleich der Verfahren zur Modellierung des fraktionsweisen Transports nach FOSTER (1982) und SCHRAMM (1994) am Beispiel eines Lössbodens.

A.7 Charakterisierung der bodenhydraulischen Eigenschaften nach VAN GENUCHTEN-MUALEM

Zwischen θ und Ψ besteht ein nicht linearer Zusammenhang der durch die pF-WG-Kurve (oder Retentionsbeziehung) beschrieben wird. Jedem Ψ_m wird ein θ zugeordnet, bei dem sich der Boden im hydraulischen Gleichgewicht befindet. Dann sind alle Poren mit Wasser gefüllt, in denen die Kapillar- und Adsorptionskräfte das Wasser gegen die Schwerkraft halten können. Abbildung A-2 (oben) zeigt pF-WG-Kurven für typische Bodenarten.

Die ungesättigte Leitfähigkeitsbeziehung (k_u -Funktion) beschreibt den Zusammenhang zwischen θ bzw. Ψ und der hydraulischen Leitfähigkeit k_u dargestellt als $k_u(\theta)$ bzw. $k_u(\Psi)$ (Abbildung A-2, unten). Mit sinkendem Wassergehalt nimmt die hydraulische Leitfähigkeit des Bodens gegenüber der Sättigungsleitfähigkeit k_s ab, da nicht mehr das gesamte Porenvolumen als Fließquerschnitt zur Verfügung steht.

Die pF-WG-Kurve und k_u -Funktion charakterisieren die hydraulischen Eigenschaften eines Bodens und werden als seine hydraulischen Kennkurven bezeichnet. Die folgenden Gleichungen zeigen die Parametrisierung der Kurven auf Basis des Ansatzes von VAN GENUCHTEN-MUALEM (VAN GENUCHTEN, 1980; MUALEM, 1976):

$$\theta(\Psi) = \theta_r + (\theta_r - \theta_s) \cdot \left[\left(1 + |\alpha \cdot \Psi|^n \right)^m \right]^{-1}$$

$$k_u(S_e) = k_s \cdot S_e^\gamma \cdot \left[1 - \left(1 - S_e^{1/m} \right)^m \right]^2$$

$$\text{mit} \quad S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad \text{und} \quad m = 1 - \frac{1}{n}$$

θ_r	residualer Wassergehalt [m^3/m^3]
θ_s	gesättigter Wassergehalt [m^3/m^3]
k_s	gesättigte hydraulische Leitfähigkeit [m/s]
k_u	ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit [m/s]
Ψ	Matrixpotenzial [m]
S_e	relativer Sättigungsgrad des Bodens [-]
α	Formparameter der bodenhydraulischen Kennkurven [$1/m$]
γ, n (und m)	Formparameter der bodenhydraulischen Kennkurven [-]

Die Formparameter α , γ , n (und m) können anschaulich physikalisch interpretiert werden (SCHÄFER, 1999):

α [$1/m$] beschreibt die Lage des Maximums der Porengrößenverteilung. Je kleiner α desto kleiner ist das Maximum des Porenradius.

n und m charakterisieren die Weite der Porengrößenverteilung, also die Variabilität der Porenradien. n und m werden in der Regel fest mit einander verknüpft, wodurch n auf Werte > 1 beschränkt ist. Je größer n , desto enger die Porengrößenverteilung des Bodens.

γ beschreibt die Abweichung des realen Porensystems von den Annahmen des Modells durch Tortuosität (Krümmung) und Konnektivität (Vernetzung) der Poren und wird häufig nicht gemessen, sondern mit einem festen Wert von $\gamma = 0,5$ angenommen.

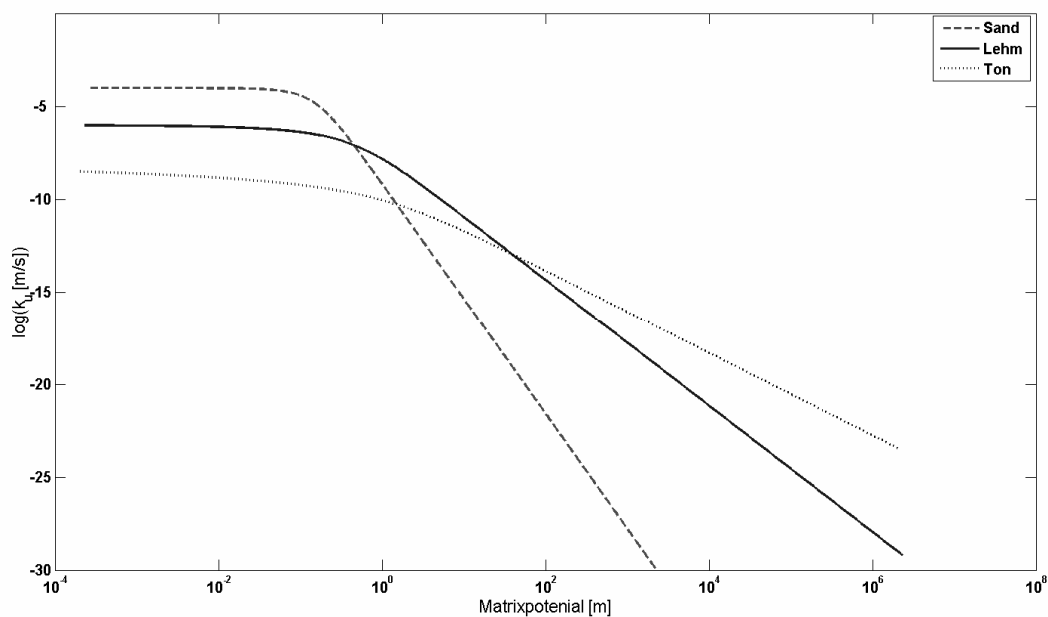
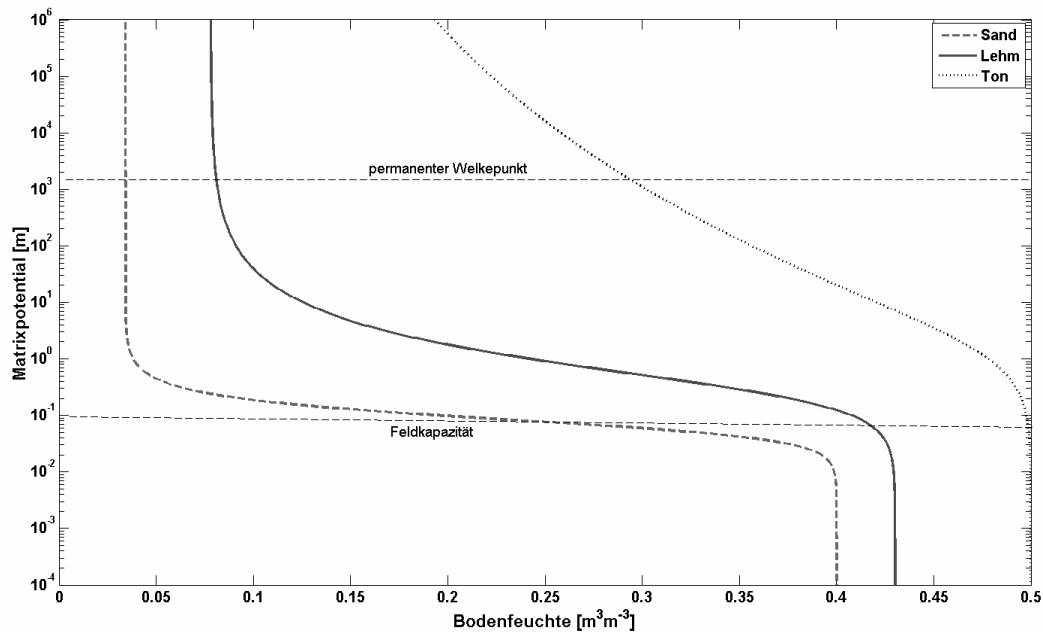


Abbildung A-2 pF-WG Kurven (oben) und hydraulische Leitfähigkeit als Funktion des Matrixpotentials $k_u(\Psi)$ (unten) für verschiedene Bodenarten (aus PLATE & ZEHLE, 2008)

A.8 VAN GENUCHTEN-MUALEM Parameter nach DELBRÜCK (1997)

Die von DELBRÜCK (1997) am Intensivmesshang im Teileinzugsgebiet Neuenbürger Pfad (vgl. Abbildung 5-5) bestimmten bodenhydraulischen Parameter sind als Ergänzung zu Kapitel 5.2.5 in der folgenden Tabelle dargestellt. Die gesättigten hydraulischen Leitfähigkeiten wurden sowohl direkt gemessen (bei $pF = 0$) als auch invers modelliert.

Bodentyp	k_s direkt [m/s]	k_s invers [m/s]	θ_s [m ³ /m ³]	θ_r [m ³ /m ³]	α [1/m]	n [-]
Löss (0-10 cm) (Pararendzina)	6,0·10 ⁻⁶ -	1,1·10 ⁻⁶ ±0,2·10 ⁻⁶	0,460 0,003	0,060 0,005	1,50 0,30	1,360 0,050
Löss (10-35 cm) (Pararendzina)	3,4·10 ⁻⁶ ±1,5·10 ⁻⁶					
Löss (>35 cm) (Pararendzina)	2,1·10 ⁻⁶ ±0,9·10 ⁻⁶	3,1·10 ⁻⁷ ±0,7·10 ⁻⁷	0,440 0,010	0,060 0,010	0,40 0,03	2,060 0,080
Kolluvium (0-10 cm)	5,4·10 ⁻⁵ -	4,2·10 ⁻⁶ ±1,0·10 ⁻⁶	0,430 0,007	0,110 0,010	3,80 0,70	1,200 0,010
Kolluvium (10-35 cm)	4,1·10 ⁻⁵ ±2,0·10 ⁻⁵					
Kolluvium (>35 cm)	1,0·10 ⁻⁵ ±0,2·10 ⁻⁵	1,7·10 ⁻⁶ ±0,5·10 ⁻⁶	0,400 0,005	0,040 0,012	1,90 0,20	1,250 0,001
Lösslehm (0-10) (Paläoboden)	2,7·10 ⁻⁴ -	8,3·10 ⁻⁶ ±3,0·10 ⁻⁶	0,430 0,010	0,120 0,020	5,30 0,70	1,170 0,030
Lösslehm (10-35 cm) (Paläoboden)	3,7·10 ⁻⁶ ±0,9·10 ⁻⁶					
Lösslehm (>35 cm) (Paläoboden)	5,0·10 ⁻⁶ ±2,0·10 ⁻⁶	6,3·10 ⁻⁶ ±4,0·10 ⁻⁶	0,460 0,010	0,070 0,030	4,20 1,50	1,220 0,010

A.9 Beziehung zwischen Schwebstoffkonzentration und Abfluss

Abbildung A-3 zeigt als Ergänzung zu Kapitel 5.2.3 den Zusammenhang zwischen Schwebstoffkonzentration und Abfluss für den Pegel Menzingen.

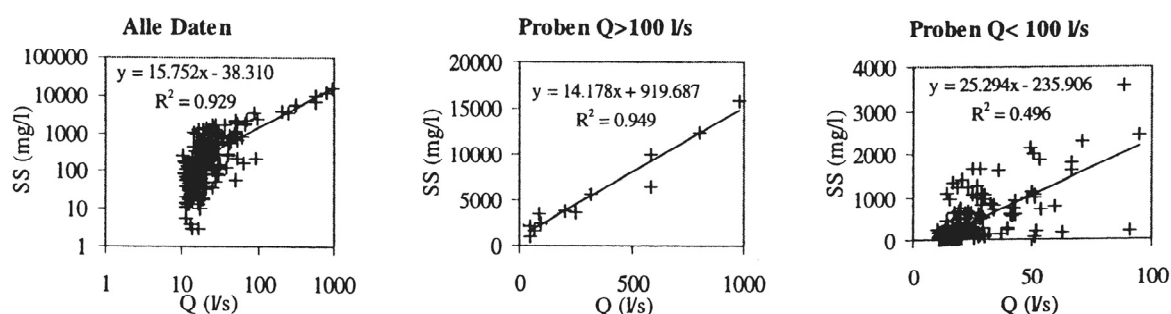


Abbildung A-3 Beziehung zwischen der Schwebstoffkonzentration und dem Abfluss für alle Daten und für die Abflussbereiche $Q < 100$ l/s und $Q > 100$ l/s am Pegel Menzingen (aus HAHN & BEUDERT, 1997)

A.10 TDR-Messungen im Weiherbachgebiet

Mittlere Bodenfeuchte von TDR-Messungen im Weiherbachgebiet während der Intensivmesskampagnen der Beregnungsversuche im Sommer 1993 und Frühjahr 1994. Zusammengestellt aus der Datenbank des Weiherbachprojektes.

Termin	Mittlere Bodenfeuchte aus TDR-Messungen				Bodenfeuchte Horizonte	
	Tiefe TDR [cm]	Anzahl [-]	Feuchte ¹ [Vol. %]	Std.abw. [Vol. %]	Horizont [cm]	Feuchte ² [Vol. %]
28.08.1993	0-15	26	14,6	3,6	0-15	14,6
	0-30	26	19,2	6,6	15-30	23,9
	0-45	25	20,2	6,4	30-45	22,3
	0-60	22	19,8	5,5	45-60	18,4
06.09.1993	0-15	26	14,7	5,6	0-15	14,7
	0-30	26	20,4	6,8	15-30	26,0
	0-45	26	21,3	7,0	30-45	23,2
	0-60	26	20,9	6,7	45-60	19,6
28.03.1994	0-15	14	32,8	4,0	0-15	32,8
	0-30	14	32,2	4,3	15-30	31,5
	0-45	14	33,0	3,8	30-45	34,6
	0-60	14	32,7	3,7	45-60	31,9
05.04.1994	0-15	47	36,2	6,1	0-15	36,2
	0-30	43	35,1	6,0	15-30	34,0
	0-45	43	33,8	5,0	30-45	31,3
	0-60	44	34,6	6,2	45-60	37,0
11.04.1994	0-15	11	38,5	3,4	0-15	38,5
	0-30	11	35,9	4,1	15-30	33,3
	0-45	11	35,4	3,6	30-45	34,3
	0-60	11	35,3	4,5	45-60	35,1
18.04.1994	0-15	46	37,7	4,8	0-15	37,7
	0-30	43	35,5	5,6	15-30	33,4
	0-45	43	34,7	4,9	30-45	33,0
	0-60	44	36,1	5,6	45-60	40,2
25.04.1994	0-15	11	33,4	4,8	0-15	33,4
	0-30	11	31,8	3,8	15-30	30,3
	0-45	11	33,3	3,9	30-45	36,4
	0-60	10	32,8	3,2	45-60	31,3

¹ arithmetisches Mittel aus allen Messungen

² berechnete Bodenfeuchten für die einzelnen Horizonte aus den arithmetischen Mittelwerten der Messungen

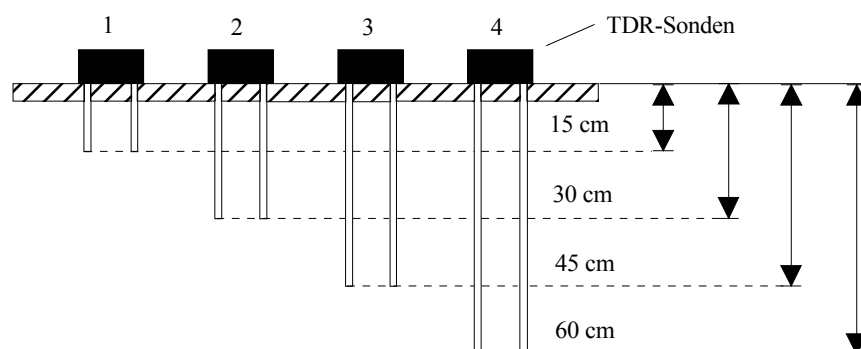


Abbildung A-4 Schematische Darstellung der TDR-Sonden an einer Bodenfeuchtemessstelle (aus PLATE & ZEHE, 2008).

A.11 Partikeldurchmesser der Kornfraktionen

Bei der Simulation wird jede Kornfraktion durch einen mittleren Durchmesser der Partikel charakterisiert. Die Partikeldurchmesser werden in einer Eingabedatei des Modells definiert (vgl. Anhang A.15). Der mittlere Durchmesser ergibt sich jeweils als geometrisches Mittel aus dem maximalen und minimalen Partikeldurchmesser einer Fraktion. Dabei muss für die Tonfraktion eine Untergrenze des minimalen Partikeldurchmessers definiert werden, damit das geometrische Mittel berechnet werden kann. Hierzu wurde der logarithmische Maßstab, der der Einteilung in Kornfraktionen zu Grunde liegt, verwendet, um die Tonfraktion weiter zu unterteilen. Als Untergrenze für die Tonfraktion ergibt sich dann ein Wert von $0,063 \mu\text{m}$. Die nachfolgende Tabelle zeigt die berücksichtigten Partikeldurchmesser für die Einteilung in 3, 7 und 8 Fraktionen.

3 Fraktionen		7 Fraktionen		8 Fraktionen	
<i>T</i>	0,35 ($0,063^1$ -2) μm	<i>T</i>	0,35 ($0,063^1$ -2) μm	<i>T</i>	0,35 ($0,063^1$ -2) μm
<i>U</i>	11,22 (2-63) μm	<i>FU</i>	3,55 (2-6,3) μm	<i>FU</i>	3,55 (2-6,3) μm
		<i>MU</i>	11,2 (6,3-20) μm	<i>MU</i>	11,2 (6,3-20) μm
		<i>GU</i>	35,5 (20-63) μm	<i>GU</i>	35,5 (20-63) μm
<i>S</i>	355,0 (63-2000) μm	<i>FS</i>	112,3 (63-200) μm	<i>FFS</i>	88,7 (63-125) μm
				<i>FS</i>	158,1 (125-200) μm
		<i>MS</i>	355,0 (200-630) μm	<i>MS</i>	355,0 (200-630) μm
		<i>GS</i>	1122,5 (630-2000) μm	<i>GS</i>	1122,5 (630-2000) μm

¹ Definition einer künstlichen Untergrenze für die Tonfraktion zur Berechnung des geometrischen Mittels

T Ton
 U Schluff
 S Sand
 FF Feinst-
 F Fein-
 M Mittel-
 G Grob-

A.12 Parameter für die Simulation der Dauererosionsmessparzelle Leierfaß

In den beiden folgenden Tabellen sind als Ergänzung zu Kapitel 7.3 die mittleren Wassergehalte für den 27.06.1994 aus dem TDR-Messnetz (Datenbank des Weiherbachprojektes) sowie die für die Simulation des Erosionsgeschehens der Dauererosionsmessparzelle Leierfaß berücksichtigten Kornfraktionen dargestellt.

Wassergehalt:

Termin	Mittlere Bodenfeuchte aus TDR-Messungen				Bodenfeuchte Horizonte	
	Tiefe TDR [cm]	Anzahl [-]	Feuchte ¹ [Vol. %]	Std.abw. [Vol. %]	Horizont [cm]	Feuchte ² [Vol. %]
27.06.1994	0-15	67	22,2	6,1	0-15	22,2
	0-30	67	23,6	5,6	15-30	25,0
	0-45	66	25,1	5,7	30-45	28,2
	0-60	64	27,5	6,8	45-60	34,7

¹ arithmetisches Mittel aus allen Messungen

² Berechnete Bodenfeuchten für die einzelnen Horizonte aus den arithmetischen Mittelwerten der Messungen

Kornfraktionen:

Hangabschnitt	Ton [%]	Schluff [%]			Sand [%]		
	-	fein	mittel	grob	fein	mittel	grob
<i>Hangkuppe</i> <i>UI3</i>	15,22 ¹	5,26 ¹	23,68 ¹	49,42 ¹	4,18 ¹	1,78 ¹	0,46 ¹
		78,36 (Summe) ¹			6,42 (Summe) ¹		
<i>Hangfuß</i> <i>UI4</i>	22,00 ²	4,83 ³	21,76 ³	45,41 ³	3,91 ³	1,66 ³	0,43 ³
		72,00 ²			6,00 ²		

¹ arithmetisches Mittel der Korngrößenanalysen auf den 5 Berechnungspartellen des Messhanges Leierfaß

² Bodenkundliche Kartieranleitung (AG Bodenkunde, 1982)

³ ermittelt aus Gesamtschluff und –sand nach Bodenkundlicher Kartieranleitung (AG Bodenkunde, 1982) sowie den prozentualen Fein-, Mittel- und Grobanteilen der Korngrößenanalysen auf den 5 Berechnungspartellen des Messhanges Leierfaß

A.13 Landnutzungsabhängige Parameter

Die folgenden Tabellen zeigen die der Gebietssimulation zu Grunde liegenden Zeitreihen der Parameter Bodenbedeckungsgrad *BBG* [-] und Oberflächenrauheit *Mannings n* [$s/m^{1/3}$] für die wichtigsten Kulturarten im Weiherbachgebiet.

Mais

Julian. Tag	<i>BBG</i>	<i>Mannings n</i>	Beschreibung
1	0,00	0,050 ⁴	Brache
121	0,00	0,036 ³	Saat: frisch bearbeitetes Feld (Rauheitstiefe 4-8 cm)
150	0,03 ¹	0,042 ³	Aufgang
157	0,10 ²	0,042 ³	
165	0,23 ²	0,042 ³	
196	0,87 ²	0,042 ³	Ende der Blüte, Kornausbildung
208	0,86 ⁴	0,042 ³	Reifestadium
251	0,86 ⁴	0,042 ³	
262	0,80 ⁴	0,042 ³	
263	0,00	0,050 ⁴	Ernte: mit Ernterückständen (Stengelreste)
366	0,00	0,050 ⁴	Brache

Bodenbearbeitung: überwiegend pfluglos (Grubber, Kreiselegge)¹

Vegetationsperiode: Ende April/Anfang Mai – Ende September¹

Rüben (Futterrüben)

Julian. Tag	<i>BBG</i>	<i>Mannings n</i>	Beschreibung
1	0,00	0,030 ³	Brache
98	0,00	0,030 ³	Saat: frisch bearbeitetes Feld (Rauheitstiefe < 4 cm)
136	0,05 ²	0,036 ³	Aufgang
157	0,19 ²	0,036 ³	
165	0,36 ²	0,036 ³	
177	0,60 ²	0,036 ³	
196	0,76 ²	0,036 ³	
252	0,79 ²	0,036 ³	Reihenschluss
319	0,74 ²	0,036 ³	Vergilbung
320	0,00	0,030 ³	Ernte
366	0,00	0,030 ³	Brache

Bodenbearbeitung: überwiegend pfluglos (Grubber), teilweise mechanisches Hacken¹

Vegetationsperiode: Ende März – Mitte November¹

Getreide (Winterweizen)

Julian. Tag	BBG	Mannings n	Beschreibung
1	0,05 ¹	0,044 ⁴	gegrubbert, Saatbettkombination, gemulcht
50	0,04 ¹	0,044 ⁴	gegrubbert, Saatbettkombination, gemulcht
104	0,49 ¹	0,100 ⁴	
131	0,66 ¹	0,100 ⁴	
138	0,68 ¹	0,100 ⁴	
150	0,84 ¹	0,100 ⁴	
159	0,89 ¹	0,100 ⁴	Vollblüte
178	0,82 ¹	0,100 ⁴	Reifestadium
186	0,64 ¹	0,100 ⁴	
212	0,64 ¹	0,100 ⁴	
213	0,00 ¹	0,050 ⁴	Ernte: mit Ernterückständen (Stengelreste)
305	0,00 ¹	0,044 ⁴	Saatbett: gegrubbert, Saatbettkombination, gemulcht
366	0,05 ¹	0,044 ⁴	Keimblattstadium: gegrubbert, Saatbettkombination, gemulcht

Bodenbearbeitung: überwiegend pfluglos (Grubber, Kreiselegge), Mulchsaat¹

Vegetationsperiode: Ende Oktober – Anfang August¹

Sonnenblumen (Annahme: Oberflächenrauheit wie bei Mais)

Julian. Tag	BBG	Mannings n	Beschreibung
1	0,00	0,050 ³	Brache
115	0,00	0,0360 ³	Saat: frisch bearbeitetes Feld (Rauheitstiefe 4-8 cm)
150	0,14 ²	0,042 ³	Aufgang
157	0,47 ²	0,042 ³	
165	0,80 ²	0,042 ³	
177	0,77 ²	0,042 ³	
196	0,89 ²	0,042 ³	
208	0,93 ²	0,042 ³	
252	0,12 ²	0,050 ³	
259	0,00	0,050 ³	Ernte: mit Ernterückständen (Stengelreste)
366	0,00	0,050 ³	Brache

Bodenbearbeitung: teils mit, teils ohne Pflug, Grubber¹

Vegetationsperiode: Mitte April – Mitte September¹

- Literaturquellen:
- ¹ RITZ ET AL. (1996)
 - ² RITZ (2000: 100ff)
 - ³ GERLINGER (1997: 161)
 - ⁴ MICHAEL (2001: 70ff)

A.14 Anpassung der Abflusssimulation für das Einzugsgebiet

In den beiden folgenden Tabellen sind als Ergänzung zu Kapitel 7.4 die bei der Gebietssimulation berücksichtigten bodenhydraulischen Kennwerte sowie die verwendeten Modellparameter für die Simulation der drei großen Einzelereignisse dargestellt.

VAN GENUCHTEN-MUALEM Parameter für die Gebietssimulation (DELBRÜCK, 1997; ZEHE & BLÖSCHL, 2004):

Bodentyp	k_s [m/s]	θ_s [m ³ /m ³]	θ_r [m ³ /m ³]	α [1/m]	n [-]	γ [-]
Pararendzina (C-Horizont)	$2,1 \cdot 10^{-6}$	0,44	0,06	0,40	2,06	0,50
Kolluvium (C-Horizont)	$5,0 \cdot 10^{-6}$	0,40	0,04	1,90	1,25	0,50

Modellparameter für die Simulation der Einzelereignisse:

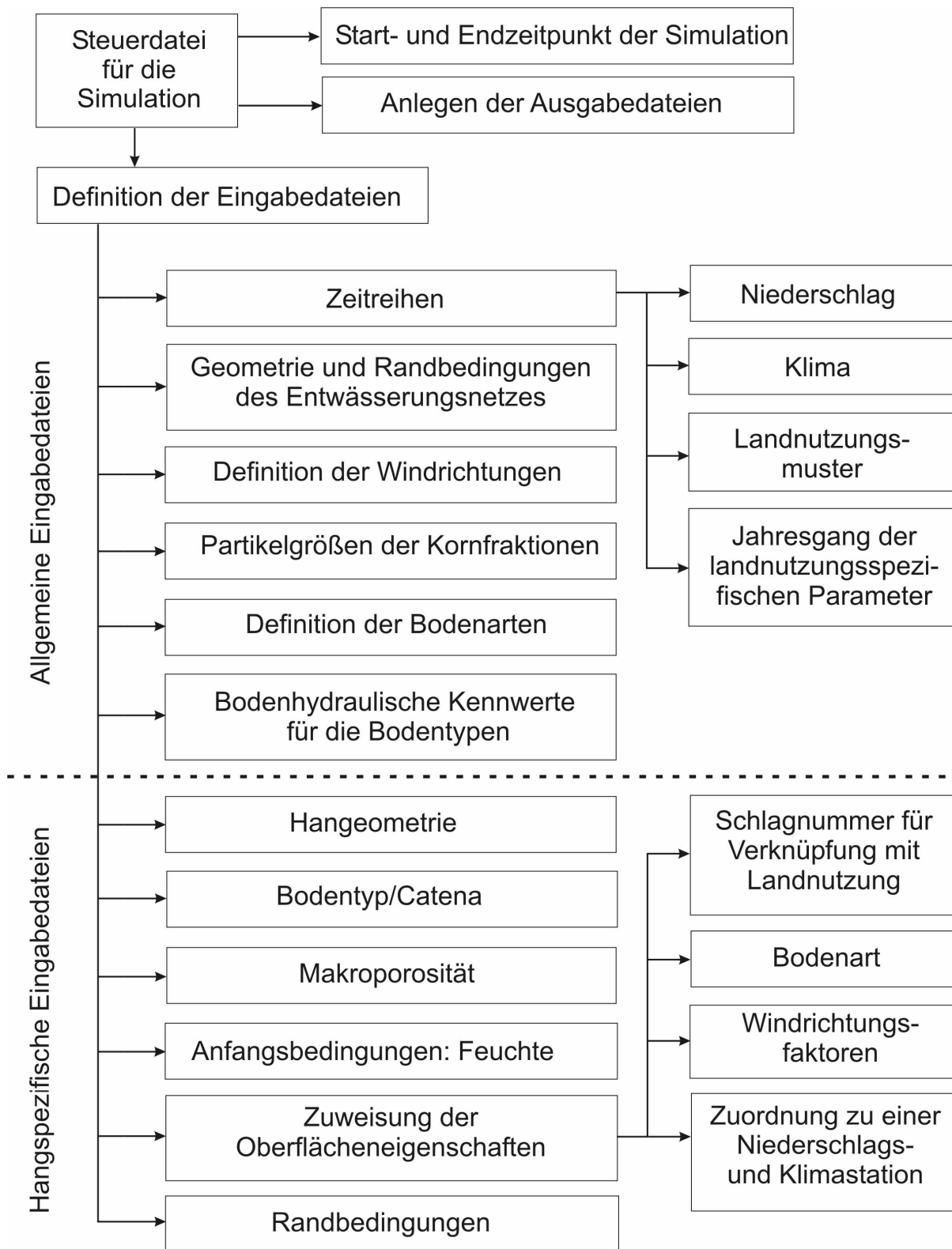
Ereignis	Anfangszustand Feuchte [%]	f_{mak} [-]	Makroporöse Schicht [cm]	Niederschlags- station	Rauheit Gerinne k_{st} [m ^{1/3} /s]
27.06.1994	27 ¹	2,07	0 - 40	WB0	10-20
12.08.1994	28 ²	2,10	0 - 40	WB1	16-26
13.08.1995	26 ³	3,35	0 - 20	WB0	10-20

¹ Mittelwert Bodenfeuchte Messnetz (Tiefe 0-60 cm) am 27.06.1994 (Datenbank des Weiherbachprojektes)

² Mittelwert Bodenfeuchte Messnetz (Tiefe 0-60 cm) am 11.08.1994 (Datenbank des Weiherbachprojektes)

³ ZEHE (persönliche Mitteilung)

A.15 Schematische Darstellung der Eingabestruktur und des relationalen Datenmanagements des Modells *CATFLOW-SED*



A.16 Bodenbearbeitungssysteme nach KTBL (1993) und LOIBL (2006)

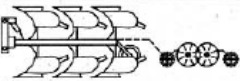
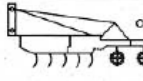


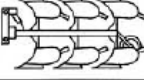
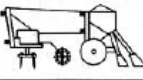

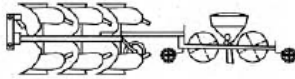






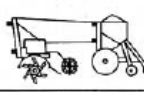

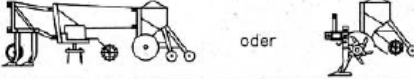





Verfahren	Grundbodenbearbeitung	Saatbettbereitung	Saat	Ablauf der Arbeitsgänge
Bodenbearbeitung mit Pflug		 oder 		getrennt
		 oder 	Bodenfräse oder Rotoregge	kombiniert, Saatbettbereitung u. Saat zusammengefaßt
				alle Arbeitsgänge kombiniert
Bodenbearbeitung ohne Pflug -konservierend-	 oder 			getrennt
	 oder 	 oder 		kombiniert, Saatbettbereitung u. Saat zusammengefaßt
	 oder 			alle Arbeitsgänge kombiniert
	—	 oder 		ohne Grundbodenbearbeitung, Saatbettbereitung und Saat kombiniert
Direktsaat	—	—		Saat ohne Bodenbearbeitung

Abbildung A-5 Einteilung der Bearbeitungsverfahren (aus KTBL, 1993)














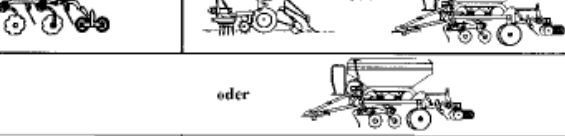


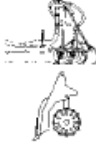

Bodenbearbeitungs- u. Bestellverfahren		Arbeitsabschnitte			Bodenbedeckung nach Saat
		Grundbodenbearbeitung	Saatbettbereitung	Saat	
Konventionelle Bodenbearbeitung	wendend		 oder 		bis 15% oder 560 kg/ha
	nicht wendend		 oder 		15 - 30% oder 560 - 1120 kg/ha
Konservierende Bodenbearbeitung	Mulchsaat nicht wendend	 oder 	 oder 		> 30 % oder > 1120 kg/ha
		 oder 			
	Streifensaat streifenweise Lockerung bis 1/3 Reihenweite				
Direktsaat keine Bodenbearbeitung					

Abbildung A-6 Einteilung der Bearbeitungsverfahren (aus LOIBL, 2006)

A.17 Übersicht der Berechnungsversuche

Liste der von GERLINGER (1997) durchgeführten Berechnungsversuche sowie die im Rahmen dieser Arbeit ermittelten Erosionswiderstände f_{crit} .

Standort im Weierbachgebiet	Kennung	GK-Rechtswert	GK-Hochwert	Datum	Jahr	Parzellengröße [m]	Gefälle	BBG ¹ [%]	Bodenart ²	Tongehalt ³ [%]	Organische Substanz ³ [%]	Feuchte ³ [%]	Mannings n ³ [s/m ²]	f_{crit} ⁴ [N/m ²]
Altenberg	ab	3481397	5445500	29. Apr	1994	12x2	0,145	0	Tu4	28,1	3,2	28,7	0,190	2,825
Domtal Mais	1M	3480966	5443287	03. Mai	1993	22x4	0,164	0	Uf4	18,5	2,0	11,0	0,067	1,148
Domtal Mais	2M	3480964	5443291	03. Mai	1993	12x2	0,164	0	Uf4	18,5	2,0	11,0	0,015	0,336
Domtal Mais	3M	3480962	5443295	26. Mai	1993	12x2	0,155	10	Uf4	20,0	1,4	18,5	0,051	0,601
Domtal Mais	4M	3480959	5443298	17. Jun	1993	12x2	0,157	50	Uf4	22,0	1,8	13,2	0,145	1,077
Domtal Mais	5M	3480958	5443301	01. Jul	1993	12x2	0,151	95	Uf4	18,2	1,9	9,9	0,105	0,586
Domtal Zuckerrüben	1Z	3480991	5443281	04. Mai	1993	12x2	0,148	5	Uf4	21,4	1,8	10,7	0,123	0,844
Domtal Zuckerrüben	2Z	3480996	5443278	26. Mai	1993	12x2	0,150	40	Uf4	20,0	2,0	16,8	0,050	0,575
Neuenbürger Pfad	1_1	3480589	5445698	29. Mrz	1994	12x2	0,138	0	Uf4	22,5	1,8	20,2	0,027	0,871
Neuenbürger Pfad	1_2	3480584	5445727	29. Mrz	1994	12x2	0,172	0	Tu4	27,6	1,8	19,1	0,022	0,868
Neuenbürger Pfad	1_3	3480581	5445751	30. Mrz	1994	12x2	0,117	0	Uf4	23,5	1,8	19,2	0,021	0,585
Neuenbürger Pfad	2_1	3480617	5445679	31. Mrz	1994	12x2	0,128	0	Uf3	16,6	1,4	21,6	0,015	0,300
Neuenbürger Pfad	2_2	3480611	5445723	30. Mrz	1994	12x2	0,138	0	Tu4	31,4	1,7	18,6	0,035	0,918
Neuenbürger Pfad	3_1	3480631	5445725	31. Mrz	1994	12x2	0,121	0	Uf4	21,3	1,8	19,8	0,024	0,724
Leierfaß Zuckerrüben	1	3481209	5445062	03. Apr	1994	12x2	0,163	0	Uf3	15,2	1,7	21,8	0,040	1,353
Leierfaß Zuckerrüben	2	3481215	5445064	12. Apr	1994	12x2	0,163	0	Uf3	16,8	1,9	25,6	0,045	1,636
Leierfaß Zuckerrüben	3	3481219	5445036	27. Apr	1994	12x2	0,145	5	Uf3	13,6	1,4	21,6	0,025	0,931
Leierfaß Zuckerrüben	4	3481223	5445037	30. Mai	1994	12x2	0,149	30	Uf3	15,4	1,6	14,7	0,019	0,422
Leierfaß Zuckerrüben	5	3481227	5445037	17. Jun	1994	12x2	0,149	50	Uf3	15,1	1,6	18,3	0,037	0,842
Öwisheim Mais	M1	3481097	5445617	20. Mai	1994	12x2	0,100	0	Uf3	12,9	2,0	29,5	0,047	0,978
Öwisheim Mais	M2	3481098	5445613	01. Jun	1994	12x2	0,100	10	Uf3	13,4	2,2	14,3	0,042	0,652
Öwisheim Mais	M3	3481096	5445620	16. Jun	1994	12x2	0,100	40	Uf3	13,1	2,4	20,4	0,045	0,799
Öwisheim Mais	M4	3481094	5445624	01. Jul	1994	12x2	0,100	90	Uf3	12,4	2,2	22,2	0,030	0,753
Öwisheimer Weg	1_1	3480877	5445649	19. Apr	1994	12x2	0,157	0	Uf4	23,1	2,2	27,7	0,025	1,210
Öwisheimer Weg	1_2	3480880	5445631	20. Apr	1994	12x2	0,190	0	Uf4	17,9	1,7	24,3	0,021	0,656
Öwisheimer Weg	1_3	3480884	5445610	19. Apr	1994	12x2	0,150	0	Uf3	16,2	1,9	21,3	0,011	0,318
Öwisheimer Weg	2_1	3480683	5445596	20. Apr	1994	12x2	0,094	0	Tu4	25,3	2,5	25,4	0,018	0,773
Öwisheimer Weg	2_2	3480692	5445562	21. Apr	1994	12x2	0,139	0	Tu4	28,6	2,5	27,3	0,040	1,337
Öwisheimer Weg	2_31	3480693	5445546	21. Apr	1994	12x2	0,137	0	Tu4	30,1	2,0	25,4	0,040	1,064
Öwisheimer Weg	2_32	3480693	5445546	21. Apr	1994	12x2	0,137	0	Tu4	30,1	2,0	25,4	0,030	1,101

Standort im Weiherbachgebiet	Kennung	GK-Rechtswert	GK-Hochwert	Datum	Jahr	Parzellengröße [m]	Gefälle	BBG ¹ [%]	Bodenart ²	Tongehalt ³ [%]	Organische Substanz ³ [%]	Feuchte ³ [%]	Mannings n ³ [s/m ²]	f _{crit} ⁴ [N/m ²]
Öwisheimer Weg	2_33	3480693	5445546	22. Apr	1994	12x2	0,137	0	Tu4	30,1	2,0	25,4	0,039	1,101
Öwisheimer Weg	2_4	3480699	5445527	22. Apr	1994	12x2	0,151	0	Uf4	21,1	2,5	18,4	0,032	0,826
Öwisheimer Weg	1_1	3480671	5445546	25. Aug	1993	12x2	0,144	0	Uf4	22,1	1,9	11,8	0,060	1,486
Öwisheimer Weg	2_1	3480683	5445596	23. Aug	1993	12x2	0,157	0	Tu4	26,6	2,2	19,8	0,060	1,600
Öwisheimer Weg	2_31	3480692	5445562	24. Aug	1993	12x2	0,143	0	Tu4	27,4	1,8	13,6	0,030	1,098
Öwisheimer Weg	2_32	3480690	5445561	24. Aug	1993	12x2	0,143	0	Tu4	27,2	1,6	12,1	0,055	1,436
Öwisheimer Weg	2_41	3480693	5445546	25. Aug	1993	12x2	0,147	0	Uf4	21,8	2,2	11,8	0,020	0,855
Öwisheimer Weg	2_42	3480690	5445545	25. Aug	1993	12x2	0,147	0	Uf4	20,6	1,6	8,0	0,030	1,107
Öwisheimer Weg	2_5	3480699	5445527	26. Aug	1993	12x2	0,146	0	Uf4	18,9	1,7	12,0	0,040	1,203
Öwisheimer Weg	3_1	3480725	5445589	26. Aug	1993	12x2	0,146	0	Tu4	26,6	1,9	11,9	0,074	1,409
Öwisheimer Weg	3_2	3480727	5445572	26. Aug	1993	12x2	0,144	0	Uf4	24,3	2,0	9,9	0,040	1,247
Öwisheimer Weg	4_11	3480784	5445612	27. Aug	1993	12x2	0,132	0	Uf4	24,1	1,6	10,3	0,060	1,296
Öwisheimer Weg	4_12	3480781	5445611	27. Aug	1993	12x2	0,132	0	Uf4	24,4	1,6	12,1	0,040	1,202
Öwisheimer Weg	4_2	3480787	5445594	27. Aug	1993	12x2	0,159	0	Uf4	24,8	1,9	11,2	0,028	0,998
Öwisheimer Weg	4_31	3480791	5445575	30. Aug	1993	12x2	0,149	0	Uf4	18,7	1,4	9,0	0,040	1,034
Öwisheimer Weg	4_32	3480789	5445575	30. Aug	1993	12x2	0,149	0	Uf4	17,8	1,6	8,0	0,020	0,755
Öwisheimer Weg	5_1	3480848	5445624	30. Aug	1993	12x2	0,179	0	Uf4	17,1	1,6	7,2	0,040	1,030
Öwisheimer Weg	6_11	3480881	5445650	31. Aug	1993	12x2	0,178	0	Uf3	16,3	1,6	10,3	0,032	0,746
Öwisheimer Weg	6_12	3480877	5445649	31. Aug	1993	12x2	0,178	0	Uf3	16,8	1,6	12,1	0,030	1,165
Öwisheimer Weg	6_21	3480884	5445634	02. Sep	1993	22x4	0,182	0	Uf3	12,7	1,5	7,9	0,015	0,512
Öwisheimer Weg	6_22	3480880	5445631	02. Sep	1993	12x2	0,182	0	Uf3	12,7	1,5	7,9	0,025	0,552
Öwisheimer Weg	6_31	3480889	5445611	03. Sep	1993	12x2	0,147	0	Uf4	17,3	1,4	9,0	0,030	0,349
Öwisheimer Weg	6_32	3480884	5445610	03. Sep	1993	12x2	0,148	0	Uf4	17,3	1,6	8,0	0,030	0,864
Weiherbächle	wb	3481766	5444806	15. Apr	1994	12x2	0,210	0	Lf3	40,8	3,4	34,1	0,450	5,029
Feldmägenteich	1_1	3481598	5444917	06. Apr	1994	12x2	0,136	0	Uf3	16,7	1,7	26,8	0,050	1,298
Feldmägenteich	1_2	3481570	5444917	07. Apr	1994	12x2	0,150	0	Uf3	15,6	1,3	21,8	0,025	0,697
Feldmägenteich	1_3	3481543	5444915	07. Apr	1994	12x2	0,077	0	Uf3	15,3	1,3	20,7	0,010	0,283
Feldmägenteich	2_1	3481597	5444886	06. Apr	1994	12x2	0,125	0	Tu4	17,7	1,6	24,4	0,035	1,106
Feldmägenteich	2_2	3481571	5444888	07. Apr	1994	12x2	0,168	0	Tu4	16,6	1,1	20,1	0,025	0,833
Blöckert	bl	3481608	5444337	02. Mai	1995	12x2	0,093	0	Uf4	19,5	2,9	29,3	0,065	1,132

¹ BBG = Bodenbedeckungsgrad

² nach Bodenkundlicher Kartieranleitung (1982)

³ aus GERLINGER (1997)

⁴ berechnet nach der in Kapitel 6 beschriebenen Methode

Schriftenreihe SWW - Karlsruhe

Bisher aus der Arbeit am Institut erschienen

- [1] KARPE, H.-J.: Zur Wirtschaftlichkeit bei der Planung von Fernwasserversorgungen. Karlsruhe 1969 (Eigenverlag des Verfassers).
- [2] PÖPEL, J.: Schwankungen von Kläranlagenabläufen und ihre Folgen für Grenzwerte und Gewässerschutz. GWF, Schriftenreihe Wasser - Abwasser, 16. Oldenbourg Verlag, München 1971.
- [3] MEIER, P.M.: Möglichkeiten zur technischen und wirtschaftlichen Optimierung von Zweckverbänden. Wasser und Abwasser in Forschung und Praxis, Bd. 4. Erich Schmidt Verlag, Bielefeld 1972.
- [4] ABENDT, R.; AHRENS, W.; CEMBROWICZ, R.G.; HAHN, H.H.; KNOBLAUCH, A.; ORTH, H.: Operations Research und seine Anwendung in der Siedlungswasserwirtschaft I. Wasser und Abwasser in Forschung und Praxis, Bd. 5. Erich Schmidt Verlag, Bielefeld 1972.
- [5] NOLL, K.: Untersuchungen zur Grundwasserentnahme aus den pleistozänen Sedimenten des Rheintalgrabens im Rhein-Neckar-Raum. Karlsruhe 1972 (Eigenverlag des Verfassers).
- [6] NEIS, U.: Experimentelle Bestimmung der Stabilität anorganischer Schwebstoffe in natürlichen Gewässern. Karlsruhe 1974 (Eigenverlag des Verfassers).
- [7] AHRENS, W.: Optimierungsverfahren zur Lösung nichtlinearer Investitionsprobleme - angewandt auf das Problem der Planung regionaler Abwasserentsorgungssysteme. Quantitative Methoden der Unternehmensplanung, Bd. 4. Verlag Meisenheim/Glahn 1975.
- [8] ORTH, H.: Verfahren zur Planung kostenminimaler regionaler Abwasserentsorgungssysteme. Wasser und Abwasser in Forschung und Praxis, Bd. 9. Erich Schmidt Verlag, Bielefeld 1975.
- [9] MOSEBACH, K.G.: Phosphatrücklösung bei der Ausfällung von Simultanschlamm. Wasser und Abwasser in Forschung und Praxis, Bd. 11. Erich Schmidt Verlag, Bielefeld 1975.
- [10] AHRENS, W.; CEMBROWICZ, R.G.; DEHNERT, G.; HEISS, H.-J.; HAHN, H.H.; HENSELEIT, H.J.; ORTH, H.; SENG, H.J.: Operations Research und seine Anwendung in der Siedlungswasserwirtschaft II. Wasser und Abwasser in Forschung und Praxis, Bd. 12. Erich Schmidt Verlag, Bielefeld 1976.
- [11] DEHNERT, G.: Regionale Planung der Standorte für Abwasserbehandlungsanlagen mit Hilfe graphentheoretischer Algorithmen. Abfallwirtschaft in Forschung und Praxis, Bd. 1. Erich Schmidt Verlag, Bielefeld 1976.
- [12] HAHN, H.H. (Hrsg.): Umweltschutz im Bereich des Wasserbaus. Wasser und Abwasser in Forschung und Praxis, Bd. 14. Erich Schmidt Verlag, Bielefeld 1976.

-
- [13] JØRGENSEN, S.E.: Reinigung häuslicher Abwässer durch Kombination eines chemischen Fällungs- und Ionenaustauschverfahrens. Karlsruhe 1976 (Eigenverlags des Verfassers).
- [14] RUF, J.: Gewässergütesimulation unter Berücksichtigung meteorologischer Einflüsse. Prognostisches Modell Neckar, Bericht 16. Dornier System. Friedrichshafen 1977.
- [15] AHRENS, W.; DEHNERT, G.; DURST, F.; GERBER, J.; HAHN, H.H.; PAESSENS, H.; WEUTHEN, H.K.: Tourenplanung bei der Abfallbeseitigung. Abfallwirtschaft in Forschung und Praxis, Bd. 3. Erich Schmidt Verlag, Bielefeld 1977.
- [16] KLUTE, R.: Adsorption von Polymeren an Silikaoberflächen bei unterschiedlichen Strömungsbedingungen. Karlsruhe 1977 (Eigenverlag des Verfassers).
- [17] KNOBLAUCH, A.: Mathematische Simulation des Phosphorkreislaufs in einem gestauten Gewässer. GWF, Schriftenreihe Wasser- Abwasser, Bd. 17. Oldenbourg Verlag, München 1978.
- [18] ABENDT, R.: Aussagefähigkeit von Sauerstoffhaushaltsrechnungen. Hochschulsammlung Ingenieurwissenschaft, Wasserwirtschaft, Bd. 1. Hochschulverlag, Stuttgart 1978.
- [19] SENG, H.J.: Systematische Beurteilung der Umweltverträglichkeit bei Abfalldeponiestandorten. Hochschulsammlung Ingenieurwissenschaft, Abfallwirtschaft, Bd. 2. Hochschulverlag, Stuttgart 1979.
- [20] INSTITUT FÜR SIEDLUNGSWASSERWIRTSCHAFT: Fortschritte bei der Anwendung von Flockungsverfahren in der Abwassertechnologie. 2. Verfahrenstechnisches Seminar. Karlsruhe 1979 (Eigenverlag des Instituts, vergriffen).
- [21] HAHN, H.H. (Hrsg.): Von der Abfallbeseitigung zur Abfallwirtschaft, Fachkolloquium zu Ehren von Prof. Dr.-Ing. Hans Straub, Karlsruhe 1980 (Eigenverlag des Instituts, vergriffen).
- [22] INSTITUT FÜR SIEDLUNGSWASSERWIRTSCHAFT: Planung und Organisation von Einzelkläranlagen und Gruppenkläranlagen, 6. Planungstechnisches Seminar. Karlsruhe 1980 (Eigenverlag des Instituts).
- [23] KÄSER, F.: Transport suspendierter Feststoffe in Fließgewässern. Karlsruhe 1981 (Eigenverlag des Instituts, vergriffen).
- [24] EPPLER, B.: Aggregation von Mikroorganismen. Karlsruhe 1981 (Eigenverlag des Instituts, vergriffen).
- [25] INSTITUT FÜR SIEDLUNGSWASSERWIRTSCHAFT: Fortschritte bei der Anwendung des Flotationsverfahrens in der kommunalen Abwasserreinigung, 3. Verfahrenstechnisches Seminar. Karlsruhe 1981 (Eigenverlag des Instituts).
- [26] PAESSENS, H.: Tourenplanung bei der regionalen Hausmüllentsorgung. Karlsruhe 1981 (Eigenverlag des Instituts).
- [27] KIEFHABER, K.P.: Versuchsanlagen zur Entspannungsflotation von Abwasser - Vergleich von Versuchsergebnissen. Karlsruhe 1982 (Eigenverlag des Instituts, vergriffen).
- [28] HAHN, H.H.; SENG, H.J. (Hrsg.): Wirtschaftlichkeit in der Abfallwirtschaft. Karlsruhe 1982 (Eigenverlag des Instituts).

- [29] HAHN, H.H.; PAESSENS, H. (Hrsg.): Tourenplanung in der Abfallwirtschaft II. Karlsruhe 1982 (Eigenverlag des Instituts).
- [30] DICKGIESSER, G.: Betriebssichere und wirtschaftliche Klärschlamm Entsorgung. Karlsruhe 1982 (Eigenverlag des Instituts, vergriffen).
- [31] HAHN, H.H. (Hrsg.): Wasserversorgung und Abwasserbehandlung in Entwicklungsländern. Karlsruhe 1982 (Eigenverlag des Instituts).
- [32] HAHN, H.H. (Hrsg.): Schlämme aus der Abwasserfällung/-flockung. Karlsruhe 1983 (Eigenverlag des Instituts).
- [33] v. FALKENHAUSEN, K.: Planung eines Entsorgungssystems für die Klärschlammbehandlung. Karlsruhe 1983 (Eigenverlag des Instituts).
- [34] HEISS, H.-J.: Stabilität kostenminimaler Lösungen bei der Planung von Abwasserentsorgungssystemen. Karlsruhe 1983 (Eigenverlag des Instituts).
- [35] HAHN, H.H. (Hrsg.): Planung im Gewässerschutz unter besonderer Berücksichtigung von Flussgebietsmodellen. Karlsruhe 1984 (Eigenverlag des Instituts, vergriffen).
- [36] BANTZ, I.: Ein Rechenverfahren zur Darstellung der Auswirkungen von Stoßbelastungen auf die Qualität von Fließgewässern. Karlsruhe 1985 (Eigenverlag des Instituts, vergriffen).
- [37] LÖHR, J.: Einfluss der Tiefendurchmischung auf die Entwicklung von Phytoplankton - dargestellt am Beispiel des Maines. Karlsruhe 1984 (Eigenverlag des Instituts).
- [38] TROUBOUNIS, G.: Strukturorientierte Simulation des Kohlenstoff, Stickstoff-, Phosphor- und Sauerstoffhaushaltes flacher Gewässer. Karlsruhe 1985 (Eigenverlag des Instituts, vergriffen).
- [39] DITTRICH, A.: Transport und Sedimentation organischer Stoffe in Abwasserteichen. Karlsruhe 1985 (Eigenverlag des Instituts, vergriffen).
- [40] GROHMANN, A.; HAHN, H.H.; KLUTE, R. (Hrsg.): Chemical Water and Wastewater Treatment. Practical Experience and New Concepts. Proceedings from the 1st Gothenburg Symposium, 1984. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, New York, 1985 (vergriffen).
- [41] HAHN, H.H.; NEIS, U. (Hrsg.): Belastungsschwankungen auf Kläranlagen: Auswirkungen und Möglichkeiten zur Reduktion, insbesondere durch Chemikalieneinsatz. Karlsruhe 1985 (Eigenverlag des Instituts).
- [42] SCHMITT, T.G.: Der instationäre Kanalabfluss in der Schmutzfrachtmodellierung. Karlsruhe 1985 (Eigenverlag des Instituts, 2. Auflage).
- [43] IOSSIFIDIS, V.: Die Rolle der Ablagerungen bei der Schmutzfrachtberechnung in Kanalisationsnetzen. Karlsruhe 1985 (Eigenverlag des Instituts, 2. Auflage).
- [44] SCHMITT, T.G.; HAHN, H.H. (Hrsg.): Schmutzfrachtberechnung für Kanalisationsnetze. Karlsruhe 1986 (Eigenverlag des Instituts, 2. Auflage).
- [45] DÖLL, B.: Die Kompensation der Oberflächenladung kolloidaler Silika-Suspensionen durch die Adsorption kationischer Polymere in turbulent durchströmten Rohrreaktoren. Karlsruhe 1986 (Eigenverlag des Instituts).
- [46] MERTSCH, V.: Sedimentation, Eindickung und Entwässerung von Fällungs-/Flockungsschlämmen. Karlsruhe 1987 (Eigenverlag des Instituts, vergriffen).

-
- [47] KORDES, B.: Berechnung der Energiebilanz von Kläranlagen unter Berücksichtigung zeitlicher Schwankungen. Karlsruhe 1987 (Eigenverlag des Instituts, vergriffen).
- [48] GEPPERT, B.: Tourenplanung bei der innenstädtischen Hausmüllentsorgung. Karlsruhe 1987 (Eigenverlag des Instituts).
- [49] GUTEKUNST, B.: Sielhautuntersuchungen zur Einkreisung schwermetallhaltiger Einleitungen. Karlsruhe 1988 (Eigenverlag des Instituts).
- [50] HAHN, H.H.; KLUTE, R.; BALMER, P. (Hrsg.): Recycling in Chemical Water and Wastewater Treatment. Proceedings from the 2nd international Gothenburg Symposium. Karlsruhe 1986 (Eigenverlag des Instituts).
- [51] HAHN, H.H.; PFEIFER, R.; (Hrsg.): Abwasserreinigung in Entwicklungsländern mit besonderer Berücksichtigung der Industrie. Karlsruhe 1987 (Eigenverlags des Instituts).
- [52] HOFFMANN, E.: Strömungsstrukturen in Flockungsreaktoren. (in Vorbereitung).
- [53] HAHN, H.H.; PFEIFER, R. (Hrsg.): Fällung/Flockung - Erfahrungen aus Labor und Praxis. Karlsruhe 1990 (Eigenverlag des Instituts).
- [54] KRÜGER, E.M.: Stabilität mineralischer Basisabdichtungen von Hausmülldeponien bezüglich des Ausbreitungsverhaltens anorganischer Schadstoffe. Karlsruhe 1989 (Eigenverlag des Instituts).
- [55] SISKOS, D.: Kläranlagenauslegung für stehende Vorfluter. Karlsruhe 1989 (Eigenverlag des Instituts).
- [56] HOU, R.: Kontrollstrategien für Fällung und Flockung auf Kläranlagen mit einem Vorhersagemodell der Zu- und Abauffracht. Karlsruhe 1990 (Eigenverlag des Instituts).
- [57] XANTHOPOULOS, C.: Methode für die Entwicklung von Modellregenspektren für die Schmutzfrachtberechnung. Karlsruhe 1990 (Eigenverlag des Instituts).
- [58] HAHN, H.H.; XANTHOPOULOS, C. (Hrsg.): Schadstoffe im Regenabfluss aus städtischen Gebieten - Präsentation eines BMFT - Verbundprojektes. Karlsruhe 1990 (Eigenverlag des Instituts, vergriffen).
- [59] LEE, C.-M.: Tone zur physikalisch-chemischen Abwasserreinigung. Karlsruhe 1990 (Eigenverlag des Instituts).
- [60] HARTMANN, K.-H.: Anaerobe Behandlung von Sickerwässern aus Hausmülldeponien. Karlsruhe 1991 (Eigenverlag des Instituts).
- [61] HAHN, H.H.; PFEIFER, R. (Hrsg.): Vor-, Simultan- oder Nachfällung? – Entscheidungskriterien für Planung, Entwurf und Betrieb. Karlsruhe 1991 (Eigenverlag des Instituts).
- [62] LEONHARD, D.: Eindickung und Entwässerung als Konsolidierungsvorgang. Karlsruhe 1992 (Eigenverlag des Instituts).
- [63] WEISSER, M.: Untersuchungen zur Belastung kommunaler Klärschlämme durch organische Schadstoffe - Abschlußbericht zum BMFT-Forschungsvorhaben 02 WS 464/8. Karlsruhe 1992 (Eigenverlag des Instituts, 2. Auflage).
- [64] HAHN, H.H.; XANTHOPOULOS, C. (Hrsg.): Schadstoffe im Regenabfluss II. Präsentation des BMFT-Verbundprojektes. Karlsruhe 1992 (Eigenverlag des Instituts, 2. Auflage).

- [65] HAHN, H.H.; PFEIFER, R. (Hrsg.): Sanierung von Kläranlagen. Karlsruhe 1992 (Eigenverlag des Instituts).
- [66] DÜRETH-JONECK, S.: Entwicklung eines naturnahen, praxisorientierten. Mobilitätstests für Schwermetalle und Arsen in kontaminierten Böden. Karlsruhe 1993 (Eigenverlag des Instituts).
- [67] HAHN, H.H.; TRAUTH, R. (Hrsg.): Fällungs-/Flockungchemikalien. Anforderungen, Angebot, Auswahl und Qualität. Karlsruhe 1993 (Eigenverlag des Instituts, vergriffen).
- [68] HAHN, H.H.; TRAUTH, R. (Hrsg.): Wechselwirkungen der biologischen und chemischen Phosphorelimination. Karlsruhe 1993 (Eigenverlag des Instituts).
- [69] LANGER, S.J.: Struktur und Entwässerungsverhalten polymergeflockter Klärschlämme. Karlsruhe 1994 (Eigenverlag des Instituts).
- [70] MÜLLER, N.: Gewässergütemodellierung von Fließgewässern unter Berücksichtigung qualitativer, quantitativer, flächenhafter und sozioökonomischer Informationen. Karlsruhe 1994 (Eigenverlag des Instituts).
- [71] HAHN, H.H.; TRAUTH, R. (Hrsg.): Klärschlamm - Ressource oder kostenintensiver Abfall? Karlsruhe 1994 (Eigenverlag des Instituts).
- [72] MIHOPULOS, J.: Wechselwirkung Flockenbildung - Flockenabtrennung unter Berücksichtigung der Durchströmungsmuster in Sedimentations- und Flotationsbecken. München 1995 (Oldenbourg Verlag).
- [73] XANTHOPOULOS, C.; HAHN, H.H. (Hrsg.): Schadstoffe im Regenabfluss III. München 1995 (Oldenbourg Verlag).
- [74] HAHN, H.H.; TRAUTH, R. (Hrsg.): Wirtschaftlichkeitsfragen in der Abwasserreinigung. München 1995 (Oldenbourg Verlag).
- [75] SCHMID, K.: Tensidunterstützte und biologische Sanierung der Feinkornfraktion aus der Bodenwäsche bei kohlenwasserstoffhaltigen Altlasten. München 1996 (Oldenbourg Verlag).
- [76] HÖLZER, D.: EDV-gestützte Planung von Belebtschlammanlagen unter Berücksichtigung betrieblicher Aspekte. München 1996 (Oldenbourg Verlag).
- [77] HARITOPOULOU, T.: Polycyclische Aromatische Kohlenwasserstoffe und Schwermetalle in urbanen Entwässerungssystemen - Aufkommen, Transport und Verbleib. München 1996 (Oldenbourg Verlag).
- [78] HAHN, H.H.; TRAUTH, R.: Wechselwirkung zwischen Einzugsgebiet und Kläranlage. München 1996 (Oldenbourg Verlag).
- [79] FUCHS, S.: Wasserwirtschaftliche Konzepte und ihre Bedeutung für die Ökologie kleiner Fließgewässer - Aufgezeigt am Beispiel der Mischwasserbehandlung. München 1997 (Oldenbourg Verlag).
- [80] BEUDERT, G.: Gewässerbelastung und Stoffaustrag von befestigten Flächen in einem kleinen ländlichen Einzugsgebiet. München 1997 (Oldenbourg Verlag).
- [81] WITT, P.CH.: Untersuchungen und Modellierungen der biologischen Phosphatelimination in Kläranlagen. München 1997 (Oldenbourg Verlag).

-
- [82] PSCHERA, S.: Abwasserbehandlung mit Ozon: Klassifizierung von Abwasser zur optimierten Verfahrensgestaltung in der Kreislaufwirtschaft. München 1997 (Oldenbourg Verlag).
- [83] TRAUTH, R.: Lokalisierung von Grundwasserschadstoffquellen in urbanen Räumen. München 1998 (Oldenbourg Verlag).
- [84] JAKOBS, J.: Quantifizierung der Wirkung von Kanalnetzbewirtschaftungsmaßnahmen mit Hilfe des detailliert hydrodynamischen Schmutzfrachtmodells HAuSS. München 1998 (Oldenbourg Verlag).
- [85] XANTHOPOULOS, C.: Stoffströme in der Urbanhydrologie Teil 1 – Oberfläche. München 1998 (Oldenbourg-Verlag).
- [86] SCHMITT, T.G.: Stoffströme in der Urbanhydrologie Teil 2 - Kanalisaton. München 1997 (Oldenbourg Verlag).
- [87] SEYFRIED, C.F.: Stoffströme in der Urbanhydrologie Teil 3 – Kläranlage. München 1998 (Oldenbourg Verlag).
- [88] HAHN, H.H.; SCHÄFER, M. (Hrsg.): Stoffströme in der Urbanhydrologie Teil 4 - Emission/Immission. München 1998 (Oldenbourg Verlag).
- [89] HAHN, H.H.; WILHELMI, M.: Abwasserreinigung - Reststoffproblem oder Sekundärrohstoffquelle. München 1997 (Oldenbourg Verlag).
- [90] SCHULZ, ST.: Der Kanal als Reaktor: Neubildung von AOX durch Wirkstoffe in Reinigungsmitteln. München 1998 (Oldenbourg Verlag).
- [91] WOLTER, CH.: Steuer- und Regelkonzepte der Vorklärung unter Einbeziehung der Vorfällung/Flockung und Schlammhydrolyse. München 1998 (Oldenbourg Verlag).
- [92] PFEIFER, R.: Schmutzstoffrückhalt durch chemisch/physikalische Regenwasserbehandlung im Trennsystem. München 1998 (Oldenbourg Verlag).
- [93] LIN, L.Q.: Entstabilisierung und Aggregation von Silika und Huminsäure mit Aluminiumsalzen in turbulenten Rohrströmungen. München 1998 (Oldenbourg Verlag).
- [94] HAHN, H.H.; WILHELMI, M. (Hrsg.): Abwasserfällung- und Flockung. München 1998 (Oldenbourg Verlag).
- [95] HUPPERT, N.: Elimination von Ibuprofen und NBBS in kommunalen Kläranlagen analysiert mittels Festphasenmikroextraktion. München 1999 (Oldenbourg Verlag).
- [96] FUCHS, S.; HAHN, H.H. (Hrsg.): Schadstoffstoffe im Regenabfluss IV. Abschlusspräsentation des BMBF-Verbundprojektes NIEDERSCHLAG. München 1999 (Oldenbourg Verlag).
- [97] SCHÄFER, M.: Regionalisierte Stoffstrombilanzen in städtischen Einzugsgebieten - Möglichkeiten, Probleme und Schlussfolgerungen.
- [98] HAHN, H.H.; KRAUS, J. (Hrsg.): Technologische Aspekte der Wasser-, Abwasser- und Schlammbehandlung. Karlsruhe 1999 (Universität Karlsruhe - Institutsverlag Siedlungswasserwirtschaft).
- [99] KISHI, R.T.: Einzugsgebietseigenschaften und Fließgewässergüte (Modellierung stofflicher Parameter mit Hilfe raumbezogener Daten). Karlsruhe 2000 (Universität Karlsruhe - Institutsverlag Siedlungswasserwirtschaft).

- [100] NAUDASCHER, I.: Kompostierung menschlicher Ausscheidungen durch Verwendung biologischer Trockentoiletten - mit besonderer Berücksichtigung des Kleingartenbereichs. Karlsruhe 2001 (Universität Karlsruhe - Institutsverlag Siedlungswasserwirtschaft).
- [101] ANDERS, G.: Der Einsatz von Scheibentauchkörpern zur Güllebehandlung mit dem Ziel der weitergehenden Nährstoffreduktion. Karlsruhe 2002 (Universität Karlsruhe - Institutsverlag Siedlungswasserwirtschaft).
- [102] WITTLAND, C.: Angepasste Verfahren zur Industrieabwasserreinigung - Modell zur Verfahrensauswahl. Karlsruhe 2000 (Universität Karlsruhe - Institutsverlag Siedlungswasserwirtschaft).
- [103] HAHN, H.H.; KRAUS, J. (Hrsg.): Projektmanagement, Maschinentechnik und gesetzliche Vorgaben. Karlsruhe 2000 (Universität Karlsruhe - Institutsverlag Siedlungswasserwirtschaft).
- [104] SCHMID-SCHMIEDER, V.: Vergleich der Leistungsfähigkeit von Biofilmverfahren bei Sanierungen bzw. Erweiterungen von kommunalen Kläranlagen. Karlsruhe 2001 (Universität Karlsruhe - Institutsverlag Siedlungswasserwirtschaft).
- [105] HAHN, H.H.; KRAUS, J.: Geruchsemissionen. Karlsruhe 2001 (Universität Karlsruhe - Institutsverlag Siedlungswasserwirtschaft).
- [106] ANTUSCH, E.: Lokalisierung organischer Schadstoffemissionen durch Sichelhautuntersuchungen. Karlsruhe 2002 (Universität Karlsruhe - Institutsverlag Siedlungswasserwirtschaft).
- [107] OBERACKER, F.E.: Verwendung und Entsorgung arsenhaltiger Wasserwerksschlämme. Karlsruhe 2002 (Universität Karlsruhe - Institutsverlag Siedlungswasserwirtschaft).
- [108] HAHN, H.H.; KRAUS, J.: Bläh- und Schwimmschlamm. Karlsruhe 2002 (Universität Karlsruhe - Institutsverlag Siedlungswasserwirtschaft).
- [109] HITZLER, A.: Beurteilung und Optimierung von Sandwaschanlagen auf Kläranlagen. Karlsruhe 2002 (Universität Karlsruhe - Institutsverlag Siedlungswasserwirtschaft).
- [110] KLINGEL, M.: Prozess-Simulation in der Abwasser- und Abfallbehandlung. Karlsruhe 2003 (Universität Karlsruhe - Institutsverlag Siedlungswasserwirtschaft).
- [111] SONG, Y.: Precipitation Chemistry of Calcium Phosphate for Phosphorous Recovery. Karlsruhe 2003 (Universität Karlsruhe - Institutsverlag Siedlungswasserwirtschaft).
- [112] KRAUS, J.: Herstellung von Leichtzuschlagstoffen aus Klärschlamm. Karlsruhe 2003 (Universität Karlsruhe - Institutsverlag Siedlungswasserwirtschaft).
- [113] ZHANG, P.: Herstellung und Charakterisierung und Wirksamkeit polymerer anorganischer Flockungsmittel. Karlsruhe 2003 (Universität Karlsruhe - Institutsverlag Siedlungswasserwirtschaft).
- [114] HAHN, H.H.; KRAUS, J.: Wertschöpfung durch Betriebsoptimierung. Karlsruhe 2003 (Universität Karlsruhe - Institutsverlag Siedlungswasserwirtschaft).
- [115] LUCAS, S.: Auftreten, Ursachen und Auswirkungen hoher Fremdwasserabflüsse – eine zeitliche und räumliche Analyse. Karlsruhe 2003 (Universität Karlsruhe - Institutsverlag Siedlungswasserwirtschaft).

- [116] SCHWARZ, M.: Mikrobielle Kolmation von abwasserdurchsickerten Bodenkörpern: Nucleinsäuren zum Nachweis von Biomasse und Bioaktivität. Karlsruhe 2004 (Universität Karlsruhe - Institutsverlag Siedlungswasserwirtschaft).
- [117] HOLZ, A.: Immissionsorientierte Bilanzierung punktueller und diffuser Schwermetallfrachten. Karlsruhe 2004 (Universität Karlsruhe - Institutsverlag Siedlungswasserwirtschaft).
- [118] HAHN, H.H.; KEGEBEIN, J.: Auf dem Weg zur Kläranlage von morgen. Karlsruhe 2004 (Universität Karlsruhe - Institutsverlag Siedlungswasserwirtschaft).
- [119] BUTZ, J.: Stoffstrombilanzen für Phosphor und sechs Schwermetalle am Beispiel des oberen Kraichbachs. Karlsruhe 2005 (Verlag Siedlungswasserwirtschaft Karlsruhe).
- [120] MAHMUTSPAHC, Z.: Projektfinanzierung – ein PPP Modell für internationale siedlungswasserwirtschaftliche Projekte. Karlsruhe 2005 (Verlag Siedlungswasserwirtschaft Karlsruhe).
- [121] HAHN, H.H.; FRIEDRICH, K.: Chemikalien in der Abwasserbehandlung – was haben wir dazugelernt? Karlsruhe 2005 (Verlag Siedlungswasserwirtschaft Karlsruhe).
- [122] KEGEBEIN, J.: Die Verwendung von Küchenabfallzerkleinerern (KAZ) aus abwasser- und abfallwirtschaftlicher Sicht. Karlsruhe 2006 (Verlag Siedlungswasserwirtschaft Karlsruhe).
- [123] HAHN, H.H.; HOFFMANN, E.; BLANK, A.: Abwasserproblemstoffe – Erfahrungen mit neuen Produkten und Technologien. Karlsruhe 2006 (Verlag Siedlungswasserwirtschaft Karlsruhe).
- [124] KPONGBEGNA, K.: Wasserver- und Entsorgung in der Stadt Lomé/Togo: Analysen, Beiträge und Konzepte. Karlsruhe 2006 (Verlag Siedlungswasserwirtschaft Karlsruhe).
- [125] BEKKER, M.: Charakterisierung der anaeroben Abbaubarkeit von spezifischen organischen Stoffen. Karlsruhe 2007 (Verlag Siedlungswasserwirtschaft Karlsruhe).
- [126] DUTTA, S.: Mathematical Modeling of the Performance of a Rotating Biological Contactor for Process Optimisation in Wastewater Treatment. Karlsruhe 2007 (Verlag Siedlungswasserwirtschaft Karlsruhe).
- [127] HAHN, H.H.; HOFFMANN, E.; BLANK, A.: Die optimierte Kläranlage – Vision oder Realität? Karlsruhe 2007 (Verlag Siedlungswasserwirtschaft Karlsruhe).
- [128] FUCHS, S.; FACH, S.; HAHN, H.H.: Stoffströme in Flussgebieten – Von der Bilanzierung zur Bewirtschaftung. Karlsruhe 2008 (Verlag Siedlungswasserwirtschaft Karlsruhe).

Bestellanschrift:

Universität Karlsruhe (TH)

Institut für Wasser und Gewässerentwicklung

Bereich Siedlungswasserwirtschaft und Wassergütwirtschaft

BIBLIOTHEK, Abteilung: Schriftenreihe

Adenauerring 20

76131 Karlsruhe

Tel: 0721/608-2457, Fax: 0721/607151, e-mail: kaupa@iwg.uka.de

