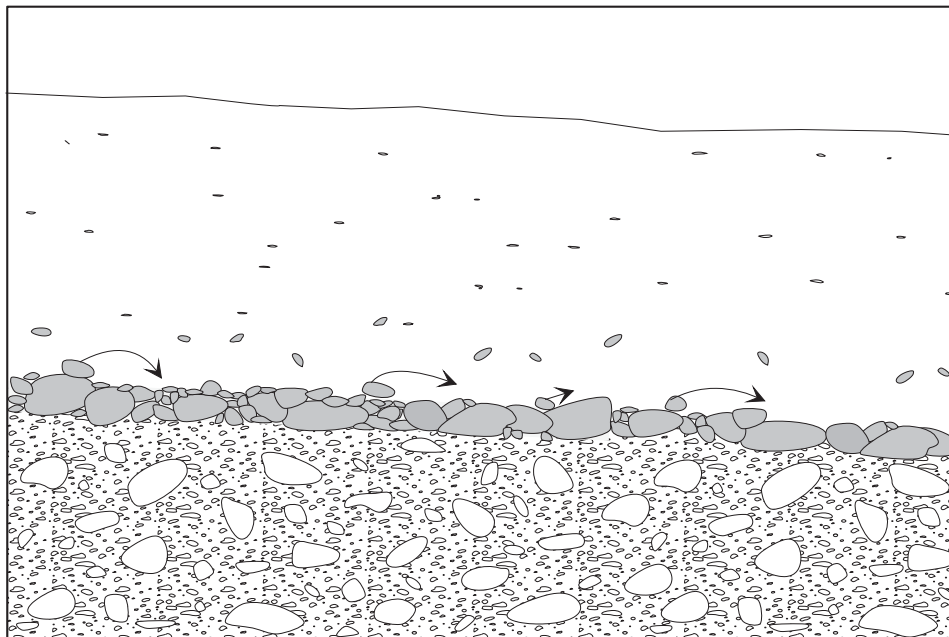


DIPLOMARBEIT

Fraktionierung von Geschiebetransportaten in
morphodynamisch-numerischen Modellen



Erklärungen

Ich erkläre hiermit, dass ich die vorliegende Diplomarbeit im Rahmen der Betreuung durch Herrn Dr.-Ing. habil. Dipl.-Phys. Andreas Malcherek selbständig verfasst habe. Andere als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel wurden nicht benutzt.

Ich erkläre mich einverstanden, dass meine Diplomarbeit

1. in die Bibliothek des Institutes für Strömungsmechanik aufgenommen und somit Institutsmitgliedern und Studenten zugänglich gemacht wird,
2. Nichtmitgliedern der Universität auf Anforderung verfügbar gemacht wird und
3. für Zwecke der Lehre und Forschung auch auszugsweise vervielfältigt werden kann.

Mein Recht, als Urheber genannt zu werden, sowie mein Recht der eigenen Nutzung und Verwertung bleiben davon unberührt.

Hamburg, im Februar 2003

Probleme kann man niemals mit der gleichen Denkweise lösen
durch die sie entstanden sind.
(Albert Einstein)

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	1
1 Einleitung	3
2 Transport gleichförmigen Geschiebes	7
2.1 Beginn der Sedimentbewegung	7
2.1.1 Sohlschubspannung nach Nikuradse	8
2.1.2 Bewegungsbeginn nach Shields	9
2.2 Die Geschiebetransportformel nach Meyer-Peter und Müller	11
3 Fraktionierter Geschiebetransport von Sedimentmischungen	15
3.1 Charakteristischer Korndurchmesser von Mischsohlen	15
3.1.1 Korngrößenverteilung	15
3.1.2 Der Median als charakteristischer Korndurchmesser	17
3.1.3 Das arithmetische Mittel aus diskreten Korngrößen	18
3.1.4 Das arithmetische Mittel einer stetigen Kornverteilung	19
3.1.5 Evaluierung und Diskussion	21
3.2 Beginn der Sedimentbewegung in Mischsohlen	22
3.2.1 Bewegungsbeginn nach Egiazaroff	22
3.2.2 Konzept des gemeinsamen Bewegungsbeginns	24
3.3 Deckschichtbildung	25
3.4 Formeln zum fraktionierten Geschiebetransport	27
3.4.1 Berechnung mit einem gemittelten Korndurchmesser d_m	27
3.4.2 Berechnung aus den Einzeltransportkapazitäten der Fraktionen	28
3.4.3 Fraktionierter Transport nach Ashida und Michiue	30
3.4.4 Fraktionierter Transport nach Hunziker	32
3.4.5 Evaluierung der unterschiedlichen Fraktionierungsverfahren	34
3.5 Besonderheiten bei der numerischen Simulation von Mischsohlen	36
3.5.1 Austauschschicht	36
3.5.2 Dicke der Austauschschicht	38
3.6 Zusammenfassung	39

4	Das Programmpaket SediMorph	41
4.1	Einführung	41
4.2	Programmsteuerung	43
4.3	Programmstruktur und Programmierung von Modulen	46
4.4	Erweiterung und Modifikation des Funktionsumfangs von SediMorph	48
4.4.1	Das Modul zur Berechnung der Transportrate nach Meyer-Peter und Müller	49
4.4.2	Das Modul zur Berechnung der Transportrate nach Hunziker	49
4.4.3	Das Austauschschichtmodul	49
5	Die Laborversuche von Günter	53
5.1	Aufbau und Durchführung der Versuche	53
5.2	Versuchsergebnisse	56
5.3	Numerische Simulation mit SediMorph	62
5.3.1	Diskretisierung der Körnungslinie	62
5.3.2	Diskretisierung des Laborgerinnes	63
5.3.3	Hydrodynamischer Vorlauf	64
5.3.4	Stabilität und Laufzeitverhalten	66
5.3.5	Austauschschicht	67
5.4	Ergebnisse der numerischen Simulation	67
6	Zusammenfassung und Ausblick	77
	Symbole	81
	Literaturverzeichnis	83
A	Modul zum Berechnen der Transportrate nach Meyer-Peter und Müller	85
B	Modul zum Berechnen der Transportrate nach Hunziker	93
C	Austauschschichtmodul	101

Abbildungsverzeichnis

2.1	Momentengleichgewicht am Korn	9
2.2	Kritische Schubspannung nach Shields	11
2.3	Geschiebetransportrate nach Meyer-Peter und Müller für unterschiedliche Korndurchmesser	13
3.1	Diskretisierung einer Kornverteilung in Fraktionen	17
3.2	Ermittlung des mittleren Korndurchmessers d_{50} aus einer Körnungslinie . . .	18
3.3	Prozentualer Anteil einzelner Fraktionen bezogen auf die Gesamtmischung .	20
3.4	Summenkurve des prozentualen Anteils	20
3.5	Bewegungsbeginn nach Egiazaroff	23
3.6	Kritische Schubspannung nach Egiazaroff	25
3.7	Vertikale Schichtung eines geschiebeführenden Fließgewässers	26
3.8	Geschiebetransportkapazität als Summe von Einzeltransportkapazitäten . . .	29
3.9	Fraktionierte Geschiebetransportkapazität nach Ashida und Michiue	31
3.10	Fraktionierte Geschiebetransportkapazität von Ausgangsmischung I der Günter-Versuche nach Ashida und Michiue	31
3.11	Fraktionierte Geschiebetransportkapazität nach Hunziker	34
3.12	Geschiebetransportkapazität der unterschiedlichen Verfahren	35
3.13	3D-Element mit Selektion in der Austauschschicht	37
4.1	Schematische Darstellung eines orthogonalen, strukturierten Gitters	41
4.2	Struktur des SEDIMORPH-Pakets	47
4.3	Vertikale Schichtung einer Zelle	50
5.1	Laborgerinne der Versuche von Günter	54
5.2	Kornverteilungskurven: Ausgangsmischung I, II und III	54
5.3	Prinzipskizze zur Rotationserosion	56
5.4	Zeitliche Änderung in der Zusammensetzung des erodierten Sohlenmaterials bei Versuch 6	57
5.5	Kornverteilungskurven: Ausgangsmischung I und Deckschicht aus Versuch 1 - 4a	61
5.6	Kornverteilungskurven: Ausgangsmischung II und Deckschicht aus Ver- such 5 - 7	61

5.7 Kornverteilungskurven: Ausgangsmischung III und Deckschicht aus Versuch 8 - 10	62
5.8 Ausschnitt des diskretisierten Gitternetzes	63
5.9 Diskretisierung der Geometrie für die numerische Simulation	64
5.10 Freie Wasseroberfläche und Sohlenlage im Längsschnitt	71
5.11 Bodenevolution zu diskreten Zeitpunkten	71
5.12 Zeitliche Entwicklung der Bodenevolution in Stat. 16.000 und Stat. 27.375 . .	72
5.13 Sohlrauheit im Längsschnitt	72
5.14 Zeitliche Entwicklung der Sohlrauheit in Stat. 16.000 und Stat. 27.375 . . .	72
5.15 Zeitliche Entwicklung der Transportrate in Stat. 16.000 und Stat. 27.375 . . .	73
5.16 Zeitliche Entwicklung des prozentualen Anteils der Fraktionen in Stat. 16.000	73
5.17 Zeitliche Entwicklung des prozentualen Anteils der Fraktionen in Stat. 27.375	74
5.18 Querprofil in Stat. 27.375 nach etwa 3 und 4 Stunden	74
5.19 Querprofil in Stat. 16.000 und Stat. 27.375 nach etwa 1,5 Tagen	75
5.20 Vergleich der Kornverteilungen von Laborversuch und Simulation	75
5.21 Zusammenhang zwischen Ausgleichsfunktion φ und dem Verhältnis d_i/d_{ms} .	76

Vorwort

Die vorliegende Arbeit entstand bei der Bundesanstalt für Wasserbau - Dienststelle Hamburg (BAW-DH). Die Hard- und Software des Hauses stand mir während meines dortigen Aufenthaltes zur Verfügung.

Den Mitarbeitern der BAW-DH danke ich für die freundliche Unterstützung und die nette Zeit, die mir sehr viel Spaß bereitet hat.

In erster Linie gilt mein Dank Herrn Dr.-Ing. habil. Andreas Malcherek für die hervorragende Betreuung, Herrn Dr.-Ing. Holger Weilbeer, sowie Frau Dipl.-Ing. Susanne Spohr für die unkomplizierte und erfolgreiche Lösung programmtechnischer Probleme, sowie Herrn Christian Hansen für die Überlassung einiger Grafiken zur Modifikation.

Weiterhin möchte ich an dieser Stelle die Gelegenheit nutzen mich bei allen zu bedanken, die mich im Laufe meines Studium unterstützt haben. Besonders gedankt sei Frau Dipl.-Ing. Britta von Pichowski, die sich stets mit großem Engagement meiner Fragen und Probleme zum Ablauf des Studiums angenommen hat.

Ferner gilt mein Dank Herrn Prof. Dr.-Ing. Werner Zielke und Herrn Prof. Ph. D. habil. Mark Markofsky, die trotz aller Schwierigkeiten diese Arbeit ermöglicht haben.

Kapitel 1

Einleitung

Bach- und Flusslandschaften sind heute größtenteils durch antropogene Einflüsse geprägt. Der Mensch nutzt große Fließgewässer u. a. als Wasserstraßen. Hierbei nimmt der wirtschaftliche Aspekt einen wachsenden Raum ein. In der schnelllebigen Zeit sind die Effizienz und Geschwindigkeit oft die alles entscheidenden Faktoren. Wasserstraßen werden aufgrund der immer größeren Schiffe zunehmend tiefer ausgebaut. Die Auswirkungen der Baggerungen auf das Gewässersystem sind dabei weitgehend ungeklärt. In jüngster Zeit kann eine Zunahme von extremen Hochwasserereignissen beobachtet werden. Öffentlich diskutiert wird dabei vor allem der Einfluß des Fließgewässerausbaus. Zu den Hauptargumenten zählt, dass den Flüssen in der Vergangenheit der natürliche Retentionsraum genommen wurde und dass die Fließgewässer vielfach nur als Transportwege gesehen werden bzw. in der Vergangenheit gesehen wurden. Es wird oft auch die Frage nach den Auswirkungen von Ausbau- und Unterhaltungsmaßnahmen sowie Baggararbeiten aufgeworfen. Forschungsanstalten, wie Universitäten und große Bundesanstalten beschäftigen sich heute mit der Beantwortung solch komplexer Fragestellungen mit Hilfe numerischer Simulationen [15]. Es ist allerdings zu beobachten, dass morphologische Vorgänge in Fließgewässern immernoch weitgehend ungeklärt sind. Für so manche Wasserbauingenieure ist der Begriff Morphodynamik auch heute noch ein Fremdwort [11].

Will man Wasserbaumaßnahmen effizient planen, sind die Kenntnisse der Morphodynamik wesentliche Grundlage für

- den Nachweis der Sohlenstabilität z. B. bei Um- und Neubaumaßnahmen,
- die Vorhersage von Sedimentationsvorgängen (Versanden/Verschlammen) durch z. B. Verringerung der Fließgeschwindigkeit nach Baumaßnahmen,
- die Beschreibung und Vorhersage von Erosionsvorgängen (Eintiefungen der Sohle) durch z. B. Buhnen oder Flussbegradigungen,
- die Planung und Abschätzung der Auswirkungen von Baggerungen, Umbauten oder Spülungen von Hafenanlagen.

In früheren Jahren, in denen es keine Möglichkeit der numerischen Simulation gab, wurden zur Berechnung des Sedimenttransports eine Reihe empirischer Formeln entwickelt, welche auf einfachen Geometrien, stationären Fließvorgängen und eindimensionalen Ansätzen basieren. Die Ergebnisse der Berechnungen waren grobe Schätzungen, Abweichungen von bis zu 100 % und mehr waren keine Seltenheit. Derartig hohe Abweichungen zwischen Simulation und Wirklichkeit sind in Zeiten immer leistungsfähiger werdender Rechnersysteme nicht hinzunehmen. Der Wunsch bzw. die Notwendigkeit morphodynamische Vorgänge mit Hilfe einer numerischen Simulation nachzubilden oder sogar vorhersagen zu können, steigt in dieser leistungsoptimierten Zeit zunehmend. Dabei werden viele Ansätze aufgrund ihrer idealisierten Annahmen den heutigen Ansprüchen nicht mehr gerecht, höher auflösende Ansätze sind erforderlich. Aber gerade im Bereich der Morphodynamik sind die physikalischen Vorgänge nicht vollständig geklärt. Zur Berechnung nach wie vor empirische Ansätze herangezogen werden, die oftmals von einer Sohle aus einheitlichen Korngrößen ausgehen. Sie lösen somit einzelne Korndurchmesser und Sedimentdichten einer Mischsohle nicht auf, sondern verwenden gemittelte Eingangsparameter für die Gesamtmischung, wie einen charakteristischen Korndurchmesser und eine einzige Dichte. Neuere Ansätze berücksichtigen die Ungleichförmigkeit einer Mischsohle, indem sie das Sohlmaterial in einzelne Kornklassen aufteilen und daraus fraktionierte Transportraten der Gesamtmischung extrahieren.

In der Literatur zu findende Ansätze für fraktionierten Transport beschäftigen sich fast ausschließlich mit grobem Sediment (Sand und Kies). Ein Übertragen dieser Ansätze z. B. auf tidebeeinflusste Gewässer mit feinem Sohlsubstrat und geringem Sohlgefälle ist nicht ohne weiteres möglich.

Weitere Probleme bei der Beschreibung morphologischer Prozesse sind die erforderlichen lange Zeitreihen und die Tatsache, dass sohlformende und bettbildende Abflüsse in der Regel nicht dauerhaft vorhanden sind. Bei Niedrigwasser wird beispielsweise kaum Material transportiert, während bei Hochwasser enorme Mengen von Sediment umgelagert werden. Allerdings ist die vollständige Erfassung, Beschreibung und Berücksichtigung aller am Sedimenttransport beteiligten Parameter derzeit noch nicht realisiert.

Auf dem Gebiet der Hydrodynamik gibt es seit über zwei Jahrzehnten Computerprogramme, die fortwährend weiterentwickelt werden und deren Funktionsfähigkeit auch bei komplexen Modellgebieten ausreichend getestet ist. Auf dem Gebiet der Morphodynamik ist der Stand der Wissenschaft noch nicht so weit fortgeschritten. Hier besteht weiterhin erheblicher Forschungsbedarf.

Da eine Wechselwirkung zwischen Wassersäule und Sohle besteht, müssen auch bei der numerischen Berechnung Hydrodynamik und Morphodynamik gemeinsam betrachtet werden. Dieses setzt voraus, dass die zugrunde gelegten Eingangsdaten und Berechnungsmethoden kompatibel sind. Bekanntlicherweise hängt die Qualität des Berechnungsergebnisses entscheidend von der Gitternetzgenerierung ab [22]. Da unterschiedliche Finite Methoden zum Teil voneinander abweichende Gittergeometrien erfordern, sind vergleichbare Ergebnisse

nur sehr bedingt zu erzeugen. Ein weiteres Problem ist, dass nicht in jedem Fall die exakte Funktionsweise eines Programms und seine Implementierung öffentlich bekannt gegeben werden, so dass die Qualität einer Simulation zusätzlichen Unsicherheiten unterliegt kann. Um diese Unsicherheit weitgehend auszuschalten, wird bei der Bundesanstalt für Wasserbau - Dienststelle Hamburg (BAW-DH) ein eigenständiges Morphodynamik-Programm namens SEDI-MORPH entwickelt. Mit diesem Programm soll es möglich sein, unabhängig von den verwendeten Berechnungsmethoden der Hydrodynamik die Vorgänge in der Sohle zu simulieren.

Gegenstand dieser Arbeit ist es, Verfahren zum fraktionierten Geschiebetransport zu beschreiben, zu analysieren und in das numerische Modell SEDI-MORPH zu implementieren. Hierzu wird zunächst in Kapitel 2 die theoretische Grundlage des Geschiebetransport für Einheitskorn erläutert. Kapitel 3 beschäftigt sich mit Mischsohlen aus unterschiedlichen Korngrößen. Da einige Eingangsparameter des fraktionierten Transports (z. B. die kritische Schubspannung) mit gemittelten Korndurchmessern der Gesamtmischung berechnet werden, wird die Ermittlung des für den Geschiebetransport charakteristischen Korndurchmessers ausführlich erläutert. Im Anschluß werden vier unterschiedliche Fraktionierungsverfahren vorgestellt und evaluiert. Des Weiteren werden besondere Phänomene einer Mischsohle beleuchtet.

Das Kapitel 4 dient der Beschreibung des Programmes SEDI-MORPH. Zunächst wird die Programmstruktur erklärt und anschließend werden notwendige Erweiterungen des Programms beschrieben. Mit Hilfe einer numerischen Berechnung wird der fraktionierte Geschiebetransport getestet und bewertet. Hierzu werden die Laborversuche von Günter [7] mit dem Programm SEDI-MORPH simuliert. Die Versuche und Ergebnisse sind in Kapitel 5 dargestellt. Abschließend werden die gewonnenen Erkenntnisse dieser Arbeit zusammengefasst.

Kapitel 2

Transport gleichförmigen Geschiebes

In Fließgewässern mit beweglicher Sohle kann es zu Sedimentbewegung kommen. Die Bewegungsarten von Feststoffen können wie folgt gegliedert werden:

- Rollen, Gleiten (als Geschiebe)
- Hüpfen, Springen (als Geschiebe)
- Bewegung in der Wassersäule (in Suspension)

Für eine genaue Beschreibung der Wechselwirkung zwischen Strömung und Gewässersohle sind die physikalischen Vorgänge detailliert zu betrachten. Bei ausreichend großer Strömung kann die Wassersäule eine Bewegung des Sediments erzwingen. Umgekehrt hat die Beschaffenheit der Sohle (Korngröße, Rauheit, Sedimentkonzentration) einen Einfluss auf die Strömung. Derzeit gibt es noch keine exakte Beschreibung dieser sehr komplexen Vorgänge. Problematisch ist, dass es in Fließgewässern keine stationären Verhältnisse gibt (der Abfluss variiert über das Jahr z. T. erheblich) und dass Fließgewässer komplizierte Geometrien mit erheblichen Varianzen in Breite und Gewässertiefe aufweisen können.

In der Literatur findet man eine Reihe empirischer Ansätze zur Berechnung des Geschiebetransports, wobei im Rahmen dieser Arbeit nur die Formel von Meyer-Peter und Müller [16] und auf ihr basierende Erweiterungen, sowie in die Berechnung eingehende Größen beschrieben werden. Für weitere Ansätze sei der Leser auf van Rijn [20] verwiesen.

Alle im folgenden erläuterten Ansätze setzen idealisierte Gegebenheiten voraus:

- stationärer und gleichförmiger Abfluss
- nichtbindiges Material
- kugelförmige Sedimentkörner

2.1 Beginn der Sedimentbewegung

Die hier dargestellten Ansätze werden in Anlehnung an Malcherek [12] beschrieben. Sedimenttransport beginnt beim Erreichen bzw. Überschreiten eines Schwellenwertes. Sind die

Kräfte, die ein Sedimentkorn von seinem Platz wegbewegen wollen größer als die Kräfte, die es am Platz halten wollen, bewegt sich das Korn.

2.1.1 Sohlschubspannung nach Nikuradse

Die Sohlschubspannung beeinflusst den Grad der Turbulenz in Fließgewässern und ist neben Wassertiefe und Fließgeschwindigkeit eine der wichtigsten physikalischen Größen in der Hydrodynamik.

Für den Sedimenttransport ist die Sohlschubspannung die verantwortliche Größe. Im Falle eines logarithmischen Geschwindigkeitsprofils berechnet sich in einem dreidimensionalen Modell die Sohlschubspannung in Abhängigkeit von einem festen Bezugshorizont aus:

$$\tau_B = \varrho \left(\frac{1}{\kappa} \ln \frac{z'}{z_0} \right)^{-2} \|\vec{u}(z')\| \|\vec{u}(z')\| \quad (2.1)$$

mit:

$z_0 \hat{=}$ Höhe des Bezugshorizonts

$z' \hat{=}$ Höhenkoordinate

Da es nicht möglich ist, die Sohlschubspannung von Fließgewässern mit Sohlen aus Sedimentgemischen exakt zu berechnen, verwendet man empirische Ansätze. In dieser Arbeit wird die Formel nach Nikuradse verwendet, sie ist auch in SEDI-MORPH implementiert:

$$\tau_B = \frac{\varrho \kappa^2}{\left(\ln \frac{12h}{k_s} \right)^2} \vec{u} * |\vec{u}| \quad (2.2)$$

mit:

$\tau_B \hat{=}$ vorhandene Sohlschubspannung

$\varrho \hat{=}$ Dichte des Wassers

$\kappa \hat{=}$ Kàrmàn-Konstante ($\kappa = 0,41$)

$h \hat{=}$ Wassertiefe

$k_s \hat{=}$ äquivalente Sohlrauheit nach Nikuradse

$\vec{u} \hat{=}$ Fließgeschwindigkeit

Sohlrauheit

Die Sohlrauheit ist abhängig von der Sohlbeschaffenheit. Bei festen Sohlen hängt die Sohlrauheit lediglich von der Oberflächenrauheit (Kornrauheit) ab. Bei beweglichen Sohlen schlägt van Rijn [20] vor, die effektive Sohlrauheit k_s in zwei Anteile zu zerlegen. Zum einen in die Kornrauheit, zum anderen in die Formrauheit, da sich durch Sedimentumlagerung in Abhängigkeit der Fließgeschwindigkeit unterschiedliche Sohlformen ausbilden können (z. B. Riffel und Dünen). Für den Geschiebetransport ist lediglich die Kornrauheit maßgebend.

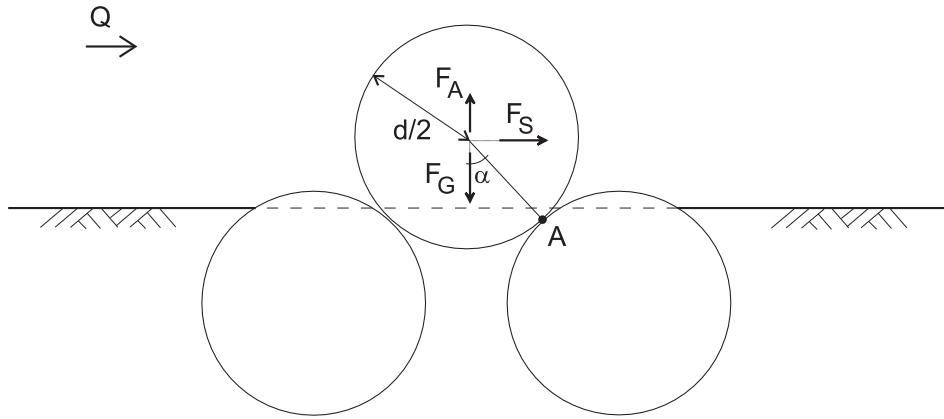


Abbildung 2.1: Momentengleichgewicht am Korn

2.1.2 Bewegungsbeginn nach Shields

Sedimentbewegung beginnt, wenn die auf ein Partikel wirkende Kraft, welche durch das umgebende Fluid verursacht wird, größer ist, als die Kräfte, welche das Partikel an seinem Ort halten wollen (Gewichtskraft und Kohäsion). Nach Shields wird davon ausgegangen, dass es sich bei einem Sedimentteilchen um ein kugelförmiges Partikel mit dem Durchmesser d handelt, das nur durch die Gewichtskraft an seinem Ort gehalten wird, d. h. es werden keine kohäsiven Kräfte berücksichtigt.

Bildet man das Momentengleichgewicht um den Berührungspunkt A (siehe Abbildung 2.1) erhält man:

$$F_S \cos \alpha \frac{d}{2} = (F_G - F_A) \sin \alpha \frac{d}{2}$$

Die Größe der Kraft F_S (verursacht durch die 'Angriffsfläche' des Sedimentkorns) hängt davon ab, wie weit das einzelne Korn in die umliegenden 'eintaucht'. Je weiter das Korn 'eintaucht', desto kleiner wird F_S . Um dieses zu berücksichtigen, führt man den Korrekturbeiwert β ein und erhält:

$$F_S = \beta \tau_B \frac{\pi d^2}{4} \quad \text{wobei} \quad 0 < \beta < 1$$

Die Gewichtskraft F_G des Partikels ergibt sich zu:

$$F_G = \varrho_s g \pi \frac{d^3}{6}$$

mit $\varrho_s \hat{=}$ Dichte des Sediments

Die Auftriebskraft F_A des Partikels ergibt sich zu:

$$F_A = \varrho g \pi \frac{d^3}{6}$$

Wird das Sedimentteilchen einzig durch die Gewichtskraft am Boden gehalten, folgt für die kritische Schubspannung τ_c des Bewegungsbeginns:

$$\tau_c = \frac{2 \tan \alpha}{3 \beta} (\varrho_s - \varrho) g d$$

Durch Einführung des dimensionslosen Mobilitätsparameters θ

$$\theta = \frac{\tau_B}{(\varrho_s - \varrho) g d}$$

bzw. des kritischen Mobilitätsparameters θ_c (auch Shieldsparameter genannt)

$$\theta_c = \frac{2 \tan \alpha}{3 \beta} \quad (2.3)$$

erhält man:

$$\tau_c = \theta_c (\varrho_s - \varrho) g d \quad (2.4)$$

Gleichung 2.3 ist in der Praxis unbrauchbar, da in der Regel weder α noch β bekannt sind. Der Shieldsparameter θ_c ist allerdings vielfach empirisch untersucht worden. Hierbei hat sich gezeigt, dass θ_c vom dimensionslosen Teilchendurchmesser D_* abhängt.

$$D_* = \left(\frac{(\varrho_s - \varrho) g}{\varrho \nu^2} \right)^{1/3} d$$

Die Berechnung von θ_c erfordert für unterschiedliche dimensionslose Teilchendurchmesser unterschiedliche empirische Formeln, die aus nachfolgender Tabelle entnommen werden können [20].

$\theta_c = 0.24 D_*^{-1}$	für	$1 \leq D_* \leq 4$
$\theta_c = 0.14 D_*^{-0.64}$	für	$4 \leq D_* \leq 10$
$\theta_c = 0.04 D_*^{-0.1}$	für	$10 \leq D_* \leq 20$
$\theta_c = 0.013 D_*^{0.29}$	für	$20 \leq D_* \leq 150$
$\theta_c = 0.055$	für	$D_* \leq 150$

In Abbildung 2.2 ist die kritische Schubspannung τ_c über dem Korndurchmesser d aufgetragen. Es ist zu erkennen, dass ein proportionaler Zusammenhang zwischen der kritischen Schubspannung und dem Korndurchmesser besteht. Nach Shields gilt also:

Je größer der Korndurchmesser, desto größer ist die zum Bewegungsbeginn notwendige Schubspannung.

Die Modellvorstellung von Shields gilt zunächst nur für ein einzelnes Korn bzw. eine Mischung aus Körnern gleichen Durchmessers. Eine mögliche Erweiterung dieser Modellvorstellung kann dadurch erreicht werden, dass man ein Sedimentgemisch, welches aus mehreren Fraktionen besteht durch ein Gemisch, welches aus einem charakteristischen Korndurchmesser besteht, beschreibt. In Kapitel 3 wird auf diese Thematik detailliert eingegangen.

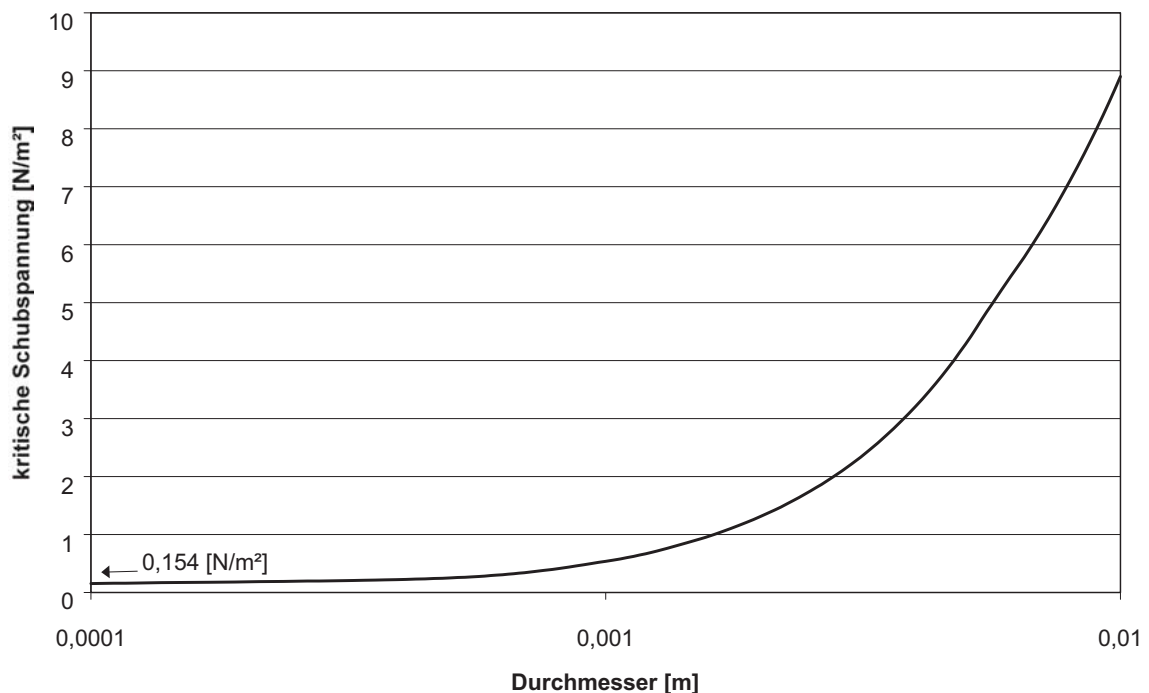


Abbildung 2.2: Kritische Schubspannung nach Shields (nach: Malcherek [12])

2.2 Die Geschiebetransportformel nach Meyer-Peter und Müller

Morphologisch bedeutsame Feststoffe können im Fließgewässer sowohl als Geschiebe (q_s), als auch in Suspension (q_c) fortbewegt werden, wobei feine Fraktionen nahezu ohne Bodenkontakt im Wasserkörper und grobe Fraktionen als Geschiebe auf der Sohle bewegt werden.

Weiterhin in Suspension transportiert wird die Spülfracht (q_{wash}). Sie besteht aus sehr feinem Material (feiner als das im Sohlenbett vorhandene Material) und ist morphologisch bedeutungslos. Die Gesamtfeststofftransportrate q_{fest} ergibt sich aus den drei Komponenten:

$$q_{fest} = q_s + q_c + q_{wash}$$

Sie gibt an wieviel Feststoff pro Gewässerbreite und Zeiteinheit durch das Gewässer transportiert wird. Die Geschwindigkeit der Feststoffe am Boden und in Suspension ist dabei unterschiedlich [15].

Diese Arbeit beschäftigt sich ausschließlich mit dem Geschiebetransport. Eine mögliche Wechselwirkung zwischen Geschiebe- und Suspensionstransport wird nicht berücksichtigt.

Die empirischen Transportkapazitätsformeln basieren im Wesentlichen auf folgenden vier Vorstellungen:

- Stochastische Ansätze und Regressionsmodelle
- regimetheoretische Formeln
- Energiemodelle
- Schubspannungsansätze

Eine etablierte Formel, die einen Schubspannungsansatz verwendet, ist die Transportformel nach Meyer-Peter und Müller. Diese gilt vor allem für große Korndurchmesser ($> 1 \text{ mm}$) [15]. Folgende Erklärungen zur Transportformel sind auf Basis der Darstellungen in Hunziker [9] entstanden. Im Jahr 1934 veröffentlichten Meyer-Peter, Favre und Einstein [17] ihre Geschiebetriebformel, die auf Grundlage von Versuchen mit Körnern einheitlicher Größe entwickelt wurde. In den folgenden Jahren wurden die Versuche auf Geschiebegemische mit unterschiedlichen Korndurchmessern ausgeweitet. Es zeigte sich, dass die Formel von 1934 verbessert werden musste [9].

Die Transportformel von Meyer-Peter und Müller (MPM-Formel) von 1948 [16] ist das Ergebnis weiterführender Untersuchungen an der Eidgenössischen Technischen Hochschule (E.T.H.) Zürich. Voraussetzung für die Gültigkeit der MPM-Formel sind Normalabfluss und eine geschiebetechnisch im Gleichgewicht stehende Sohle. Gleichgewicht bedeutet, dass die in der Versuchsstrecke eintretende und austretende Geschiebemenge gleich groß ist, was zu sehr langen Versuchsdauern führt. Ein weiteres Problem bei der Entwicklung einer Formel für den Geschiebetransport ist, dass man den Einfluss der Wandrauheit in den schmalen Versuchgerinnen auf ein Minimum reduzieren muss.

Die ursprünglich veröffentlichte Form der Formel lautet:

$$\gamma_w \frac{Q_s}{Q} \left(\frac{k_s}{k_r} \right)^{3/2} h I_E = A'' \gamma_s'' d_m + B'' \left(\frac{\gamma_w}{g} \right)^{1/3} g_s''^{2/3}$$

dabei sind:

$$\begin{aligned}\gamma_w &= \varrho_w g \\ \frac{Q_s}{Q} h &= R_b \\ A'' &= \theta_c = 0,047 \\ \gamma_s'' &= g(\varrho_s - \varrho_w) \\ B'' &= 0,25 \\ g_s'' &= (\varrho_s - \varrho_w) g q_s\end{aligned}$$

womit man:

$$\varrho_w g R_b \left(\frac{k_s}{k_r} \right)^{3/2} I_E = 0,047 g (\varrho_s - \varrho_w) d_m + 0,25 \varrho_w^{1/3} [(\varrho_s - \varrho_w) g q_s]^{2/3} \quad (2.5)$$

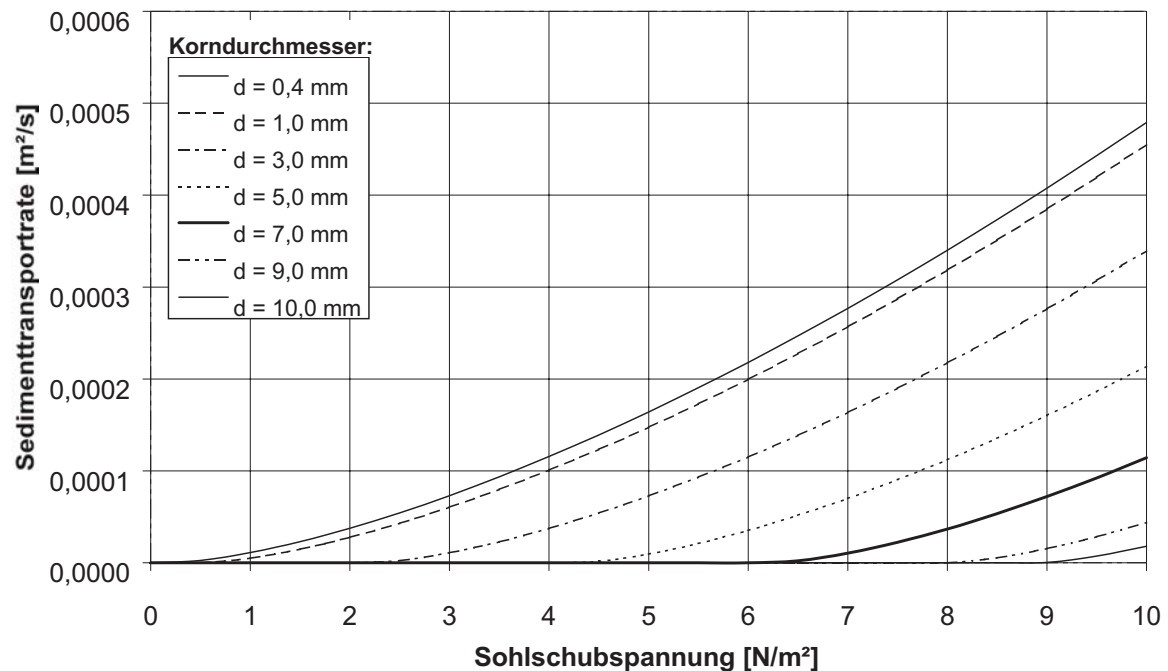


Abbildung 2.3: Geschiebetransportrate nach Meyer-Peter und Müller in Abhängigkeit von der Sohlschubspannung für unterschiedliche Korndurchmesser d

mit:

- $q_s \hat{=}$ spezifischer Geschiebetrieb in m^3/s pro m Flussbreite
- $R_b \hat{=}$ hydraulischer Radius, bezogen auf den an der Sohle abfließenden Anteil des Abflusses in m
- $Q_s \hat{=}$ auf die Sohle wirkender Teil des Abflusses in m^3/s
- $Q \hat{=}$ Gesamtabfluss in m^3/s
- $\theta_c \hat{=}$ Shieldsparameter (zunächst konstant)
- $k_s \hat{=}$ k-Wert der Sohle in $\text{m}^{1/3}/\text{s}$
- $k_r \hat{=}$ Kornreibungsbeiwert nach Strickler in $\text{m}^{1/3}/\text{s}$
- $d_m \hat{=}$ mittlerer Korndurchmesser des Sohlenmaterials in m
- $\left(\frac{k_s}{k_r}\right)^{3/2} \hat{=}$ Parameter zur Berücksichtigung von Formverlusten

erhält.

Die Formel zur Berechnung des Geschiebetransports q_s nach Meyer-Peter und Müller geht davon aus, dass der Bewegungsbeginn konstant bei $\theta_c = 0,047$ liegt. Das bedeutet, dass die kritische Sohlschubspannung linear mit dem Korndurchmesser steigt. Es bedeutet aber auch, dass die MPM-Formel von 1948 keinen Unterschied zwischen dem Transportbeginn von Mischungen mit einem charakteristischen Korndurchmesser d_m und einem Einheitskorn mit $d = d_m$ macht (näheres hierzu in Kapitel 3).

Um die Formel weiter zu verallgemeinern, rechnet man heute in der Regel mit dem Bewegungsbeginn nach Shields, also mit variablen θ_c in Abhängigkeit von d_m bzw. D_* (siehe Abschnitt 2.1.2).

Die MPM-Formel ist so aufgebaut, dass sie die am Korn angreifenden Kräfte berücksichtigt [9]. Das Kräftegleichgewicht des rollenden Kornes definiert sich so, dass sich die überschüssige Schubspannung τ_g aus der Differenz von der vorhandenen Schubspannung τ_B und der kritischen Schubspannung τ_c berechnet:

$$\tau_g = \tau_B - \tau_c$$

Für Gleichung 2.5 bedeutet dieses:

$$\tau_B = \varrho_w g R_b \left(\frac{k_s}{k_r} \right)^{3/2} I_E$$

$$\tau_c = \theta_c g (\varrho_s - \varrho_w) d_m$$

$$\tau_g = 0,25 \varrho_w^{1/3} [(\varrho_s - \varrho_w) g q_s]^{2/3}$$

man kann die Gleichung somit auch in folgender Weise schreiben:

$$0,25 \varrho_w^{1/3} [(\varrho_s - \varrho_w) g q_s]^{2/3} = \tau_B - \tau_c$$

löst man nach q_s auf und setzt $\varrho_w = \varrho$, erhält man:

$$q_s = 8 \frac{1}{\varrho^{1/2} (\varrho_s - \varrho) g} (\tau_B - \tau_c)^{3/2} \quad (2.6)$$

Diese Schreibweise der Transportformel von Meyer-Peter und Müller wird im weiteren Verlauf der Arbeit als Standard-MPM-Formel bezeichnet. Mit ihr wird auch heute noch die Transportrate für Geschiebe in $\text{m}^3/(\text{s} \cdot \text{m})$ bzw. m^2/s berechnet.

Abbildung 2.3 zeigt für unterschiedliche Korndurchmesser die Transportrate nach Meyer-Peter und Müller für unterschiedliche Korndurchmesser. Je kleiner der Durchmesser d ist (kleine kritische Schubspannung), desto geringer muss die auf die Körner wirkende Schubspannung τ_B sein, um einen Sedimenttransport zu bewirken. Die Transportrate q_s eines Sediments mit einem Korndurchmesser d steigt mit der Sohlbelastung (größeres τ_B).

Kapitel 3

Fraktionierter Geschiebetransport von Sedimentmischungen

Die Sohle von Fließgewässern besteht in der Regel aus natürlichen Sedimentmischungen mit unterschiedlichen Korndurchmessern. In der Natur sind nahezu immer Sedimentkörner in Bewegung. Turbulente Schwankungen, unterschiedliche Kornformen und -verteilungen können nur statistisch erfasst werden. Sie werden in empirischen Ansätzen oftmals idealisiert angesetzt.

Da die unterschiedliche Mobilität der einzelnen Korngrößen nur schwer zu erfassen ist, ist man zunächst bemüht gewesen, eine Sedimentmischung auf eine Ersatzmischung aus Einheitskorn zu reduzieren, welche lediglich aus einem charakteristischen Korndurchmesser d_m besteht. Wenn es gelingt, ein Korngemisch durch einen einzigen Korndurchmesser zu beschreiben, können Parameter (Schubspannung, Transportrate, etc.) für die Gesamtmischung nach Kapitel 2 berechnet werden.

Über das Verhalten einzelner Korngrößen kann durch dieses Verfahren allerdings keine Aussage getroffen werden. In Fließgewässern beobachtete Phänomene, wie die Bildung einer hydraulisch stabilen Sohlenlage können nicht dargestellt werden, da diese Modellvorstellung keine Änderung der prozentualen Anteile einzelner Korndurchmesser erfasst. In vielen Fragestellungen interessieren aber gerade die Entmischungsvorgänge und der Sedimenttransport einzelner Korngrößen.

Für die Berücksichtigung dieser Tatsache im Geschiebetransport, finden sich in der Literatur unterschiedliche Ansätze, die in diesem Kapitel näher erläutert werden.

3.1 Charakteristischer Korndurchmesser von Mischsohlen

3.1.1 Korngrößenverteilung

Ein Boden, der sich aus unterschiedlichen Korngrößen zusammensetzt, kann durch seine Korngrößenverteilung beschrieben werden. In ihr sind die Massenanteile der vorhandenen Korngruppen angegeben. Eine Korngruppe ist ein Intervall von Korngrößen. Für den Begriff Korn-

Sedimentklasse	$-\log_2 [\text{mm}]$	$d [\mu\text{ m}]$	$w_c [\text{cm/s}]$
Kies	> -6	6400 - 2000	
sehr grober Sand	> 0	2000 - 1000	20, 2
grober Sand	> 1	1000 - 500	5, 0
mittlerer Sand	> 2	500 - 250	1, 2
feiner Sand	> 3	250 - 125	0, 3
sehr feiner Sand	> 4	125 - 62	0, 07
Schluff	> 5	62 - 31	$0, 19 * 10^{-1}$
mittlerer Schluff	> 6	31 - 16	$0, 51 * 10^{-2}$
feiner Schluff	> 7	16 - 8	$0, 11 * 10^{-2}$
sehr feiner Schluff	> 8	8 - 4	$0, 31 * 10^{-3}$
Ton	> 9	4 - 2	$0, 81 * 10^{-4}$
mittlerer Ton	> 10	2 - 1	$0, 20 * 10^{-4}$
feiner Ton	> 11	1 - 0,5	$0, 50 * 10^{-5}$
sehr feiner Ton	> 12	0,5 - 0,24	$0, 13 * 10^{-5}$
Kolloide	< 12	$< 0,24$	$< 0, 13 * 10^{-5}$

Tabelle 3.1: Udden-Wentworth-Skala: Die Sinkgeschwindigkeiten w_c sind nach Stokes mit einer Dichte von $\varrho = 2650 \text{ kg/m}^3$ berechnet (aus: Malcherek, 2003 [14])

gruppe verwendet man auch die Begriffe Fraktion oder Sedimentklasse. Die Massenanteile von Korngrößen über 0,063 mm werden durch Siebung, Korngrößen unter 0,125 mm durch Sedimentation getrennt [21]. Die grafische Darstellung der summierten Massenanteile über dem Korndurchmesser heisst Körnungslinie.

In der Geotechnik ist eine halblogarithmische Darstellung üblich, die auf die Einteilung nach Udden-Wentworth zurückgeht. Aus Tabelle 3.1 sind für unterschiedliche Sedimentklassen Korngrößen und Sinkgeschwindigkeiten zu entnehmen. An dieser Stelle sei darauf hingewiesen, dass die Sedimentklassen nicht mit der Bezeichnung für Bodenarten zu verwechseln sind. Eine Bodenart Sand kann z. B. auch die Sedimentfraktion Schluff beinhalten, während die Sedimentklasse grober Sand lediglich aus Körnern der Korngröße 500-1000 μm besteht.

Wie bereits oben erwähnt, versuchte man zunächst ein Korngemisch durch einen einzigen charakteristischen Korndurchmesser zu beschreiben. Neuere Ansätze differenzieren einzelne Fraktionen. Trotzdem kommt auch heute noch der Bestimmung des charakteristischen Korndurchmessers aus einer Körnungslinie besondere Bedeutung zu, da Parameter wie die Kornrauheit oder die kritische Schubspannung nach Shields mit Hilfe dieses Wertes ermittelt werden. Der Korndurchmesser einer einzelnen Fraktion wird durch das arithmetische Mittel des maximalen und minimalen Korndurchmessers dieser Fraktion diskretisiert und wird in dieser Arbeit als repräsentativer Korndurchmesser d_i bezeichnet.

In der Literatur finden sich unterschiedliche Vorschläge zur Berechnung eines charakteristischen Korndurchmessers d_m . Er wird häufig auch mittlerer Korndurchmesser genannt. Hier

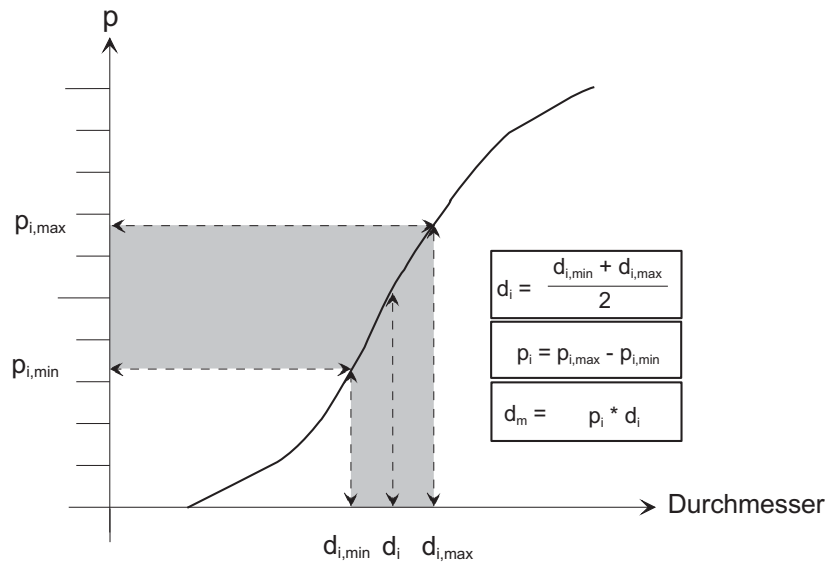


Abbildung 3.1: Diskretisierung einer Kornverteilung in Fraktionen

werden einige Varianten vorgestellt und im Anschluss evaluiert.

Diskretisierung einer Kornverteilung

Bei der numerischen Berechnung von fraktioniertem Geschiebetransports kommt der Diskretisierung der Kornverteilung eine elementare Bedeutung zu. Zum einen wird hierdurch die Anzahl der Fraktionen festgelegt, zum anderen wird aber auch bestimmt inwieweit Änderungen in der Kornzusammensetzung während der Simulation dargestellt werden können. Abbildung 3.1 zeigt beispielhaft die Diskretisierung einer Fraktion in einer Kornverteilung. Der prozentuale Anteil der Fraktion in der Gesamtmischung berechnet sich aus der Differenz von maximalem und minimalem Anteil der Summenkurve.

Der Vollständigkeit halber sei angemerkt, dass der Ungleichförmigkeitsgrad (z. B. d_{10}/d_{60}) einer Kornverteilung Rückschlüsse auf das Selbststabilisierungsverhalten von Sohlen zulässt (Schöberl, 1992 in [15]). In diesem Zusammenhang ist interessant, dass eine eng gestufte Kornverteilung wenige Fraktionen erfordert, während weitgestufte Kornverteilungen mehrere Fraktionen erfordern. Je mehr Fraktionen in die numerische Berechnung einfließen, desto größer ist Rechenaufwand. Für gröbere Kornfraktionen sind weniger Fraktionen erforderlich als für feinere Fraktionen. Ribberink (in [15]) stellt durch einen Sensitivitätstest der Kornklassenanzahl fest, dass bei einem Ungleichförmigkeitsgrad von $\sigma_{dm}/d_m = 2.5$ nicht mehr als vier Fraktionen benötigt werden.

3.1.2 Der Median als charakteristischer Korndurchmesser

Die schnellste aber auch ungenaueste Möglichkeit zur Bestimmung des charakteristischen Korndurchmessers besteht darin, aus einer Körnungslinie den Wert d_{50} zu ermitteln und ihn als mittleren Korndurchmesser zu verwenden. d_{50} bedeutet, dass 50 % der Körner des Gemisches

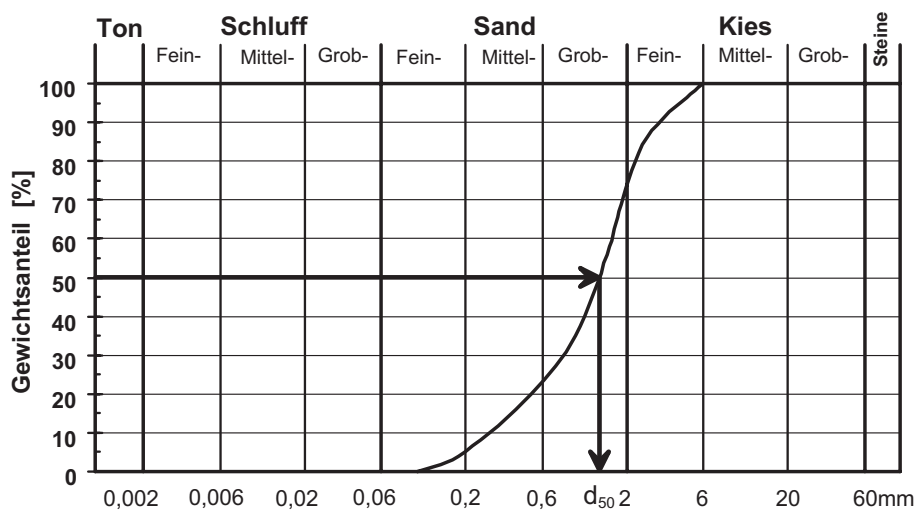


Abbildung 3.2: Ermittlung des mittleren Korndurchmessers d_{50} aus einer Körnungslinie

einen Korndurchmesser $\leq d_{50}$ haben.

$$d_m \approx d_{50}$$

Dieses Vorgehen ist vor allem dann sehr schnell, wenn die Körnungslinie graphisch vorliegt, da man den Wert für d_{50} direkt abgreifen kann. Abbildung 3.2 stellt das Vorgehen anhand eines Beispiels dar.

3.1.3 Das arithmetische Mittel aus diskreten Korngrößen

Eine genauere Methode zur Bestimmung des charakteristischen Korndurchmessers besteht darin, das arithmetische Mittel aus mehreren Ordinatenwerten (prozentualen Gewichtsanteilen) zu bestimmen [3].

Vorgeschlagen wird z. B.

$$d_m = \frac{1}{9}(d_{10} + d_{20} + \dots + d_{90})$$

oder allgemein:

$$d_m = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n d_i$$

Hierbei greift man aus der Körnungslinie z. B. die Werte für d_{10} bis d_{90} ab (vgl. Abbildung 3.2). Diese Methode ist vor allem dann geeignet, wenn ausschließlich eine graphische Darstellung (also keine Zahlenwerte) der Körnungslinie vorliegt.

3.1.4 Das arithmetische Mittel einer stetigen Kornverteilung

Geht man von einer stetigen Funktion aus, lässt sich der mittlere Korndurchmesser exakt bestimmen.

In der Praxis erhält man die Körnungslinie durch Siebung und Schlämmanalyse. Das Material, das auf einem Sieb liegt, hat einen kleineren Korndurchmesser als das nächstgrößere Sieb und einen größeren Korndurchmesser als das nächstkleinere Sieb. Ermittelt man die Masse des Materials und bezieht sie auf die Gesamtmasse der Siebung, erhält man eine intervallgeschachtelte Verteilung der Gesamtmasse (siehe Abb. 3.3). Sie entspricht in der Wahrscheinlichkeitstheorie der Wahrscheinlichkeitsdichte oder kurz W-Dichte. Addiert man die Einzelmassen der Kornklassen, ergibt sich eine Summenkurve (Abb. 3.4), die ebenfalls intervallgeschachtelt ist. Wählt man eine logarithmische Darstellung entlang der x-Achse und idealisiert man die Blöcke zu einer kontinuierlichen Kurve, erhält man die in der Geotechnik übliche Körnungslinie (vgl. Abb. 3.2). Übertragen aus der Wahrscheinlichkeitsrechnung, stellt sich oben beschriebenes folgendermaßen dar:

$$p_i(x) = \int_0^x w(x') dx' \simeq \sum_{i=1}^n w_i$$

$$w_i = \frac{dp}{dx} \simeq \frac{\Delta p}{\Delta x} = \frac{p_i - p_{i-1}}{x_i - x_{i-1}}$$

Mit $x = d$ ergibt sich für den mittleren Korndurchmesser d_m :

$$d_m = \int_0^{x_{max}} w(x)x dx \simeq \sum_{i=1}^n w_i d_i \quad (3.1)$$

mit:

$p_i \hat{=}$ summierter prozentualer Anteil aller Körner \leq Fraktion i, bezogen auf die Gesamtmischung

$w_i \hat{=}$ prozentualer Anteil der Fraktion i, bezogen auf die Gesamtmischung

Günter [7] gibt in seiner Arbeit folgende Schreibweise dieser Gleichung für den mittleren Korndurchmesser d_m einer Geschiebemischung an:

$$d_m = \sum_{i=1}^n (1 - p_i) \Delta d_i \quad (3.2)$$

wobei:

$1 - p_i \hat{=}$ gewichtsmäßiger Anteil aller Körner der Mischung mit $d > d_i$
(in Bruchteilen von 1)

$\Delta d_i \hat{=}$ Differenz zwischen dem maximalen und dem minimalen Korndurchmesser der Fraktion i

$n \hat{=}$ Anzahl der Kornfraktionen

Allgemein berechnet sich der Mittelwert einer beliebigen Funktion aus:

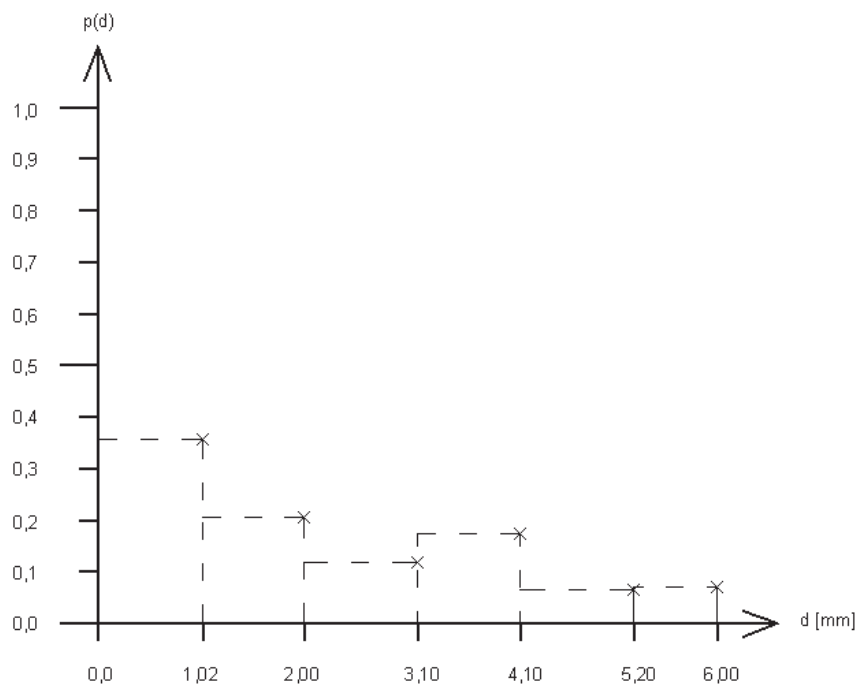


Abbildung 3.3: Korngrößenverteilung: Prozentualer Anteil einzelner Fraktionen bezogen auf die Gesamtmischung am Beispiel der Ausgangsmischung I der Günter-Versuche [7]

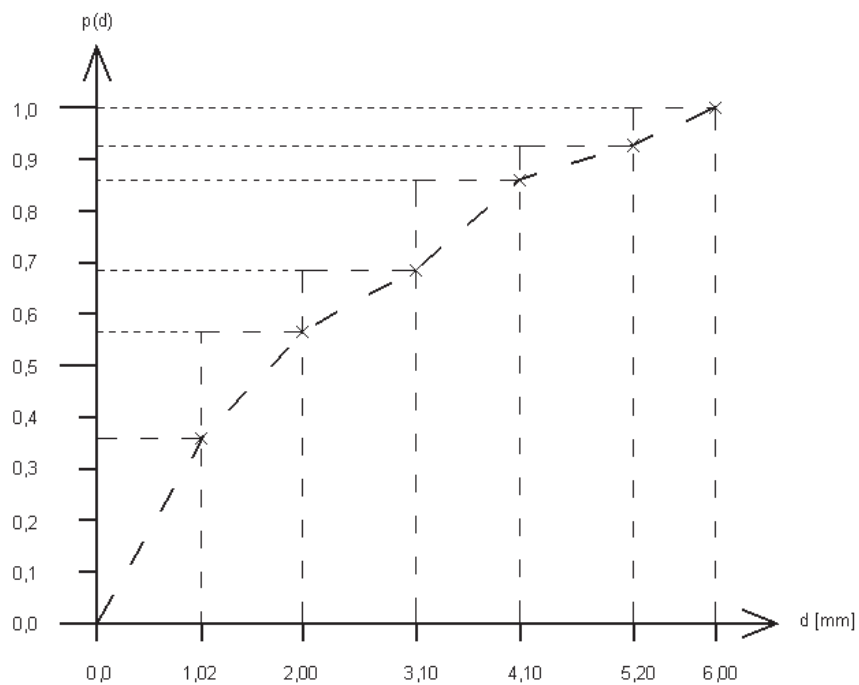


Abbildung 3.4: Korngrößenverteilung: Summenkurve des prozentualen Anteils am Beispiel der Ausgangsmischung I der Günter-Versuche [7]

$$d_m = \frac{\int_0^{x_{max}} w(x)x \, dx}{\int_0^{x_{max}} w(x) \, dx} = \frac{\int_0^{x_{max}} \frac{\partial p}{\partial x} x \, dx}{\int_0^{x_{max}} \frac{\partial p}{\partial x} \, dx} = \frac{p(x)x \Big|_0^{x_{max}} - \int_0^{x_{max}} p \, dx}{p(x_{max}) - p(0)} = x_{max} - \int_0^{x_{max}} p \, dx$$

ersetzt man x_{max} durch d_{max} , dann folgt:

$$d_m = d_{max} - \int_0^{d_{max}} p \, dd$$

Der maximale Korndurchmesser kann aus

$$d_{max} = \sum_{i=1}^n \Delta d_i \quad \text{mit} \quad \Delta d_i = d_i - d_{i-1}$$

berechnet werden. Somit ergibt sich

$$d_m = \sum_{i=1}^n \Delta d_i - \sum_{i=1}^n p_i \Delta d_i = \sum_{i=1}^n (1 - p_i) \Delta d_i$$

3.1.5 Evaluierung und Diskussion

In Tabelle 3.2 sind die berechneten mittleren Korndurchmesser der vorgestellten Verfahren gegenübergestellt. Es ist zu erkennen, dass verschiedene Berechnungsverfahren unterschiedliche mittlere Korndurchmesser ergeben. Beschäftigt man sich mit Geschiebetransport von Mischsohlen, benötigt man zur Berechnung einiger Parameter eine Korngröße, die die gesamte Mischung charakterisiert. Günter [7] und Hunziker [9] gehen davon aus, dass eine Mischsohle durch einen mittleren Korndurchmesser, der als arithmetisches Mittel einer stetigen Korngrößenverteilung ermittelt wird das Sediment am Besten charakterisiert. Im Rahmen dieser Arbeit wird dieser mittlere Korndurchmesser (siehe Verfahren 3) als charakteristischer Korndurchmesser bezeichnet. Weiterhin wird angenommen, dass es sich bei Verfahren 1 und 2 um Approximationen handelt, deren Allgemeingültigkeit anhand von drei unterschiedlichen Mischungen untersucht wird. Bei den Mischungen handelt es sich um die Ausgangsmischungen der Laborversuche von Günter (siehe Kap. 5).

In einigen Fällen charakterisiert der Wert für d_{50} das Gemisch gut (vgl. Tab. 3.2, Mischung III). Um aber Schwächen des Verfahrens aufzuzeigen, wird folgendes angenommen:

1. 50 % der Körner haben einen Korndurchmesser von 2 mm und 50 % der Körner sind 6 mm groß. Der Korndurchmesser d_{50} gibt nun an, welcher Korndurchmesser 50 % Siebdurchgang aufweist. In diesem Beispiel ist dies die Kornfraktion mit einem Durchmesser von 2 mm. Der mittlere Korndurchmesser ergibt sich also zu $d_m = 2$ mm.
2. 50 % der Körner haben einen Korndurchmesser von 2 mm und 50 % der Körner sind 3 cm groß. Der mittlere Korndurchmesser ist auch in diesem Fall $d_m = 2$ mm.

Verfahren	Mischung I d_m [cm]	Mischung II d_m [cm]	Mischung III d_m [cm]
1) $d_m \approx d_{50}$	0,167	0,090	0,251
2) $d_m = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n d_i$	0,206	0,125	0,268
3) $d_m = \sum_{i=1}^n w_i d_i$	0,215	0,139	0,271
4) Angabe nach Günter	0,213	0,132	0,262

Tabelle 3.2: Vergleich des mittleren Korndurchmessers d_m unterschiedlicher Berechnungsverfahren für die Ausgangsmischungen I, II und III der Laborversuche von Günter [7]

3. 90 % der Körner haben einen Korndurchmesser von 2 mm, der Rest der Körner ist 6 mm groß. Auch hier ergibt sich der mittlere Korndurchmesser zu $d_m = 2$ mm.

Die drei einfachen Beispiele zeigen, dass aus völlig unterschiedlichen Mischungen dasselbe Ergebnis für den mittleren Korndurchmesser berechnet wird. Eine Mischung, die zu 90 % aus feinen Körnern (siehe Fall 3) besteht, hat aber andere Eigenschaften, als eine Mischung, die nur zu 50 % aus feinem Material (Fall 1) besteht. Weiterhin unberücksichtigt bleibt die Verteilung und Größe der Korndurchmesser, die mit insgesamt weniger als 50 % in der Mischung vorhanden sind (Fall 2). Der ermittelte Korndurchmesser liegt in allen drei Fällen bei $d_m = 2$ mm. Daraus ist zu schließen, dass der Median keine allgemeingültige Bestimmung des charakteristischen Korndurchmessers zulässt.

Das Verfahren 2 ermittelt einen Korndurchmesser, der das Korngemisch gut charakterisiert. Wenn ausschließlich eine graphische Darstellung der Körnungslinie vorliegt, kann der charakteristische Korndurchmesser auf diese Art bestimmt werden.

Die Werte, die Günter in seiner Arbeit (siehe Verfahren 4) angibt, liegen in guter Näherung zu den Werten, die mit Verfahren 3 ermittelt werden. Da Günter die zugrunde gelegte Formel angibt und gezeigt wurde, dass es sich dabei lediglich um eine andere Schreibweise der Formel des Verfahrens 3 handelt, geht die Verfasserin davon aus, dass es sich bei den Abweichungen um Rundungsdifferenzen handelt.

3.2 Beginn der Sedimentbewegung in Mischsohlen

3.2.1 Bewegungsbeginn nach Egiazaroff

Egiazaroff [6] entwickelte 1965 eine grundlegende Theorie zur Berücksichtigung unterschiedlicher Korngrößen in einem Sediment-Gemisch und deren Wechselwirkungen untereinander. Er geht davon aus, dass große Korndurchmesser eher bewegt werden als kleine. Man kann sich

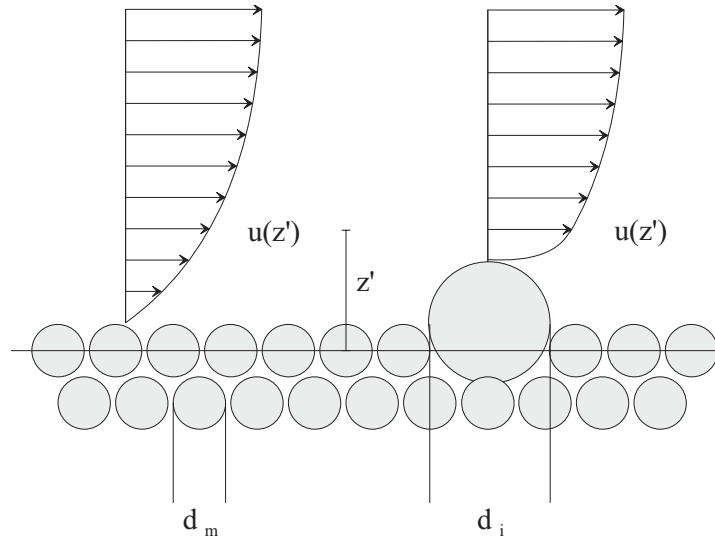


Abbildung 3.5: Bewegungsbeginn unterschiedlicher Korngrößen nach Egiazaroff (aus: Malcherek, 2003 [14])

das in etwa so vorstellen; große Körner ragen aus der Sohle und werden von der Strömung aus dem Verbund gerissen, während kleine Körner durch große Körner abgeschattet werden, und somit erst später in Bewegung geraten. Damit steht dieser Ansatz im Gegensatz zu der klassischen Shield'schen Modellvorstellung. Nach ihr bewegen sich kleine Korndurchmesser bei geringeren Schubspannungen als große, wobei die Shield'sche Vorstellung von einem einzelnen Korn bzw. von einheitlichen Korngrößen und nicht von Mischsohlen ausgeht.

Um die Vorstellung von Egiazaroff zu erläutern, wird angenommen, dass sowohl Körner mit einem Korndurchmesser $d_k = d_m$, als auch Körner mit $d_k = d_m / 2$ und $d_k = 2d_m$ in einer Mischung vorhanden sind. Nach der klassischen Modellvorstellung wird aus diesen drei Korndurchmessern ein Einheitskorn mit einem einzigen Korndurchmesser d_m bestimmt, welches die gesamte Mischung charakterisiert.

Egiazaroff betrachtet jede einzelne Korngröße im Verhältnis zum charakteristischen Korndurchmesser und lässt dieses in die Berechnung der kritischen Schubspannung einfließen. Er geht davon aus, dass sich ein logarithmisches Geschwindigkeitsprofil über der Sohle ausbildet. An den Stellen, wo ein großes Korn liegt, ist das Geschwindigkeitsprofil gestört. Aufgrund der Trägheit der sich in Bewegung befindlichen Wassermasse, wird sich das Feld über dem großen Korn nur unwesentlich von dem Geschwindigkeitsfeld über der mittleren Sohle unterscheiden. Abbildung 3.5 zeigt schematisch die Geschwindigkeitsprofile über einer Sohle mit unterschiedlichen Korndurchmessern.

Die Schubspannung des Bewegungsbeginns (kritische Schubspannung) des großen Korns wird sich um einen Faktor ζ_i von der kritischen Schubspannung des charakteristischen Korns unterscheiden. Dieser Vorfaktor wird Ausgleichsfunktion genannt:

$$\tau_{c,i} = \zeta_i \tau_c \quad \text{bzw.} \quad \zeta_i = \frac{\tau_{c,i}}{\tau_c}$$

Egiazaroff legt bei seinen Überlegungen den Bezugshorizont z_0 bei $1/19$ des charakteris-

tischen Korndurchmessers d_m . Weiterhin setzt er gerade einsetzenden Bewegungsbeginn ($\tau_c = \tau_B$) voraus.

Die Ausgleichsfunktion ζ_i kann auf der Höhe $z' \simeq d_i$ mit Hilfe der Gleichung 2.1 zu

$$\zeta_i = \frac{(\ln \frac{d_i}{z_o})^{-2}}{(\ln \frac{d_m}{z_o})^{-2}} = \left(\frac{\ln \frac{d_m}{z_o}}{\ln \frac{d_i}{z_o}} \right)^2 = \left(\frac{\log \frac{d_m}{z_o}}{\log \frac{d_i}{z_o}} \right)^2 = \left(\frac{\log \frac{d_m}{19d_m}}{\log \frac{d_i}{19d_m}} \right)^2 = \left(\frac{\log 19}{\log 19 \frac{d_i}{d_m}} \right)^2$$

angegeben werden.

Hierdurch schafft Egiazaroff eine Möglichkeit, die MPM-Formel auf Mehrkorn-Gemische anzuwenden. Ashida und Michiue [1] stellen fest, dass die Ausgleichsfunktion von Egiazaroff für feine Fraktionen nicht gut zutrifft. Sie schlagen für Korndurchmesser mit $d_i/d_m < 0,4$ folgende Ausgleichsfunktion vor:

$$\zeta_i = 0,85 \frac{d_m}{d_i}$$

Die kritischen Schubspannung einer einzelnen Fraktion kann durch

$$\tau_{c,i} = \zeta_i \tau_c = \begin{cases} \left(\frac{\log 19}{\log(19 d_i/d_m)} \right)^2 \tau_c & \text{für } d_i/d_m \geq 0,4 \\ 0,85 \frac{d_m}{d_i} \tau_c & \text{für } d_i/d_m < 0,4 \end{cases} \quad (3.3)$$

berechnet werden.

Die kritische Schubspannung τ_c für den charakteristischen Korndurchmesser d_m wird nach Gleichung 2.4 berechnet.

In Abbildung 3.6 ist die kritische Schubspannung $\tau_{c,i}$ der drei Korndurchmesser $d_m/2$, d_m und $2 * d_m$ über dem Korndurchmesser d_k aufgetragen. Die Kurve für d_m entspricht der Kurve für Einheitskorn nach Shields .

3.2.2 Konzept des gemeinsamen Bewegungsbeginns

Jüngere Ansätze gehen davon aus, dass sich in einer Sedimentmischung alle Körner bei der gleichen Schubspannung anfangen zu bewegen. Die klassische Theorie zum Bewegungsbeginn besagt, dass sich kleinere Korndurchmesser zuerst bewegen. In einer Mischung aus unterschiedlichen Korngrößen werden aber kleine Korndurchmesser durch große abgeschattet. Die Theorie von Egiazaroff gibt diesen Effekt wieder. Laboruntersuchungen zeigen allerdings, dass bereits bei geringen Sohlbelastungen große und kleine Körner in Bewegung sind [10]. Günter [7] berichtet, dass am Anfang mehr feines als grobes Material transportiert wird. Er beobachtet aber auch, dass bereits zu Versuchsbeginn große Körner in Bewegung sind, was dem angedachten Konzept des gemeinsamen Bewegungsbeginns entspricht.

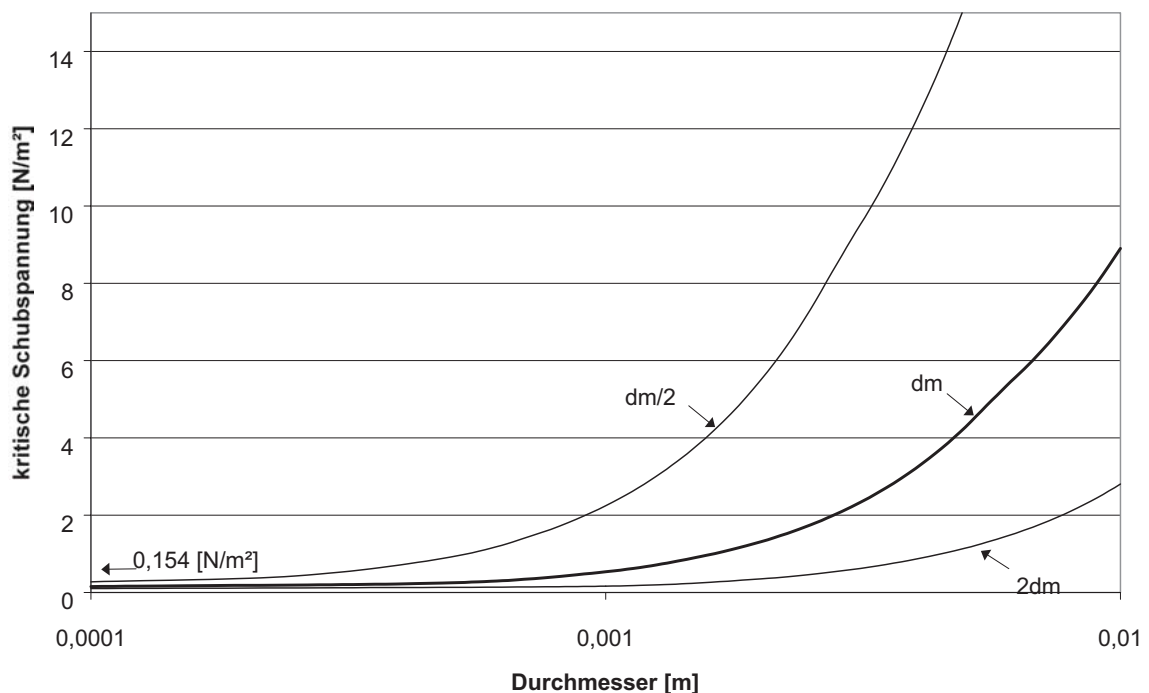


Abbildung 3.6: Kritische Schubspannung einzelner Korngrößen in einer Mischung nach Egiazaroff

3.3 Deckschichtbildung

Wird einem Fließgewässer, dessen Flussbett aus groben Kornfraktionen (Sand und Kies) besteht, kein Geschiebe zugeführt, ist eine Vergrößerung der Sohlenoberfläche zu beobachten. Unter Sohlenoberfläche ist die Schicht zu verstehen, die aufgrund der Strömung einer hydraulischen Belastung ausgesetzt ist. Bei kleinen Schubspannungen verringert sich die Erosion fortwährend, bis sich eine stabile Deckschicht ausgebildet hat. Eine Bewegung setzt erst wieder ein, wenn die vorhandene Schubspannung über einem kritischen Wert liegt. Abbildung 3.7 zeigt den vertikalen Aufbau eines Fließgewässers mit Deckschicht. Setzt von oberhalb Geschiebetrieb ein, wird das Sediment auf der Deckschicht bewegt. Erst bei großen Sohlbelastungen, etwa bei Hochwasser, kann die Sohle aufreißen und die Deckschicht verschwindet. Hunziker [9] hat in seiner Arbeit von diversen Autoren Labor-Beobachtungen bezüglich Deckschichtbildung zusammengefasst:

- Voraussetzung ist, dass von oberhalb kein Geschiebe zugeführt wird
- das Maß der Vergrößerung ist von der hydraulischen Belastung und der Streuung der Kornverteilung abhängig
- bei großen Belastungen ($\tau_B > \tau_c$) ist keine Selbststabilisierung möglich
- die Größe des Abflusses ist letztlich verantwortlich für den Transportbeginn

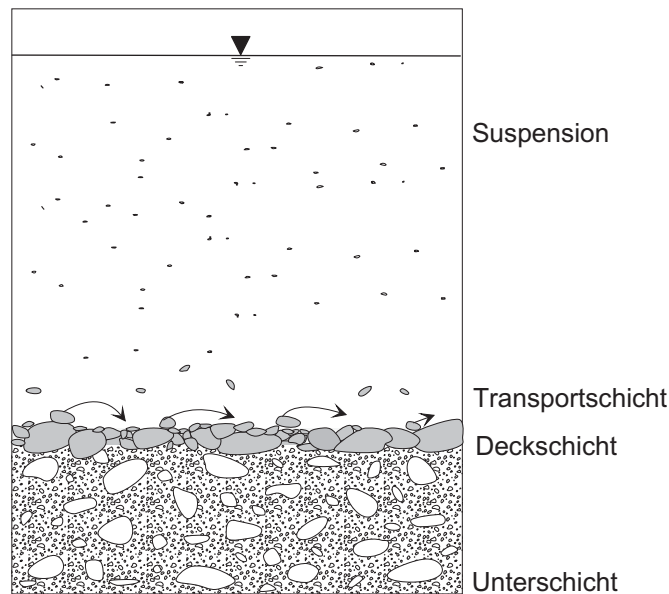


Abbildung 3.7: Vertikale Schichtung eines geschiebeführenden Fließgewässers (aus: Malcherek, 2003 [14])

- alle Korngrößen fangen zum gleichen Zeitpunkt (also bei der gleichen Sohlbelastung) an, sich zu bewegen
- der Transportbeginn einer Mischung entspricht einem höherem Shieldsparameter θ_c als jener für Einheitskorn

Grundsätzlich sind folgende Fälle zu unterscheiden [10]:

Stabile Deckschicht

Eine stabile Deckschicht bildet sich aus, wenn die kritische dimensionslose Schubspannung θ_c kleiner ist, als die auf die Ausgangsmischung bezogene dimensionslose Schubspannung θ_{dmo} und diese wiederum kleiner ist, als die kritische dimensionslose Schubspannung der Ausgangsmischung θ_{cdmo} ($\theta_c < \theta_{dmo} < \theta_{cdmo}$).

Anders ausgedrückt bedeutet dieses folgendes:

Sediment bewegt sich wenn die Kraft, die ein Partikel an seinem Ort halten will (vgl. θ_c), geringer ist, als die Kraft, die das Fluid auf das Partikel auswirkt (vgl. θ_{dmo}). Das Sediment bewegt sich nicht mehr, sobald die Kraft, verursacht durch das Fluid, geringer ist als die Kraft, die das Partikel am Ort hält (vgl. θ_{cdmo}). Durch die Vergrößerung der Sohlenoberfläche steigt die kritische Schubspannung im Verlauf des Versuchs, wodurch sich eine stabile Deckschicht bilden kann.

Mobile Deckschicht

Sie ist anzutreffen, wenn die kritische dimensionslose Schubspannung der Ausgangsmischung θ_{cdmo} kleiner ist als die auf die Ausgangsmischung bezogene dimensionslose Schubspannung θ_{dmo} . Der Wert von θ_{dmo} darf dabei nicht größer als 0,11 sein ($\theta_{cdmo} < \theta_{dmo} < 0,11$). Das bedeutet, dass die Kraft, die ein Partikel am Ort halten will, kleiner ist als die Kraft, die durch das Fluid verursacht wird. Diese wiederum ist kleiner als 0,11.

Volle Bewegung

Ist die Sohle einer großen Belastung ausgesetzt ($0,11 < \theta_{dmo}$), bildet sich keine Deckschicht aus. Die Sohle reißt auf und das Gewässer tieft sich zunehmend ein.

Die Transportkapazität einer Fraktion ist vom Anteil dieser Fraktion in der Kornverteilung an der Oberfläche abhängig. Die Änderung der Verteilung wird von verschiedenen hydraulischen Belastungen und sedimentologischen Bedingungen wie Geschiebezufuhr, Erosion und Auflandung beeinflusst. Flussbette, die aus Sand- oder Schluff-Fraktionen bestehen, (z. B. Tümpelgewässer) weisen den umgekehrten Effekt von Kiesflüssen auf [5]. Während Kiesflüsse in der Oberschicht rauher sind als in unteren Schichten, ist das Verhalten von Sandflüssen genau entgegengesetzt. In jedem Fall ist das transportierte Material feiner als das Material der Deckschicht (oberste Schicht des Sohle).

3.4 Formeln zum fraktionierten Geschiebetransport

Die MPM-Transportformel wird als Grundlage zur Weiterentwicklung von Geschiebetransportberechnungen verwendet, da sie Schubspannungen bilanziert und deshalb bei Berücksichtigung unterschiedlicher Fraktionen besonders geeignet ist [15]. Die hier dargestellten Ansätze werden zur Simulation der Günter-Versuche von verschiedenen Autoren verwendet. Da Günter in seinen Versuchen Sedimente der Korngrößen 1 mm bis 6 mm verwendet, ist die MPM-Formel eine geeignete empirische Formel zur Berechnung der Transportkapazität. In den vorangegangenen Betrachtungen wurde voraus gesetzt, dass genügend Material einer Fraktion vorhanden ist. Deswegen wurde zwischen Transportrate und Transportkapazität nicht differenziert. Der Unterschied zwischen beiden Begriffen besteht darin, dass mit der Transportkapazität die maximal mögliche Menge an Sediment gemeint ist, während die Transportrate die tatsächlich transportierte Menge beschreibt. Ist genügend Material vorhanden, unterscheiden sich beide Größen nicht. Tritt aber der Fall ein, dass aufgrund von Erosion eine nicht erodierbare Schicht freigelegt wird, wird sich die Transportrate mit der Zeit reduzieren, bis schließlich kein Sediment zum Erodieren mehr vorhanden ist. Die Transportrate ist bei Nichtvorhandensein erodierbaren Sediments null, während bei unverändertem Fließverhalten die Kapazität konstant bleibt.

3.4.1 Berechnung mit einem gemittelten Korndurchmesser d_m

Betrachtet wird eine Mischung mit den Korngrößen d_1 und d_2 . Der Korndurchmesser d_1 ist zu p_1 % und d_2 zu p_2 % vorhanden.

Die Geschiebetransportkapazität des gewählten Korngemisches berechnet sich wie folgt:

1. Bestimmung des charakteristischen Korndurchmessers $d_m = p_1 d_1 + p_2 d_2$
2. Berechnung von τ_c nach Gleichung 2.4 mit $d = d_m$
3. Ermittlung der Gesamttransportkapazität nach Gleichung 2.6

Der entscheidende Schritt ist dabei, dass die Mischsohle auf nur einen Korndurchmesser reduziert wird. Die Notwendigkeit einer Erfassung von Mischsohlen wurde bereits von Meyer-Peter und Müller in der Berechnung berücksichtigt, indem sie einen charakteristischen Korndurchmesser d_m einführten. Indirekt nahmen sie dadurch an, dass alle Körner bzw. sämtliche Fraktionen einer Mischung gleich mobil sind. Dieses bedeutet, dass die Transportkapazität jeder einzelnen Fraktion vom charakteristischen Korndurchmesser abhängt und nicht etwa, dass Fraktionen mit kleinem Korndurchmesser mehr oder eher transportiert werden, als Fraktionen mit großem Korndurchmesser. Wegen der Annahme, dass alle Fraktionen exakt gleich mobil sind, kann es nicht zu Entmischungserscheinungen im Substrat kommen. Die Formel geht davon aus, dass sich das Verhältnis von großen und kleinen Korndurchmessern in einem 'Kontrollvolumen' nicht ändert; vielmehr wird das 'Kontrollvolumen' an sich fortbewegt. Die Simulation einer Deckschichtbildung ist nicht möglich.

Weiterhin ist kritisch zu bewerten, dass der Geschiebetriebbeginn nicht gut vorhergesagt werden kann, da das Verhalten einer Mischsohle grundlegend vom Verhalten einer Sohle aus Einheitskorn abweicht. Besteht das Material einer überströmten Sohle aus einem Korngemisch unterschiedlicher Korngrößen und nimmt man an, dass die Sohle noch keiner hydraulischen Beanspruchung ausgesetzt war, ist zu beobachten, dass kleine Körner mehr transportiert werden als große [7]. Der Ansatz, eine Mischsohle durch einen einzigen Korndurchmesser zu charakterisieren, kann dieses nicht darstellen.

3.4.2 Berechnung aus den Einzeltransportkapazitäten der Fraktionen

Da eine Mischsohle nicht durch nur einen Korndurchmesser dargestellt werden kann, wird versucht jede Fraktion einzeln betrachtet. Die Gesamttransportkapazität berechnet sich dabei aus der Summe der Einzeltransportkapazitäten. Nach der Vorstellung von Shields bewegen sich kleine Korndurchmesser eher als große (siehe Abschnitt 2.1.2). Dieser Ansatz verspricht somit, Entmischungserscheinungen darstellen zu können.

Da die MPM-Formel in ihrem Original von dimensionslosen Schubspannungen ausgeht, kann die Darstellung mit dimensionsbehafteten Schubspannungen (siehe Gleichung 2.6) aus Kapitel 2.2 nicht verwendet werden.

Bei der Berücksichtigung unterschiedlicher Korndurchmesser wird die dimensionslose Schubspannung θ_i mit dem repräsentativen Korndurchmesser d_i der Fraktion und die kritische dimensionslose Schubspannung θ_c mit dem charakteristischen Korndurchmesser d_m berechnet. Es ergibt sich:

$$q_{s,i} = 8p_i \left(\frac{(\varrho_s - \varrho)gd_i^3}{\varrho} \right)^{1/2} (\theta_i - \theta_c)^{3/2}$$

Mit:

$$\theta_i = \frac{\tau_B}{(\varrho_s - \varrho)gd_i} \quad \text{und} \quad \theta_c = \frac{\tau_c}{(\varrho_s - \varrho)gd_m}$$

Eingesetzt und umgeformt folgt:

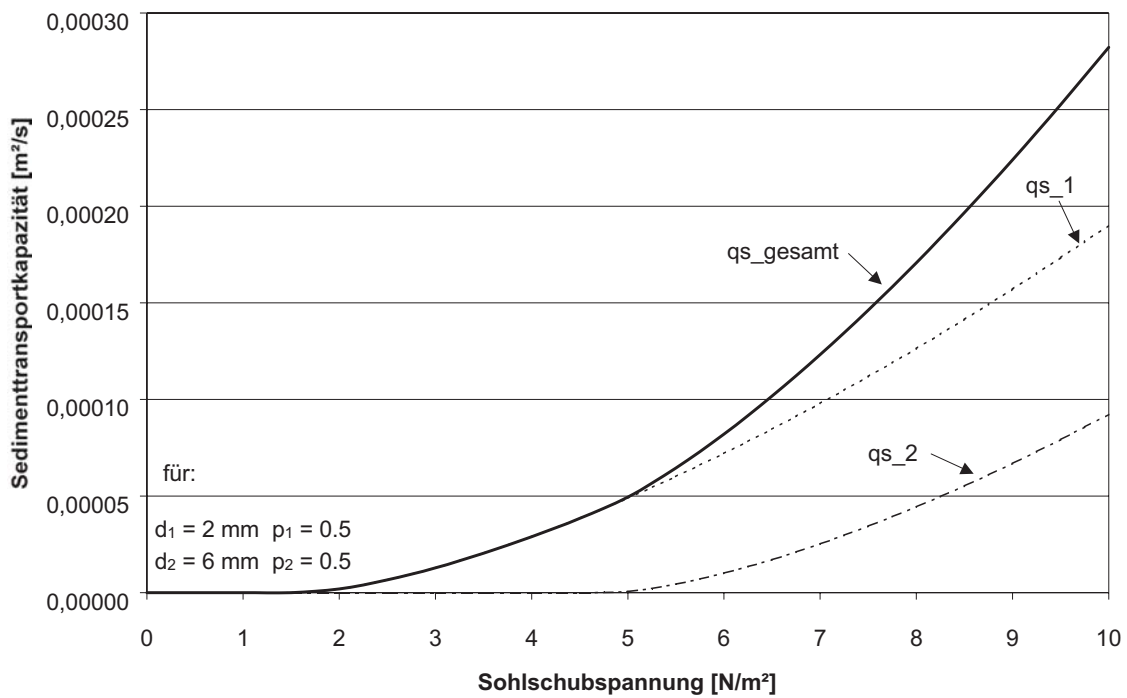


Abbildung 3.8: Geschiebetransportkapazität als Summe von Einzeltransportkapazitäten jeder Fraktion in einer Mischsohle mit $d_1 = 2 \text{ mm}$ und $d_2 = 6 \text{ mm}$ und $p_1 = p_2 = 0,5$

$$q_s = 8p_i \frac{1}{\varrho^{1/2}(\varrho_s - \varrho)g} \left(\tau_B - \tau_c \frac{d_i}{d_m} \right)^{3/2} \quad (3.4)$$

Die kritische Schubspannung τ_c muss mit dem Faktor d_i/d_m gewichtet werden.

In Abbildung 3.8 sind die beiden Transportkapazitäten der jeweiligen Korngröße und die Gesamttransportkapazität der Mischung über der Sohl Schubspannung aufgetragen. Es ist zu erkennen, dass sich große Körner erst bei höheren Sohlbelastungen bewegen. Mit diesem Ansatz können somit Entmischungserscheinungen dargestellt werden. Zuerst erodieren die kleinen Korndurchmesser aus der Mischung und können ggf. ganz verschwinden, während sich die großen Korndurchmesser noch nicht bewegt haben. Es ist also denkbar, dass mit dieser Formel aus einer Mischsohle eine Sohle aus Einheitskorn selektiert wird. Der Effekt einer vollständigen Entmischung wird im Labor und in der Natur nicht beobachtet. Die Untersuchungen zeigen stattdessen, dass sowohl in der Mischsohle, als auch im bewegten Sediment zu jeder Zeit sämtliche Korngrößen zu finden sind, lediglich der prozentuale Anteil der Fraktionen kann sich im Laufe der Zeit ändern. Dieser Prozess lässt sich mit dem dargestellten Ansatz vor allem dann nicht simulieren, wenn die vorhandene Schubspannung τ_B kleiner als die kritische Schubspannung τ_c der großen Kornklassen ist.

3.4.3 Fraktionierter Transport nach Ashida und Michiue

Ausgehend von Gleichung 3.4 erhält man bei Berücksichtigung der Vorstellung von Egiazaroff (siehe Abschnitt 3.2.1) eine Formel zur Berechnung von fraktioniertem Geschiebetransport. Betrachtet man jede Fraktion und berechnet hierfür die Einzel-Transportkapazität erhält man:

$$q_{s,i} = p_i \frac{8}{\varrho^{1/2}(\varrho_s - \varrho)g} \left(\tau_B - \tau_{c,i} \frac{d_i}{d_m} \right)^{3/2} \quad (3.5)$$

oder:

$$q_{s,i} = p_i \frac{8}{\varrho^{1/2}(\varrho_s - \varrho)g} \left(\tau_B - \zeta_i \frac{d_i}{d_m} \tau_c \right)^{3/2}$$

Für die Erweiterung der MPM-Formel muss Gleichung 3.4 zugrunde gelegt werden, da der Ansatz von Egiazaroff auf die kritische Schubspannung τ_c bezogen wird und weil die einzelnen Fraktionen getrennt voneinander betrachtet werden. Für feines Material mit $(d_i/d_m < 0,4)$ wird nicht die Ausgleichsfunktion von Egiazaroff, sondern die Ausgleichsfunktion von Ashida und Michiue verwendet (siehe Abschnitt 3.2.1).

Die Transportkapazität für o. g. Beispiel berechnet sich wie folgt:

1. d_m wie in Abschnitt 3.4.1 $d_m = p_1 d_1 + p_2 d_2$
2. $\tau_{c,i}$ nach Egiazaroff (Gleichung 3.3) für jede einzelne Fraktion
3. Berechnung der Einzeltransportkapazität nach Gleichung 3.5
4. Gesamttransportkapazität aus der Summe der Einzeltransportkapazitäten
($q_s = q_{s,1} + q_{s,2}$)

Der von Egiazaroff vorhergesagte Effekt, dass sich die großen Korndurchmesser in einer Mischsohle zuerst bewegen, wird aufgrund des Faktors $\frac{d_i}{d_m}$ nicht wiedergegeben (siehe Abb. 3.9), sondern es tritt genau der entgegengesetzte Effekt auf. Kleine Korndurchmesser beginnen sich früher zu bewegen, als große Korndurchmesser. Mit dem Verfahren könnten Entmischungserscheinungen dargestellt werden, allerdings wird der Bewegungsbeginn nach Egiazaroff nicht wiedergegeben.

Abbildung 3.10 zeigt die Transportkapazität von Ausgangsmischung I der Günter-Versuche. Für folgende Betrachtung relevante Größen werden hier angegeben. Sie können in Kapitel 5 nachgeschlagen werden. Die Sedimentmischung wird durch 6 Fraktionen klassifiziert. Der größte Korndurchmesser ist 6 mm. Der charakteristische Korndurchmesser der Ausgangsmischung beträgt $d_m = 2,14$ mm. In Versuch 1 misst Günter bei einem konstanten Durchfluss von $Q = 32,3$ l/s eine Wassertiefe von $h = 6,2$ cm. Die mittlere Fließgeschwindigkeit bei dem Rechteckgerinne mit 1 m Breite ist $u = Q/A = 0,52$ m/s. Der k_s -Wert wird mit $k_s = 3d_m$ angenommen. Die kritische Schubspannung ergibt sich zu $\tau_c = 1,43$ N/m². Die vorhandene Schubspannung nach Nikuradse (Gleichung 2.2) berechnet sich mit o. g. Werten zu $\tau_B = 2,01$ N/m². Bei einer vorhandenen Schubspannung von $\tau_B = 2,01$ N/m² bewegt sich Fraktionen 6 nicht und Fraktion 5 beginnt sich zu bewegen. Dieses Ergebnis steht im Gegensatz zu den Laborbeobachtungen von Günter. Er stellt zu jeder Zeit einen Transport sämtlicher Korndurchmesser fest.

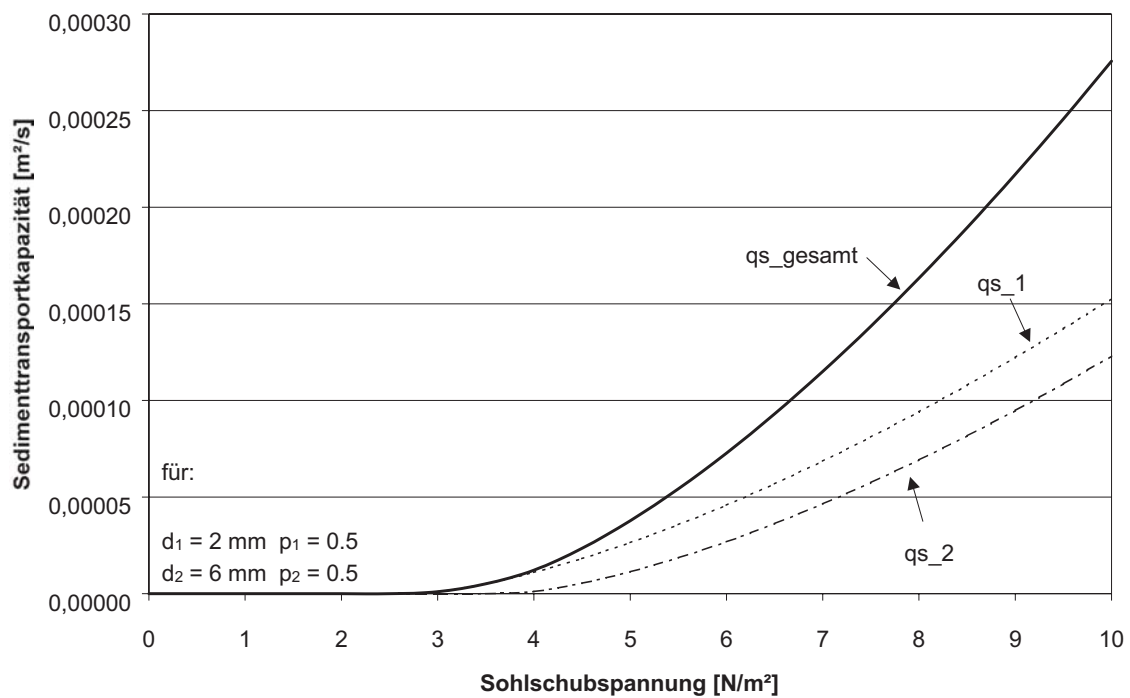


Abbildung 3.9: Fraktionierte Geschiebetransportkapazität einer Mischsohle mit $d_1 = 2 \text{ mm}$ und $d_2 = 6 \text{ mm}$ und $p_1 = p_2 = 0,5$ nach Ashida und Michiue [1]

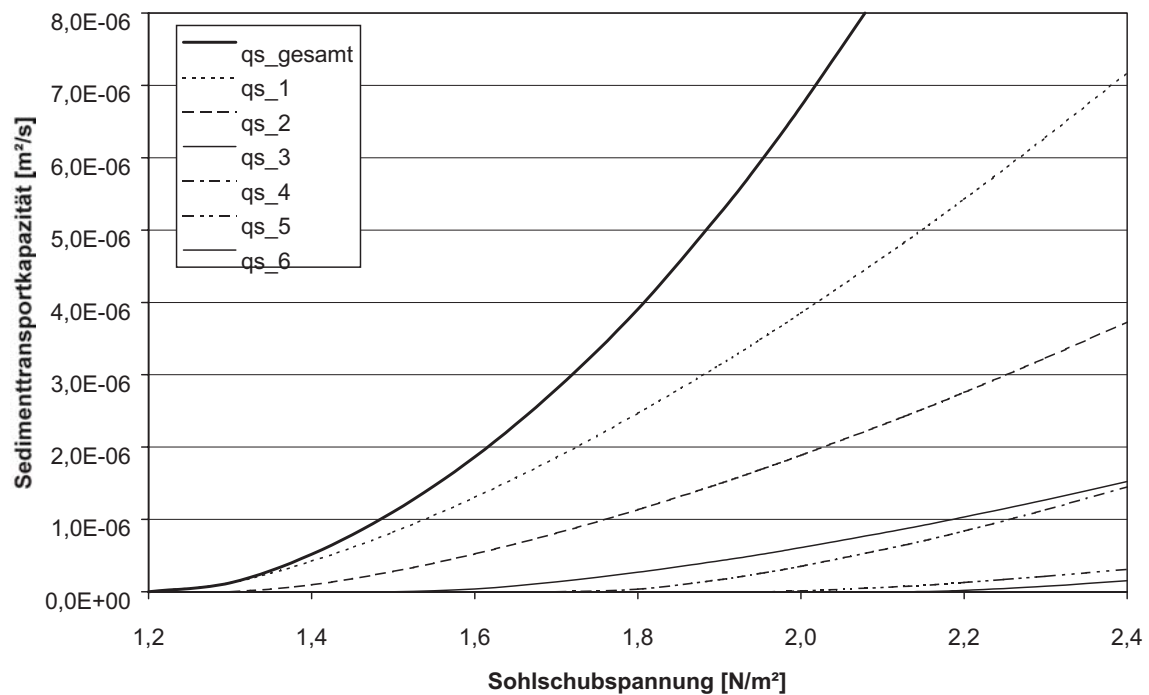


Abbildung 3.10: Fraktionierte Geschiebetransportkapazität von Ausgangsmischung I der Günter-Versuche nach Ashida und Michiue

Die Modellvorstellung von Egiazaroff wird nicht wiedergegeben, da sich große Körner bei den auftretenden Schubspannungen des Versuchs 1 von Günter nicht bewegen. Dieses widerspricht ebenfalls nicht dem im Labor beobachteten zeitgleichen Bewegungsbeginn sämtlicher Fraktionen einer Mischsohle.

Wegen des Widerspruchs zwischen Transportformel und physikalischen Modell soll darauf verzichtet werden, die Formel von Ashida und Michiue in ein numerisches Modell zu implementieren. Die Simulation kann zu keinen zufriedenstellenden Ergebnissen führen. Festzustellen ist zudem, dass Hunziker im Rahmen seiner Arbeit das Verfahren von Ashida und Michiue in das Programm MORMO der E.T.H. Zürich integriert und damit die Versuche von Günter simuliert hat. Dazu stellt er folgendes fest [9]: [...] *'Es zeigte sich aber, dass dieses Modell die gewünschte Rotationserosion nicht nachvollziehen konnte. Infolge einer sehr starken Vergrößerung der Sohlenoberfläche stabilisierte sich die Sohle in allen Simulationen bei einem zu hohen Gefälle.'* [...].

3.4.4 Fraktionierter Transport nach Hunziker

Die Dissertation von R.P. Hunziker [9] beschäftigt sich mit der Entwicklung einer neuen Formel zum fraktionsweisen Geschiebetransport beweglicher Sohlen, da numerische Berechnungen mit dem Programm MORMO (E.T.H. Zürich) gezeigt haben, dass frühere Ansätze zu keinen guten Ergebnissen führen.

Zentrales Element und Basis des Ansatzes von Hunziker ist das Konzept des gleichen Bewegungsbeginns. Der Ansatz soll sicherstellen, dass sich alle Fraktionen bei der gleichen kritischen Schubspannung anfangen zu bewegen. Weiterhin soll der Geschiebetransport im Bereich der mobilen Deckschicht von der hydraulischen Belastung und dem Shields-Parameter abhängen.

Der Ansatz nach Hunziker ergibt sich folgendermaßen:

$$\phi_{dms,i} = p_i 5 (\varphi_i (\theta_{dms} - \theta_{cm}))^{3/2}$$

mit:

$$\phi_{dms,i} = \frac{q_{S,i}}{(s-1)^{1/2} g^{1/2} d_{ms}^{3/2}}$$

$$s = \frac{\rho_s}{\rho_w}$$

$$\varphi_i = \left(\frac{d_i}{d_{ms}} \right)^{-\alpha}$$

$$\alpha = 0,011 (\theta_{dms})^{-1,5} - 0,3$$

$$\theta_{dms} = \frac{\tau_B}{\varrho_w g(s-1)d_{ms}}$$

$$\theta_{cm} = \theta_c \left(\frac{d_{mo}}{d_{ms}} \right)^{0.33}$$

wobei:

$\phi_{dms,i}$	$\hat{=}$	dimensionsloser Transportparameter der Fraktion i bezogen auf d_{ms}
$q_{s,i}$	$\hat{=}$	Geschiebtrieb der Fraktion i
p_i	$\hat{=}$	prozentualer Anteil der Fraktion i in der Gesamtmischung
φ_i	$\hat{=}$	Ausgleichsfaktor zur überschüssigen Sohlschubspannung
θ_{dms}	$\hat{=}$	dimensionslose Sohlschubspannung bezogen auf d_{ms}
θ_c	$\hat{=}$	kritische dimensionslose Sohlschubspannung für Einheitskorn
θ_{cm}	$\hat{=}$	kritische dimensionslose Sohlschubspannung bezogen auf den mittleren Korndurchmesser der obersten Schicht
s	$\hat{=}$	ϱ_s / ϱ_w
d_{mo}	$\hat{=}$	charakteristischer Korndurchmesser der Ausgangsmischung (Unterschicht)
d_{ms}	$\hat{=}$	charakteristischer Korndurchmesser der obersten Schicht (Deckschicht)
d_i	$\hat{=}$	repräsentativer Korndurchmesser der Fraktion i

nach $q_{s,i}$ aufgelöst ergibt sich:

$$q_{s,i} = p_i \frac{5}{\varrho^{1/2}(\varrho_s - \varrho)g} (\varphi_i(\tau_B - \tau_c))^{3/2} \quad (3.6)$$

Der von Hunziker erstellte Ansatz berechnet im Gegensatz zum Originalansatz von Meyer-Peter und Müller die Transportkapazität aufgrund des mittleren Korndurchmessers der Deckschicht. Dadurch wird die Tatsache berücksichtigt, dass nur die Sohlenoberfläche in direktem Kontakt mit der Strömung steht (die Strömung 'sieht' die Unterschicht nicht). Die Transportkapazität muss deswegen eine Funktion der Kornverteilung der Sohlenoberfläche sein. Die Ausgleichsfunktion φ_i korrigiert nicht die dimensionslose Schubspannung oder die kritische dimensionslose Schubspannung, sondern die 'überschüssige' dimensionslose Schubspannung ($\theta_{dms} - \theta_{cm}$). Der Shieldsparameter wird dabei auf den mittleren Korndurchmesser der Mischung an der Sohlenoberfläche bezogen.

Alle charakteristischen Korndurchmesser werden von Hunziker nach der Definition berechnet, die auch im Rahmen dieser Arbeit verwendet wird (Gleichung 3.1). Andere Definitionen des mittleren Korndurchmessers sind nach seinen Angaben für den Ansatz nicht gültig. Die Transportkapazität beider Korngrößen im gewählten Beispiel liegen dicht beieinander (siehe Abbildung 3.11). Bei kleinen Schubspannungen werden mehr kleine als große Körner transportiert. Bei Sohlschubspannungen über 7 N/m² werden mehr große Körner als kleine bewegt. Dieser Effekt tritt bei anderen prozentualen Zusammensetzungen der Mischung nicht auf.

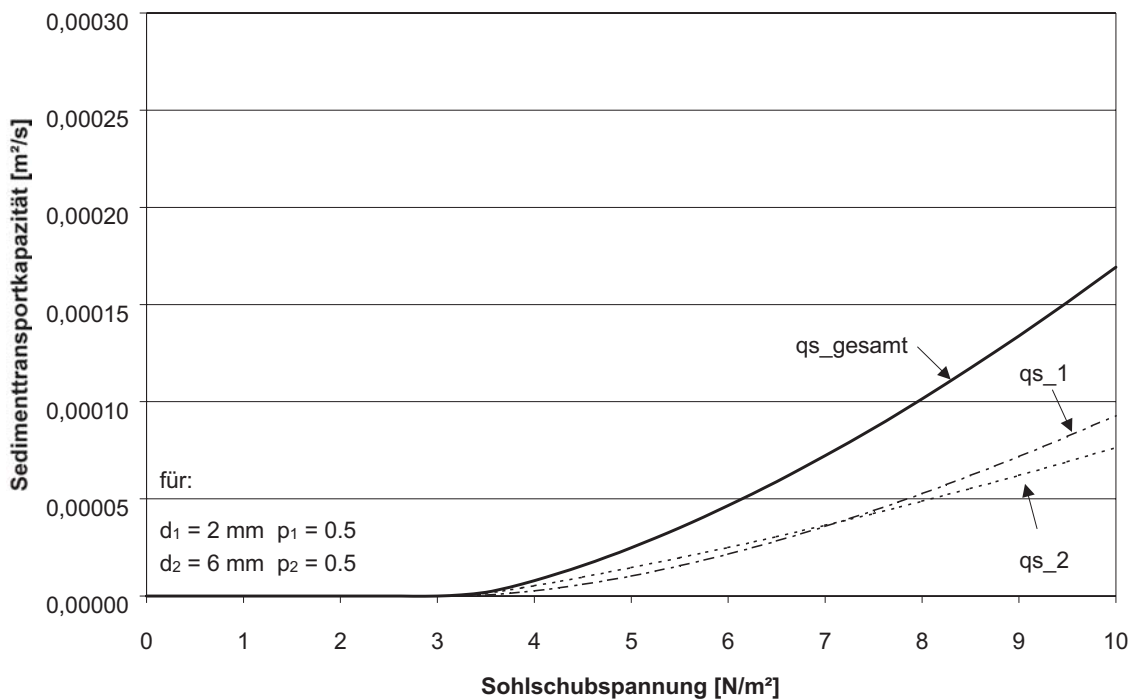


Abbildung 3.11: Fraktionierte Geschiebetransportkapazität einer Mischsohle mit $d_1 = 2$ mm und $d_2 = 6$ mm und $p_1 = p_2 = 0,5$ nach Hunziker [9]

3.4.5 Evaluierung der unterschiedlichen Fraktionierungsverfahren

In diesem Abschnitt wurden verschiedene Fraktionierungsverfahren vorgestellt. Die Ergebnisse werden im folgenden diskutiert.

Dazu sind in Abbildung 3.12 für eine Mischung aus zwei Korndurchmessern die Gesamttransportkapazitäten der unterschiedlichen Verfahren gegenübergestellt. Berechnet man die Gesamtkapazität aus den Transportkapazitäten der einzelnen Korndurchmesser, erhält man größere Kapazitäten als bei der Berechnung der Standard-MPM-Formel mit einem charakteristischen Korndurchmesser. Das Verfahren von Hunziker produziert vor allem bei höheren Sohlbelastungen Ergebnisse, die weit unter den Kapazitäten der anderen Verfahren liegen. Der Ansatz von Ashida und Michiue liefert nahezu identische Werte wie die Berechnung nach der Standard-MPM-Formel. Lediglich bei Sohl Schubspannungen zwischen 3-4 N/m² liegen die Werte nach Ashida und Michiue leicht über denen der Standard-MPM.

Bei kleinen Schubspannungen ist der Einfluss des Korndurchmessers recht groß. Mit zunehmender Schubspannung wird der Einfluss des Korndurchmessers geringer. Die Kornverteilung bei großen Schubspannungen entspricht der Kornverteilung der Ausgangsmischung [9].

Eine Mischsohle kann nicht durch nur einen Korndurchmesser repräsentiert werden, da Entmischungerscheinungen mit dieser Methode nicht dargestellt werden.

Versucht man die klassische Modellvorstellung nach Shields auf eine Mischsohle anzuwenden, indem man jede Kornfraktion gesondert betrachtet, bleiben Wechselwirkungen unterschiedlicher Korngrößen unbeachtet. Dieses führt bei kleinen Schubspannungen dazu, dass kleine

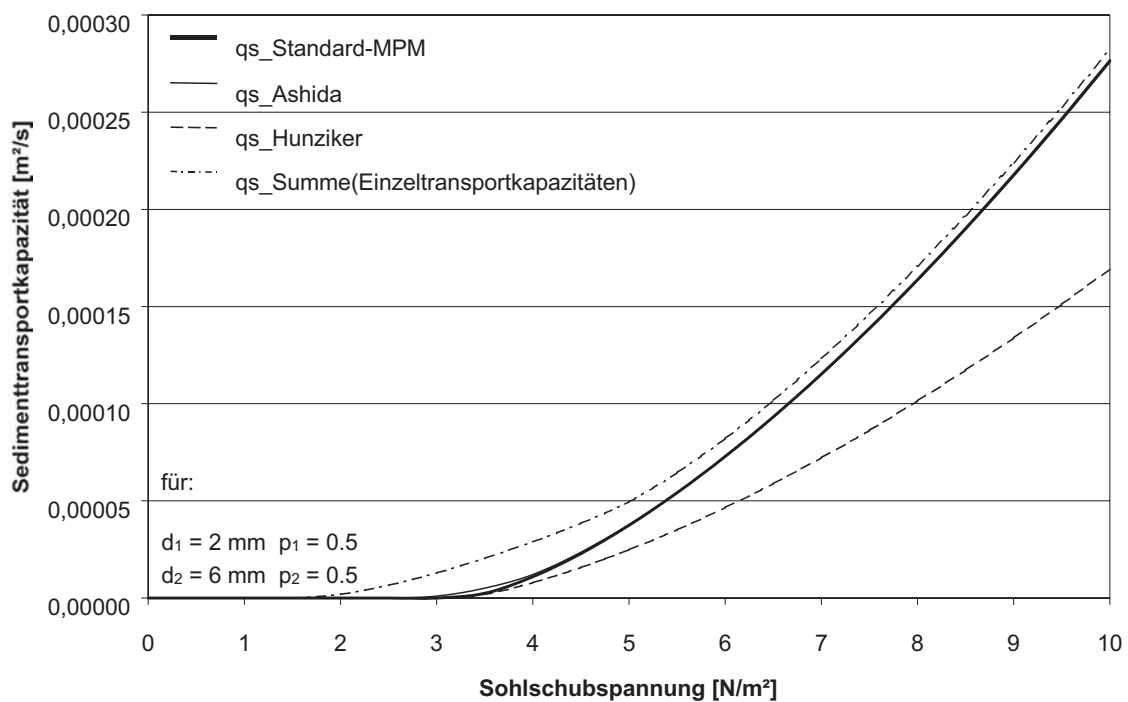


Abbildung 3.12: Geschiebetransportkapazität einer Mischsohle mit $d_1 = 2 \text{ mm}$ und $d_2 = 6 \text{ mm}$ und $p_1 = p_2 = 0,5$ der unterschiedlichen Verfahren

Korngrößen aus der Sohle erodieren. Eine vollständige Selektion, bis zur Bildung einer Sohle aus Einheitskorn ist die Folge.

Die Modellvorstellung von Egiazaroff ist Grundlage der Transportformel von Ashida und Michiue. Eine Wechselwirkung unterschiedlicher Korngrößen wird durch diesen Ansatz erfasst. Die Formel löst allerdings nicht auf, dass in physikalischen Modellen und in der Natur ein gleichzeitiger Bewegungsbeginn sämtlicher Korngrößen beobachtet wird. Anhand der ersten Versuchs von Günter wurde gezeigt, dass sich nach Ashida und Michiue hier nicht alle Korngrößen bewegen. Dieses steht im Widerspruch zu den Laborbeobachtungen. Hunziker bestätigt die Ergebnisse anhand einer numerischen Simulation.

Auf Grundlage dieses unbefriedigenden Ergebnisses formulierte er einen neuen Ansatz zum fraktionierten Geschiebetransport. Mit Hilfe des Ansatzes gelingt es ihm die Versuche von Günter erfolgreich nachzurechnen. Der Ansatz berücksichtigt die Wechselwirkung unterschiedlicher Korngrößen, geht dabei aber von einem gleichzeitigen Bewegungsbeginn aller Fraktionen aus. Der Ansatz verspricht als einziger der dargestellten die Versuche von Günter gut nachbilden zu können.

3.5 Besonderheiten bei der numerischen Simulation von Mischsohlen

3.5.1 Austauschschicht

Um Entmischungserscheinungen und Deckschichtbildung mit Hilfe eines numerischen Modells nachbilden zu können, ist es notwendig von dem Einkornkonzept bzw. dem Konzept gemittelter Korndurchmesser abzugehen. Weiterhin bedarf es in der Bereitstellung geeigneter Methoden für die Simulation Erweiterungen im numerischen Programm.

Durch den fraktionierten Transport ändert sich die prozentuale Verteilung der einzelnen Kornfraktionen in der Mischung. Erodierte Feststoffe werden allerdings nur aus der obersten Schicht entnommen. Tiefer liegendes Sediment wird durch die hydraulische Belastung nicht angegriffen. Das numerische Modell muss somit mindestens in der Lage sein, eine Ober- und Unterschicht aufzulösen.

Am folgenden Beispiel wird klar, wieso die Auslösung in Ober- und Unterschicht notwendig ist:

Betrachtet wird ein 'Kontrollvolumen' V_{ges} (3D-Element) mit einer relativ großen Tiefe T im Vergleich zur tatsächlich beanspruchten Sohltiefe. Die kritische Schubspannung τ_c wird mit Hilfe des charakteristischen Korndurchmessers d_m berechnet. Wird feines Material aus dem Element erodiert, ändert sich die Größe des charakteristischen Korndurchmessers d_m .

Tatsächlich bildet sich in einer beweglichen Mischsohle eine vertikale Schichtung aus. An der Oberfläche vergrößert sich das Material, während tiefer gelegene Schichten in ihrer Zusammensetzung unverändert bleiben. Berechnet man die kritische Schubspannung durch die Kornverteilung bezogen auf das Gesamtvolumen, bleibt unberücksichtigt, dass nur die oberste Schicht der Strömung ausgesetzt ist. Nur sie ist maßgebend in Bezug auf Widerstandsfähigkeit und Stabilität. Die kritische Schubspannung muss anhand eines Korndurchmessers bestimmt werden, der für den Strömungsangriff relevant ist. Dieses wird durch eine sogenannten Austauschschicht (engl. *mixing layer*) im numerischen Modell realisiert. Das Modellgebiet wird dabei nach wie vor durch 3D-Elemente mit der Tiefe T diskretisiert. Jedes Element beinhaltet zusätzlich an der Oberfläche eine Schicht mit einer geringeren Dicke h_M (Austauschschicht). Die Schichtstärke h_M bleibt über die gesamte Simulation konstant. Die Verwaltung der Schicht läuft programmintern. Wird Sediment erodiert, wird es aus der Austauschschicht entnommen. Für die Bilanzierung und Berechnung des charakteristischen Korndurchmessers, wird nicht mehr das gesamte Element herangezogen, sondern nur das Sediment der Austauschschicht. Somit wird die kritische Schubspannung des Bewegungsbeginns mit einem charakteristischen Korndurchmesser der hydraulisch beanspruchten Oberfläche der Sohle bestimmt. Abbildung 3.13 stellt schematisch ein 3D-Element mit vergrößerter Deckschicht dar.

Erosions- und Depositionerscheinungen können durch Differentialgleichungen (DGL) beschrieben werden.

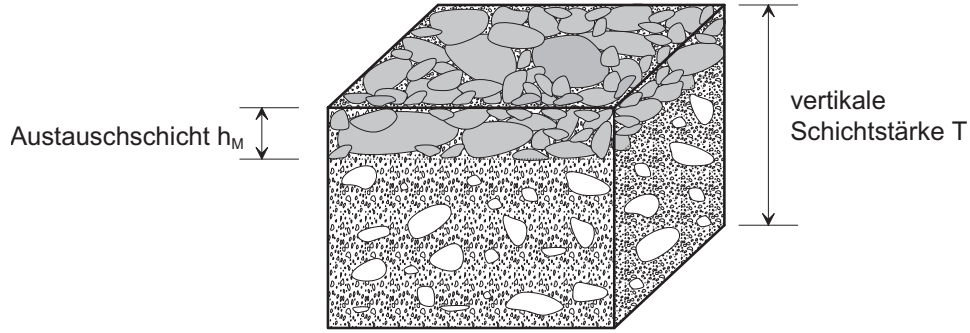


Abbildung 3.13: 3D-Element mit Selektion in der Austauschschiicht

Es wird davon ausgegangen, dass sich nicht nur das Teilvolumen V_i der Einzelfraktion, sondern auch das Volumen V_{ges} des Bezugskörpers zeitlich ändern kann.

Für die zeitlich Änderung der Einzelfraktionen $p_i = \frac{V_i}{V_{ges}}$ gilt laut Quotientenregel der Differentialrechnung [14]:

$$\frac{\partial p_i}{\partial t} = \frac{1}{V_{ges}} \left(\frac{\partial V_i}{\partial t} - \frac{V_i}{V_{ges}} \frac{\partial V_{ges}}{\partial t} \right) = \frac{1}{V_{ges}} \left(\frac{\partial V_i}{\partial t} - p_i \frac{\partial V_{ges}}{\partial t} \right)$$

Unterschieden werden müssen zwei Fälle:

1. Erosionsfall:

Werden Körner einer Fraktion aus der Austauschschiicht erodiert, verringert sich der prozentuale Anteil p_{Mi} der Fraktion in der Austauschschiicht. Da die Austauschschiicht über die gesamte Simulationszeit eine konstante Höhe und somit ein konstantes Volumen haben soll, muss Sediment aus der unteren Schicht in die Austauschschiicht gelangen. Die Auffüllung erfolgt proportional zum Vorhandensein der Fraktionen in der Unterschicht.

Die Differentialgleichung für den Erosionsfall lautet damit:

$$\frac{\partial p_{Mi}}{\partial t} = \frac{1}{V_{ges}} \left(\frac{\partial V_i}{\partial t} - p_i \frac{\partial V_{ges}}{\partial t} \right)$$

2. Depositionsfall:

Im Depositionsfall gibt p_i den Materialgewinn der Fraktion i an. Entsprechend der Verteilung in der Austauschschiicht muss Material an die untere Schicht abgegeben werden, damit die Dicke der Austauschschiicht konstant bleibt. Die Differentialgleichung für den Depositionsfall lautet:

$$\frac{\partial p_{Mi}}{\partial t} = \frac{1}{V_{ges}} \left(\frac{\partial V_i}{\partial t} - p_{Mi} \frac{\partial V_{ges}}{\partial t} \right)$$

Das oben beschriebenen Konzept weicht von den in der Literatur beschriebenen Konzepten dahin gehend ab, dass die Austauschschiicht in dem beschriebenen Konzept ein Teil des Sohlelementes ist, während die anderen Konzepte mit Schichten arbeiten, die auf der eigentlichen Sohle liegen.

Der Vollständigkeit halber werden an dieser Stelle kurz die Ansätze, die in der Literatur zu finden sind, vorgestellt. Hirano (1971) [8] formulierte erstmal eine DGL zur Austauschschiicht.

Er geht in seinen Ausführungen von einem 'one-layer'-Konzept aus. Die Schicht liegt auf der Sohle und ist nicht Teil von ihr.

Jüngere Untersuchungen zeigen, dass der Sedimenttransport nicht mit nur einer Schicht nach Hirano beschrieben werden kann.

Abhilfe schafft die Einführung einer zusätzlichen Schicht, die unter der Transportschicht angeordnet wird. Sie verhindert einen vertikalen Austausch von Feststoffen zwischen den oberen und unteren Schichten. Ribberink [19] gibt als Hauptgründe für die Entwicklung eines 'two-layer'-Konzeptes folgendes an:

1. Das Gleichgewicht-Experiment zeigt die Existenz einer Austauschschicht zwischen der Transportschicht und dem in der Unterschicht liegenden Sediment, welches nicht durch die Strömung angegriffen wird.
2. Im Fall einer Erosion, kombiniert mit einer sich nicht bewegenden Schicht aus feinerem Sediment als das transportierte Material, erhält das 'one-layer'-Modell einen elliptischen mathematischen Charakter, dessen numerische Lösung instabil wird.
3. Eine Simulation mit einem Labor-Experiment im 'Nichtgleichgewichtszustand' führt zu keinen befriedigenden Ergebnissen.

Vor allem instationäre Fließvorgänge und Unregelmäßigkeiten der Sohle (Riffel und Dünen) erfordern ein 'two-layer'-Konzept. Weiterhin sei darauf hingewiesen, dass bei einem layer-Konzept das Verhalten unterschiedlicher Fließgewässertypen (Kiesfluss, Sandfluss, etc.) allgemein nur durch ein Mehr-layer-Konzept formuliert werden kann. Sie ermöglichen auch erst die Simulation der Wechselwirkung zwischen Geschiebe- und Suspensionstransport [5].

3.5.2 Dicke der Austauschschicht

Das Gesamtvolumen V_{ges} der Austauschschicht berechnet sich aus einer konstant bleibenden Grundfläche A und einer Höhe h_M der Austauschschicht, die zunächst eine frei wählbare Größe ist, welche aber großen Einfluss auf die Ergebnisse der Simulation hat.

Eine Formel zur Bestimmung der Dicke der Austauschschicht (vgl. oben h_M) ist in Borah [4] zu finden:

$$d_{trans} = \frac{1}{1 - p} \frac{d_L}{\sum_{k=L}^K p_{trans,k}} \quad (3.7)$$

worin:

- | | | |
|---------------|-----------|--|
| p | $\hat{=}$ | Substratporosität |
| L | $\hat{=}$ | Nummer der kleinsten Fraktion (bezogen auf den Durchmesser), die immobil ist |
| d_L | $\hat{=}$ | zugehöriger mittlerer Durchmesser |
| $p_{trans,k}$ | $\hat{=}$ | jeweiliger Fraktionsanteil |

Für die Berechnung einer Schichtstärke nach Gleichung 3.7 benötigt man die 'Nummer der kleinsten Fraktion, die immobil ist' bzw. deren mittleren Durchmesser d_L . Nach dem Konzept des gleichen Bewegungsbeginns werden alle Korndurchmesser transportiert. Nach der Modellvorstellung von Egiazaroff werden sogar die großen Körner in einem Korngemisch zuerst transportiert. Die Formel kann somit nicht allgemeingültig für die Ermittlung einer Dicke der Austauschschicht verwendet werden.

Weiterhin problematisch ist, dass die Sohl-Topographie sehr unterschiedlich sein kann. Es können z.B. Riffel und Dünen im Gewässerbett vorhanden sein. Diese haben einen massiven Einfluss auf die zu wählende Dicke der Austauschschicht [19]. Besonders anzumerken ist, dass nicht nur das Vorhandensein von Riffel und Dünen berücksichtigt werden muss, sondern dass ebenfalls die Form und Höhe dieser Einfluss nimmt.

Marburger [15] untersucht den Einfluss unterschiedlicher Schichtstärken und stellt fest, dass sie bei sonst unveränderter Parameter den zeitlichen Verlauf der Erosion und das Endgefälle beeinflusst. Je größer die Schichtstärke, desto länger dauert die zwischenzeitliche Kornvergrößerung und desto geringer ist das Gefälle. Bei der Nachrechnung der Versuche von Günter wählt Marburger eine Schichtstärke von 2 cm und erzielt damit gute Ergebnisse. Bei einem maximalen Korndurchmesser von 6 mm entspricht das etwa dem dreifachen Korndurchmesser. Hunziker macht über die Größe der von ihm verwendeten Austauschschichtstärke keine Angaben.

Abschließend ist anzumerken, dass im Rahmen der vorliegenden Arbeit keine allgemeingültig anwendbare Formel zur Berechnung der Austauschschichtstärke benannt werden konnte. Weiterführende Untersuchungen sollten an dieser Stelle ansetzen.

3.6 Zusammenfassung

In Kapitel 2 sind zunächst die für diese Arbeit relevanten Grundlagen zum Geschiebetransport für Einheitskorn dargestellt. Kapitel 3 beschäftigt sich mit der Erweiterung der Ansätze auf Mischsohlen. Unterschiedliche Verfahren werden beschrieben und evaluiert. Es zeigt sich bereits anhand von Vorüberlegungen, dass nur der Ansatz von Hunziker verspricht, fraktionierten Geschiebetransport darstellen zu können.

Physikalische Modelle und Naturbeobachten zeigen Effekte, wie Entmischungerscheinungen und die Bildung einer stabilen Deckschicht. Ein numerisches Modell muss in der Lage sein, diese Effekte aufzulösen. Deshalb ist die Einführung einer Austauschschicht in der vertikalen Ebene erforderlich. Mit Hilfe von Differentialgleichungen für den Erosionsfall und den Depositionsfall, können die Vorgänge in der Austauschschicht mathematisch beschrieben werden. Problematisch ist allerdings die Wahl der Schichtstärke. Sie hat allerdings einen entscheidenden Einfluss auf die Ergebnisse der Simulation. Es ist jedoch nicht gelungen eine Formel zur Bestimmung der Austauschschichtstärke zu benennen.

Kapitel 4

Das Programmpaket SediMorph

4.1 Einführung

Hydrodynamisch-numerische Modelle (HN-Modelle) basieren auf den hydrodynamischen Grundgleichungen. Aufgrund ihrer Komplexität werden numerische Verfahren zur Lösung dieser Gleichungen verwendet. Die Topographie eines realen Gebietes wird durch ein Modellgebiet aus einem Gitter von Elementen diskretisiert. Die Eckpunkte eines Elements heißen Knoten.

Man unterscheidet im Wesentlichen zwischen orthogonalen, strukturierten und unstrukturierten Gittern. Übliche Gitter sind möglichst gedrungene Dreieck- und Viereckgitter, wobei an dieser Stelle vereinfacht angenommen wird, dass es sich bei orthogonalen Gittern um Rechteckgitter handelt, während unstrukturierte Gitter aus dreieckigen Elementen bestehen. Um strukturierte Gitter handelt es sich, wenn eine eindeutige Nachbarschaftsbeziehung der Gitter vorliegt [22].

Zur Lösung der hydrodynamischen Grundgleichungen werden Finite-Differenzen- (FDM), Finite-Elemente- (FEM) und Finite-Volumen-Methoden (FVM) verwendet. Dabei ist die Wahl des Gitters nicht unabhängig vom gewählten Lösungsverfahren. FDM sind für orthogonale Gitter relativ einfach zu formulieren. FEM können gut auf unstrukturierte Gitter angewendet werden und FVM können sowohl auf strukturierten, als auch auf unstrukturierten Gittern angewendet werden [22].

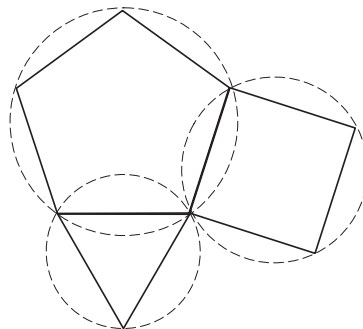


Abbildung 4.1: Schematische Darstellung eines orthogonalen, strukturierten Gitters (aus: [2])

Wie diese stark vereinfachte Einführung bereits zeigt, gibt es verschiedene Möglichkeiten der Formulierung numerischer Methoden, die unterschiedliche Anforderungen an die Diskretisierung des Modellgebietes (Gitters) stellen. Will man nicht nur den Wasserkörper, sondern auch die Morphodynamik der Gewässersohle berechnen, bedarf es der Berücksichtigung der entsprechenden Formeln.

Hierzu sind zwei Vorgehensweisen denkbar:

1. Integration der Morphodynamik in das Hydrodynamik-Programm
2. Ein eigenständiges Programm zur Simulation der Morphodynamik, welches verfahrensunabhängig über eine Schnittstelle mit Hydrodynamik-Programmen gekoppelt wird.

Ein bekanntes Problem bei der rechnergestützten Simulation ist, dass unterschiedliche Programme voneinander abweichende Ergebnisse erzeugen. Dabei spielt die Diskretisierung des Gebietes ebenfalls eine wichtige Rolle. Verfolgt man die erste Strategie (ein Programm für Morphodynamik und Hydrodynamik) und will unterschiedliche Programme vergleichen tritt folgendes auf:

Das erste Programm verwendet beispielsweise die FE-Methode, die auf Dreieckgittern basiert. Ein zweites Programm ist in der FV-Methode formuliert und das Modellgebiet wurde durch ein Viereckgitter diskretisiert. Aufgrund der verfahrensbedingten Abweichungen (Finite Methode und Gittergeometrie) ist es äußerst schwierig Aussagen über die Qualität der Simulation zu treffen und eventuelle Schwachstellen der Programme zu lokalisieren.

Verwendet man ein eigenständiges Morphodynamik-Programm, welches mit unterschiedlichen HN-Programmen gekoppelt werden kann, können die Simulationsergebnisse der Morphodynamik miteinander verglichen werden. Abweichungen sind dabei hauptsächlich vom HN-Programm verursacht worden. Durch dieses Vorgehen kann die verfahrensbedingte Unsicherheit, welche durch unterschiedliche Methoden und Gittergeometrien entsteht, weitgehend ausgeschlossen werden, da die Morphodynamik in allen Fällen mit dem selben Programm berechnet wird.

Das eigenständige Programm SEDIMORPH, in Entwicklung bei der BAW-DH, verfolgt genau diese Strategie und simuliert die Morphodynamik der Sohle in Fließgewässern in Kombination mit beliebigen HN-Programmen. Es ist in der Finite Volumen Methode (FVM) formuliert und kann mit beliebigen Hydrodynamik-Programmen, unabhängig auf welchem Verfahren diese basieren (FEM, FDM, FVM), gekoppelt werden. Die Verfahrensunabhängigkeit wird dadurch erreicht, dass SEDIMORPH auf orthogonal strukturierten Gittern basiert, die 3-, 4- oder sogar n-Ecke sein können. Abbildung 4.1 zeigt schematisch mögliche Elemente.

Berechnet man die reine Hydrodynamik, bleiben die Sohlenlage und die Eigenschaften an der Sohle während der gesamten Simulationszeit unverändert, was sich in konstanten morphologischen Parametern z. B. für die Kornrauheit widerspiegelt. Eine gleichbleibende Sohle findet man in Fließgewässern mit beweglicher Sohle jedoch nicht, was dazu führt, dass die Parameter über die Zeit variieren. Dieses hat wiederum Auswirkungen auf die Hydrodynamik. Eine

kombinierte Berechnung von Wassersäule und Sohle berücksichtigt die Änderung, indem es fortlaufend die Parameter aktualisiert.

In dieser Arbeit wird SEDIMORPH in Verbindung mit dem Hydrodynamik-Programm TELEMAC2D des Laboratoire d'Hydraulique der EDF-DER (Chatou, Paris) verwendet.

Die folgenden Erläuterungen sind weitgehend aus dem Validierungsdokument [2] des Programmpakets SEDIMORPH entnommen. Sie sind so aufgebaut, dass zunächst beschrieben wird, welche Steuerungen durch den Anwender vorgenommen werden. Im Anschluss wird auf die Programmstruktur eingegangen und die neu entwickelten Module werden beschrieben.

4.2 Programmsteuerung

Der Algorithmus des Programms besteht darin, dass ein morphologischer Datensatz (MDS) gelesen, manipuliert und neu geschrieben wird. Er beinhaltet sämtliche morphologische und sedimentologische Informationen über den Boden, die sowohl SEDIMORPH als auch das Hydrodynamik-Programm (HN-Programm) für die Simulation benötigen.

Das Konzept sieht vor, dass in einer Sedimentklassifizierungsdatei Sedimentklassen und ihre physikalischen Parameter definiert werden. Beispielsweise könnte in einer Datei die gesamte Udden-Wentworth-Skala zur Verfügung gestellt werden, ohne Aussagen über die Zusammensetzung von Böden treffen zu müssen. Die ipds-Datei greift nun auf die Sedimentklassifizierungsdatei zu und weist einzelnen Sedimentklassen einen prozentualen Anteil in der Gesamtmischung zu. Dabei ist nicht zwingend notwendig, dass sämtliche Sedimentklassen, die definiert sind auch in der ipds-Datei spezifiziert werden. Der große Vorteil an dieser Struktur ist, dass man für unterschiedliche Bodenarten auf die identische Klassifizierungsdatei zugreifen kann und lediglich die ipds-Datei anpassen muss.

Steuerdatei - steering file

In der Steuerdatei (*steering file*) definiert der Anwender:

- den Namen der Sedimentklassifizierungsdatei (*sediment classification file*)
- den Namen der Vertikal-Struktur-Datei (*vertical structure file*)
- den Namen des morphologischen Datensatzes der eingelesen wird (*MDS-input*)
- ob die Rauheit (*bed roughness*) von SEDIMORPH berechnet werden soll und ob dazu die Formrauheit berücksichtigt werden soll
- die anzuwendende Transportformel
- für jeden Feststoff, der einen eindeutigen Namen haben muss, ob er als Geschiebe oder in Suspension transportiert werden soll.

Als Beispiel ist ein Auszug einer Steuerdatei angegeben. Bei den Zeilen die mit # beginnen, handelt es sich um Kommentarzeilen. Sie dienen lediglich der Erläuterung.

Auszug:

```
# -----
# file name: sedimorph.dat
# -----
# Der Guenter-Versuch
# -----
BEGINDATA Input_Files
Sediment_Classification_File      = sediment_types.dat          SOIL
Input_Morphological_DataSet_ASC   = ipds.dat                    IPDS
Vertical_Structure_File           = vertical.sedimorph.dat       VERTICAL
ENDDATA Input_Files
# -----
BEGINDATA Bed_Roughness
Grain_Roughness_Included          = true
Ripple_Roughness_Included         = false
Dune_Roughness_Included           = false
ENDDATA Bed_Roughness
# -----
BEGINDATA Bed_Load_Transport
Transport_Formula                  = Hunziker
ENDDATA Bed_Load_Transport
# -----
BEGINDATA Sediment_Class
Sediment_Class_Name               = Fraktion_1
Transport_Mode                    = Bed_Load
ENDDATA Sediment_Class
# -----
```

Sedimentklassifizierung - sediment classification file

In der Sedimentklassifizierungsdatei wird für jede Sedimentklasse ein eindeutiger Name (Soil_Name) vergeben. Um Fehler bzw. Verwechslungen bei der Parameterübergabe weitgehend auszuschließen, wird in der Steuerdatei dieser Name und nicht die abstrakte Material-ID-Nummer verwendet (vgl. Sediment_Class_Name in der Steuerdatei).

Weiterhin wird in der Sedimentklassifizierungsdatei für jede Sedimentklasse ein repräsentativer Korndurchmesser (vgl. Phys_Id_and_value = 626) und eine mittlere Dichte (vgl. Phys_Id_and_value = 1136) festgelegt.

Auszug:

```
# -----
# file name: sediment_types.dat
# -----
#           a few examples:  626 == Korndurchmesser [m]
#                           1136 == Korndichte      [kg/m**3]
```

```
#
#  !!!!!!!  Name and Material Id must be _unique_
#  !!!!!!!  within each block physical id number must be also unique
#  -----
Soil_Name           = Fraktion_1
Material_Id_Number = 1
Phys_Id_and_Value  = 626  0.00051
Phys_Id_and_Value  = 1136 2650.
#  -----
```

ipds-Datei - initial physical dataset

Die Datei ipds.dat (*initial values of physical data sets*) dient der Initialisierung von physikalischen Konstantwerten im Gesamtgebiet, wie z. B. Salinität, Temperatur, prozentualer Anteil einer Sedimentklasse in der Gesamtmischung (*sediment fraction*), Riffelhöhen. Mit Hilfe dieser Werte werden die Anfangswerte im Gesamtgebiet vorgelegt. Folgendes Beispiel zeigt die Belegung des prozentualen Anteils (*sediment fraction*) der Kornklassen, die Fraktion_1 bis Fraktion_6 heissen. Hierbei handelt es sich um den willkürlich gewählten, aber eindeutig definierten Namen (Soil_Name), der in der Sedimentklassifizierungsdatei festgelegt wird.

Auszug:

```
#  -----
#  file name: ipds.dat
#  -----
#  Definition von physikalischen Konstantwerten fuer das Gesamtgebiet
#  -----
#  Ausgangsmischung I von Versuch 1 (Guenter-Versuche)
#
sediment_fraction  = Fraktion_1      0.359
sediment_fraction  = Fraktion_2      0.208
sediment_fraction  = Fraktion_3      0.119
sediment_fraction  = Fraktion_4      0.175
sediment_fraction  = Fraktion_5      0.067
sediment_fraction  = Fraktion_6      0.072
pore_water_fraction =                  0.0
#  -----
```

Vertikale Schichtung

Um morphologische Berechnungen durchführen zu können, benötigt man ein dreidimensionales Gitter. Erzeugt wird dieses Gitter aus einem zwei-dimensionalen Gitter, indem Horizonte in dem Gesamtgebiet festgelegt werden. Weiterhin ist es möglich einzelne Teilbereiche (Zellen) zu selektieren und modifizieren. Dazu wird für jede Zelle die Tiefenlage der Sohlenoberfläche und ein nicht erodierbarer Horizont definiert. Das Beispiel zeigt eine vertikale Diskretisierung. Diskretisiert wird in dem gesamten Gebiet nur ein Layer mit einer Schichtstärke von einem Meter.

Auszug:

```
# -----  
# file name: vertical.sedimorph.dat  
# -----  
Layer_Depth      = 0.0000000  
Layer_Depth      = 1.0000000  
# -----
```

4.3 Programmstruktur und Programmierung von Modulen

Das gesamte SEDI-MORPH-Paket basiert auf einer modularen Datenstruktur. Das Benutzer-Interface (*user interface*) stellt sämtliche Methoden des globalen Datensatzes zur Verfügung. Ebenso stellt es Methoden zur Allokierung, Initialisierung und Deallokierung bereit. Weiterhin bildet es die Schnittstelle zwischen dem Morphodynamik- und Hydrodynamik-Programm und ist deswegen ein öffentliches Modul (*public module*).

Jedes Modul benutzt das Modul *mod_m_sedimorph_data*. Das Modul *mod_m_sedimorph_steer* liest die Steuerdatei (*steering file*) und überträgt die Daten in das Modul *mod_m_sedimorph_data*. Ein Modul *mod_m_sedimorph_errors* überprüft die Daten und deren Transfer auf Fehler und gibt ggf. entsprechende Fehlermeldungen.

Die privaten Module (*private modules*) zeichnen sich dadurch aus, dass sie nur vom SEDI-MORPH-Kern benutzt werden, während das öffentliche Modul (*public module*) von dem Programmierer modifiziert wird, der die Koppelung von Hydrodynamik und Morphodynamik bereitstellt (siehe auch Abschnitt 4.3). Abbildung 4.2 zeigt anhand einiger Module die Strukturierung des SEDI-MORPH-Programmpakets. Das Modul *mod_m_sedimorph_bed_roughness* berechnet die aktuelle Sohlrauheit nach Nikuradse, das Modul *mod_m_sedimorph_init_of_motion* ermittelt die kritische Schubspannung nach Shields für den charakteristischen Korn-durchmesser. Er wird im Modul *mod_m_sedimorph_data* berechnet. Implementiert ist Verfahren 3 (siehe Abschnitt 3.1.5). Die Module *mod_m_sedimorph_vanrijn*, *mod_m_sedimorph_meyerpetermueller* und *mod_m_sedimorph_hunziker* verwenden unterschiedliche Transportformeln. Das Modul *mod_m_sedimorph_exchange_layer* stellt Methoden für die Austauschschicht bereit.

Allgemeine Konventionen

Das Programm SEDI-MORPH wird in der Sprache FORTRAN 90 programmiert. Es werden die *European Standards for Writing and Documentation of Exchangeable FORTRAN 90 codes* angewendet. Hierin werden Vereinbarungen bzgl. des Programmier-Stils getroffen. So wird z. B. festgelegt, dass im Quellcode keine Leerzeilen (*blank lines*) benutzt werden, dass alle Schlüsselwörter (*FORTRAN keywords*) groß geschrieben werden, während Variablen, Parameter oder Methoden klein geschrieben werden. Der Quellcode soll nicht mehr als 78 Zeichen pro Zeile verwenden, damit er systemunabhängig in jedem Editor problemlos ohne Zeilenumbruch gelesen werden kann. Des Weiteren wird mit dieser Standardisierung festgelegt, dass

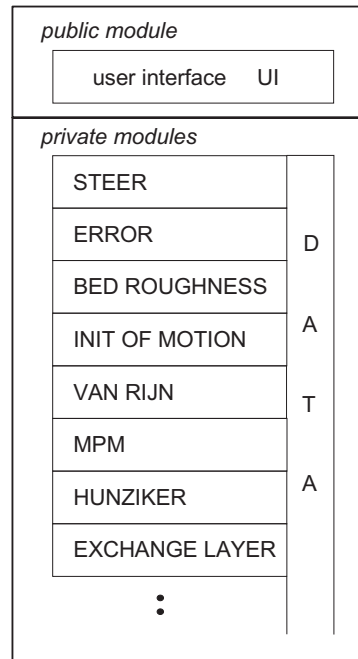


Abbildung 4.2: Struktur des SEDIMORPH-Pakets (nach: [2])

grundsätzlich ein IMPLICIT NONE zu verwenden ist. Dieses bedeutet, dass man jeder verwendeten Variablen explizit einen Typ zuweisen muss (in FORTRAN 90 sind z. B. alle Variablen, die mit 'i', 'j', 'k' beginnen, als INTEGER vordefiniert - diese Vordefinition wird durch IMPLICIT NONE ausgeschaltet).

Außerdem besteht für FORTRAN 90 die Möglichkeit Kommentarzeilen, die mit '!!' beginnen automatisch auszulesen. Mit dem Public Domain Tool 'f90doc' kann aus diesen Kommentarzeilen automatisch eine HTML-Dokumentation erstellt werden.

Sedimorph-Bibliotheken

Die in SEDIMORPH verwendeten Module sind in zwei unterschiedlichen Bibliotheken zu finden:

1. Basis-Bibliothek (*base library*):

Jedes Modul in der Basis-Bibliothek ist darauf beschränkt, lediglich Methoden aus Modulen der Basis-Bibliothek zu verwenden. Module aus anderen Bibliotheken dürfen nicht verwendet werden. Die Basis-Bibliothek enthält Module, die auch von anderen Programmsystemen genutzt werden.

2. SEDIMORPH-Bibliothek (SEDIMORPH library):

Module, die in dieser Bibliothek stehen, werden nur von SEDIMORPH genutzt. Einzige Ausnahme ist das Modul *mod_p_sedimorph_ui*. Jedes Modul hat einen eindeutigen (selbsterklärenden) Namen.

Die Module der Basis-Bibliothek heißen *mod_b_name*, die Module der SEDIMORPH-Bibliothek heißen *mod_m_sedimorph_name*. In der Basis-Bibliothek befindet sich beispiels-

weise das Modul *mod_b_grain*, welches einen Datentyp *t_grain* definiert. Mit ihm kann ein Einzelkorn beschrieben werden. Weiterhin stellt es Methoden zur Operation auf dem Datentyp *t_grain* bereit. In der SEDIMORPH-Bibliothek befinden sich Module, wie z. B. die Module zur Berechnung von Transportraten.

Benutzer-Interface - user interface (UI)

Das primäre Ziel ist es, den Datenaustausch zwischen Hydrodynamik und Morphodynamik zu minimieren. Wenn beispielsweise ein HN-Programm eine Rauheit anfordert und sich in SEDIMORPH die aktuelle Zeit (*actual time*) geändert hat, berechnet SEDIMORPH eine neue aktuelle Rauheit und stellt sie für das HN-Programm bereit.

Damit der Umgang und die Verwendung des SEDIMORPH-Paketes möglichst einfach gehalten wird, wird ein sogenanntes Benutzer-Interface (*user interface - UI*) vorgesehen. Es bildet die Schnittstelle für den Datenaustausch und heisst *mod_p_sedimorph_ui*. In ihm stehen alle Methoden, die zum Austausch von Daten mit einem HN-Programm für die sedimentologische und morphologische Berechnung und Simulation notwendig sind. Es beinhaltet *set_-* und *get_-*Funktionen. Wobei die *set_-*Funktionen den ersten Datentransfer nach SEDIMORPH übernehmen, während die *get_-*Funktionen Daten aus dem Paket SEDIMORPH auslesen.

4.4 Erweiterung und Modifikation des Funktionsumfangs von SediMorph

Die Wahl der geeigneten Transportkapazitätsformel für die Verwendung in einem numerischen Modell ist von der Schubspannungserfassung in der Transportformel abhängig [15]. Ein weiteres Kriterium ist die Ähnlichkeit der Daten, welche für die Formulierung der empirischen Formel herangezogen wurden, mit den Verhältnissen, die durch das morphodynamische Modell nachgebildet werden sollen.

Im Rahmen dieser Arbeit soll das Programmpaket SEDIMORPH um die Funktion der Berechnung fraktionierten Geschiebetransports erweitert werden. Für Berechnungen von Fließgewässern mit groben Sohlmaterial bei denen Sortierungsprozesse keine Rolle spielen, wird ein Modul entwickelt, welches die Formel nach Meyer-Peter und Müller verwendet. Um Entmischungerscheinungen modellieren zu können wird die Transportformel von Hunziker in das Programm-Paket eingebunden. Hierfür ist die Entwicklung eines Moduls notwendig, welches in vertikaler Richtung eine Austauschschicht verwaltet.

Weiterhin wird das Modul *mod_m_sedimorph_init_of_motion* zur Berechnung der kritische Schubspannung nach Shields modifiziert. Es verwendet die in van Rijn [20] vorgeschlagene Formel, die einen Korndurchmesser d_{50} benutzt. Hierbei handelt es sich um eine einfache, schnelle Methode, zur Ermittlung eines mittleren Korndurchmessers, die allerdings allgemein zu keinen guten Ergebnissen bei der Bestimmung eines charakteristischen Korndurchmessers der Schubspannungsberechnung führt (siehe Kap. 3.1.2). Die Verfasserin vermutet, dass der

Median in einigen Darstellungen verwendet wird bzw. wurde, da die Bestimmung sehr einfach ist, wenn eine Körnungslinie in graphischer Form vorliegt. Die von van Rijn angegebene und in SEDIMORPH implementierte Formel zur Berechnung der kritische Schubspannung wird dahin gehend geändert, dass sie nun den als charakteristisch definierten Korndurchmesser d_m (siehe Abschnitt 3.1.4) verwendet.

4.4.1 Das Modul zur Berechnung der Transportrate nach Meyer-Peter und Müller

Ein Modul zur Berechnung der Geschiebetransportrate nach van Rijn (1986) für Einheitskorn (bzw. für gemittelte Korndurchmesser d_m nach Shields) wurde zu Beginn der Arbeit von der BAW-DH zur Verfügung gestellt. Das Modul heisst *mod_m_sedimorph_vanrijn*. Auf Grundlage dieses Moduls wird ein Modul entwickelt, welches die Transportrate nach Meyer-Peter und Müller berechnet. Der Anwender kann somit zwischen zwei unterschiedlichen Formeln zur Berechnung der Transportrate von Einheitskorn wählen. Die Transportformel von van Rijn ist dabei eher für kleine Korndurchmesser, während die Formel von Meyer-Peter und Müller für Sedimente aus Sand und Kies gültig ist. Es sei an dieser Stelle aber ganz klar darauf hingewiesen, dass weder durch die Transportformel von van Rijn, noch durch die von Meyer-Peter und Müller, Phänomene des fraktionierten Geschiebetransports berechnet werden können.

4.4.2 Das Modul zur Berechnung der Transportrate nach Hunziker

Das Modul *mod_m_sedimorph_hunziker* implementiert das Verfahren zum fraktionierten Geschiebetransport nach Hunziker. Es unterscheidet zwei unterschiedlichen Funktionen. Zum einen berechnet es die skalare Geschiebetransportkapazität einer Sedimentklasse mit Hilfe der Gleichungen aus Kapitel 3.4.4. Zum anderen wird ein Feld von vektoriellen Geschiebetransportkapazitäten für beliebig viele Sedimentklassen berechnet. Hierzu werden die skalaren Geschiebetransportkapazitäten aufsummiert.

Ein besonderes Merkmal bei der Implementierung ist, dass die Ausgleichsfunktion φ keine Werte größer als 4,0 annimmt. Hunziker gibt für die Ausgleichsfunktion in seiner Arbeit keine obere Begrenzung an. Es ist jedoch festzustellen, dass sie bei kleinen Schubspannungen sehr groß wird, wodurch die Transportrate der kleinen Fraktionen ebenfalls sehr groß wird. Mit der Begrenzung von φ auf maximal 4,0 werden in dieser Arbeit gute Ergebnisse erzielt (siehe hierzu Kapitel 5.4).

4.4.3 Das Austauschschichtmodul

Das Modul *mod_m_sedimorph_exchange_layer* besteht aus zwei Methoden. Zunächst wird die Initialisierung der Austauschschicht und der prozentualen Zusammensetzung (*sediment fraction*) in der Austauschschicht vorgenommen. Die Dicke der Austauschschicht wird fest mit dem dreifachen maximalen Korndurchmesser ($3 * d_{max}$) berechnet.

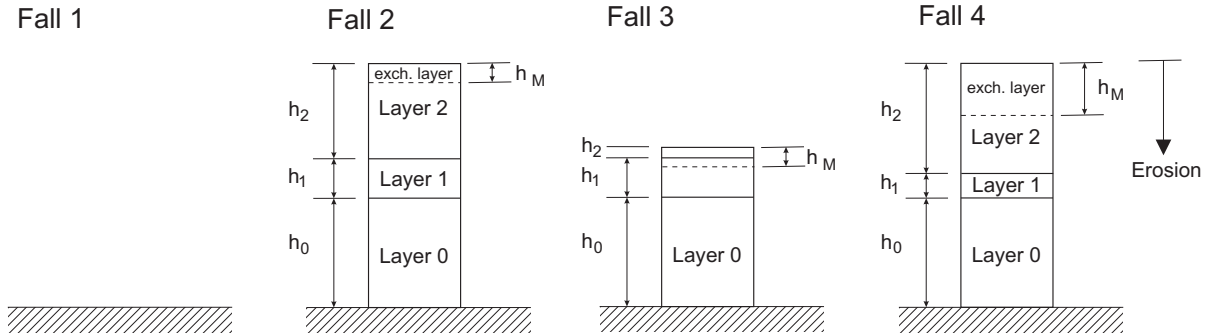


Abbildung 4.3: Schematische Darstellung der vertikalen Schichtung einer Zelle mit Austauschschicht

Damit sind vier unterschiedliche Fälle zu berücksichtigen:

1. es liegt kein erodierbares Material vor, da ein nichterodierbarer Horizont erreicht wurde: der prozentuale Anteil der Sedimente wird auf null gesetzt.
2. die Austauschschicht liegt komplett in dem obersten Layer: der prozentuale Anteil der Kornklassen entspricht den Anfangswerten des obersten Layers.
3. die Austauschschicht liegt in den beiden obersten Layern: der prozentuale Anteil jeder Kornklasse in der Austauschschicht wird aus den Anfangswerten der beiden Layer berechnet und entsprechend der jeweiligen Dicke gewichtet.
4. Durch eine Abfrage wird sicher gestellt, dass die Dicke der Austauschschicht nicht größer ist, als die Dicke des kleinsten Layers der vertikalen Diskretisierung. So wird verhindert, dass sich die prozentuale Zusammensetzung in der Austauschschicht aus drei Layern berechnet.

Abbildung 4.3 zeigt die möglichen Fälle zur Ermittlung der Zusammensetzung in der Austauschschicht. Fall 1 zeigt eine Sohle mit nicht erodierbarem Horizont. Im 2. Fall liegt die Austauschschicht komplett in der obersten Schicht. Die Tiefe des Layers 2 ist in diesem Fall größer als die Schichtstärke h_M der Austauschschicht. Ist die Schichtstärke der Austauschschicht größer als die Layerdicke von Layer 2 ist (Fall 3), wird die prozentuale Zusammensetzung in der Austauschschicht gewichtet aus den beiden oberen Schichten berechnet. Aufgrund einer Sicherheitsabfrage wird Fall 4 programmtechnisch verhindert.

Ferner wird in dem Modul *mod_m_sedimorph_exchange_layer* die aktuelle prozentuale Zusammensetzung in der Austauschschicht berechnet. Der Erosionsfall wird explizit gelöst. Im folgenden wird der Depositionsfall näher erläutert. Grundlage hierzu ist die Differentialgleichung:

$$\frac{\partial p_{Mi}}{\partial t} = \frac{1}{V_{ges}} \left(\frac{\partial V_i}{\partial t} - p_{Mi} \frac{\partial V_{ges}}{\partial t} \right)$$

Da der Depositionsfall bei einer expliziten Lösung instabil wird, wird hier ein implizites Verfahren gewählt. Es wertet den Differentialausdruck zum unbekannten Zeitschritt t^{n+1} aus. Diskretisiert ergibt sich:

$$\frac{p_{Mi}^{n+1} - p_{Mi}^n}{\Delta t} = \frac{1}{V_{ges}} \left(\frac{\partial V_i}{\partial t} - p_{Mi}^{n+1} \frac{\partial V_{ges}}{\partial t} \right)$$

und nach p_{Mi}^{n+1} aufgelöst folgt:

$$p_{Mi}^{n+1} = \frac{p_{Mi}^n + \frac{\Delta t}{V_{ges}} \frac{\partial V_{Mi}}{\partial t}}{1 + \frac{\Delta t}{V_{ges}} \frac{\partial V_{ges}}{\partial t}}$$

Das implizite Verfahren ist hier nicht rechenintensiver als das explizite Verfahren, da kein gekoppeltes Gleichungssystem entsteht. Wesentlicher Vorteil des impliziten Verfahrens gegenüber dem expliziten sind die besseren Stabilitätseigenschaften. Weiterhin verkraftet es größere Zeitschritte als das explizite Verfahren.

Kapitel 5

Die Laborversuche von Günter

Die Dissertation von Arthur Günter, im Jahr 1971 [7] an der E.T.H. Zürich geschrieben, beschäftigt sich mit der Ermittlung der kritischen mittleren Sohlschubspannung bei Geschiebemischungen. Günter liefert detaillierte Ergebnisse von Labor-Versuchen. Diese Ergebnisse können als Beurteilungsgrundlage für die Ergebnisse einer numerischen Simulation des Geschiebetransportes heran gezogen werden. Besonders geeignet sind die Versuche für grundlegende erste Tests eines neuen Programms oder Fraktionierungsverfahrens, da sie in einer einfachen Geometrie mit stationären Strömungsverhältnissen entstanden sind. Verwendet wurde ein nichtbindiges Sand-Kies-Gemisch. Kohäsionseffekte brauchen somit nicht berücksichtigt zu werden.

5.1 Aufbau und Durchführung der Versuche

Günter macht in einem 40 m langen und 1 m breiten Rechteckgerinne Untersuchungen zum Geschiebetransport. Der Versuchsaufbau ist der Abb. 5.1 schematisch zu entnehmen.

In die Rinne wird Sediment mit einem vorgegebenen Gefälle und vorgegebener Körnungslinie eingebaut und von Wasser überströmt. Hierdurch wird Sediment aus der Sohle erodiert. Während eines Versuchs wird dem Gerinne kein Material zugeführt.

Um im Gerinne möglichst Normalabfluss zu gewährleisten, wird ein Einlaufbereich vorgesehen. Das erodierte Material wird in einem Absetzbecken aufgefangen und von Zeit zu Zeit analysiert. Vor Start eines Versuchs wird die Rinne vorsichtig von beiden Seiten unter Wasser gesetzt; so wird gewährleistet, dass die Erosion erst einsetzt, nachdem Wasser fließt und nicht schon Material mit dem ersten Einlaufschwall mitgerissen wird.

Verwendet werden drei unterschiedliche Ausgangsmischungen mit bekannter Kornverteilung (siehe Abbildung 5.2). Insgesamt werden 10 Versuche gefahren. Versuch 1-4 wird mit Ausgangsmischung I, Versuch 5-7 mit Ausgangsmischung II und Versuch 8-10 mit Ausgangsmischung III durchgeführt. In den unterschiedlichen Versuchen wird jeweils das Anfangsgefälle und der Durchfluss variiert. Jeder Versuch wird solange durchgeführt, bis sich die Sohlenlage nicht mehr messbar verändert, was zu einer Versuchsdauer von ca. 4 bis 6 Wochen pro Versuch führt. In Tabelle 5.1 sind die wesentlichen Größen der Günter-Versuche zusammen-



1	2	3	4	5	6	7	8	9
		Q [l/s]	I_{Anfang} [%]	I_{Grenz} [%]	h [cm]	\bar{u} [m/s]	$d_{m,Anfang}$ [mm]	$d_{m,Ende}$ [mm]
1	I	32,3	0,400	0,3916	6,20	0,520	2,14	3,78
2		38,8	0,325	0,3331	7,20	0,539	2,14	3,85
3		56,0	0,250	0,2327	9,91	0,565	2,14	4,07
4		66,0	0,200	0,1896	11,68	0,565	2,14	4,00
4a		66,0	0,1896*)	0,1975	11,42	0,578	2,14	3,97
5	II	31,0	0,350	0,3309	6,63	0,468	1,39	3,85
6		48,0	0,225	0,2233	9,13	0,526	1,39	3,81
6a		48,0	0,2233*)	0,2275	9,14	0,525	1,39	3,89
7		72,0	0,140	0,1438	13,14	0,548	1,39	3,80
8	III	29,7	0,550	0,5559	5,33	0,557	2,71	4,24
9		39,4	0,400	0,4176	6,87	0,544	2,71	4,25
9a		39,4	0,4176*)	0,4059	7,14	0,552	2,71	4,22
10		68,8	0,225	0,2431	11,18	0,615	2,71	4,23

*) Grenzgefälle des vorangegangenen Versuchs

Tabelle 5.1: Zusammenstellung der Versuchswassermengen, Sohleinbaugesfälle, Sohlgrenzgefälle, Wasserstände, mittlere Fließgeschwindigkeiten und charakteristischen Korndurchmessern der Versuche von Günter [7]

gefasst. Sämtliche Messungen werden von Günter im Mittelteil der Rinne durchgeführt, da hier Normalabfluss angenommen wird.

Der Spalte 1 ist die jeweilige Versuchsnummer zu entnehmen. Spalte 2 gibt die eingebaute Ausgangsmischung an. Der Durchfluss (Spalte 3) bleibt während der gesamten Versuchsdauer konstant. Die Wassertiefe h (Spalte 6) bezieht sich auf den Endzustand, bei dem sich die Sohlenlage nicht mehr ändert, die mittlere Geschwindigkeit (Spalte 7) berechnet sich aus $\bar{u} = Q/A$, mit $A = b * h$, wobei $b = 1,0$ m.

Die charakteristischen Korndurchmesser $d_{m,Anfang}$ und $d_{m,Grenz}$ beziehen sich auf die Ausgangsmischung (Spalte 8) und die Deckschicht (Spalte 9). Günter wählt bei seinen Versuchen ein Anfangsgefälle, das annähernd dem Grenzgefälle entspricht (vgl. Spalte 4 und 5). Unter Grenzgefälle ist das Gefälle zu verstehen, welches bei gegebenen konstanten Abfluss den Transportbeginn einer hydraulisch unbelasteten Sohle (ohne Deckschicht) definiert. Da der Wasserspiegel im Absetzbecken durch eine bewegliche Schütze konstant gehalten wird, stellt sich eine Rotationserosion ein, die zu einer Abnahme des Gefälles führt (siehe Abbildung 5.3). Damit einher geht eine Abnahme der Schubspannung bis ein Grenzzustand erreicht ist. Die Sohlenlage im Gerinne ändert sich im Grenzzustand nicht mehr.

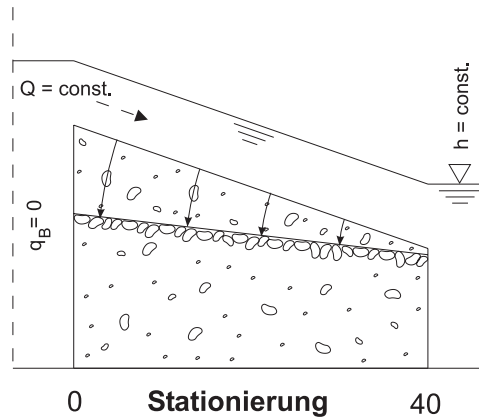


Abbildung 5.3: Prinzipskizze zur Rotationserosion (stark überhöht dargestellt) nach Hunziker [9]

5.2 Versuchsergebnisse

Die Ergebnisse der zeitlichen Änderung des Erosionsmaterials liefert Günter nur für Versuch 6 anhand einer Grafik (siehe Abb. 5.4). Weitere quantitative Ergebnisse zur zeitlichen Entwicklung der Fraktionsanteile stellt er nicht zur Verfügung, gibt aber folgende qualitative Beobachtung:

'Der bei Versuchsbeginn einsetzende, anfänglich sehr heftige Abtrag der Sohle war dadurch charakterisiert, dass das erodierte Sohlenmaterial in ausgeprägten Geschiebebänken durch die Rinne transportiert wurde, wobei die Fronten dieser Bänke mehr oder weniger gradlinig und senkrecht zur Rinnenachse verliefen. Bereits nach ca. 1 bis 3 Stunden Versuchsdauer verlangsamte sich der Abtrag der Sohle derart, dass nicht mehr genügend Material zur Bildung solcher Bänke vorhanden war. In zunehmendem Maße wurde jetzt das transportierte Material durch die vorhandenen Sekundärströmungen zu Längsstreifen zusammengetrieben, wobei innerhalb dieser Streifen meist deutliche Riffelstrukturen erkennbar waren. Nach ca. 10 bis 30 Stunden Versuchsdauer verschwanden auch diese Streifen vollständig und es bot sich bereits das Bild einer gleichmäßig abgepflasterten Sohle ohne jegliche Strukturen. Zu diesem Zeitpunkt (d.h. nach ca. 2 bis 5 % der totalen Versuchsdauer) befanden sich bereits ca. 60 bis 80 % des im ganzen Versuch abgetragenen Sohlenmaterials im Absetzbecken. Während sich die Sohle in den restlichen 95 bis 98 % der Versuchsdauer asymptotisch der Lage im Grenzzustand näherte, nahm die Menge des pro Zeiteinheit abgetragenen Sohlenmaterials sukzessive ab. Transportiert wurde jetzt das erodierte Material nicht mehr in Bänken oder Streifen, sondern in Form vereinzelter Gesteinskörner oder ganz kleiner Gruppen von Körnern. Mit dem Abtrag einher ging eine allmähliche Vergröberung der Deckschicht.' [...]

Anhand von Abbildung 5.4 können die qualitativen Beobachtungen gestützt werden. Es ist zu erkennen, dass das erodierte Material der ersten Entnahme einen hohen Anteil an feinen Komponenten enthält. Am Anfang wird sehr viel feines Material aus der hydraulisch unbelasteten

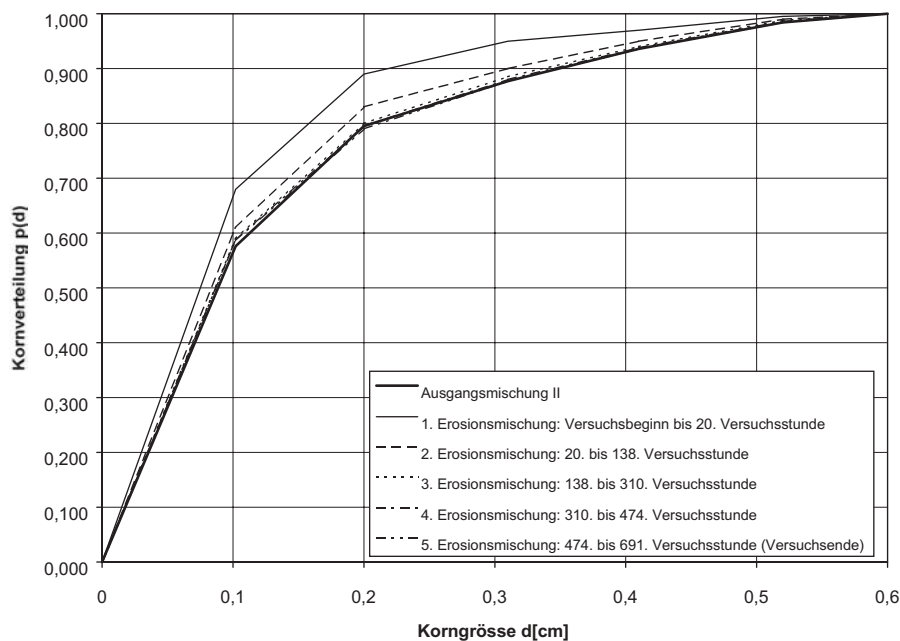


Abbildung 5.4: Zeitliche Änderung in der Zusammensetzung des erodierten Sohlenmaterials bei Versuch 6

Sohle erodiert. Im Verlauf des Versuchs nähert sich die Erosionsmischung immer mehr der Ausgangsmischung an, bis sie im Grenzzustand schließlich der Ausgangsmischung entspricht. Eine solche Übereinstimmung zwischen Erosions- und Ausgangsmischung beobachtet Günter in allen durchgeführten Versuchen.

Um die Aussagen über die Deckschichtbildung weiter verallgemeinern zu können, macht Günter ausgehend von den Grenzzuständen der Versuche 4, 6 und 9 weitere Versuche. Bei gleichbleibender Wassermenge werden die Regulierschütze im Absetzbecken etwas abgesenkt (0,6 cm bei Versuch 4a, 0,9 cm bei Versuch 6a und 1,2 cm bei Versuch 9a). Dadurch stellt sich eine Senkungskurve im Gerinne ein. Die Sohlschubspannung wächst rinnenabwärts an. Günter beobachtet ein rasches Anwachsen des Sohlengefälles in der ersten Versuchsphase gefolgt von einem allmählichen 'Drehen' der Sohle in einem Grenzzustand. Die Deckschicht besteht aus dem identischen Material, wie die der zugehörigen Vorversuche. Günter schließt daraus, dass unterschiedliche Anfangsbedingungen keinen Einfluss auf die Deckschichtzusammensetzung haben.

Durch die Versuche können nicht nur Aussagen zur zeitlichen Änderung der Kornverteilung einer hydraulischen unbelasteten Sohle, welche dann hydraulisch belastet wird, gemacht werden, sondern es sind auch Aussagen zur Vergrößerung des Sohlenmaterials bis zum Erreichen einer Deckschicht (auch Abpflasterungsschicht genannt) möglich.

Zum Bewegungsbeginn beobachtet Günter folgendes: [...] *'Unter der Voraussetzung, dass eine (homogene) Mischsohle noch keine Abpflasterungsschicht aufweist, geraten hier bereits bei sehr geringen Sohlschubspannungen vereinzelt, vorwiegend feine Körner der Mischung in*

Bewegung. Falls die Geschiebezufuhr auf die Sohle unterbunden ist, setzt damit ein Abtrag der Sohle ein, der jedoch (bei gleichbleibender Sohlenschubspannung) von selbst allmählich wieder zum Stillstand kommt, indem sich eine stabile, vorwiegend aus groben Komponenten der Mischung zusammengesetzte Deckschicht ausbildet (natürliche Sohlenpflasterung). Eine solche stabile Deckschicht entsteht allerdings nur dann, wenn auf die Sohle eine Sohlenschubspannung wirkt, die unterhalb eines gewissen Grenzwertes liegt, während bei Sohlenschubspannungen oberhalb dieses Grenzwertes keine Selbststabilisierung eintritt.' [...] 'Wird die mittlere Sohlenschubspannung über einer Mischsohle im Grenzzustand ($\bar{\tau} = \bar{\tau}_{c(M)}$, stabile Deckschicht) um einen beliebig kleinen Betrag erhöht, so hat dies zur Folge, dass der kritische Zustand an einzelnen Körnern der Deckschicht überschritten wird. Wie die Beobachtung während der Versuche 4a, 6a und 9a gezeigt hat, sind es stets die größten, am weitesten in die Strömung hineinragenden Körner (D_{max}) der Deckschicht, die als erste in Bewegung geraten. Es sind somit diese Körner, die als maßgebend zu betrachten sind, während die feineren Komponenten, die im Strömungsschatten der dominierenden groben Komponenten liegen, primär nicht gefährdet sind.'

In Tabelle 5.2 werden die Kornverteilungen von Ausgangsmischung und Deckschicht der Günter-Versuche angegeben. Mischung I bis III beziehen sich auf die Ausgangsmischungen. Mischung 1 bis 10 beziehen sich auf die stabile Deckschicht im Endzustand der Versuche. Günter versteht unter Deckschicht die oberste Schicht der Mischung. Durch ein geeignetes Entnahmeverfahren stellt er sicher, dass nur Sediment dieser Schicht zur Analyse entnommen wird. Die Versuche zeigen, dass zu jeder Ausgangsmischung eine mittlere Zusammensetzung der Deckschicht gehört. Die Abweichungen in den einzelnen Versuchen sind gering und werden als zufällig angesehen. Die Körnungslinien der gebildeten Deckschichten sind in Abbildung 5.5 bis 5.7 jeweils im Vergleich zur Körnungslinie der zugehörigen Ausgangsmischung grafisch dargestellt.

Zusammenfassung der Labor-Beobachtungen von Günter:

Nach Einbau des Sediments in das Versuchsgerinne liegt das Sediment in der Rinne so vor, als handle es sich um eine hydraulisch unbelastete Sohle. Viele feine Körnern liegen an der Oberfläche, während die Anzahl der großen Körner direkt an der Oberfläche gering ist.

Nach Start des Versuchs erodieren zunächst mehr feine Körner aus der Sohle. Die Transportrate der kleinen Körner ist am Anfang höher, als die Transportrate der großen Körner. Die Kornverteilung der Transportmischung ist somit anfangs feiner, als die der Ausgangsmischung. Mit zunehmender Dauer des Versuchs, vergrößert sich die Oberfläche und das Sohlgefälle verringert sich. Beides führt dazu, dass die Erosionsrate während des Versuchs abnimmt, bis sie schließlich null erreicht. Eine stabile Deckschicht hat sich gebildet. Wird eine stabile Sohle stärker belastet, ist zu beobachten, dass wieder eine Sedimentbewegung stattfindet (Versuch 4a, 6a und 9a).

Aus Tabelle 5.1 ist zu ersehen, dass bei größerem Durchfluss (höherer hydraulische Belastung) ein geringeres Grenzgefälle vorliegt. Wie aus Tabelle 5.2 zu entnehmen ist, hängt die Zusammensetzung der Deckschicht und damit die kritische Sohlenschubspannung allerdings nicht von der Größe der hydraulischen Belastung ab.

	Kornverteilung in $p = p(d)$ für Korngröße d [cm]						
Mischung	0,000	0,102	0,200	0,310	0,410	0,520	0,600
I	0	0,359	0,567	0,686	0,861	0,928	1
II	0	0,576	0,780	0,875	0,927	0,983	1
III	0	0,336	0,453	0,552	0,691	0,820	1
1	0	0,075	0,151	0,284	0,535	0,769	1
2	0	0,059	0,140	0,266	0,538	0,741	1
3	0	0,034	0,099	0,209	0,484	0,699	1
4	0	0,034	0,105	0,220	0,523	0,709	1
4a	0	0,046	0,125	0,234	0,510	0,711	1
1-4a	0	0,048	0,122	0,240	0,516	0,723	1
5	0	0,056	0,175	0,309	0,446	0,752	1
6	0	0,052	0,185	0,304	0,464	0,782	1
6a	0	0,044	0,175	0,289	0,444	0,755	1
7	0	0,051	0,182	0,307	0,465	0,785	1
5-7	0	0,051	0,180	0,303	0,456	0,770	1
8	0	0,033	0,132	0,222	0,376	0,587	1
9	0	0,034	0,124	0,209	0,375	0,600	1
9a	0	0,037	0,139	0,217	0,384	0,599	1
10	0	0,038	0,129	0,222	0,384	0,596	1
8-10	0	0,035	0,131	0,218	0,380	0,595	1

Tabelle 5.2: Summe der Kornverteilungen der Ausgangsmischungen und der Deckschichten im Grenzzustand nach Günter [7]

	Kornverteilung der Kornfraktionen in der Gesamtmischung					
Mischung	Fraktion 1 0 - 1,02 [mm]	Fraktion 2 1,02 - 2,00 [mm]	Fraktion 3 2,00 - 3,10 [mm]	Fraktion 4 3,10 - 4,10 [mm]	Fraktion 5 4,10 - 5,20 [mm]	Fraktion 6 5,20 - 6,00 [mm]
I	0,359	0,208	0,119	0,175	0,067	0,072
II	0,576	0,204	0,095	0,052	0,056	0,017
III	0,336	0,117	0,099	0,139	0,129	0,180
1	0,075	0,076	0,133	0,251	0,234	0,231
2	0,059	0,081	0,126	0,272	0,203	0,259
3	0,034	0,065	0,110	0,275	0,215	0,301
4	0,034	0,071	0,115	0,303	0,186	0,291
4a	0,046	0,079	0,109	0,276	0,201	0,289
5	0,056	0,119	0,134	0,137	0,306	0,248
6	0,052	0,133	0,119	0,160	0,318	0,218
6a	0,044	0,131	0,114	0,155	0,311	0,245
7	0,051	0,131	0,125	0,158	0,320	0,215
8	0,033	0,099	0,090	0,154	0,211	0,413
9	0,034	0,090	0,085	0,166	0,225	0,400
9a	0,037	0,102	0,078	0,167	0,215	0,401
10	0,038	0,091	0,093	0,162	0,212	0,404

Tabelle 5.3: Anteil der einzelnen Fraktionen von den Ausgangsmischungen und Deckschichten im Grenzzustand

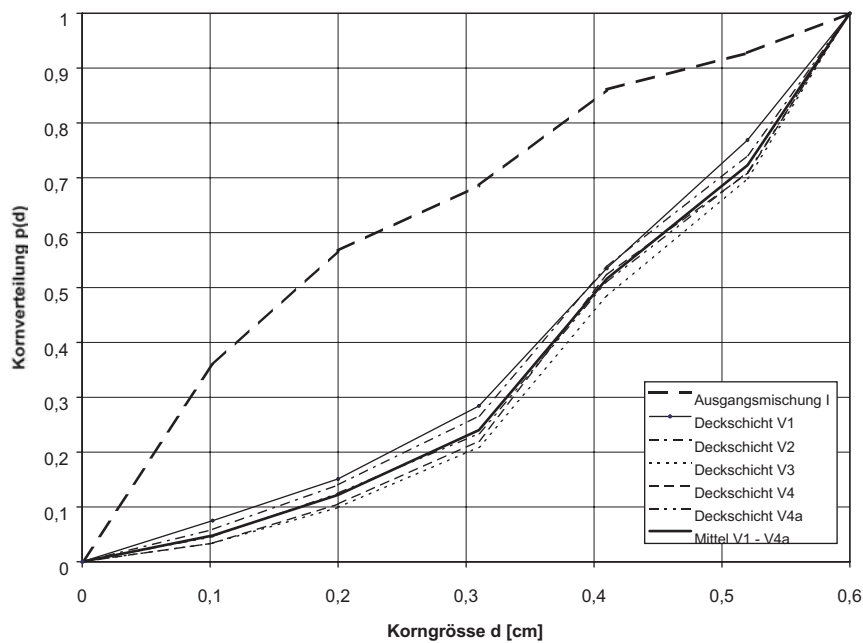


Abbildung 5.5: Kornverteilungskurven: Ausgangsmischung I und Deckschicht aus Versuch 1 - 4a

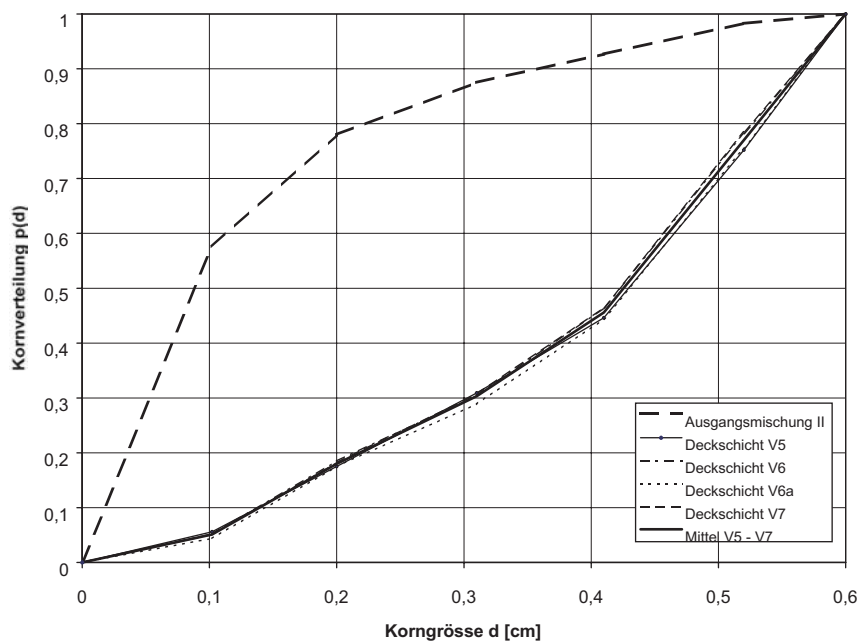


Abbildung 5.6: Kornverteilungskurven: Ausgangsmischung II und Deckschicht aus Versuch 5 - 7

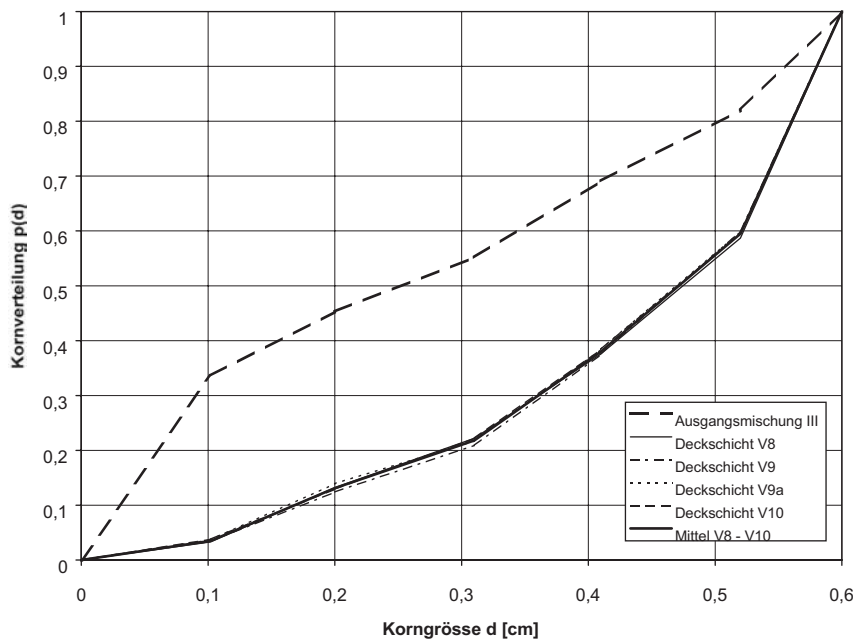


Abbildung 5.7: Kornverteilungskurven: Ausgangsmischung III und Deckschicht aus Versuch 8 - 10

5.3 Numerische Simulation mit SediMorph

Die Günter-Versuche sind für eine numerische Simulation interessant, da sie trotz der einfach gehaltenen Versuchsbedingungen (stationärer Abfluss, gerades Rechteckgerinne, nicht kohäsives Sohlmaterial) erhöhte Anforderungen an die Schubspannungsberechnung stellen. Durch das Drehen der Sohle und die ständige Änderung der Kornzusammensetzung in der obersten Schicht, ändern sich die kritische und die vorhandene Schubspannung fortlaufend. Die Transportformel muss in der Lage sein, dieses aufzulösen.

5.3.1 Diskretisierung der Körnungslinie

Das Programmsystem SEDIMORPH unterscheidet Sedimentklassen (*sediment classes*) und Sedimentfraktionen (*sediment fraction*). Für jede Sedimentklasse wird vom Anwender in der Sedimentklassifizierungsdatei (*sediment classification file*) ein eindeutiger Sedimentklassenname, ein repräsentativer Korndurchmesser d_i und eine mittlere Dichte ρ_m definiert. Der prozentuale Anteil p_i jeder Sedimentklasse wird in der ipds-Datei angegeben.

Für die durchgeführten Simulationen bedeutet dieses folgendes:

Die Ausgangsmischungen werden durch je sechs Sedimentklassen mit jeweils einem repräsentativen Korndurchmesser

$$d_i = \frac{d_{i,min} + d_{i,max}}{2}$$

definiert. Jede dieser Klassen (*sediment classes*) ist mit einem Anteil p_i (*sediment fraction*) in der Mischung vorhanden. Die Summe der Einzelanteile ergibt eins bzw. 100 %.

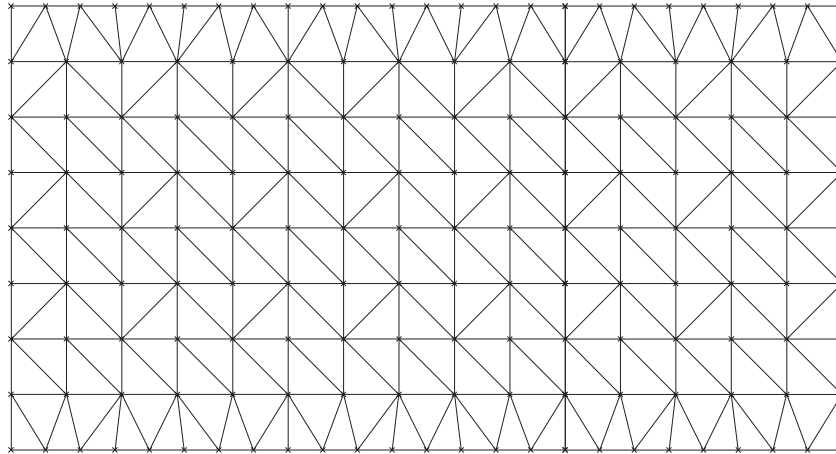


Abbildung 5.8: Ausschnitt des diskretisierten Gitternetzes

Aus folgender Tabelle sind die repräsentativen Korndurchmesser und die prozentualen Anteile jeder Fraktion der drei Ausgangsmischungen zu entnehmen. Die mittlere Dichte des Sedimentes wird konstant mit $\rho_s = 2650 \text{ kg/m}^3$ angesetzt.

Sedimentklassenname	d_i [mm]	Anteil p_i in der Gesamtmischung		
		Mischung I	Mischung II	Mischung III
Fraktion 1	0,51	0,359	0,576	0,336
Fraktion 2	1,51	0,208	0,204	0,117
Fraktion 3	2,55	0,119	0,095	0,099
Fraktion 4	3,60	0,175	0,052	0,139
Fraktion 5	4,65	0,067	0,056	0,129
Fraktion 6	5,60	0,072	0,017	0,180

5.3.2 Diskretisierung des Laborgerinnes

Das Gitternetz zur numerischen Berechnung wurde von Frau Dr.-Ing. Rebekka Kopmann (BAW-Karlsruhe) für diese Arbeit zur Verfügung gestellt und für die einzelnen Versuche entsprechend modifiziert. Das Laborgerinne wird in der Mitte durch ein Dreiecksgitter aus gleichschenkligen, rechtwinkligen Dreiecken mit 12,5 cm Kantenlänge diskretisiert. Die Randelemente weisen eine unregelmäßige dreieckige Form auf (Abbildung 5.8). Bei einer Gesamtlänge von 42 m und einer Breite von 1 m ergeben sich 3359 Knoten und 5702 Elemente. Im zugrundegelegten globalen Koordinatensystem (x-Koordinate; y-Koordinate) liegt die linke untere Ecke des Gerinnes bei (14.0;0.0) und die rechten oberen Ecke bei (56.0;1.0) (Abbildung 5.9).

Die vertikale Diskretisierung ist in Abbildung 5.9 als Schnitt durch das Gerinne überhöht dargestellt. Die ersten 2 m des numerischen Modells dienen als Einlaufbereich mit einer Höhendifferenz von 20 cm. Die Höhe am Anfang der Gefällestrecke liegt bei jedem der zehn Versuche auf 1,20 m. Durch die unterschiedlichen Einbaugesälle (Anfangsgefälle) variiert die Endhöhe. Das Anfangsgefälle im Gerinne ist Tabelle 5.1 zu entnehmen.

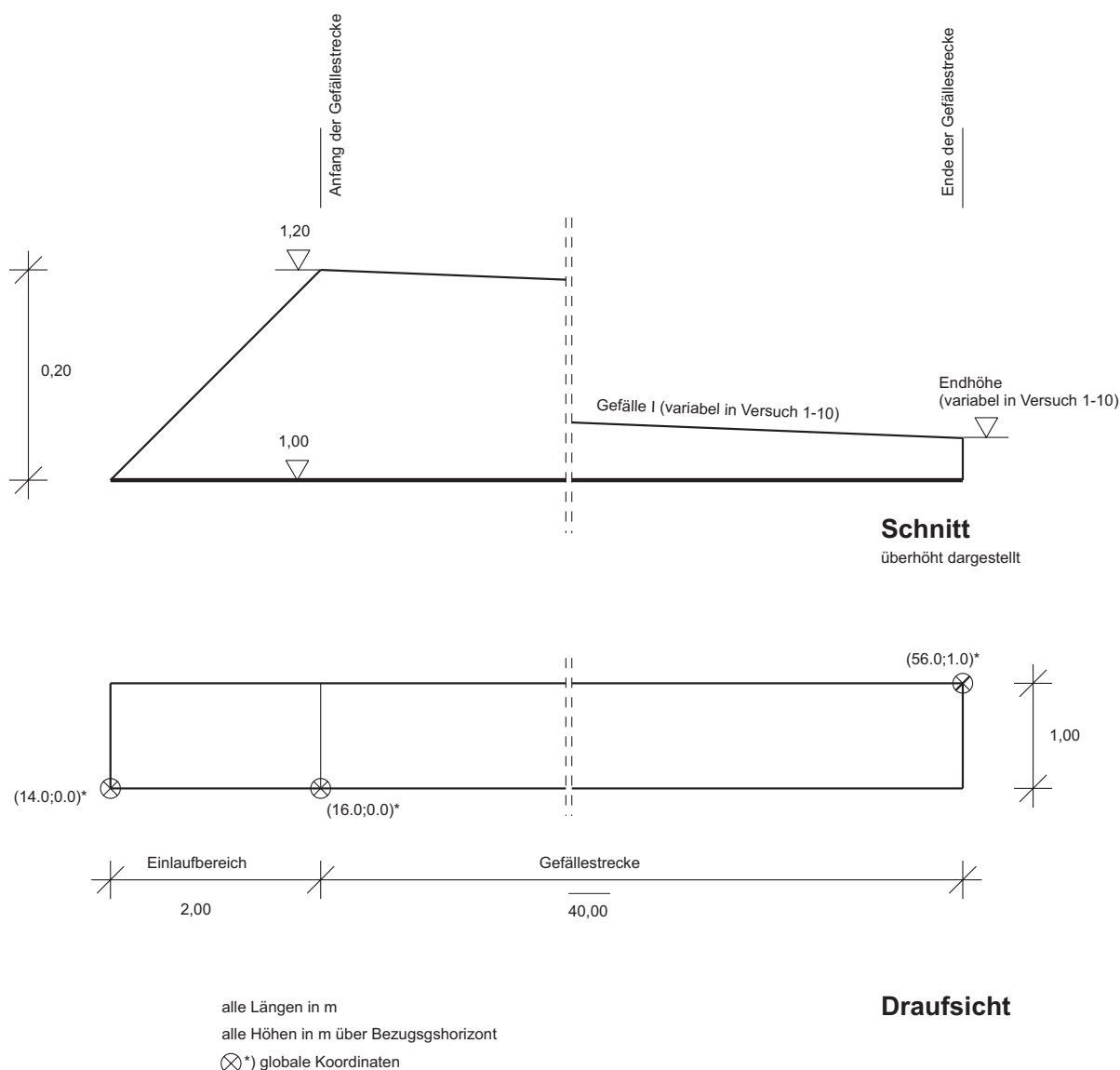


Abbildung 5.9: Diskretisierung der Geometrie für die numerische Simulation

5.3.3 Hydrodynamischer Vorlauf

Günter vermeidet in seinen Laborversuchen ein Erodieren der Sohle vor dem eigentlichen Start des Versuchs, indem er das Gerinne langsam flutet. Um ein vorzeitiges Erodieren in der numerischen Simulation zu verhindern, wird vor der Koppelung von Hydrodynamik und Morphodynamik eine reine Berechnung der Hydrodynamik durchgeführt. Hierzu werden insgesamt 3000 Zeitschritte mit einem Intervall von 0,1 s simuliert, was einer simulierten Zeit von $300 \text{ s} = 5 \text{ min}$ entspricht. Als Randbedingungen werden im Einlauf der Durchfluss und im Auslauf der Wasserspiegel im Grenzzustand als feste Höhe vorgegeben. Er berechnet sich aus der Endhöhe und dem Wasserstand h im Grenzzustand (siehe Tabelle 5.1).

Spalte 1 der Tabelle 5.4 gibt die jeweilige Versuchsnummer an. Aus Spalte 2 und 3 sind die Messergebnisse der Labormessungen von Günter zu entnehmen. Die vorhandene Schubspan-

	Laborversuch-Günter							TELEMAC2D			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	h [cm]	I_{Grenz} [%]	τ_B [N/m ²]	\bar{u} [m/s]	k_s [mm]	d_m [mm]	k_s/d_m [-]	h_{tele} [cm]	u_{tele} [m/s]	$\frac{h_{tele}}{h}$ [-]	$\frac{u_{tele}}{\bar{u}}$ [-]
1	6,20	0,3916	2,38	0,520	9,44	3,78	2,50	5,93	0,544	1,05	0,96
2	7,20	0,3331	2,35	0,539	9,06	3,85	2,35	7,02	0,553	1,03	0,97
3	9,91	0,2327	2,26	0,565	9,10	4,07	2,24	9,43	0,594	1,05	0,95
4	11,68	0,1896	2,17	0,565	9,75	4,00	2,44	11,17	0,591	1,05	0,96
4a	11,42	0,1975	2,21	0,578	8,90	3,97	2,24	11,27	0,586	1,01	0,99
5	6,30	0,3309	2,05	0,468	10,9	3,85	2,83	5,68	0,545	1,17	0,90
6	9,13	0,2233	2,00	0,526	8,81	3,81	2,31	8,43	0,570	1,08	0,92
6a	9,14	0,2275	2,04	0,525	9,30	3,89	2,39	8,43	0,569	1,08	0,92
7	13,14	0,1438	1,85	0,548	8,50	3,80	2,24	12,46	0,571	1,04	0,96
8	5,30	0,5559	2,89	0,557	9,09	4,24	2,14	5,29	0,561	1,01	1,00
9	6,87	0,4176	2,81	0,544	12,3	4,25	2,89	6,84	0,576	1,06	1,00
9a	7,14	0,4059	2,84	0,552	12,3	4,22	2,91	6,75	0,584	1,06	0,95
10	11,18	0,2431	2,67	0,615	10,2	4,23	2,41	11,21	0,614	1,00	1,00

Tabelle 5.4: Kornrauheit nach Günter

nung τ_B (Spalte 4) berechnet sich bei angenommenem Normalabfluss aus $\tau_B = \rho g h I_E$. Die mittlere Geschwindigkeit (Spalte 5) ergibt sich aus $\bar{u} = Q/A$. Mit diesen Werten kann aus Gleichung 2.2 ein k_s -Wert nach Nikuradse (Spalte 6) ermittelt werden. Bildet man das Verhältnis von k_s -Wert zu charakteristischem Korndurchmesser der Deckschicht (Spalte 7) erhält man im Mittel ein Verhältnis von 2,45 (vgl. Spalte 8). In der Simulation mit TELEMAC2D wird mit einem k_s -Wert von $k_s = 3 * d_m$ gerechnet, da auch SEDIMORPH diese Beziehung zwischen Korndurchmesser und Rauheit verwendet. Aus diesem Grund weichen die Simulationsergebnisse von den Laborwerten ab (vgl. Spalte 2 und 9 bzw. Spalte 5 und 10). Es ist jedoch festzustellen, dass die Abweichungen in einem akzeptablen Rahmen liegen (siehe Spalte 11 und 12). Die hydraulische Berechnung bildet die Ergebnisse der Laborversuche zufriedenstellend nach und kann als Grundlage einer Folgerechnung des gekoppelten Systems TELEMAC2D und SEDIMORPH dienen. Weiterhin kann daraus geschlossen werden, dass die Simulation durch die gewählte Berechnung des k_s -Wertes keine ungewollte Schwachstelle aufweist.

5.3.4 Stabilität und Laufzeitverhalten

Stabilität

Wegen der geringen numerischen Diffusion werden die Simulationen mit dem SU/PG-Verfahren (i.e. Streamline-Upwind/Petrov-Galerkin) durchgeführt. Dieses ist dann stabil, wenn die Courantzahl Cr kleiner als eins ist:

$$Cr = \frac{u \Delta t}{\Delta x} \leq 1$$

Bei Versuch 1 liegt die Fließgeschwindigkeit bei 0,52 m/s der x-Wert der Diskretisierung ist 0,125 m. Der erforderliche Zeitschritt muss somit kleiner 0,24 s sein. Bei Versuch 2 liegt die Fließgeschwindigkeit bei 0,539 m/s, der erforderliche Zeitschritt muss hier kleiner als 0,23 s sein und bei Versuch 10 ergibt sich bei einer Fließgeschwindigkeit von 0,615 m/s ein maximaler Zeitschritt von 0,20 s. Es wird ein Zeitschritt von 0,1 s für die hydrodynamische Berechnung gewählt.

Um die Berechnung zu beschleunigen, kann für SEDIMORPH ein größerer Zeitschritt gewählt werden, da sich die Morphodynamik wesentlich träger als die Hydrodynamik verhält. Die Simulation läuft stabil, wenn für TELEMAC2D ein Zeitschritt von 0,1 s und für SEDIMORPH ein Zeitschritt von 1,0 s gewählt wird.

Laufzeitverhalten

Um Aussagen über das Laufzeitverhalten treffen zu können, wird die Berechnung von Versuch 2 zum einen auf einer Workstation HP 9000/785/c360 und zum anderen auf einer Origin 3900 zugrunde gelegt.

1. Workstation HP 9000/785/c360:

Die Workstation arbeitet mit dem Betriebssystem HP-UX 11.11, ist mit 360 MHz getaktet und hat 512 MB RAM Arbeitsspeicher. In einer Zeit von 357000 s (CPU-Zeit) wurden 654370 Zeitschritte berechnet. Bei einem Zeitschritt von 0,1 s entspricht dieses einer Modellzeit von 65437 s.

$$\frac{\text{Modellzeit}}{\text{CPU-Zeit}} = \frac{65437 \text{ s}}{357000 \text{ s}} = 0,18$$

2. Origin 3900:

Die Berechnung wird auf einem Parallelrechner Origin 3900 mit nur einem Prozessor durchgeführt. In 22140 s (CPU-Zeit) sind 269020 Zeitschritte (26902 s Modellzeit) gerechnet worden.

$$\frac{\text{Modellzeit}}{\text{CPU-Zeit}} = \frac{26902 \text{ s}}{22140 \text{ s}} = 1,22$$

Günters Versuche dauern im Labor 4 - 6 Wochen. Die Simulation eines Versuchs von 4 Wochen Dauer würde auf der Workstation rd. 5 Monate laufen. Die Origin 3900 benötigt für dieselbe Berechnung immerhin etwa 23 Tage.

Die Workstation ist damit etwa 6,5 mal langsamer als die Origin 3900. Aufgrund des begrenzten zeitlichen Rahmens der vorliegenden Arbeit muss darauf verzichtet werden, die Versuche im vollem Umfang zu simulieren.

Besonders anzumerken ist, dass es sich bei dem Modellgebiet der Günter-Versuche um ein kleines Gebiet handelt (3359 Knoten und 5702 Elemente). Die zur Simulation benötigte Zeit ist trotz des kleinen Modellgebiets und des zehnfachen Zeitschritts der Morphodynamik-Berechnung im Vergleich zur Hydrodynamik-Berechnung sehr hoch. Dieses liegt daran, dass SEDI-MORPH in dem derzeitigen Entwicklungsstadium nicht laufzeitoptimiert ist.

5.3.5 Austauschschicht

Marburger [15] simuliert die Versuche von Günter mit einer Erweiterung auf Basis des FAST2D-Codes zur 2D-tiefengemittelten Strömungsberechnung. Die Dicke der Austauschschicht wählt er mit 2 cm. Der größte Korndurchmesser in der Mischung beträgt 6 mm. Die Austauschschicht hat also etwa eine Dicke des dreifachen maximalen Korndurchmessers. Hunziker macht keine Angaben über die Dicke der von ihm verwendeten Austauschschicht.

Im Rahmen dieser Arbeit soll über die gesamte Simulationszeit mit einer konstanten Dicke der Austauschschicht von $h_M = 3 * d_{max}$ gerechnet werden. Aufgrund der Diskretisierung der Körnungslinie hat die Fraktion 6 einen repräsentativen Korndurchmesser von $d_6 = 5,6 \text{ mm}$. Er entspricht dem maximalen Korndurchmesser in der Simulation. Die Schichtstärke beträgt somit $h_M = 3 * d_{max} = 3 * 5,6 \text{ mm} = 1,68 \text{ cm}$ und wird direkt im Quellcode des Moduls *mod_m_sedimorph_exchange_layer* definiert.

5.4 Ergebnisse der numerischen Simulation

Vor Beginn der Auswertung der Ergebnisse, werden einige Definitionen angegeben. Stat. 0.000 bezeichnet den Anfang der Gefällestrecke. Sie entspricht einer globalen x-Koordinate von

16,00 m und liegt somit 2 m vom linken Rand des Modellgebietes entfernt. Das Ende der Gefällestrecke befindet sich bei Stat. 40.000 (global 56,00 m). Da Günter seine Messungen im Mittelteil der Rinne durchgeführt hat, werden bei der Simulation ebenfalls Punkte im Mittelteil des Gerinnes näher betrachtet. Ausgewählt wird Element (3602) mit den Knoten (2302,2297,1453). Das Element hat eine globale x-Koordinate von 32,00 m und wird mit Stat. 16.000 bezeichnet. Weiterhin wird das Element (1255) mit den Knoten (2800,2799,1344) betrachtet. Es liegt bei einer globalen x-Koordinate von 43,375 m und wird Stat. 27.375 genannt. Ausgewertet wird die Simulation von Versuch 2.

Abbildung 5.10 zeigt die freie Wasseroberfläche und die Sohlenlage im Längsschnitt durch das gesamte Gerinne. Dargestellt ist der Anfangszeitpunkt der Simulation (bezeichnet mit 300) und der Zeitpunkt 129900 s \simeq 1,5 d. Das Anfangsgefälle der Simulation beträgt $I = 0,325$ %. Das Gefälle nach 1,5 d beträgt $I = 0,2645$ %. Günter misst im Grenzzustand (nach 4-6 Wochen) ein Gefälle von $I = 0,3331$ %. Die Sohlen- und Wasserspiegelgefälle sind zu beiden betrachteten Zeitpunkten jeweils annähernd parallel. Besonders auffällig ist, dass der Wasserspiegel in Stat. 40.000 zu beiden Zeitpunkten die identische Höhenlage aufweist. Dieses ist darauf zurückzuführen, dass die Randbedingung am rechten Rand eine feste Höhenlage des Wasserspiegels und damit eine Zwangshöhe ist.

Abbildung 5.11 zeigt die zeitliche Entwicklung der Bodenevolution in der Draufsicht des Laborgerinnes. Unter Bodenevolution ist der totale Auf- oder Abtrag der Sohle zu verstehen. Die dargestellten Zeitpunkte sind der entsprechenden Grafik zu entnehmen. Aufgetragen ist eine Spanne von 0,006 bis -0,030, wobei positive Werte eine Bodendeposition bedeuten, während negative Werte eine Erosion symbolisieren. Betrachtet man alle neun Zeitpunkte in Abfolge, ist gut zu erkennen, dass der Abtrag der Sohle am Anfang der Gefällestrecke beginnt und sich dann in einer Art Welle im Laufe der Zeit durch das Gerinne fortpflanzt. Zunächst wird bei Stat. 0.000 Boden erodiert, der im hinteren Bereich des Gerinnes deponiert wird. Nach etwa acht Stunden simulierter Zeit ist im gesamten Gerinne ein Abtrag der Sohle zu beobachten.

Abbildung 5.12 verdeutlicht dieses zusätzlich. Aufgetragen ist der zeitliche Verlauf der Bodenevolution in Stat. 16.000 (schwarz) und Stat. 27.375 (rot). Zunächst ist eine leichte Sedimentation zu beobachten, dann steigt der Ast kurz steil an, um kurz darauf heftig abzufallen. Gut zu erkennen ist ebenfalls, dass dieser Effekt als erstes in Stat. 16.000 und knapp zwei Stunden später in Stat. 27.375 auftritt. Dabei hat die Spitze in Stat. 27.375 eine größere Amplitude als in Stat. 16.000. zu jedem Zeitpunkt ist der totale Abtrag der Sohle an Stat. 16.000 größer als in Stat. 27.375.

Die beschriebenen Simulationsergebnisse können wie folgt erklärt werden:

Die Erosion beginnt am Anfang der Gefällestrecke. Erodierendes Material wird durch die Rinne transportiert. Aus diesem Grund ist anfangs an weiter hinten gelegenen Orten eine Sedimentation zu beobachten. Der Abtrag von Sohlenmaterial lässt zunehmend nach. Dadurch wird weniger Material von oberhalb nachgeliefert, was im hinteren Teil der Rinne ebenfalls

zu einem Abtrag der Sohle führt. Das heftige Abfallen der Kurven in Abbildung 5.12 ist zu dem Zeitpunkt zu beobachten, zu dem von oberhalb nur noch wenig Material geliefert wird. Um die Abläufe in der Rinne weiter zu analysieren, wird die Rauheit genauer betrachtet. Dazu werden im Längsschnitt die Rauheiten zu ausgewählten Zeitpunkten grafisch dargestellt (Abbildung 5.13). Die Zeitpunkte werden so gewählt, dass zum einen die 'Welle' und zum anderen die bereits abgepflästerte Sohle erfasst wird. Die ersten zwei Meter (bis Stat. 0.000) im Modell sind so ausgebildet, dass dort über die gesamte Simulationszeit keine Änderung der Sohlrauheit stattfindet. Nach etwa einer Stunde (blaue Kurve) ist bereits eine deutliche Vergröberung der Sohle bei Stat. 0.000 zu beobachten. Im Verlauf der Rinne sinkt die Rauheit bis Stat. 6.000 linear, dort sinkt die Rauheit plötzlich heftig auf einen Wert kleiner der Ausgangsrauheit, um dann sofort wieder auf den Ausgangswert anzusteigen. Nach rund 4,5 (gelb) Stunden tritt der beschriebene Effekt des heftigen Absinkens und sofortigen Ansteigens der Rauheit in Stat. 31.000 auf. Die Rauheit in Stat. 0.000 ist dabei im Vergleich zur Simulation nach einer Stunde angestiegen. Nach 15 Stunden (grün) ist eine abgepflästerte Sohle vorzufinden. Die Rauheit sinkt allerdings linear von Stat. 0.000 bis Stat. 40.000, was darauf zurückzuführen ist, dass die Sohle ihren Grenzzustand (stabile Deckschicht) noch nicht erreicht hat. Deswegen hat sich die Sohle nach 1,5 (rot) Tagen weiter vergrößert. Betrachtet man die zeitliche Entwicklung in Stat. 16.000 und Stat. 27.375 (Abb. 5.14), wird das oben beschriebene bestätigt. Zunächst ist die Ausgangsrauheit vorzufinden, danach eine rasche Vergröberung, die dann langsam ansteigt. Auffällig ist, dass die Rauheit in Stat. 16.000 über der in Stat. 27.375 liegt. Die Ursache ist darin zu suchen, dass zunächst hauptsächlich kleine Korndurchmesser aus der Sohle erodiert werden, wobei die Erosion bei Stat. 0.000 einsetzt und sich im Laufe der Zeit entlang des Gerinnes wellenförmig fortsetzt. Durch die Darstellung der zeitliche Entwicklung der Transportrate in Stat. 16.000 (schwarz) und Stat. 27.375 (rot), werden die Simulationsergebnisse bestätigt (siehe Abbildung 5.15). Gut zu erkennen ist, dass sich nach 1,5 Tagen noch ein Transport stattfindet. Es hat sich noch keine stabile Deckschicht ausgebildet.

Abbildung 5.16 und 5.17 zeigen den Anteil der Fraktionen 1 bis 6 in der Gesamtmischung über der Zeit in Stat. 16.000 und Stat. 27.375. Anfangs ist an einem festen Punkt nahezu keine Änderung der Anteile festzustellen, bis der Anteil von Fraktion 1 plötzlich heftig ansteigt. Da die Summe aller Anteile eins ergibt, müssen die Anteile der anderen Fraktionen sinken. Nachdem die 'Welle' mit feinen Sediment die Station passiert hat, fällt der Anteil von Fraktion 1 massiv, da von oberhalb kaum feines Material nachgeliefert wird. Der Abbau von Fraktion 2 beginnt. Dieser läuft sehr viel gemächlicher als der von Fraktion 1 ab.

Ein Querprofil durch das Gerinne in Stat. 27.375 zeigt, dass die Simulation sogar Längsstreifen auflöst (Abbildung 5.18). Nach drei Stunden (schwarz) weist die Sohle keinerlei Längsstrukturen auf. Nach vier Stunden werden diese im Profil beobachtet (vgl. auch Abbildung 5.11). Nach 1,5 Tagen sind die Längsstrukturen in Stat. 16.000 nicht mehr so ausgeprägt, wie in Stat. 27.375 (Abbildung 5.19). Da die Sohle von Stat. 0.000 abwärts abgepflästert wird, verwundert diese Beobachtung nicht. Ob der Effekt der Bildung von Längsstrukturen zufällig

durch die Wahl des Gitternetzes entsteht, oder ob er auch mit anderen Gittern bei der gewählten SEDIMORPH-Implementierung entsteht, konnte im Rahmen dieser Arbeit nicht geklärt werden.

Quantitative Aussagen zu den Simulationsergebnissen sind abschließend nicht zu treffen, da die simulierte Zeit zu kurz ist. Es hat sich noch keine stabile Deckschicht ausgebildet, was z. B. daran zu erkennen ist, dass die Sohle in Abbildung 5.13 zu späteren Zeitpunkten höhere Rauheitswerte aufweist. Bei einer Sohle im Grenzzustand ändert sich die Rauheit nicht mehr. Um dennoch erste qualitative Vergleiche durchführen zu können, wird der simulierte prozentuale Anteil der Fraktionen nach etwa 2,4 Tagen mit den Kornverteilungen von Günter verglichen (Abbildung 5.20). Es zeigt sich, dass die berechnete Kornverteilung tendenziell die Deckschicht nachbilden kann. Die Kornverteilung in Stat. 16.000 liegt dabei dichter an der Verteilung der Deckschicht. Dieses verwundert nicht, da keine stabile Deckschicht vorliegt und sich die Abpflasterung vom Anfang der Gefällestrecke nach unten fortsetzt.

Es ist zu vermuten, dass die Parameter in der SEDIMORPH-Implementierung besser angepasst werden müssen, um die Günter-Versuche auch quantitativ gut oder sehr gut nachzubilden. Es ist anzunehmen, dass neben der Austauschschichtstärke, die obere Begrenzung der Ausgleichsfunktion von Hunziker (siehe Kapitel 4.4.2) ein wesentlicher Parameter ist. In der durchgeführten Simulation wurde die Ausgleichsfunktion φ mit einem Maximalwert von 4,0 berechnet. Bei einer Ausgleichsfunktion der Form $\varphi^{3/2}$ ergibt sich ein Wert von 8,0. Trägt man die Ausgleichsfunktion $\varphi^{3/2}$ von Hunziker über dem Verhältnis d_i/d_{ms} auf (Abbildung 5.21) und betrachtet die einzelnen Fraktionen, stellt man fest, dass Fraktion 1 über dem Maximalwert von 8,0 liegt. Das bedeutet, dass Fraktion 1 in der Simulation zu wenig transportiert wird. Würde man den Maximalwert weiter nach oben setzen, würde zwar Fraktion 1 stärker erodiert. Größere Fraktionen wäre dafür aber mit einem noch größeren Anteil in der Mischung vorhanden. Mit einer Veränderung des Maximalwertes kann somit kein quantitativ hochwertiges Ergebnis erzeugt werden. Eine Anpassung und Optimierung der Ausgleichsfunktion für die SEDIMORPH-Implementierung ist notwendig. In dieser Arbeit sind diesbezüglich genauere Untersuchungen aufgrund des zeitlichen Rahmens nicht möglich.

Abschließend bleibt jedoch festzustellen, dass es gelungen ist, die Günter-Versuche mit SEDIMORPH qualitativ sehr gut nachzubilden. Das Programm-Paket konnte um die Funktionalität der Berechnung fraktionierten Geschiebetransportes nach Hunziker erweitert werden. Nachfolgende Arbeiten sollte sich mit der Validierung und Optimierung der Parameter beschäftigen.

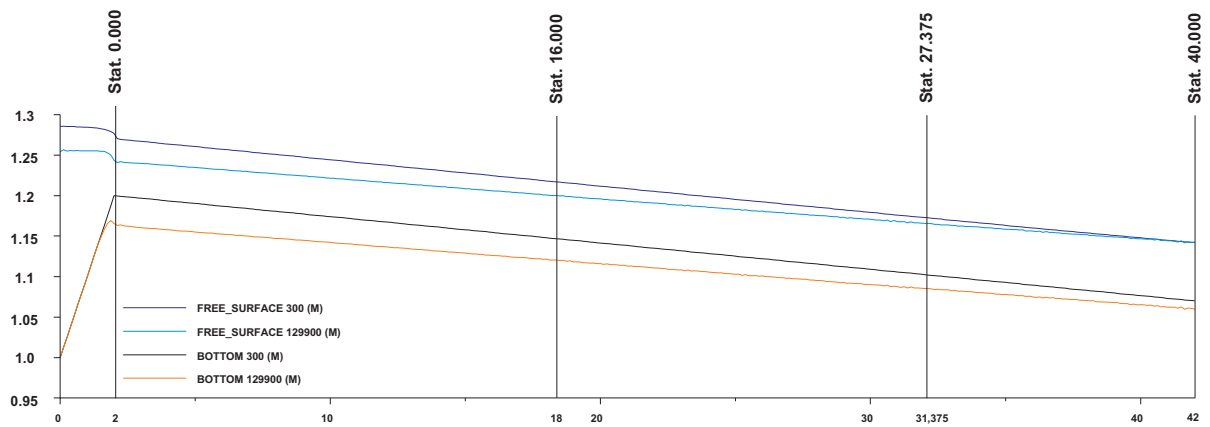


Abbildung 5.10: Freie Wasseroberfläche und Sohlenlage im Längsschnitt

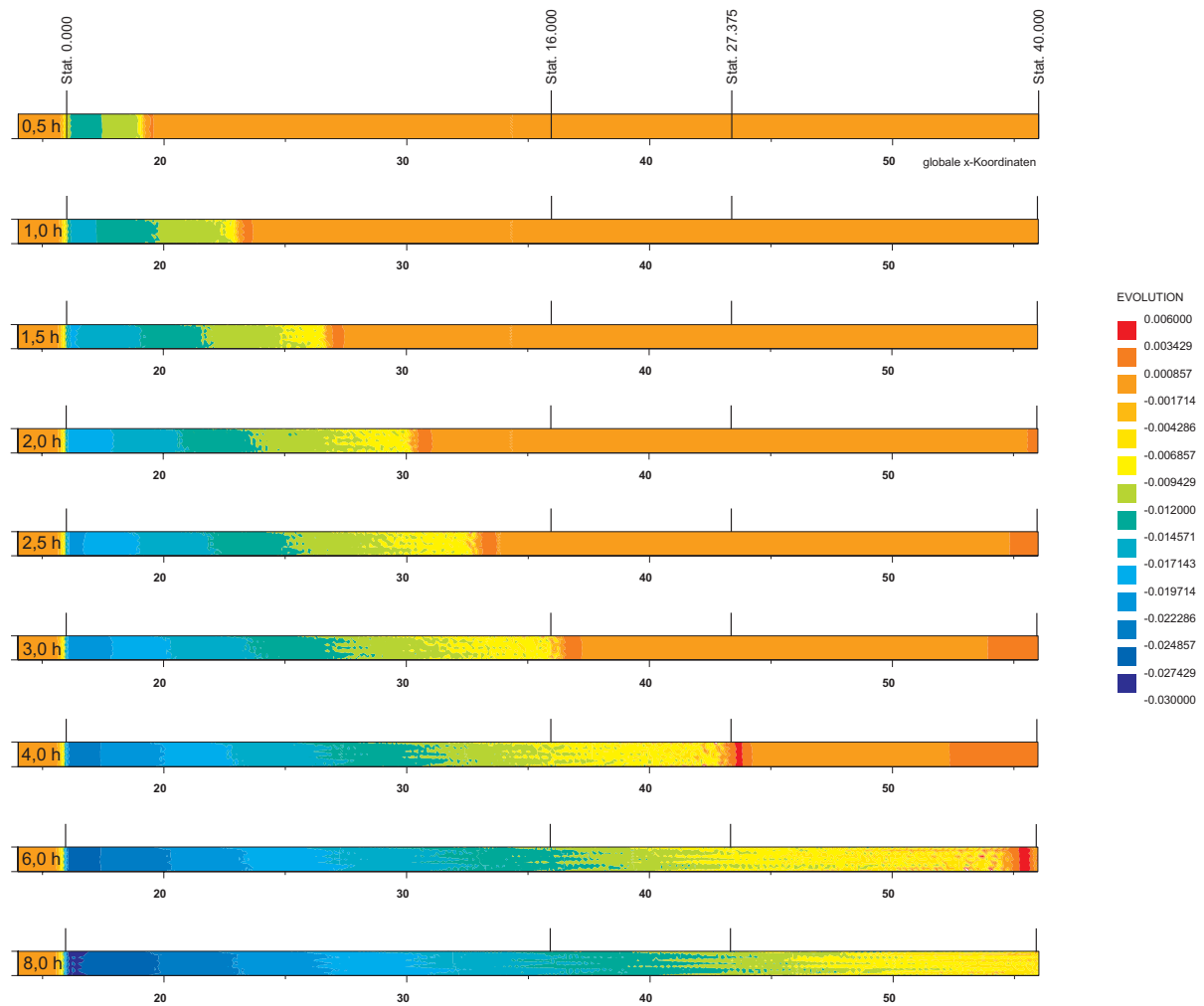


Abbildung 5.11: Bodenevolution zu diskreten Zeitpunkten

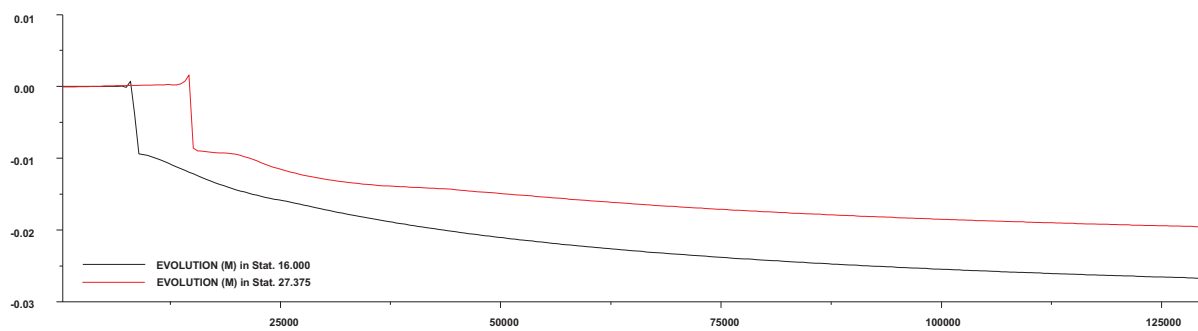


Abbildung 5.12: Zeitliche Entwicklung der Bodenevolution in Stat. 16.000 und Stat. 27.375

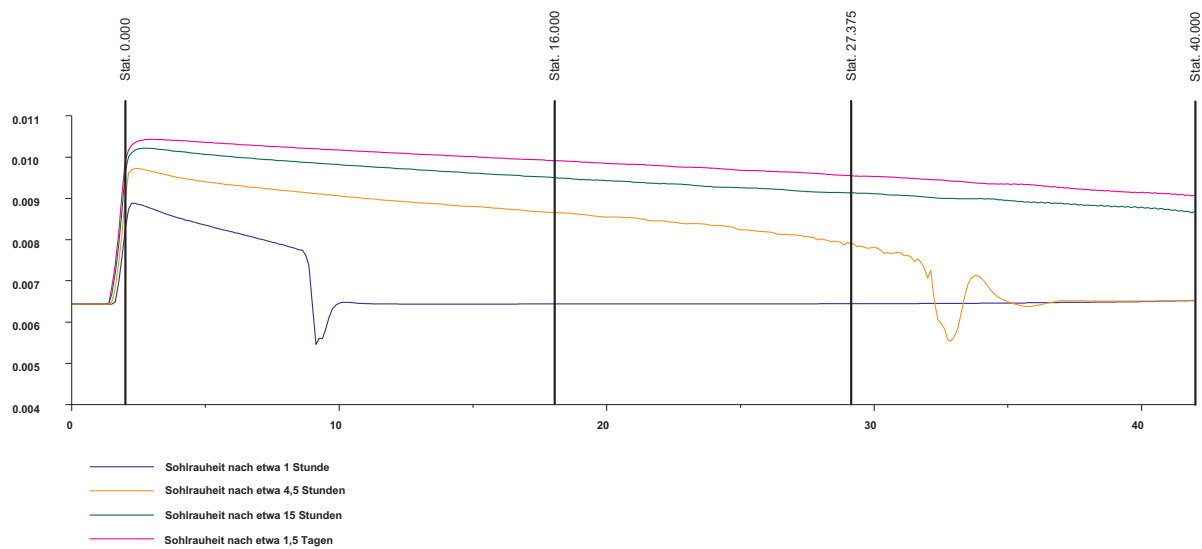


Abbildung 5.13: Sohlrauheit im Längsschnitt

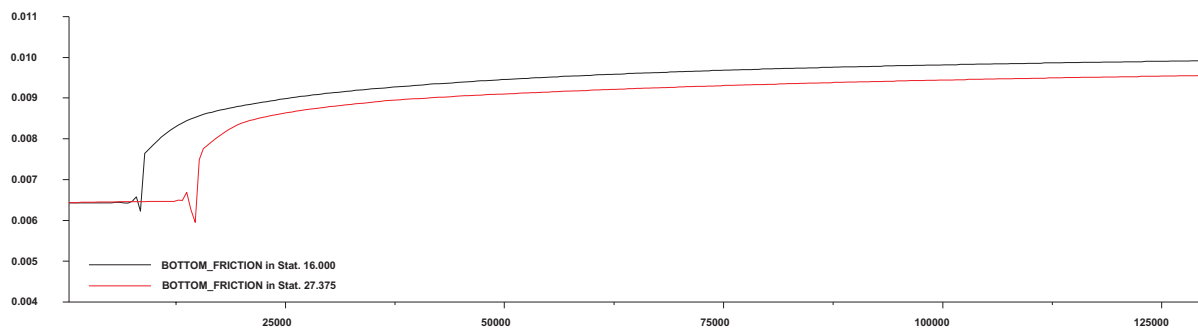


Abbildung 5.14: Zeitliche Entwicklung der Sohlrauheit in Stat. 16.000 und Stat. 27.375

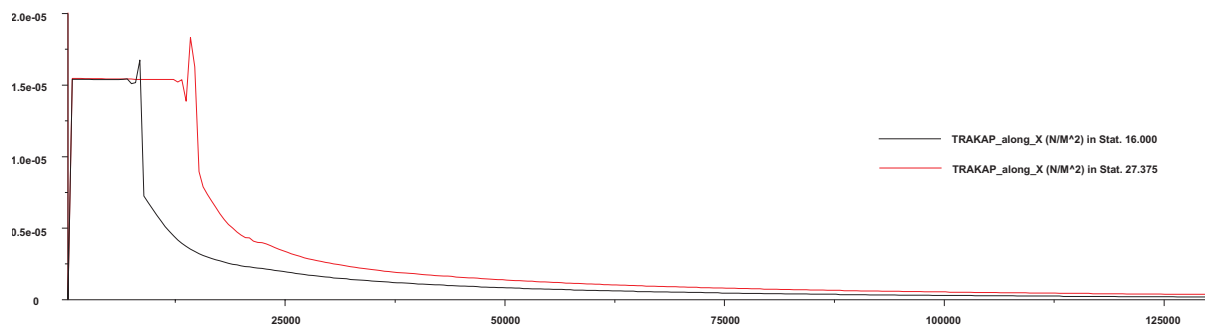


Abbildung 5.15: Zeitliche Entwicklung der Transportrate in Stat. 16.000 und Stat. 27.375

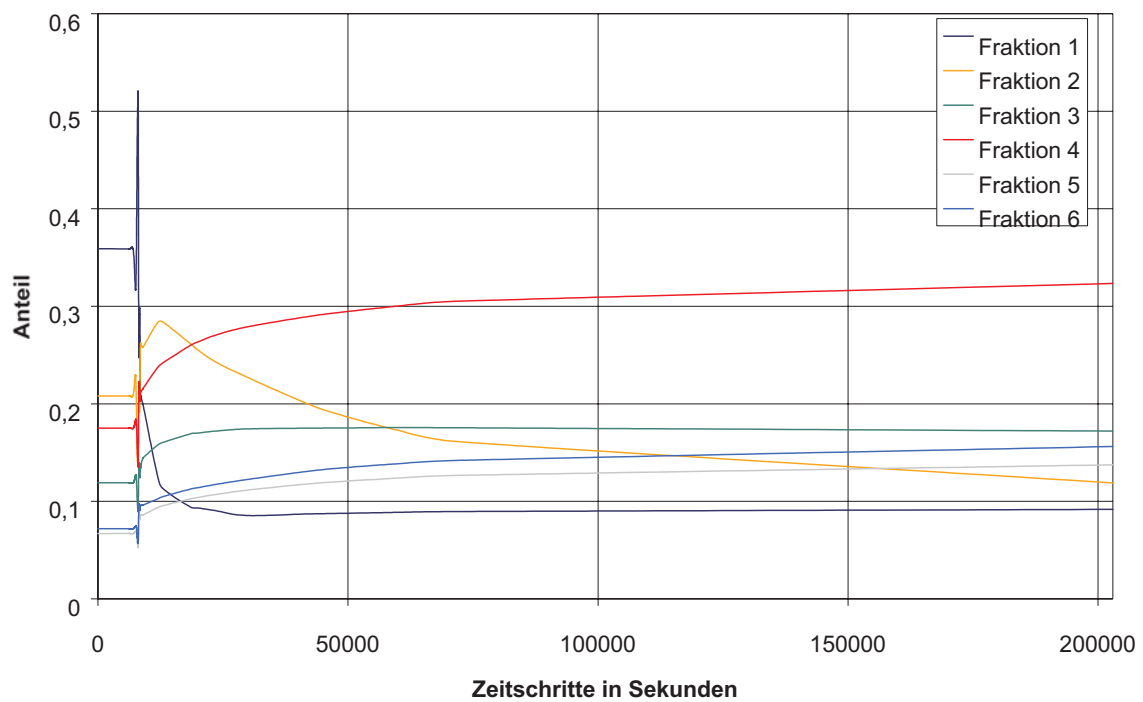


Abbildung 5.16: Zeitliche Entwicklung des prozentualen Anteils der Fraktionen in Stat. 16.000

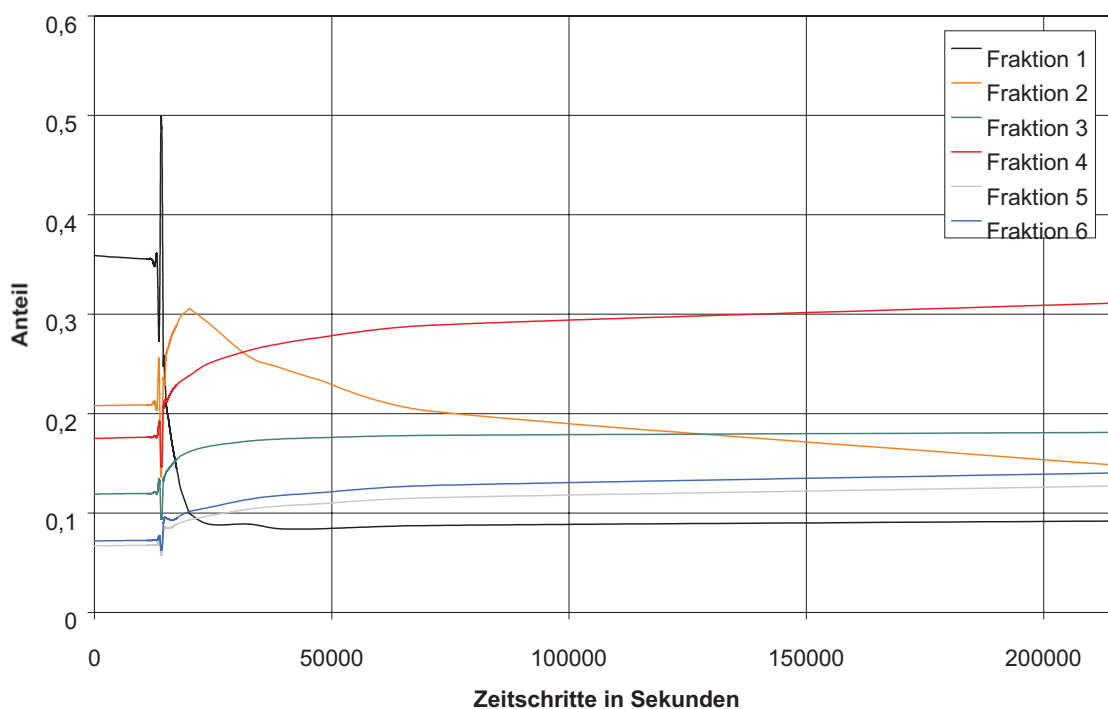


Abbildung 5.17: Zeitliche Entwicklung des prozentualen Anteils der Fraktionen in Stat. 27.375

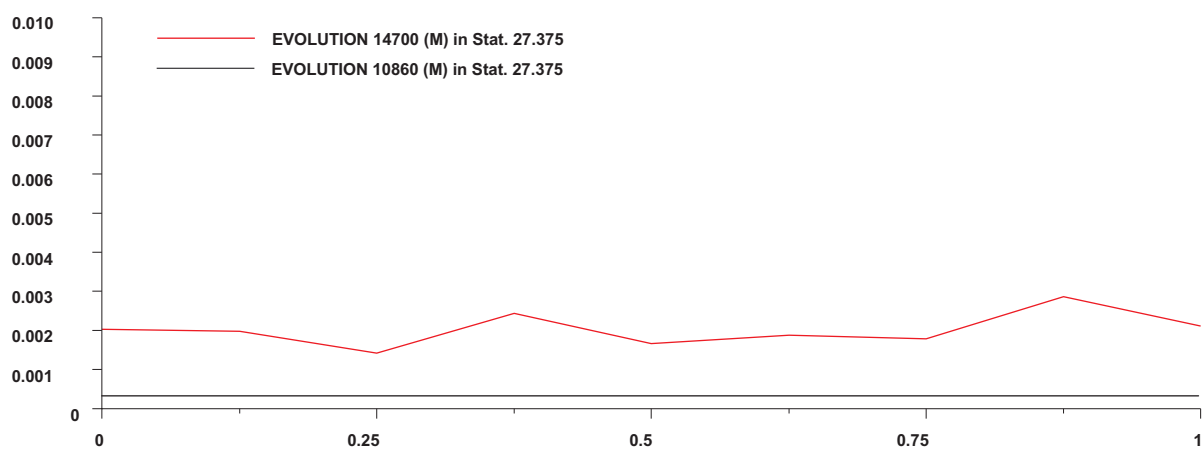


Abbildung 5.18: Querprofil in Stat. 27.375 nach etwa 3 und 4 Stunden

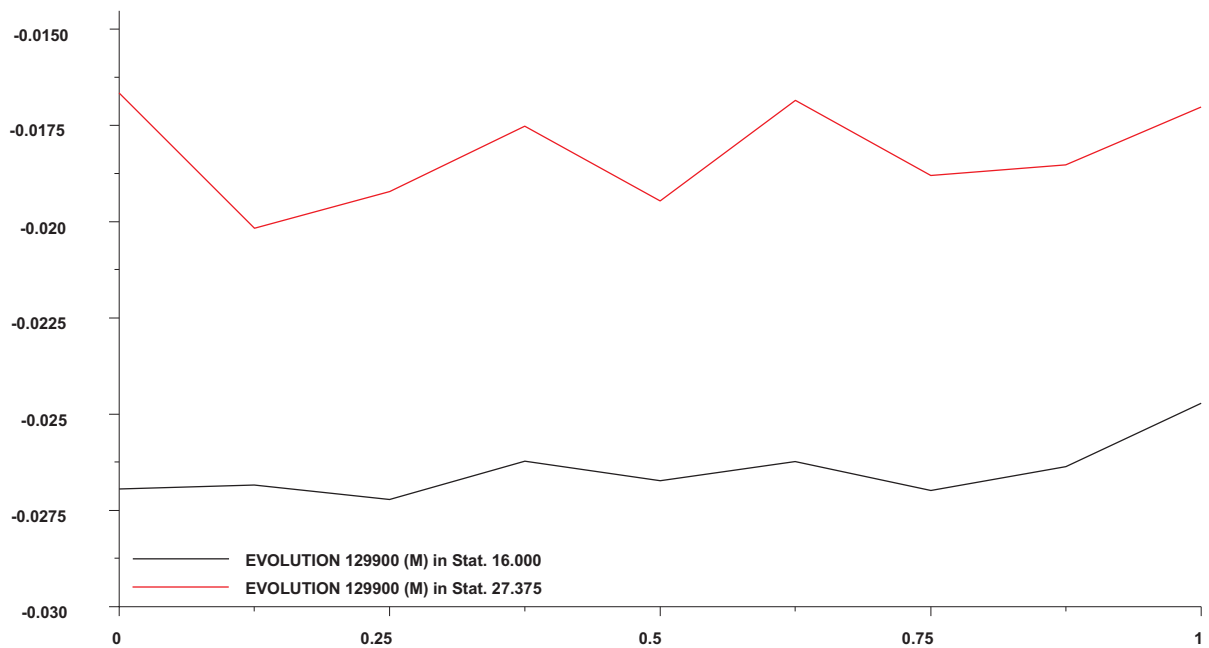


Abbildung 5.19: Querprofil in Stat. 16.000 und Stat. 27.375 nach etwa 1,5 Tagen

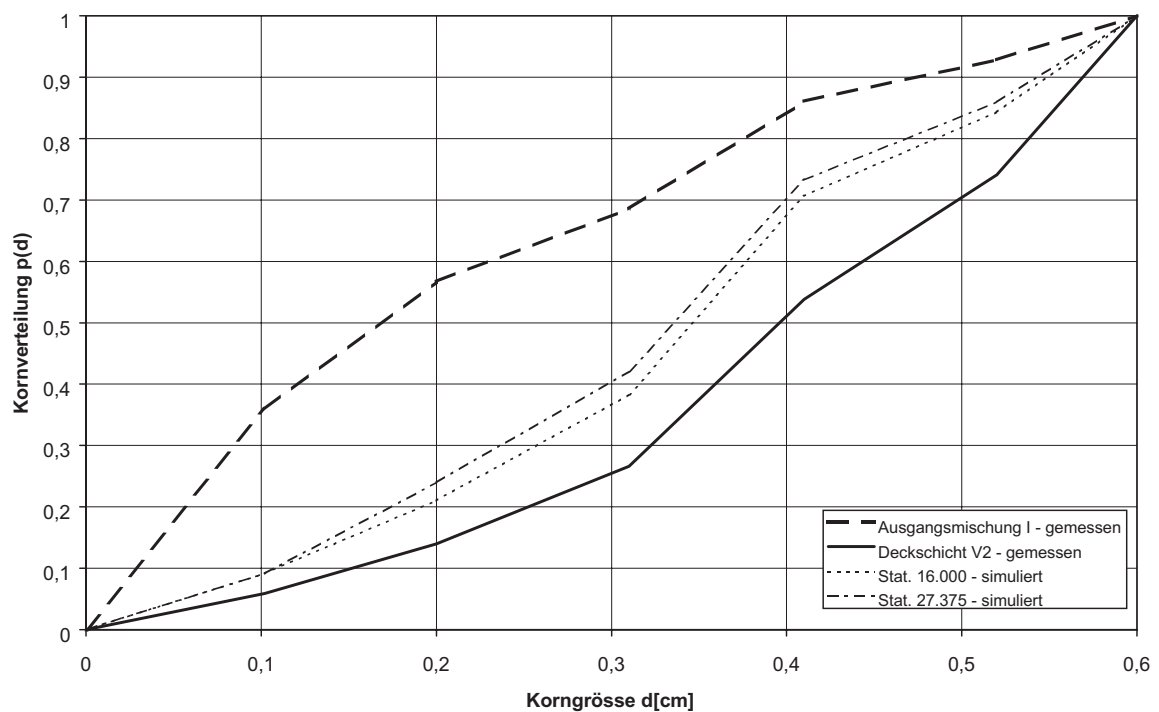


Abbildung 5.20: Vergleich der Kornverteilungen von Laborversuch und Simulation

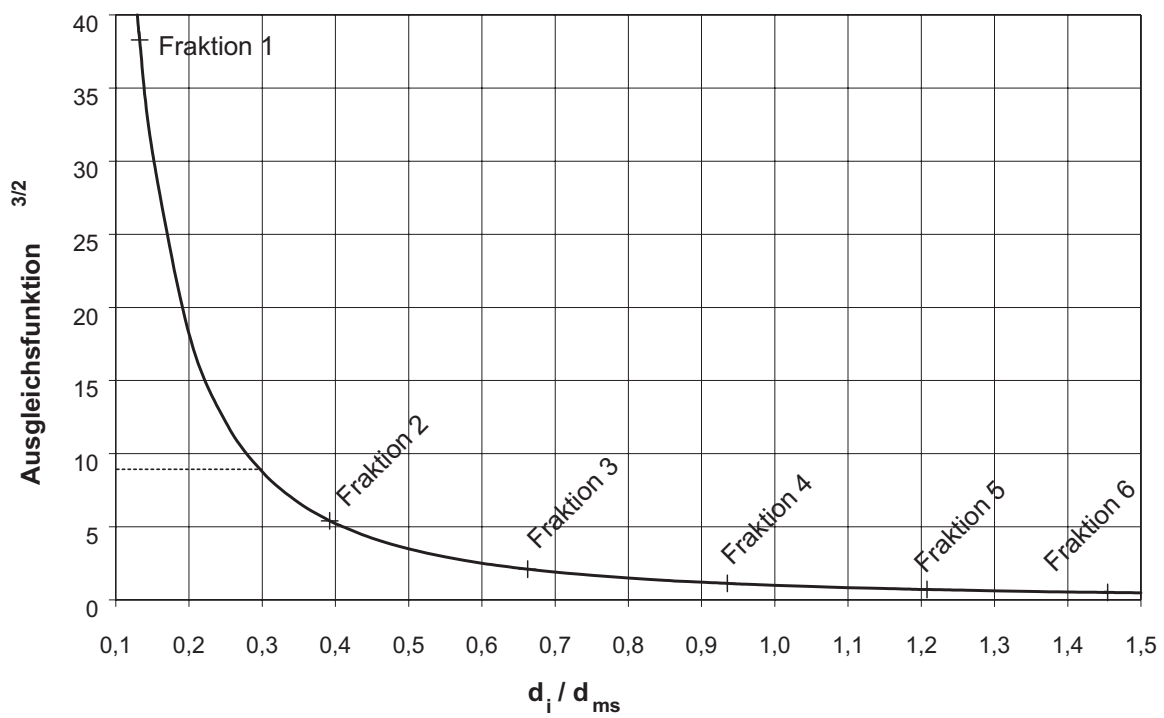


Abbildung 5.21: Zusammenhang zwischen Ausgleichsfunktion φ und dem Verhältnis d_i / d_{ms}

Kapitel 6

Zusammenfassung und Ausblick

Wird eine aus verschiedenen Kornfraktionen bestehende Mischsohle einer hydraulischen Belastung ausgesetzt und findet kein Sedimenteintrag in das Fließgewässer statt, ist eine Vergrößerung der Sohle zu beobachten. Dabei fangen sämtliche Fraktionen bei der gleichen Sohlbelastung an sich zu bewegen. Derartige Erscheinungen können in einem numerischen Modell nur dann aufgelöst werden, wenn die unterschiedlichen Korngrößen einer Mischsohle berücksichtigt werden.

Ziel der vorliegenden Arbeit war es, Verfahren zum fraktionierten Geschiebetransport zu untersuchen, um das Morphodynamik-Programm SEDI-MORPH der BAW-DH für die Simulation der Dynamik von Mischsohlen zu erweitern. Hierzu wurden die in der Literatur beschriebenen Ansätze, welche als Grundlage die Transportformel nach Meyer-Peter und Müller verwenden, näher betrachtet und im Folgenden kurz zusammengefasst:

- Bei dem ältesten Verfahren zur Berücksichtigung von Mischsohlen werden diese durch einen einzigen Korndurchmesser charakterisiert, das Material aber nicht in einzelne Fraktionen zerlegt. Der in Fließgewässern beobachtete Effekt einer vertikalen Sortierung des Sohlenmaterials, kann mit diesem Ansatz nicht dargestellt werden, da Änderungen der Zusammensetzung des Sohlmaterials verfahrensbedingt nicht möglich sind.
- Wird jede Kornfraktion nach der klassischen Modellvorstellung von Shields gesondert betrachtet, bleibt die Wechselwirkung der Körner untereinander unberücksichtigt und der gemeinsame Bewegungsbeginn aller Kornfraktionen wird nicht wiedergegeben. Stattdessen ist davon auszugehen, dass bei geringen Sohlschubspannungen kleine Korndurchmesser vollständig aus der Sohle selektiert werden, während große Körner nicht bewegt werden.
- Das Verfahren von Ashida und Michiue differenziert einzelne Kornfraktionen, indem es den Ansatz von Egiazaroff verwendet. Eine Analyse zeigte jedoch, dass der von Egiazaroff postulierte Effekt, dass sich große Körner in der Mischung zuerst bewegen, nicht wiedergegeben wird.
- Hunziker entwickelte einen Ansatz zum fraktionierten Geschiebetransport, da er bei Simulationen der Günter-Versuche mit den bekannten Ansätzen zum fraktionierten Trans-

port keine zufriedenstellenden Ergebnisse erzielen konnte. Die wichtigste Eigenschaft des Ansatz von Hunziker ist der gemeinsame Bewegungsbeginn aller Kornfraktionen. Hunziker validierte die Parameter seiner Ausgleichsfunktion unter anderem mit einer numerischen Simulation der Günter-Versuche so, dass die Versuche gut nachgebildet wurden.

Neben dem gleichzeitigen Bewegungsbeginn muss ein numerisches Modell in der Lage sein, Entmischungserscheinungen darzustellen. Hierzu müssen mindestens die Ober- und Unterschicht des Sohlenmaterials aufgelöst werden; die Einführung einer Austauschschicht erfordert. Dabei kommt der Dicke dieser Schicht eine maßgebliche Bedeutung zu.

Nachdem die im Modell zu berücksichtigende Effekte bekannt waren, wurden Module für SEDIMORPH entwickelt, die eine Austauschschicht verwalten und fraktionierten Geschiebetransport nach dem Verfahren von Hunziker berechnen.

Die Ergebnisse einer numerischen Simulation von Versuch 2 geben die Effekte der Laborversuche qualitativ sehr gut wieder. Am Anfang der Simulation setzte ein heftiger Abtrag der Sohle ein. Dabei waren Riffel, Bänke und sogar Längsstreifen zu beobachten.

Schon nach kurzer Zeit war eine Vergröberung der Sohlenoberfläche zu beobachten. Damit einher ging eine deutliche Verlangsamung des Sohlenabtrags. Aufgrund des zeitlichen Rahmens dieser Arbeit war es nicht möglich, die Versuche in der vollen Länge zu simulieren. Es zeichnete sich jedoch ab, dass die Transportformel von Hunziker in der gewählten SEDIMORPH-Implementierung nicht in der Lage ist, die qualitativen Ergebnisse der Laborversuche zu reproduzieren. Dieses liegt vor allem daran, dass die Aussortierung der kleinen Korndurchmesser zu gering ist.

Sicherlich wäre es auch mit SEDIMORPH möglich, in Analogie zu dem Vorgehen von Hunziker, die Parameter der Ausgleichsfunktion so zu optimieren, dass die Versuche auch quantitativ gut wiedergegeben werden. Dabei stellt sich jedoch zwingend die Frage nach der Allgemeingültigkeit und Übertragbarkeit auf andere Anwendungsfälle.

Weiterhin zeigte sich, dass die Dicke der Austauschschicht einen entscheidenden Anteil an der Qualität der Ergebnisse hat. Gerade bei kleinen Schubspannungen reagiert die Transportformel sehr sensibel. Schon geringe Abweichungen der Eingangsparameter führen zu erheblichen Differenzen zwischen gemessenen und simulierten Werten. Da die implementierte Form zur Berechnung des k_s -Wertes aus dem dreifachen charakteristischen Korndurchmesser durch die Günter-Versuche nicht exakt bestätigt werden konnte, sollte sie weiter überprüft werden.

Inwieweit das implementierte Verfahren zum Geschiebetransport in der Lage ist, auch fraktionierte Sedimenttransportprozesse in Tidegewässern wiederzugeben, bzw. inwieweit

überhaupt fraktionierte Transportprozesse in Gewässern mit feinem Sohlmaterial auftreten, muss in weiterführenden Untersuchungen geklärt werden.

Es ist jedoch zu vermuten, dass das Verfahren von Hunziker, das auf der Transportformel nach Meyer-Peter und Müller für grobe Korndurchmesser basiert, im Küstenbereich nicht angewendet werden kann. Die hier auftretenden Effekte weichen erheblich von denen einer Mischsohle aus sandigen und kiesigen Kornfraktionen ab. Während bei letzteren kein nennenswerter Einfluss der Kohäsion vorliegt, sind Schluff- und Tonfraktionen stark kohäsiv.

Dieses führt dazu, dass der Abtrag der Sohle bei anschlickigen und schlickigen Substraten primär nicht flächenhaft, sondern in Form von Erosionswannen stattfindet. In der weiteren Entwicklung bilden sich Schlickrücken bis die Sohle schließlich komplett abgetragen wird [18].

Diese Ausführungen bestätigen, dass auf dem Gebiet der numerischen Simulation von morphodynamischen Modellen für die Küste noch erheblicher Forschungsbedarf besteht.

Symbole

β	[-]	Korrekturbeiwert
ζ	[-]	Abschattungsfaktor, Ausgleichsfunktion
ζ_i	[-]	Abschattungsfaktor der Fraktion i
θ	[-]	dimensionsloser Mobilitätsparameter
θ_i	[-]	dimensionslose Schubspannung
θ_c	[-]	kritische dimensionslose Schubspannung, Shieldsparameter
θ_{cm}	[-]	kritische dimensionslose Schubspannung bezogen auf den mittleren Korndurchmesser
θ_{cdmo}	[-]	kritische dimensionslose Schubspannung bezogen auf den charakteristischen Korndurchmesser der Ausgangsmischung
θ_{dmo}	[-]	dimensionslose Schubspannung bezogen auf die Ausgangsmischung
θ_{dms}	[-]	dimensionslose Schubspannung bezogen auf d_{ms}
κ	[-]	Kàrmàn-Konstante
ν	[m ² /s]	kinematische Viskosität
ϱ	[kg/m ³]	Dichte des Wassers ($\varrho = 1000 \text{ kg/m}^3$)
ϱ_w	[kg/m ³]	Dichte des Wassers ($\varrho_w = 1000 \text{ kg/m}^3$)
ϱ_s	[kg/m ³]	Dichte des Sedimentes ($\varrho_s = 2650 \text{ kg/m}^3$)
τ_B	[N/m ²]	vorhandene Schubspannung
τ_c	[N/m ²]	kritische Schubspannung nach Shields
$\tau_{c,i}$	[N/m ²]	kritische Schubspannung der Fraktion i
τ_g	[N/m ²]	überschüssige Schubspannung
$\phi_{dms,i}$	[-]	dimensionsloser Transportparameter der Fraktion i bezogen auf d_{ms}
φ_i	[-]	Ausgleichsfunktion
d	[m]	Korndurchmesser
d_i	[m]	repräsentativer Korndurchmesser der Fraktion i
d_k	[m]	Korndurchmesser
d_m	[m]	charakteristischer Korndurchmesser
d_{max}	[m]	maximaler Korndurchmesser der Mischung

d_{50}	[m]	Korndurchmesser bei 50 % Siebdurchgang
d_{mo}	[m]	charakteristischer Korndurchmesser der Ausgangsmischung (Unterschicht)
d_{ms}	[m]	charakteristischer Korndurchmesser der obersten Schicht (Austauschschicht)
f_i	[-]	Anteil der Fraktion i an der Gesamtkornverteilung des Ausgangsmaterials
h	[m]	Wassertiefe
h_M	[m]	Dicke der Austauschschicht
k_s	[m]	äquivalente Sohlrauheit nach Nikuradse
p_i	[-]	prozentualer Anteil der Fraktion i, bezogen auf die Gesamtmischung
p_{Mi}	[-]	prozentualer Anteil der Fraktion i in der Austauschschicht
q_B	[m ² /s]	spezifischer Geschiebetrieb
q_s	[m ² /s]	spezifischer Geschiebetrieb
$q_{s,i}$	[m ² /s]	Geschiebetrieb der Fraktion i
s	[-]	ϱ_s / ϱ_w
u	[m/s]	Fließgeschwindigkeit
z'	[m]	Höhenkoordinate
z_0	[m]	Bezugshorizont
D_*	[-]	dimensionsloser Teilchendurchmesser
F_G	[N]	Gewichtskraft
F_A	[N]	Auftriebskraft
F_S	[N]	Kraft verursacht durch die Angriffsfläche des Sedimentkorns
I	[-]	Gefälle
I_s	[-]	Sohlgefälle
I_E	[-]	Energiegefälle
Q	[m ³ /s]	Durchfluß

Literaturverzeichnis

- [1] Ashida, K., Michiue, M.: *An Investigation of River Bed Degradation Downstream of a Dam*, Prog. IAHR, 14th Congress, Vol. 3, Paris, 1971.
- [2] BAW: *Mathematical Module SediMorph. Validierungsdokument*, Version 0.6, Bundesanstalt für Wasserbau - Dienststelle Hamburg, Wedeler Landstraße 157, 22559 Hamburg, June 2002.
- [3] Bollrich, G., Preißler, G.: *Technische Hydrodynamik, Grundlagen*, Band 1, 3. Auflage, Berlin, 1992.
- [4] Borah, D. K., Alonso, C. V., Prasad, S. N.: *Routing Graded Sediments in Streams: Formulations*, J. Hydr. Div., 108 (HY 12): pp. 1486–1503, 1982.
- [5] Di Silvio, G.: *Sediment Exchange Between Stream and Bottom, A Four Layer Model*, Proc. of the Int. Grain Sorting Seminar, Ascona, Mitteilung Nr. 117, der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, E.T.H. Zürich, pp. 163–191, 1992.
- [6] Egiazaroff, I. V.: *Calculation of Nonuniform Sediment Concentrations*, J. Hydr. Div., Proc. of the ASCE, Vol. 91, HY 4, pp. 225–247, 1965.
- [7] Günter, A.: *Die kritische mittlere Sohlschubspannung bei Geschiebemischungen unter Berücksichtigung der Deckschichtbildung und der turbulenzbedingten Sohlschubspannungsschwankungen*, Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie Nr. 3, E.T.H. Zürich, 1971.
- [8] Hirano, M.: *River Bed Degradation with Armouring*, Transactions of JSCE, Vol. 3, Part 2, 1971.
- [9] Hunziker, R. P.: *Fraktionsweiser Geschiebetransport*, Diss. ETH Nr. 11037, E.T.H. Zürich, 1995.
- [10] Hunziker, R. P., Jäggi, M.: *Grain Sorting Processes*, Journal of Hydraulic Engineering, ASCE, Vol. 128, pp. 1060-1068, 2002.
- [11] Kern, K.: *Grundlagen naturnaher Gewässergestaltung. Geomorphologische Entwicklung von Fließgewässern*, 1. Auflage, Karlsruhe, 1994.

- [12] Malcherek, A.: *Hydromechanik der Fließgewässer*, Bericht Nr. 61, Institut für Strömungsmechanik und Elektron. Rechnen im Bauwesen der Universität Hannover, Universität Hannover, Hannover, 2001.
- [13] Malcherek, A.: *Numerische Methoden der Strömungsmechanik*, <http://www.hamburg.baw.de/hnm/nummeth/numerik.pdf>.
- [14] Malcherek, A.: *Physik und Numerik der Oberflächengewässer, Vorlesungsskript*, <http://www.hamburg.baw.de/hnm/nummeth/nummeth.pdf>.
- [15] Marburger, M.: *Entwicklung eines tiefengemittelten morphodynamischen Fließgewässermodells*, Mitteilungen Heft 8, Universität Gesamthochschule Kassel, Kassel, 1998.
- [16] Meyer-Peter, E., Müller, R.: *Formulas for Bed-Load Transport*, Proceedings 2nd Meeting Int. As. Hydraulic Structure Research, pp. 1-26, 1948.
- [17] Meyer-Peter, E., Favre, H., Einstein, H.A.: *Neuere Versuchsergebnisse über den Geschiebetrieb*, Schweizerische Bauzeitung, Nr. 13, Vol. 103, 1934.
- [18] Reineck, H.-E., Siefert, W.: *Faktoren der Schlickbildung im Sahlenburger und Neuwerker Watt*, Die Küste, Vol. 35, pp. 26-51, 1980.
- [19] Ribberink, J. S.: *Mathematical Modelling of One-Dimensional Morphological Changes in Rivers with Non-Uniform Sediment*, Communications on Hydraulic and Geotechnical Engineering, Delft University of Technology, 1987.
- [20] Van Rijn, L. C.: *Principles of Sediment Transport in Rivers, Estuaries and Coastal Seas*, Aqua Publications, Amsterdam, The Netherlands, 1993.
- [21] Schmidt, H.-H.: *Grundlagen der Geotechnik*, 2. Auflage, Stuttgart, 2001.
- [22] Zielke, W.: *Numerische Modelle von Flüssen, Seen und Küstengewässern*, DVWK Schriften 127, Kommissionsvertrieb Wirtschafts- und Verlagsgesellschaft Gas und Wasser mbH, Bonn, 1999.

Anhang A

Modul zum Berechnen der Transportrate nach Meyer-Peter und Müller

```
! -----
! HeadOfPackageModule -----
!
!! <H2>Modul zum Berechnen der Sedimenttransportkapazität nach
!! Meyer-Peter und Mueller
!! (Paket SediMorph)</h2>
!! @author <A HREF="mailto:malcherek@hamburg.baw.de">A. Malcherek</A>
!! @author W. Sendzik</A>
!! @version 1.5 vom 01/10/03, Quellcode: mod_m_sedimorph_meyerpetermueller.f90
!! <HR>
!! module for the computation of the sediment transport capacity according
!! to Meyer-Peter and Mueller (SediMorph package)<BR>
!! <BR>
!! <HR>
!! <H3>Copyright-Hinweis</H3>
!!
!!                                     <BR>
!! Copyright (C) 2002 <A HREF="http://www.hamburg.baw.de/">Bundesanstalt
!! für Wasserbau</A> <BR>
!!
!!                                     <BR>
!! This program is free software; you can redistribute it and/or      <BR>
!! modify it under the terms of the GNU General Public License        <BR>
!! as published by the Free Software Foundation; either version 2    <BR>
!! of the License, or (at your option) any later version.             <BR>
!!
!!                                     <BR>
!! This program is distributed in the hope that it will be useful,    <BR>
!! but WITHOUT ANY WARRANTY; without even the implied warranty of     <BR>
!! MERCHANTABILITY or FITNESS FOR A PARTICULAR PURPOSE. See the      <BR>
!! <A HREF="http://www.gnu.org/copyleft/gpl.html">GNU General
!! Public License</A> <BR>
!! for more details.                                                   <BR>
!!
!!                                     <BR>
!! You should have received a copy of the GNU General Public License <BR>
!! along with this program; if not, write to the Free Software         <BR>
```

```
!! Foundation, Inc., 59 Temple Place - Suite 330, Boston,
!! MA 02111-1307, USA.
!!
!! <BR>
!! <HR>
!!
!! <BR>
!! <HR>
!! <H3>Development history of the module</H3>
!! 2002-November-19 : Initial Version /
!! <A HREF="mailto:malcherek@hamburg.baw.de">A. Malcherek</A>
!! W. Sendzik</A>
!! <HR>
!!
!! <BR>
!! <HR>
!! <H3>Scope of functionality and services</H3>
!! <OL>
!! <LI> Calculation of the sediment transport capacity according to
!! Meyer-Peter and Mueller formula (Package SediMorph).
!! </OL>
!! <HR>
!
MODULE m_sedimorph_meyerpetermueller
!
! -----
! [A] Basis-Module mit haeufig benutzten Methoden
! -----
!
! [A.1] Basis-Modul mit globalen Konstantwerten [ggf. entfernen]
USE b_constants, ONLY : &
! Konstantwerte
Double

!
! [A.2] Basis-Modul mit Typ+Methoden "Sedimentkorn"
USE b_grain, ONLY : & !
! Routinen / Interfaces
t_grain, &
get_grain_dxx, &
get_grain_mean_density, &
get_grain_mean_size, &
get_grain_roughness

!
! -----
! !!! wichtiger Hinweis !!! -----
! !!! ----- !!! --READ-THIS-BEFORE-GOING-BEHIND-THIS-LINE--
! !!! ----- !!! -----
!
! Alle Basis-Module, die hier eingebunden werden, muessen in
! "mod_p_sedimorph_ui.f90" in den Methoden
! - INIT_sedimorph,
! - CLEAR_sedimorph,
! - SETUP_sedimorph_prn_lun und
```

```

! - SETUP_sedimorph_trc_lun
! entsprechend beruecksichtigt werden.
!
! -----
! [B] Module des Paketes "SediMorph"
! -----
!
! [B.1] Modul mit globalen Daten des Paketes SediMorph
!
USE m_sedimorph_data, ONLY : &
    ! Velocities -----
    node_velocity, edge_velocity, poly_velocity, & !
    ! Water Depths -----
    node_water_depth, edge_water_depth, poly_water_depth, &
    ! vertikale Gitterstruktur -----
    poly_col_idx, poly_bot_layer, poly_top_layer, & !
    ! logical determining whether a fraction is transported as bed load
    is_bedload, &
    ! number of polygons
    get_nof_poly, &
    ! number of sediment fractions
    get_nof_sediment_fractions, &
    ! Transport capacity on nodes
    ! (needed for getting the number of bed load classes )
    poly_tra_capacity
!
! [B.2] Module for the initial shear stress calculation
!
USE m_sedimorph_init_of_motion, ONLY : &
    !
    get_shields_shear_stress
!
! [B.3] Module for the bed shear stress calculation
USE m_sedimorph_bed_shear_stress, ONLY : &
    !
    get_bed_shear_stress
!
IMPLICIT NONE
PRIVATE
!
! -----
! [C] oeffentlich zugaengliche Deklarationen (mit PUBLIC-Attribut)
! -----
!
! [C.1] Schnittstellen
!
!! Update of the transport capacity
!
INTERFACE get_meyerpetermueller_tra_cap
    MODULE PROCEDURE get_mpm_trans_capacity_0_0

```

```

MODULE PROCEDURE get_mpm_trans_capacity_0_1
MODULE PROCEDURE get_mpm_trans_capacity_1_1
END INTERFACE
!
! [C.2] Liste der oeffentlichen Methoden
!
PUBLIC :: get_meyerpetermueller_tra_cap !
!
! -----
! [D] modulintern zugaengliche Datentypen, Daten und Methoden (PRIVATE)
! -----
!
! [D.1] lokale Typdefinitionen
!
! [D.2] Konstantwerte (Parameter)
!
!! Name of the module
CHARACTER (LEN=29) , PRIVATE, PARAMETER :: &
                                c_modname='m_sedimorph_meyerpetermueller' !
!
CONTAINS
!
!+++++
! Oeffentliche Methoden oder Methoden mit Zugriff ueber PUBLIC Interfaces
!
!! calculates the scalar sediment transport rate according to Meyer-Peter
!! and Mueller <BR>
!! Subroutine does not throw <EM>any</EM> error messages
FUNCTION get_mpm_trans_capacity_0_0 &
    ( sediment_classes, sediment_fraction, velocity, water_depth ) &
    RESULT ( var )
!! Name of the Subroutine
CHARACTER (LEN=26) , PARAMETER :: c_upname="get_mpm_trans_capacity_0_0"
!! Sediment classes
TYPE (t_grain) , INTENT(IN)      :: sediment_classes(:)      !
!! Sediment Distribution
REAL (KIND = Double), INTENT(IN) :: sediment_fraction(:) !
!! Hydrodynamical data
REAL (KIND = Double), INTENT(IN) :: velocity, water_depth
!! grain density
REAL (KIND = Double) :: rhom, grain_rough, tauc, taub
!! Rueckgabewert
REAL (KIND = Double) :: var !
!
! [1.0] Calculation of the transport capacity
!
rhom = get_grain_mean_density(sediment_classes(:), sediment_fraction(:) )
grain_rough = get_grain_roughness &
    ( sediment_classes(:), sediment_fraction(:) )
taub = get_bed_shear_stress &

```

```

        ( velocity, water_depth, grain_rough )
    tau_c = get_shields_shear_stress &
        ( sediment_classes(:), sediment_fraction(:) )
    SELECT CASE (tau_b <= tau_c)
    CASE ( .TRUE. )
        var = 0.0
    CASE ( .FALSE. )
        var = 8._Double / (SQRT(1000._Double) * (rho_m - 1000._Double) &
            * 9.81_double) * (tau_b - tau_c)**(1.5)
    END SELECT
    !!
END FUNCTION get_mpm_trans_capacity_0_0
!
!! calculates the vectorial sediment transport rate according to
!! Meyer-Peter and Mueller <BR>
!! Subroutine does not throw <EM>any</EM> error messages
FUNCTION get_mpm_trans_capacity_0_1 &
    ( sediment_classes, sediment_fraction, velocity, water_depth ) &
    RESULT ( var )
!! Name of the Subroutine
CHARACTER (LEN=27) , PARAMETER :: &
    c_upname="get_mpm_trans_capacity_0_1"
!! Sediment classes
TYPE (t_grain) , INTENT(IN)      :: sediment_classes(:)      !
!! Sediment Distribution
REAL (KIND = Double), INTENT(IN)  :: sediment_fraction(:) !
!! Hydrodynamical data
REAL (KIND = Double), INTENT(IN) :: velocity(:), water_depth
!! Rueckgabewert
REAL (KIND = Double) :: var(SIZE(velocity)) !
!! Absolute Velocity
REAL (KIND = Double) :: absvelocity !
!
! [1.0] Calculation of the scalar velocity
absvelocity = SQRT( DOT_PRODUCT ( velocity, velocity ) )
!
! [1.1] Calculation of the transport rate vector
SELECT CASE ( absvelocity > EPSILON( absvelocity) )
CASE ( .TRUE. )
    var = get_mpm_trans_capacity_0_0 &
        ( sediment_classes, sediment_fraction, absvelocity, water_depth ) &
        * velocity / absvelocity
CASE ( .FALSE. )
    var = 0._Double
END SELECT
!
END FUNCTION get_mpm_trans_capacity_0_1
!
!
!! calculates a field of vectorial sediment transport rates for

```

```

!! a field of sediment classes according to Meyer-Peter and Mueller <BR>
!! Subroutine does not throw <EM>any</EM> error messages
FUNCTION get_mpm_trans_capacity_1_1 &
  ( sediment_classes, sediment_fraction, velocity, water_depth ) &
  RESULT ( var )
  !! Name of the Subroutine
  CHARACTER (LEN=26) , PARAMETER :: &
    c_upname="get_mpm_trans_capacity_1_1"
  !! Hydrodynamical data
  REAL (KIND = Double), INTENT(IN) :: velocity(:,:), water_depth(:)
  !! Sediment classes
  TYPE (t_grain) , INTENT(IN)      :: sediment_classes(:)      !
  !! Sediment Distribution in the upper layer
  REAL (KIND = Double), INTENT(IN)  :: sediment_fraction(:,:) !
  !! Rueckgabewert
  REAL (KIND = Double) :: var(SIZE(velocity,1), 2, &
    SIZE(poly_tra_capacity,3))
  !! Z&auml;hlervariablen
  INTEGER :: i, itracap, j !
  !
  ! [1.1] Calculation of the total bed load transport rate
  !
  DO i = 1, SIZE(velocity,1)
    var(i,:,1) = get_mpm_trans_capacity_0_1 &
      ( sediment_classes(:), &
        sediment_fraction(i,:), &
        velocity(i,:), &
        water_depth(i) )
  END DO
  !
  ! [1.2] Distribution of the total sediment transport capacity to the
  !       classes
  !
  var(:, :, :) = distribute_transport_capacity( &
    sediment_fraction(:,:) , var(:, :, 1))
  !
END FUNCTION get_mpm_trans_capacity_1_1
!
!+++++
! Lokale Methoden (PRIVATE)
!
!! Distributes a sediment transport capacity to the sediment classes
!! according to their occurrence <BR>
!! Subroutine does not throw <EM>any</EM> error messages
FUNCTION distribute_transport_capacity &
  ( sediment_fraction, transport_capacity ) &
  RESULT ( var )
  !! Name of the function
  CHARACTER (LEN=29) , PARAMETER :: c_upname="distribute_transport_capacity"
  !! Z&auml;hlervariablen

```

```

INTEGER :: i,j, itracap
!! Sediment Distribution in the upper layer
REAL (KIND = Double), INTENT(IN)      :: sediment_fraction(:, :) !
!! Total transport capacity
REAL (KIND = Double), INTENT(IN)      :: transport_capacity(:, :) !
!! Result : Sediment transport capacity per class
REAL (KIND = Double) :: var( &
    SIZE(transport_capacity,1),2,SIZE(sediment_fraction,2))
!
itracap = 1
DO j = 1, get_nof_sediment_fractions()
    IF (is_bedload(j)) THEN
        DO i = 1, SIZE(transport_capacity,1)
            SELECT CASE ( sediment_fraction(i,j) > EPSILON(0._Double) )
            CASE (.TRUE.)
                var(i,1,itracap) = transport_capacity(i,1) &
                    * sediment_fraction(i,j) / &
                    SUM( sediment_fraction(i,:), MASK = is_bedload)
                var(i,2,itracap) = transport_capacity(i,2) &
                    * sediment_fraction(i,j) / &
                    SUM( sediment_fraction(i,:), MASK = is_bedload)
            CASE (.FALSE.)
                var(i,1,itracap) = 0._Double
                var(i,2,itracap) = 0._Double
            END SELECT
        END DO
        itracap = itracap + 1
    END IF
END DO
END FUNCTION distribute_transport_capacity
!
END MODULE m_sedimorph_meyerpetermueller
! TailOfPackageModule -----

```

Anhang B

Modul zum Berechnen der Transportrate nach Hunziker

```
! -----
! HeadOfPackageModule -----
!
!! <H2>Modul zum Berechnen der Sedimenttransportkapazität nach
!! Hunziker
!! (Paket SediMorph)</h2>
!! @author <A HREF="mailto:malcherek@hamburg.baw.de">A. Malcherek</A>
!! @author W. Sendzik</A>
!! @version 1.4 vom 01/20/03, Quellcode: mod_m_sedimorph_hunziker.f90
!! <HR>
!! module for the computation of the sediment transport capacity according
!! to Hunziker (SediMorph package)<BR>
!! <BR>
!! <HR>
!! <H3>Copyright-Hinweis</H3>
!!
!!                                     <BR>
!! Copyright (C) 2002 <A HREF="http://www.hamburg.baw.de/">Bundesanstalt
!! für Wasserbau</A> <BR>
!!                                     <BR>
!! This program is free software; you can redistribute it and/or      <BR>
!! modify it under the terms of the GNU General Public License        <BR>
!! as published by the Free Software Foundation; either version 2    <BR>
!! of the License, or (at your option) any later version.             <BR>
!!                                     <BR>
!! This program is distributed in the hope that it will be useful,    <BR>
!! but WITHOUT ANY WARRANTY; without even the implied warranty of     <BR>
!! MERCHANTABILITY or FITNESS FOR A PARTICULAR PURPOSE. See the      <BR>
!! <A HREF="http://www.gnu.org/copyleft/gpl.html">GNU General
!! Public License</A> <BR>
!! for more details.                                                   <BR>
!!                                     <BR>
!! You should have received a copy of the GNU General Public License <BR>
!! along with this program; if not, write to the Free Software         <BR>
```

```
!! Foundation, Inc., 59 Temple Place - Suite 330, Boston,
!! MA 02111-1307, USA.
!!
!! <BR>
!! <HR>
!!
!! <BR>
!! <HR>
!! <H3>Development history of the module</H3>
!! 2002-November-19 : Initial Version /
!! <A HREF="mailto:malcherek@hamburg.baw.de">A. Malcherek</A>
!! W. Sendzik</A>
!! <HR>
!!
!! <BR>
!! <HR>
!! <H3>Scope of functionality and services</H3>
!! <OL>
!! <LI> Calculation of the sediment transport capacity according to
!! Hunziker formula (Pakage SediMorph).
!! </OL>
!! <HR>
!
MODULE m_sedimorph_hunziker
!
! -----
! [A] Basis-Module mit haeufig benutzten Methoden
! -----
!
! [A.1] Basis-Modul mit globalen Konstantwerten [ggf. entfernen]
USE b_constants, ONLY : &
! Konstantwerte
Double

!
! [A.2] Basis-Modul mit Typ+Methoden "Sedimentkorn"
USE b_grain, ONLY : & !
! Routinen / Interfaces
t_grain, &
get_grain_size, &
get_grain_mean_density, &
get_grain_mean_size, &
get_grain_roughness

!
! -----
! !!! wichtiger Hinweis !!! -----
! !!! ----- !!! --READ-THIS-BEFORE-GOING-BEHIND-THIS-LINE--
! !!! ----- !!! -----
!
! Alle Basis-Module, die hier eingebunden werden, muessen in
! "mod_p_sedimorph_ui.f90" in den Methoden
! - INIT_sedimorph,
! - CLEAR_sedimorph,
! - SETUP_sedimorph_prn_lun und
```

```

! - SETUP_sedimorph_trc_lun
! entsprechend beruecksichtigt werden.
!
! -----
! [B] Module des Paketes "SediMorph"
! -----
!
! [B.1] Modul mit globalen Daten des Paketes SediMorph
!
USE m_sedimorph_data, ONLY : &
    ! Velocities -----
    node_velocity, edge_velocity, poly_velocity, & !
    ! Water Depths -----
    node_water_depth, edge_water_depth, poly_water_depth, &
    ! vertikale Gitterstruktur -----
    poly_col_idx, poly_bot_layer, poly_top_layer, & !
    ! logical determining whether a fraction is transported as bed load
    is_bedload, &
    ! number of polygons
    get_nof_poly, &
    ! number of sediment fractions
    get_nof_sediment_fractions, &
    ! Transport capacity on nodes
    ! (needed for getting the number of bed load classes )
    poly_tra_capacity
!
! [B.2] Module for the initial shear stress calculation
!
USE m_sedimorph_init_of_motion, ONLY : &
    !
    get_shields_shear_stress
!
! [B.3] Module for the bed shear stress calculation
USE m_sedimorph_bed_shear_stress, ONLY : &
    !
    get_bed_shear_stress
!
IMPLICIT NONE
PRIVATE
!
! -----
! [C] oeffentlich zugaengliche Deklarationen (mit PUBLIC-Attribut)
! -----
!
! [C.1] Schnittstellen
!
!! Update of the transport capacity
!
INTERFACE get_hunziker_tra_cap
    MODULE PROCEDURE get_hunziker_tra_cap_0_0

```

```
MODULE PROCEDURE get_hunziker_tra_cap_1_1
END INTERFACE
!
! [C.2] Liste der oeffentlichen Methoden
!
PUBLIC :: get_hunziker_tra_cap !
!
! -----
! [D] modulintern zugaeungliche Datentypen, Daten und Methoden (PRIVATE)
! -----
!
! [D.1] lokale Typdefinitionen
!
! [D.2] Konstantwerte (Parameter)
!
!! Name of the module
CHARACTER (LEN=20) , PRIVATE, PARAMETER :: &
    c_modname='m_sedimorph_hunziker' !
!
CONTAINS
!
!+++++
! Oeffentliche Methoden oder Methoden mit Zugriff ueber PUBLIC Interfaces
!
!! calculates the scalar sediment transport rate according to Hunziker <BR>
!! Subroutine does not throw <EM>any</EM> error messages
FUNCTION get_hunziker_tra_cap_0_0 &
    ( diameter, sediment_classes, upper_sediment_fraction, &
      lower_sediment_fraction, velocity, water_depth ) &
    RESULT ( var )
!! Name of the Subroutine
CHARACTER (LEN=24) , PARAMETER :: c_upname="get_hunziker_tra_cap_0_0"
!! Sediment classes
TYPE (t_grain) , INTENT(IN)      :: sediment_classes(:)      !
!! Sediment Distribution in the upper layer
REAL (KIND = Double), INTENT(IN) :: upper_sediment_fraction(:) !
!! Original Distribution
REAL (KIND = Double), INTENT(IN) :: lower_sediment_fraction(:) !
!! Hydrodynamical data
REAL (KIND = Double), INTENT(IN) :: velocity, water_depth
!! Diameter of the sediment class
REAL (KIND = Double), INTENT(IN) :: diameter
!! grain density
REAL (KIND = Double) :: rhom, grain_rough, tauc, taub, phi, theta_m
!! Mean grain diameters in the surface and the original distributions
REAL (KIND = Double) :: dms, dmo
!! Rueckgabewert
REAL (KIND = Double) :: var !
!
! [1.0] Calculation of the transport capacity
```

```

!
rhom = get_grain_mean_density &
      (sediment_classes(:), upper_sediment_fraction(:) )
grain_rough = get_grain_roughness &
      ( sediment_classes(:), upper_sediment_fraction(:) )
! [1.1] Calculation of the bed shear stress
taub = get_bed_shear_stress &
      ( velocity, water_depth, grain_rough )
! [1.2] Get the mean grain size of the sediment in the surface layer
dms = get_grain_mean_size( &
      sediment_classes(:), upper_sediment_fraction(:))
! [1.3] Get the mean grain size of the sediment in the original layer
dmo = get_grain_mean_size( &
      sediment_classes(:), lower_sediment_fraction(:))
! [1.4] Calculation of the shields shear stress
tauc = get_shields_shear_stress &
      ( sediment_classes(:), upper_sediment_fraction(:) ) &
      * ( dmo / dms )**0.33
! [1.5] Calculation of the shear stress parameter theta
theta_m = taub /(( rhom - 1000._Double ) * 9.81_Double * dms)
!
phi = MIN( (diameter / dms )**(0.3 - 0.011*theta_m**(-1.5)), 4.0_Double)
!
SELECT CASE (taub <= tauc)
CASE ( .TRUE. )
    var = 0.0
CASE ( .FALSE. )
    var = 5._Double / (SQRT(1000._Double) * (rhom - 1000._Double) &
        * 9.81_double) * (phi*(taub - tauc))**(1.5)
END SELECT
!!
END FUNCTION get_hunziker_tra_cap_0_0
!
!! calculates a field of vectorial sediment transport rates for
!! a field of sediment classes according to Hunziker <BR>
!! Subroutine does not throw <EM>any</EM> error messages
FUNCTION get_hunziker_tra_cap_1_1 &
      ( sediment_classes, upper_sediment_fraction, lower_sediment_fraction, &
        velocity, water_depth ) &
      RESULT ( var )
!! Name of the Subroutine
CHARACTER (LEN=24) , PARAMETER :: &
      c_upname="get_hunziker_tra_cap_1_1"
!! Hydrodynamical data
REAL (KIND = Double), INTENT(IN) :: velocity(:, :), water_depth(:)
!! Sediment classes
TYPE (t_grain) , INTENT(IN)      :: sediment_classes(:)      !
!! Sediment Distribution in the upper layer
REAL (KIND = Double), INTENT(IN)  :: upper_sediment_fraction(:, :) !
!! Original Sediment Distribution

```

```

REAL (KIND = Double), INTENT(IN)      :: lower_sediment_fraction(:, :) !
!! Rueckgabewert
REAL (KIND = Double) :: var(SIZE(velocity,1), 2, &
    SIZE(poly_tra_capacity,3))
!! Zählvariablen
INTEGER :: i, itracap, ised !
!
REAL (KIND = Double) :: diameter, absvelocity, tracap
!
! [1.1] Calculation of the total bed load transport rate
!
itracap = 1
!
DO ised = 1, get_nof_sediment_fractions()
    IF (is_bedload(ised)) THEN
        !
        diameter = get_grain_size( sediment_classes(ised) )
        !
        DO i = 1, SIZE(velocity,1)
            !
            absvelocity = SQRT(DOT_PRODUCT(velocity(i,:), velocity(i,:)))
            !
            tracap = get_hunziker_tra_cap_0_0 &
                ( diameter, &
                  sediment_classes(:), &
                  upper_sediment_fraction(i,:), &
                  lower_sediment_fraction(i,:), &
                  absvelocity, &
                  water_depth(i) ) &
                * upper_sediment_fraction(i,ised) / &
                SUM( upper_sediment_fraction(i,:), MASK = is_bedload)
            !
            SELECT CASE ( absvelocity > EPSILON( absvelocity) )
            CASE ( .TRUE. )
                var(i,:,itracap) = tracap * velocity(i,:) / absvelocity
            CASE ( .FALSE. )
                var = 0._Double
            END SELECT
            !
        END DO
        !
        itracap = itracap + 1
        !
    END IF
    !
END DO
!
END FUNCTION get_hunziker_tra_cap_1_1
!
!+++++

```

```
! Lokale Methoden (PRIVATE)
!  
END MODULE m_sedimorph_hunziker  
! TailOfPackageModule -----
```


Anhang C

Austauschschichtmodul

```
! -----
! HeadOfPackageModule -----
!
!! <H2>Modul zum Verwalten der Austauschschicht
!! (Paket SediMorph)</h2>
!! @author <A HREF="mailto:malcherek@hamburg.baw.de">A. Malcherek</A>
!! @version 1.2 vom 01/21/03, Quellcode: mod_m_sedimorph_exchange_layer.f90
!! <HR>
!! module for the administration of the exchange layer
!! (SediMorph package)<BR>
!! <BR>
!! <HR>
!! <H3>Copyright-Hinweis</H3>
!!
!!                                     <BR>
!! Copyright (C) 2002 <A HREF="http://www.hamburg.baw.de/">
!! Bundesanstalt f&uuml;r Wasserbau</A> <BR>
!!
!!                                     <BR>
!! This program is free software; you can redistribute it and/or <BR>
!! modify it under the terms of the GNU General Public License <BR>
!! as published by the Free Software Foundation; either version 2 <BR>
!! of the License, or (at your option) any later version. <BR>
!!
!!                                     <BR>
!! This program is distributed in the hope that it will be useful, <BR>
!! but WITHOUT ANY WARRANTY; without even the implied warranty of <BR>
!! MERCHANTABILITY or FITNESS FOR A PARTICULAR PURPOSE. See the <BR>
!! <A HREF="http://www.gnu.org/copyleft/gpl.html">GNU General Public
!! License</A> <BR>
!! for more details. <BR>
!!
!!                                     <BR>
!! You should have received a copy of the GNU General Public License <BR>
!! along with this program; if not, write to the Free Software <BR>
!! Foundation, Inc., 59 Temple Place - Suite 330, Boston, MA 02111-1307, USA.
!!
!!                                     <BR>
!! <HR>
!!
!!                                     <BR>
!! <HR>
```

```
!! <H3>Development history of the module</H3>
!! 2003-January-06 : Initial Version /
!! <A HREF="mailto:malcherek@hamburg.baw.de">A. Malcherek</A>
!! <HR>
!!
!! <BR>
!! <HR>
!! <H3>Scope of functionality and services</H3>
!! <OL>
!!   <LI> Initialisation of the exchange layer
!!   <LI> update of the sediment fractions in the exchange layer
!!         according to the equation: <BR>
!!          $p_i^{n+1} = p_i^n + (p_i^n * \Delta V_{tot} - \Delta V_i) / h_{ex} / A_i$ 
!!   </OL>
!! <HR>
!
MODULE m_sedimorph_exchange_layer
!
! -----
! [A] Basis-Module mit haeufig benutzten Methoden
! -----
!
! [A.1] Basis-Modul mit globalen Konstantwerten [ggf. entfernen]
USE b_constants, ONLY : &
    ! Konstantwerte
    Double
!
! [A.2] Basismodul
USE b_grain, ONLY: &
    ! size of grains
    get_grain_size
!
! -----
! !!! wichtiger Hinweis !!! -----
! !!! ----- !!! --READ-THIS-BEFORE-GOING-BEHIND-THIS-LINE--
! !!! ----- !!! -----
!
! Alle Basis-Module, die hier eingebunden werden, muessen in
! "mod_p_sedimorph_ui.f90" in den Methoden
! - INIT_sedimorph,
! - CLEAR_sedimorph,
! - SETUP_sedimorph_prn_lun und
! - SETUP_sedimorph_trc_lun
! entsprechend beruecksichtigt werden.
!
! -----
! [B] Module des Paketes "SediMorph"
! -----
!
! [B.1] Modul mit globalen Daten des Paketes SediMorph
!
```

```

USE m_sedimorph_data, ONLY : &
    ! H\u00f6ufigkeit des Vorkommens der Sedimentfraktionen <BR>
    ! cell_sediment_fraction(ik,m) : H\u00f6ufigkeit der m-ten
    !                               Sedimentfraktion
    !                               in der ik-ten (Berechnungs-) Zelle
    cell_sediment_fraction, & !
    ! Relative amount of the sediment fractions in the exchange layer <BR>
    ! exchange_layer_fraction(ik,m) : relative amount of sediment fraction
    !                               m in the polygon ik
    exchange_layer_fraction, & !
    ! depth of the exchange layer <BR>
    ! exchange_layer_depth (ik) : depth of the exchange layer on polygon
    !                               ik
    exchange_layer_depth, & !
    ! Depth of Bed layer
    poly_depth, &
    ! Depth of Non-erodable layer
    poly_noero_depth, &
    ! Classes of sediments used in this simulation
    used_sediment_classes, &
    ! Number of 2D polygons
    get_nof_poly, & !
    ! vertikale Gitterstruktur -----
    poly_col_idx, poly_bot_layer, poly_top_layer, get_nof_layers, & !
    ! cell heights
    layer_depths, & !
    ! area of the polygons
    poly_area, &
    ! logical determining whether a fraction is transported as bed load
    is_bedload, &
    ! Number of sediment fractions used in this simulation
    get_nof_sediment_fractions, &
    ! Pore water fraction per cell
    cell_pore_water_fraction, &
    ! Bodenevolutionsrate \u00fcber den Polygonen
    poly_bed_evol_rate , &
    ! sediment transport rate on edges (m-th fraction, j-th edge)
    ! edge_tra_rate(j,1,m) : x-Komponente
    ! edge_tra_rate(j,2,m) : y-Komponente
    edge_tra_rate

!
! [B.2] Module for the calculation of the bed load transport rate
!
USE m_sedimorph_transport_capacity, ONLY : &
    get_sediment_volume_change_BL

!
!
! [B.3] Module for the calculation of the suspended load
!
USE m_sedimorph_suspended_load, ONLY : &

```

```

        get_sediment_volume_change_SL
!
IMPLICIT NONE
PRIVATE
!
! -----
! [C] oeffentlich zugaeungliche Deklarationen (mit PUBLIC-Attribut)
! -----
!
! [C.1] Schnittstellen
!
!! Initializes the exchange layer
INTERFACE init_exchange_layer
    MODULE PROCEDURE init_exchange_layer_d
END INTERFACE
!! Updates the exchange layer
INTERFACE update_exchange_layer
    MODULE PROCEDURE update_exchange_layer_d
END INTERFACE
!
! [C.2] Liste der oeffentlichen Methoden
!
PUBLIC :: init_exchange_layer, &
        update_exchange_layer
!
! -----
! [D] modulintern zugaeungliche Datentypen, Daten und Methoden (PRIVATE)
! -----
!
! [D.1] lokale Typdefinitionen
!
! [D.2] Konstantwerte (Parameter)
!
!! Name of the module
CHARACTER (LEN=26) , PRIVATE, PARAMETER :: &
        c_modname='m_sedimorph_exchange_layer' !
!
CONTAINS
!
!+++++
! Oeffentliche Methoden oder Methoden mit Zugriff ueber PUBLIC Interfaces
!
!! initializes the exchange layer <BR>
!! Subroutine does not throw <EM>any</EM> error messages
!
SUBROUTINE init_exchange_layer_d &
    ( )
!
!! Name of the Subroutine
CHARACTER (LEN=21) , PARAMETER :: &

```

```

        c_upname="init_exchange_layer_d" !
!! Z&auml;hlervariablen
INTEGER :: i
!! Sediment height in the upper cell
REAL (KIND = Double) :: upper_sedi_height, min_dz
!
IF (.NOT. ALLOCATED(exchange_layer_depth)) RETURN
!
! [1.0] Initialisation of the exchange layer depth
!
! [1.1] As a first approximation it is assumed that the exchange layer
!         depth is ten times larger than the maximum grain size
!
exchange_layer_depth = MIN(ABS(poly_noero_depth-poly_depth), &
    3._Double*MAXVAL(get_grain_size( used_sediment_classes )))
!
! [1.2] Security test: The exchange layer height should be smaller than
!         the vertical discretization
!
min_dz = ABS(layer_depths(1) - layer_depths(0))
DO i = 2, get_nof_layers()
    IF ( ABS(layer_depths(i) - layer_depths(i-1)) .LT. min_dz) &
        min_dz = ABS(layer_depths(i) - layer_depths(i-1))
END DO
!
IF ( ANY(exchange_layer_depth .GT. min_dz) ) THEN
    WRITE(*,*) &
        'The vertical discretisation is smaller than exchange layer depth'
    STOP
END IF
!
! [2.0] Initialisation of the exchange layer fractions
!
DO i = 1, get_nof_poly()
    ! [2.1] Sediment height in the upper cell
    upper_sedi_height = ABS(MAX(poly_depth(i), &
        layer_depths(poly_top_layer(i))) &
        - MIN(layer_depths(poly_top_layer(i)-1), poly_noero_depth(i)))
    ! [2.2] No sediment over the non-erodable layer
    IF ( exchange_layer_depth(i) .LE. EPSILON(1._DOUBLE) ) THEN
        exchange_layer_fraction(i,:) = 0._Double
    ! [2.3] Exchange layer lies totally in the upper cell
    ELSE IF ( exchange_layer_depth(i) .GT. EPSILON(1._DOUBLE) .AND. &
        exchange_layer_depth(i) .LE. upper_sedi_height) THEN
        !
        exchange_layer_fraction(i,:) = cell_sediment_fraction( &
            poly_col_idx(i) + poly_top_layer(i), :)
    ! [2.4] The exchange layer overstretches two vertical layers
    ELSE
        exchange_layer_fraction(i,:) = &

```

```

        ( upper_sedi_height * cell_sediment_fraction( &
poly_col_idx(i)+poly_top_layer(i), :) &
+ ( exchange_layer_depth(i) - upper_sedi_height) &
* cell_sediment_fraction( &
poly_col_idx(i) + poly_top_layer(i) - 1, :)) &
/ exchange_layer_depth(i)

    END IF
END DO
!
END SUBROUTINE init_exchange_layer_d
!
!! updates the exchange layer <BR>
!! Subroutine does not throw <EM>any</EM> error messages
!
SUBROUTINE update_exchange_layer_d &
( dt )
!
!! Name of the Subroutine
CHARACTER (LEN=23) , PARAMETER :: &
    c_upname="update_exchange_layer_d" !
!! Z&aumluml;hlervariablen
INTEGER :: ipoly, ised
!! Time step dt
REAL (KIND = Double) :: dt
!! Volume change of a given sediment fraction in one time step
REAL (KIND = Double) :: fraction_volume_change
!! Sediment fraction given to or taken from the upper layer
REAL (KIND = Double) :: fraction, sum_negative, sum_positive
!
IF (.NOT. ALLOCATED(exchange_layer_depth)) RETURN
!
! [1.0] Update of the exchange layer depth
!
exchange_layer_depth = MIN(ABS(poly_noero_depth-poly_depth), &
    3._Double*MAXVAL(get_grain_size( used_sediment_classes )))
!
! [2.0] Update of the exchange layer fractions
!
DO ipoly = 1, get_nof_poly()
    DO ised = 1, get_nof_sediment_fractions()
        !
        ! [2.1] Bed load or suspended load -> fraction_volume_change
        !
        SELECT CASE (is_bedload(ised))
        CASE(.TRUE.)
            fraction_volume_change = get_sediment_volume_change_BL &
                (ipoly, ised, edge_tra_rate, dt)
        CASE(.FALSE.)
            fraction_volume_change = get_sediment_volume_change_SL &
                (ipoly, ised, dt)
        END SELECT
    END DO
END DO

```

```

END SELECT
!
! [2.2] Erosion or deposition situation -> fraction
!
SELECT CASE (poly_bed_evol_rate(ipoly) .LE. 0._Double )
CASE(.TRUE.) ! Erosion Situation
    ! Hier muss noch geschaut werden, ob genuegend Sediment da ist
    fraction = cell_sediment_fraction( &
        poly_col_idx(ipoly) + poly_top_layer(ipoly), ised)
    ! Part 1: Erosion
    exchange_layer_fraction(ipoly,ised) &
        = exchange_layer_fraction(ipoly,ised) &
        + ( fraction_volume_change / poly_area(ipoly) &
    ! Part 2: Fill up
        ! Fall exchange_layer_depth(ipoly) = 0 behandeln !!!
        - ( fraction * poly_bed_evol_rate(ipoly) * dt &
        *( 1._Double -cell_pore_water_fraction( &
        poly_col_idx(ipoly) + poly_top_layer(ipoly)) )) ) &
        / exchange_layer_depth(ipoly)

CASE(.FALSE.) ! Deposition Situation : Implicit Solution
    exchange_layer_fraction(ipoly,ised) &
        = (exchange_layer_fraction(ipoly,ised) &
        * exchange_layer_depth(ipoly) &
        + fraction_volume_change / poly_area(ipoly)) &
    ! Fall Nenner gleich Null behandeln
    /(exchange_layer_depth(ipoly) + poly_bed_evol_rate(ipoly) &
    * dt *( 1._Double -cell_pore_water_fraction( &
    poly_col_idx(ipoly) + poly_top_layer(ipoly)) ) )
END SELECT
!
END DO
END DO
!
! Correction for the Erosion case where not enough sediment is in
! the base layer
!
DO ipoly = 1, get_nof_poly()
    IF ( ANY(exchange_layer_fraction(ipoly,:) .LT. 0._Double ) ) THEN
        sum_negative = SUM (exchange_layer_fraction(ipoly,:), &
            MASK=(exchange_layer_fraction(ipoly,:).LT.0_Double))
        sum_positive = SUM (exchange_layer_fraction(ipoly,:), &
            MASK=(exchange_layer_fraction(ipoly,:).GE.0_Double))
        DO ised = 1, get_nof_sediment_fractions()
            SELECT CASE (exchange_layer_fraction(ipoly,ised).LT.0_Double)
            CASE (.TRUE.)
                exchange_layer_fraction(ipoly,ised) = 0._Double
            CASE (.FALSE.)
                exchange_layer_fraction(ipoly,ised) &
                    = exchange_layer_fraction(ipoly,ised) &

```

```

                + sum_negative * exchange_layer_fraction(ipoly,ised) &
                / sum_positive
            END SELECT
        END DO
    END IF
    !
    IF ( ANY(exchange_layer_fraction(ipoly,:) .GT. 1._Double )) THEN
        sum_positive = SUM (exchange_layer_fraction(ipoly,:))
        exchange_layer_fraction(ipoly,:) &
            = exchange_layer_fraction(ipoly,:) / sum_positive
    END IF
    !
END DO
!
! Test, whether sum of fraktionen lower than one
IF ( ANY ( SUM(exchange_layer_fraction, DIM=2) > 1.01_Double )) THEN
    WRITE(*,*) ' Programming Error in Exchange Layer -> Andreas '
    ! STOP
    print*, MAXVAL( SUM(exchange_layer_fraction, DIM=2))
END IF
!
write (383,*) exchange_layer_fraction(1255,:)
write (384,*) exchange_layer_fraction(3602,:)
!
END SUBROUTINE update_exchange_layer_d
!
!+++++
! Lokale Methoden (PRIVATE)
!
END MODULE m_sedimorph_exchange_layer
!
! TailOfPackageModule -----

```