

## Zur Advektion und Dispersion von Geschiebe

Dipl.-Ing. Markus Promny

Institut für Wasserwesen  
Werner-Heisenberg-Weg 39  
85577 Neubiberg

Titelbild: Gefärbte Geschiebetracer in der Sohle eines Laborversuchs

## **Kurzfassung**

In der vorliegenden Arbeit wird der Geschiebetransport als Transportprozess mit den Eigenschaften Advektion und Dispersion behandelt. Advektion ist das Mitführen von Stoffen in einer Strömung. Dispersion bedeutet im Rahmen dieser Arbeit die unterschiedliche Ausbreitung infolge von ungleichen Bewegungseigenschaften.

In Kapitel 3 werden verschiedene Aspekte des Geschiebetransports dargestellt und unter dem Gesichtspunkt der räumlich-zeitlichen Ausbreitung des Sohlmaterials analysiert. Dabei werden folgende Themen abgehandelt: Bewegungsbeginn, Transportrate, Transportschicht, Advektion, Dispersion, Abpflasterung, Transportkörper, und Veränderung der Korngestalt infolge von Transport. Erörtert wird, inwiefern verschiedene Prozesse und Phänomene im Hinblick auf den Ausbreitungsvorgang relevant sind. Ziel ist es, die für die Ausbreitung von Geschiebe in Fließgewässern maßgeblichen Vorgänge zu bestimmen.

In Kapitel 4 werden die am Institut für Wasserwesen durchgeführten Experimente zum Geschiebetransport beschrieben und die Ergebnisse im Hinblick auf die in Kapitel 3 erläuterten Aspekte ausgewertet. Dabei werden folgende Aussagen für die experimentellen Untersuchungen als gültig bestätigt:

Die Ausbreitung von Geschiebe in Strömungsrichtung wird maßgeblich von dessen Ausbreitung in vertikaler Richtung beeinflusst. Bei der Ableitung von Advektionsgeschwindigkeiten und Dispersionsgrößen aus Tracerversuchen muss die anfängliche Adaption der Tracerverteilung berücksichtigt werden. Findet der Geschiebetransport in Form von regelmäßigen Transportkörpern statt, so wird die Dispersion des Geschiebes stark verringert. Die mittlere Advektionsgeschwindigkeit von Geschiebe, welches in idealen, regelmäßigen Dünen transportiert wird, ist gleich der Fortschrittsgeschwindigkeit der Dünenkörper.

Weiterhin bilden die hierbei gewonnenen Datensätze des Ausbreitungsvorgangs die Vergleichsgrundlage der nachfolgenden analytisch-stochastischen und numerischen Modellierung der Geschiebeausbreitung (Kapitel 5 und 6).

In Kapitel 5 wird ein stochastisches Modell zur Geschiebeausbreitung erläutert. Es simuliert die Ausbreitung von Geschiebetracern in zwei Schichten: der transportaktiven und der inaktiven Schicht. Dieses Modell wird anschließend zur Nachbildung von im Kapitel 4 beschriebenen Laborversuchen angewendet. Ausserdem erfolgt die Simulation des Naturversuchs Iffezheim mit diesem Modell.

Abschließend wird in Kapitel 6 ein numerisches Modellsystem aus dem hydrodynamischen Modell Telemac2D gekoppelt mit dem morphologischen Modell SediMorph angewendet, um die grundsätzlichen Möglichkeiten zur numerischen Modellierung der Geschiebeausbreitung aufzuzeigen. Die Geometrie eines Modellversuchs aus Kapitel 4 wird dazu in ein numerisches Modell übertragen. Der Vergleich der numerischen Berechnungsergebnisse mit den Messdaten zeigt, dass das Modell grundsätzlich in der Lage ist, die beobachteten Phänomene wiederzugeben. Die Dispersion wird, genauso wie die Variabilität der Sohlhöhen, derzeit noch nicht ausreichend reproduziert.

---



# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Problembeschreibung und Zielsetzung</b>	<b>1</b>
1.1	Problembeschreibung . . . . .	1
1.2	Zielsetzung . . . . .	3
1.3	Begriffsbestimmungen . . . . .	4
<b>2</b>	<b>Theorie und Modelle des Geschiebetransports</b>	<b>7</b>
2.1	Theorie des Transports . . . . .	7
2.1.1	Die allgemeine 1D-Transportgleichung . . . . .	8
2.1.2	Besonderheit des Transports von Geschiebe . . . . .	9
2.2	Analytische Modelle . . . . .	11
2.2.1	Deterministische Modelle . . . . .	12
2.2.2	Stochastische Modelle . . . . .	13
2.3	Physische Modelle . . . . .	14
2.4	Numerische Modelle . . . . .	15
<b>3</b>	<b>Aspekte der Geschiebeausbreitung</b>	<b>17</b>
3.1	Bewegungsbeginn . . . . .	17
3.1.1	Zusammenhang von Korngröße und Bewegungsbeginn . . . . .	19
3.1.2	Einfluss der Kornform auf den Bewegungsbeginn . . . . .	21
3.1.3	Einfluss der Betteigenschaften auf den Bewegungsbeginn . . . . .	22
3.1.4	Zusammenhang von Bewegungsbeginn und Dispersion . . . . .	23
3.2	Transportrate . . . . .	23
3.2.1	Die Formel von H. A. Einstein . . . . .	24
3.2.2	Die Formel von Hunziker . . . . .	28
3.2.3	Weitere Arbeiten . . . . .	29
3.3	Schichten des Transportprozesses . . . . .	29
3.3.1	Die Struktur der Gewässersohle . . . . .	29
3.3.2	Die Arbeit von Wong et al. . . . .	33
3.4	Die Advektionsgeschwindigkeit . . . . .	36
3.4.1	Die Arbeit von Stelczer . . . . .	37

3.4.2	Die Arbeit von Wong et al. . . . . .	39
3.4.3	Verallgemeinerung der Geschiebeadvektion . . . . .	40
3.4.4	Zusammenhang von Advektion und Korngröße . . . . .	41
3.5	Geschiebedispersion . . . . .	42
3.6	Abpflasterung . . . . .	44
3.7	Transportkörper . . . . .	45
3.7.1	Die Beeinflussung der Advektionsgeschwindigkeit durch Dünen . . . . .	46
3.7.2	Die Dispersionswirkung von Dünen . . . . .	48
3.7.3	Die Dispersionswirkung von Antidünen . . . . .	54
3.8	Rundung, Abrieb und Zerfall . . . . .	55
3.9	Dispersion in Vertikalrichtung . . . . .	57
3.10	Dispersion in Querrichtung . . . . .	57
<b>4</b>	<b>Experimentelle Untersuchung der Geschiebeausbreitung</b>	<b>59</b>
4.1	Motivation . . . . .	59
4.2	Methoden . . . . .	60
4.2.1	Messung der Einflussgrößen . . . . .	62
4.2.2	Messung der Prozessgrößen . . . . .	70
4.2.3	Tracerversuche . . . . .	72
4.2.4	Detektion von farbigen Geschiebetracern . . . . .	74
4.3	Bewegungsbeginn und Transportrate . . . . .	81
4.3.1	Zusammenhang von Korngröße und Transportrate . . . . .	82
4.4	Transportkörper . . . . .	85
4.5	Advektion . . . . .	90
4.6	Dispersion in Transportrichtung . . . . .	95
4.7	Vertikale Dispersion . . . . .	96
4.8	Transportschicht . . . . .	97
<b>5</b>	<b>Stochastische Modellierung der Geschiebeausbreitung</b>	<b>99</b>
5.1	Definition der Modellparameter . . . . .	100
5.2	Stochastische Eigenschaften . . . . .	103
5.2.1	Das Einschichtenmodell . . . . .	103
5.2.2	Das Zweischichtenmodell . . . . .	106
5.3	Stochastische Simulation der physischen Modellversuche . . . . .	108
5.3.1	Advektion . . . . .	109
5.3.2	Dispersion . . . . .	110
5.4	Stochastische Simulation des Naturversuchs Iffezheim . . . . .	111
5.4.1	Advektion . . . . .	115
5.4.2	Dispersion . . . . .	116

---

---

5.5	Bewertung der Ergebnisse . . . . .	118
<b>6</b>	<b>Numerische Simulation der Geschiebeausbreitung</b>	<b>119</b>
6.1	Grundlagen . . . . .	120
6.1.1	Dispersion infolge numerischer Diffusion . . . . .	121
6.2	Modellierung der Geschiebeausbreitung mit dem Modell SediMorph . . . . .	122
6.2.1	Funktionweise des Modells SediMorph . . . . .	122
6.2.2	Das Konzept der Austauschschicht . . . . .	123
6.3	Numerische Simulation der physischen Modellversuche . . . . .	124
6.3.1	Modellbeschreibung . . . . .	124
6.3.2	Festlegung der Austauschschicht . . . . .	126
6.3.3	Wahl der Transportformel . . . . .	126
6.3.4	Ergebnisse . . . . .	127
6.4	Schlussfolgerungen . . . . .	128
<b>7</b>	<b>Zusammenfassung und Ausblick</b>	<b>131</b>
7.1	Zusammenfassung . . . . .	131
7.2	Ausblick . . . . .	133
<b>A</b>	<b>Symbolverzeichnis</b>	<b>137</b>

---





# Kapitel 1

## Problembeschreibung und Zielsetzung

### 1.1 Problembeschreibung

Die Sohle von Fließgewässern besteht aus körnigem Gesteinsmaterial. Bei hinreichend großer Schleppspannung an der Kontaktfläche von Gewässer und Sohle wird ein Teil des Sohlmaterials von der Strömung transportiert. Findet der Transport überwiegend in Kontakt mit der Sohle statt, so spricht man von Geschiebetransport, welcher Gegenstand dieser Arbeit ist.

Der Materialtransport in Flüssen gehört zu den geologischen Vorgängen, die das Bild der Erde mit am stärksten prägen. Auf dem Weg von den hochgelegenen Niederschlagsgebieten transportieren die Flüsse Material bis zu deren Mündung im Meer. Dadurch wirken sie der Landhebung aufgrund tektonischer Kräfte entgegen. Durch den Energieaufwand, welcher für den Transport des Materials nötig ist, wird die kinetische Energie der Strömung verringert. In Fließrichtung vom Oberlauf zur Mündung nehmen daher Energiehöhe, an der Sohle wirkende Schleppkraft und daraus folgend die Korngrößen des transportierten Materials, abgesehen von geologisch bedingten Störungen, ab. Es bildet sich ein Gleichgewichtsprofil der Höhenlage des Flusses (WILHELMY, 1972 [55]). Durch Abrieb kommt es ebenfalls zur Reduktion der Korngrößen des Geschiebes.

In Querrichtung zum Fließweg hat der Materialtransport eine ebene Wirkung. Akkumulation im temporär aktiven Flussbett führt dazu, dass der Fließweg seitlich, entlang des Weges des geringsten Widerstandes, verlagert wird. Ständige laterale Verlagerungen des Flussbettes an die jeweils temporär tiefste Stelle der Ebene führten über geologische Zeiträume zur Entstehung großer Tiefebenen.

Durch anthropogene Eingriffe, beginnend in Mesopotamien vor etwa 5000 Jahren, massiv jedoch seit den großen Flussregulierungen ab dem 19. Jahrhundert, wird den Flüssen die Möglichkeit der seitlichen Verlagerung beinahe vollständig genommen. Das heute vorhandene Profil der Flüsse ist jedoch unter der Bedingung entstanden, dass ein seitliches Ausweichen des Flusses möglich ist, um Material, welches die Transportkapazität übersteigt, entlang des Fließweges deponieren zu können, ohne jedoch einen wesentlichen Anstieg des Talweges zu

verursachen. Durch die Festlegung der Fließstrecke zwischen Hochwasserschutzlinien ist ein Ungleichgewicht in der Gesamttransportbilanz entstanden. Material kann nun nicht mehr in der Ebene, sondern nur noch innerhalb des festen Gewässerbettes zwischen den Hochwasserdämmen deponiert werden. Dies führt langfristig zur Erhöhung des Talweges und damit zu einem Abweichen des Flusses von seinem bisherigen, natürlichen Gefälleprofil bei gleichzeitigem Festhalten der Höhenlage am oberen und unteren Ende des Fließweges.

Mit der Flussregulierung wurde häufig auch eine Laufverkürzung mäandrierender Flüsse vorgenommen. Als Folge dessen kommt es zu örtlicher Erosion wegen des nun höheren Gefälles. Diese kann der beschriebenen langfristigen Deposition infolge des Abschneidens der Vorländer entgegenwirken.

Durch den Bau von Stauräumen entlang der Flüsse sind lokale Senken für transportiertes Sohlmaterial entstanden, welche ein Defizit an Depositionsmöglichkeiten temporär auffangen können. Unterhalb von Stauräumen fehlt das in ihnen abgelagerte Material, wodurch es ebenfalls lokal zu Eintiefungen des Gewässerbettes kommen kann. Das Volumen, welches für die Deposition von Material im Flussschlauch zur Verfügung steht, ist jedoch durch die seitliche Festlegung von Nutzungsgrenzen beschränkt. Im Vergleich zum Depositionsvolumen, welches den Flüssen vor deren Beschränkung durch den Menschen zur Verfügung stand, sind die meisten Stauräume als klein zu bezeichnen.

Durch die Deposition in Stauräumen ist die derzeitige Depositionsrates in einigen Flüssen höher als vor der anthropogenen Beeinflussung. In der Folge ist deren Mündung ins Meer, welche ebenfalls nur bei Gleichgewicht von Transporthaushalt des Flusses und erodierender Wirkung der Meereskräfte in einem Beharrungszustand ist, von Erosion betroffen. Besonders anfällig sind dafür Deltamündungen mit sehr geringem Gefälle und dadurch großer Sensibilität gegenüber Änderungen im Transporthaushalt.

Schlussfolgernd muss festgehalten werden, dass die meisten der vom Menschen befestigten Flussläufe der heutigen Zeit in einem Ungleichgewicht den Materialtransport betreffend stehen. Besonders dort, wo die Transportrate hoch ist, sind die Folgen bereits deutlich zu erkennen. In den Tiefebenen im Osten Chinas gibt es bereits Gewässerabschnitte, deren Sohle mehr als 10 m über der Talebene liegt, und die nur von noch höheren Dämmen weiterhin an einer seitlichen Verlagerung (und damit der Vernichtung von menschlichem Lebensraum) gehindert werden können. Durch den Bau von Stauräumen oberhalb dieser Akkumulationsstrecken ist lediglich ein temporäres Aufhalten des Trends möglich.

Erosion und Akkumulation von Sohlmaterial beeinflussen die Sicherheit von Böschungen, die Standsicherheit von Bauwerken, die Eignung des Gewässers für die Schifffahrt sowie die Entwicklung der Lage des Wasserspiegels. Für viele Belange ist es von besonderem Interesse, wie sich das Material in Fließrichtung - sowohl räumlich als auch zeitlich - ausbreitet. Ein wichtiges Beispiel, das auch die vorliegende Arbeit initiiert hat, ist die Geschiebezugabe bei Iffezheim am Rhein. Hier - am unterstromigen Ende der Stauhaltungskette - herrscht, wegen der geringen Durchgängigkeit für Geschiebe, ein ständiges Geschiebedefizit. Ohne Gegenmaßnah-

---

men würde es zu einer Eintiefung der Sohlage und nachfolgend zu einem Absenken der Wasserspiegellage kommen. Da auf den Bau weiterer Staustufen verzichtet werden soll, wird seit 1978 eine regelmäßige Verklappung von Material auf die Gewässersohle durchgeführt. Damit soll dauerhaft eine Stabilisierung der Sohle bei gleichzeitiger Versorgung der unterstromigen Strecke mit Geschiebe erreicht werden. Dafür ist es notwendig, das Ausbreitungsverhalten des eingebrachten Geschiebes einschätzen zu können. Ein Naturversuch mit Geschiebetracern der Bundesanstalt für Gewässerkunde (GÖLZ ET AL., 2006 [12]) wurde von Grundlagenuntersuchungen, welche unter anderem an der Universität der Bundeswehr durchgeführt wurden, begleitet.

Weitere Fragestellungen, bei denen das Ausbreitungsverhalten von Geschiebe eine Rolle spielt, ist das Optimieren von Baggerungsvorgängen in Wasserstraßen zum Erhalt der Fahrwassertiefe, die Beurteilung von geschiebebeeinflussenden Baumaßnahmen (wie zum Beispiel Bühnen, Schwellen, Stauanlagen, etc.) und nicht zuletzt die Ausbreitung von Fremdstoffen.

In der Gesamtmenge der Fragestellungen der Gewässermorphologie ist die Frage nach Transportgeschwindigkeit und -weite jedoch eher selten. Viel häufiger ist es lediglich von Belang, die transportierte Geschiebemasse richtig einschätzen zu können. In den letzten Jahren wurde jedoch im Rahmen der numerischen Modellierung von Fließgewässern deutlich, dass für eine korrekte Abbildung der quantitativen Transportgrößen auch die richtige Modellierung der Transportgeschwindigkeit und der Dispersion notwendig ist.

## 1.2 Zielsetzung

In der vorliegenden Arbeit wird der Geschiebetransport unter den Aspekten Advektion und Dispersion des transportierten Materials betrachtet. Dazu erfolgt zunächst eine kurze Einführung in die Theorie des Transports (Kapitel 2). Die Bedeutung der Begriffe Advektion und Dispersion im Zusammenhang mit der Geschiebebewegung wird erläutert, ebenso wie die Besonderheit dieses Transportprozesses.

Zur Beschreibung und Untersuchung des Geschiebetransports sind Modelle notwendig. In dieser Arbeit werden drei verschiedene Arten von Modelle zur Analyse der Ausbreitung von Geschiebe verwendet: physische (auch als physikalisch bezeichnet), analytisch-stochastische und numerische Modelle. Die Ausbreitungsprozesse werden dabei durch die Eigenschaften Advektion und Dispersion beschrieben.

Dazu erfolgt zunächst in Kapitel 3 die Systematisierung von verschiedenen für die Ausbreitung von Geschiebe relevanten Aspekten. Diese sind: Bewegungsbeginn, Transportrate, Transport-schicht, Advektion, Dispersion, Abpflasterung, Transportkörper, und Veränderung der Korn-gestalt infolge von Transport. Ziel ist es, die für die Ausbreitung von Geschiebe in Fließ-gewässern maßgeblichen Aspekte zu erläutern.

Zur Quantifizierung der Geschiebeausbreitung werden an der Universität der Bundeswehr umfangreiche physische Modellversuche durchgeführt. Die Experimente werden in Kapitel 4 un-

---

ter den zuvor beschriebenen Gesichtspunkten ausgewertet. Die Ergebnisse dienen zur Bestätigung der in Kapitel 3 systematisierten Einflüsse auf die Geschiebeausbreitung.

In Kapitel 5 wird ein stochastisches Modell zur Beschreibung der Geschiebeausbreitung erörtert. Am Beispiel der zuvor beschriebenen physischen Modellversuche sowie des Naturversuchs der Bundesanstalt für Gewässerkunde bei Iffezheim wird die grundsätzliche Übereinstimmung der Modellvorstellungen mit der Physik des Geschiebetransports gezeigt. Ziel ist es, mit der stochastischen Simulation das Prozessverständnis der Geschiebeausbreitung zu verbessern.

Numerische Modelle müssen zukünftig in der Lage sein, die Advektion und Dispersion von Geschiebe zu prognostizieren. In Kapitel 6 wird gezeigt, inwiefern die Ergebnisse der numerischen Modellierung mit den beobachteten physikalischen Prozessen in Übereinstimmung gebracht werden können. Dies erfolgt am Beispiel eines der zuvor beschriebenen physischen Modellversuche. Als numerisches Modell kommt das morphologische Modell SediMorph zum Einsatz, welches mit dem hydrodynamischen Modell Telemac2D gekoppelt ist. In der Schlussfolgerung wird gezeigt, welche Anpassungen im numerischen Modell zu einer noch besseren Übereinstimmung von numerischer Simulation und dem im physischen Modell beobachteten Prozess führen können.

Der Aspekt der Ausbreitung von Geschiebe ist in der bisherigen Forschung nicht ausreichend untersucht worden. Diese Arbeit soll zum verbesserten Verständnis der zugrunde liegenden Prozesse beitragen. Die vorhandenen Arbeiten zu den Untersuchungsaspekten werden ausgewertet und um eigene theoretische Überlegungen und Experimente erweitert. Ein Schwerpunkt ist dabei die Herausstellung der Bedeutung von Transportkörpern für die Ausbreitung von Geschiebe.

## 1.3 Begriffsbestimmungen

Die grundlegenden Begriffe, welche in dieser Arbeit Verwendung finden, werden nachfolgend definiert.

- **Sohlmaterial** ist das Material, aus dem der Untergrund eines Gewässers besteht. Dieses ist überwiegend Gesteinsmaterial, aber auch organische Bestandteile sind vorhanden. Diese Arbeit beschäftigt sich ausschließlich mit körnigem Gesteinsmaterial. Überall dort, wo es um dessen Transport- und Ausbreitungsverhalten geht, wird statt dessen der Begriff Geschiebe verwendet.
  - **Geschiebe** ist das Material, welches im überwiegenden Kontakt zur Sohle in einem Fließgewässer transportiert wird.
  - **Advektion** ist das Mitführen von Stoffen oder Eigenschaften (zum Beispiel Temperatur) in einer Strömung. In Bezug auf das Geschiebe führt die Advektion dazu, dass das
-

Material in Richtung der Strömung transportiert wird.

- **Konvektion** ist der Advektion sehr ähnlich, jedoch wird hier der betrachtete Stoff eher paketweise mitgeführt, während Advektion kontinuierlichen Stofftransport meint.
  - **Dispersion** (genauer: mechanische Dispersion) bedeutet im Rahmen dieser Arbeit die unterschiedliche Ausbreitung infolge von ungleichen Bewegungseigenschaften. Wäre der Geschiebetransport ein vollständig advektiver Prozess, bedeutete dies, dass keine Dispersion auftreten würde. Umgekehrt ist die tatsächlich existierende Dispersion von Geschiebe eine Folge der unvollständigen Advektion des Geschiebes in der Strömung.
  - **Diffusion** hingegen ist die Ausbreitung infolge eines Konzentrationsgefälles, welches aus der inneren Energie des betrachteten Stoffes heraus selbsttätig - also ohne Strömung - geschieht. Sie hat für den Geschiebetransport keine Bedeutung.
  - **Modelle** sind Nachbildungen eines natürlichen Phänomens oder Gegenstandes. Modelle des Geschiebetransports bilden die tatsächlich in der Natur stattfindenden Prozesse ab. In dieser Arbeit werden physische, numerische und analytische Modelle unterschieden. Physische Modelle sind Nachbildungen der Natur in verkleinertem Maßstab in einem hydraulischen Versuchsgerinne. Numerische Modelle berechnen die Naturvorgänge in einem Datenverarbeitungssystem. Analytische Modelle sind theoretische Beschreibungen der Naturvorgänge mit Hilfe von Gleichungen und Algorithmen. Sie sind Grundlage der numerischen Modellierung. Analytische Modelle können deterministisch oder stochastisch basiert sein.
-



# Kapitel 2

## Theorie und Modelle des Geschiebetransports

Modelle sind Abbildungen eines realen Vorgangs. Sie beinhalten stets Annahmen und Vereinfachungen und können daher die in der Natur auftretenden Prozesse nie vollständig und exakt wiedergeben. Zur Analyse und Vorhersage des Geschiebetransports unter wissenschaftlichen und technischen Gesichtspunkten sind Modelle jedoch unabdingbar. Dazu werden die physikalischen Randbedingungen vereinfacht und verallgemeinert. Die Vereinfachungen betreffen die Beschreibung der geometrischen und physikalischen Situation sowie die wirksamen Grundprinzipien und Zusammenhänge.

### 2.1 Theorie des Transports

Transportprozesse treten überall in der Natur und Technik in vergleichbarer Form auf. Dort, wo ein Medium aufgrund der Strömung eines anderen Mediums transportiert wird, finden ähnliche Phänomene statt. Beispiele hierfür sind die Ausbreitung von Stoffen im Grundwasser oder die Strömung in chemischen Reaktoren. Es lassen sich verschiedene Transportprozesse unterscheiden, die im Folgenden erläutert werden.

Mit Advektion bzw. Konvektion wird das Mitführen von Stoffen oder Eigenschaften, zum Beispiel der Temperatur, in einer Strömung bezeichnet. Advektion ist dabei ein kontinuierlicher Vorgang, während mit Konvektion eine eher punktuelle oder zumindest kleinräumige Stoffausbreitung bezeichnet wird (Abbildung 2.1). In Bezug auf den Geschiebetransport kann das Mitführen des Sohlmaterials als Advektion, der Transport von Tracern hingegen eher als Konvektion betrachtet werden. Im Sinne der sprachlichen Vereinfachung werden beide Prozesse, welche sich prinzipiell nicht unterscheiden, im Folgenden mit Advektion bezeichnet.

Die Dispersion ist die Streuung oder Variation der Transportdistanz des transportierten Mediums um den aus der Advektion folgenden Mittelwert (Abbildung 2.2).

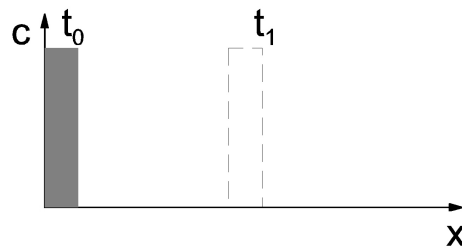


Abbildung 2.1: Transport infolge Advektion

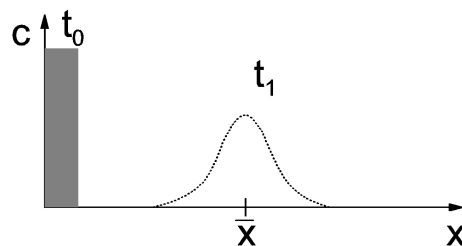


Abbildung 2.2: Transport infolge Advektion und Dispersion

Im Falle des Geschiebetransportes ist das transportierende Medium der Wasserkörper und das zu transportierende Medium das Sohlmaterial. Der Transport findet in Richtung der aus der Strömung und der Sohlgeometrie resultierenden Kräfte statt. Die Ausdehnung der Transportstrecke ist dabei sehr groß in Richtung des Flusslaufes im Vergleich zur Quer- oder Tiefenrichtung. Der Geschiebetransport wird daher vereinfachend als eindimensionaler Prozess betrachtet. Die vertikale Ausdehnung des Transportprozesses wird über die speziellen Eigenschaften des Transportmodells, welche in Kapitel 5 erläutert werden, berücksichtigt. Die laterale Ausdehnung hingegen wird vernachlässigt.<sup>1</sup>

### 2.1.1 Die allgemeine 1D-Transportgleichung

Die allgemeine Transportgleichung für den eindimensionalen Fall von Transport infolge Advektion und Dispersion lautet (MALCHEREK, 2007 [25])

<sup>1</sup>Vereinfachend wird angenommen, der Transportvorgang sei über die Breite des Transportmediums konstant. Dabei entsteht ein Fehler, da die Geschwindigkeitskomponenten der Strömung in Transportrichtung im Randbereich abnehmen und in natürlichen Gewässern außerdem Bereiche mit Toträumen und größeren Aufenthaltszeiten der Strömung (z. B. Bühnenfelder) existieren. Insgesamt wird der Fehler, welcher durch diese Vereinfachung entsteht, jedoch als nicht gravierend angesehen.



$$\frac{\partial c}{\partial t} = \underbrace{-v \frac{\partial c}{\partial x}}_{\text{Advektion}} + \underbrace{D \frac{\partial^2 c}{\partial x^2}}_{\text{Dispersion}}. \quad (2.1)$$

Hierin ist  $c$  die Konzentration des transportierten Stoffes,  $v$  dessen mittlere Transportgeschwindigkeit und  $D$  der Dispersionskoeffizient.

Die analytische Lösung dieser Gleichung für die Ausbreitung einer anfänglichen Konzentration  $c_0$  am Ort  $x=0$  ist

$$c(x, t) = \frac{c_0}{\sqrt{4\pi Dt}} e^{\left(-\frac{(x-vt)^2}{4Dt}\right)}. \quad (2.2)$$

Der Mittelwert der Transportweite des transportierten Stoffes beträgt

$$\bar{x} = vt \quad (2.3)$$

und die Standardabweichung der Transportweite ist

$$\sigma = \sqrt{2Dt}. \quad (2.4)$$

Der Dispersionskoeffizient gibt dabei die Größe der Ausbreitungstendenz an. Seine Einheit ist  $[m^2/s]$ . Diffusions- und Dispersionsprozesse lassen sich jeweils mit dieser Transportgleichung beschreiben. In diffusionsbehafteten Transportvorgängen wird dann analog ein Diffusionskoeffizient eingeführt. Dieser lässt sich für Diffusionsprozesse, welche von molekularen Bewegungen bestimmt werden (beispielsweise für die Ausbreitung einer Salzkonzentration in stehender Flüssigkeit), exakt angeben. Für Dispersionsprozesse in langsam strömenden Medien (beispielsweise die Schadstoffausbreitung im Grundwasser) lassen sich Dispersionskoeffizienten experimentell allgemeingültig bestimmen. Sie werden im Beispiel der Grundwasserströmung von der Kornstruktur des Bodens maßgeblich beeinflusst (z. B. KINZELBACH, 1987 [20] und RAUBER, 1996 [35]). Für Dispersionsprozesse in schneller strömenden, turbulenten Strömungen lassen sich die Dispersionskoeffizienten ebenfalls für einzelne Experimente bestimmen. Sie sind jedoch kaum allgemeingültig beschreibbar, sondern beispielsweise vom Energieeintrag abhängig. Die Besonderheiten des Geschiebetransportprozesses, eine allgemeingültige Beschreibung von Dispersionskoeffizienten betreffend, werden im Folgenden erläutert.

### 2.1.2 Besonderheit des Transports von Geschiebe

Wie bereits erwähnt ist der Transport von Geschiebe ein Prozess, der von vielen variablen Einflussgrößen bestimmt wird und daher zwangsläufig dispersiv ist. Der wesentliche Unterschied zu Transportprozessen im Grundwasser, in der Luft oder in der Wassersäule des Meeres ist jedoch, dass das transportierende und das zu transportierende Medium nur an einer

---

relativ dünnen Kontaktzone aneinander stoßen. Das bewegende Fluid treibt das darunter liegende Granulat durch einseitige, asymmetrische Belastung an. Die Tiefenwirkung der treibenden Strömungskräfte ist durch die geringe Viskosität des Fluids stark begrenzt. Damit ist die Kraftwirkung auf die Einzelkörner von ihrer Lage bezüglich dieser Kontaktzone abhängig. Dieser Umstand muss sich auch auf ein stochastisches Transportmodell auswirken. Die Transporteigenschaften Advektionsgeschwindigkeit und Dispersionskoeffizient des Geschiebes müssen von der relativen Lage zur Zone der wirkenden Strömungskräfte, also der Sohloberfläche, abhängig sein.

Der Geschiebetransport ist ein sehr komplexer Vorgang. In der geometrisch schwer beschreibbaren, räumlich und zeitlich variablen Umgebung Gewässersohle bewegen sich einzelne Materialkörner aufgrund des ebenfalls räumlich und zeitlich variablen Strömungsangriffes. Diese Körner sind im Allgemeinen unterschiedlich groß, von unterschiedlicher Gestalt und Dichte und stellen somit die dritte Gruppe variabler Größen dar. In Abbildung 2.3 sind die Einflussgrößen des Geschiebetransports systematisiert.

### Einflussgrößen

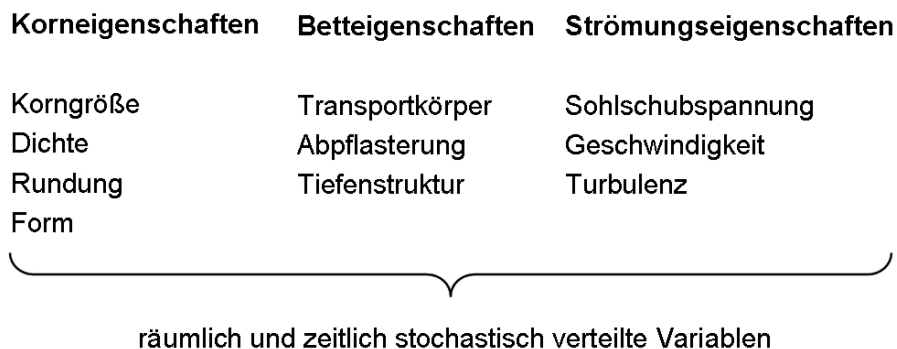


Abbildung 2.3: Einflussgrößen auf den Prozess Geschiebetransport

Die seit langem erkannte Bedeutung des Transportprozesses, welche in Kapitel 1 knapp umrissen wurde, erfordert jedoch ein möglichst genaues Verständnis des Vorgangs. Deshalb wurden seit den Anfängen des modernen Wasserbaus in der Mitte des 19. Jahrhunderts Modelle entwickelt, um den Geschiebetransport beschreibbar zu machen.

Die Hauptgesichtspunkte bei der Untersuchung des Geschiebetransports sind Beginn und Intensität der Geschiebebewegung in Abhängigkeit der Strömungsbelastung. Der Beginn der Geschiebebewegung wird in Abhängigkeit der Strömungsgrößen Geschwindigkeit oder Sohlschubspannung angegeben.

Die Beschreibung der Geschiebetransportintensität erfolgt überwiegend in der Form

$$[q_B] = \left[ \frac{L^3}{LT} \right] \text{ oder } [m_G] = \left[ \frac{M}{LT} \right]$$

worin  $q_B$  bzw.  $m_G$  die Transportrate des Geschiebes ist, welche als Volumen- oder Massenstrom je Zeit- und Breitereinheit beschrieben wird. Wie zu erkennen ist, kann aus dieser Form lediglich auf die Menge des Geschiebes, welche durch einen Querschnitt transportiert wird, geschlossen werden. Aussagen über die Geschwindigkeit, mit der dies geschieht, sind nicht möglich. Der Grund hierfür ist, dass die Quantifizierung der Mächtigkeit der Schicht, in welcher der Transport stattfindet, nicht erfolgt. Die Dispersion des Geschiebes kann hiermit ebenfalls nicht beurteilt werden.

Die Aspekte Transportgeschwindigkeit und räumlich-zeitliche Ausbreitung bewegter Geschiebekörner sind bisher weniger intensiv untersucht worden und erst in jüngster Zeit ins Blickfeld der Forschung geraten. Sie stehen im Mittelpunkt der vorliegenden Arbeit.

Erstaunlicherweise wurde bereits in einem der ersten Modelle des Geschiebetransports, nämlich dem von Du Boys aus dem Jahr 1879, eine Annahme über die Art und Mächtigkeit der transportierten Schichtdicke getroffen. Er nahm an, dass die Strömungsgeschwindigkeit die oberste Kornlage der Sohle mit einer Geschwindigkeit  $u_1$  «mitzieht». Mit zunehmender Anzahl von Kornlagen nimmt die Transportgeschwindigkeit nach DuBoys linear ab (Abbildung 2.4). Diese Modellvorstellung wird inzwischen als unzutreffend abgelehnt.

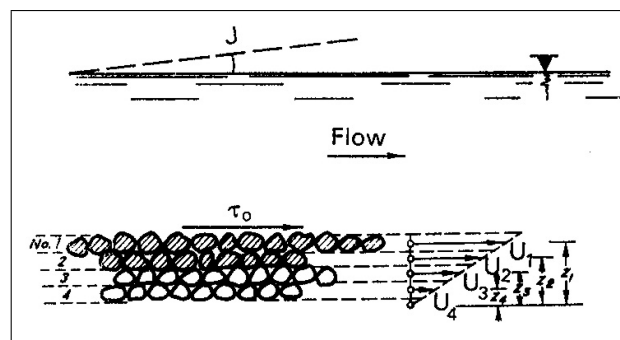


Abbildung 2.4: Modell der transportaktiven Schicht von Du Boys. Aus YALIN, 1977 [58]

Nachfolgend werden drei grundsätzliche Arten von Modellen unterschieden.

## 2.2 Analytische Modelle

Analytische Modelle stellen einen formulierten Zusammenhang von Einflussgrößen und resultierenden Modellgrößen dar. Dies kann zum Beispiel die Berechnung des Bewegungsbegins

eines Sohlkorns aus den Einflussgrößen Durchmesser und Sohlschubspannung sein. In diesem Falle besteht die Vereinfachung darin, dass eine ganze Reihe anderer Einflussfaktoren aus Abbildung 2.3 nicht berücksichtigt wird.

In analytischen Modellen ist es lediglich möglich, mehr oder weniger zahlreiche, diskrete Werte der Einflussgrößen zu berücksichtigen, nicht jedoch deren exakten zeitlichen und räumlichen Verlauf. Dadurch ergeben sich zwangsläufig Unterschiede zwischen den Modellergebnissen und dem beschriebenen Prozess.

Nach der Art der Formulierung der Zusammenhänge sind zwei grundsätzliche Arten von analytischen Modellen zu unterscheiden: Deterministische und stochastische Modelle.

### 2.2.1 Deterministische Modelle

Die frühesten Geschiebetransportmodelle wurden in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts entwickelt. Sie stellen erstmals einen Zusammenhang zwischen den Eigenschaften der Strömung sowie der Gewässersohle einerseits und der beobachteten Bewegung des Materials andererseits dar.

Die ersten derartigen Modelle entstanden durch Beobachtung des Verhaltens von Sohlmaterial in Natur und Laborversuch und Bestimmung (engl.: determination) der physikalischen Größen. Diese Modelle werden daher als deterministische Modelle bezeichnet.

Wegweisend für viele nachfolgende Untersuchungen waren die Versuche von Meyer-Peter und Müller, welche 1948 in Zürich publiziert wurden. Zugrunde lagen Messungen in einem Laborgerinne, welche die Korrelation der Transportrate mit unterschiedlichen Strömungsbelastungen ermöglichte. Aus der Korrelation der Transportraten mit den Einflussgrößen wurde eine Gleichung zur allgemeingültigen Beschreibung der Transportrate unter vergleichbaren Bedingungen entwickelt. Die physikalischen Einflussgrößen sind dabei die Sohlschubspannung, die kritische Schubspannung, die Dichten von Fluid und Sohlmaterial sowie die Gravitation.

Die Gleichung von Meyer-Peter und Müller lautet in der Schreibweise von ZANKE, 1982 [60]

$$\frac{q_B}{u_* d} = 8Fr_* \left(1 - \frac{0,047}{Fr_*}\right)^{3/2}$$

worin  $u_*$  die Schubspannungsgeschwindigkeit

$$u_* = \sqrt{\frac{\tau_B}{\rho}}$$

und  $Fr_*$  die Kornfroudezahl

$$Fr_* = \frac{u_*^2}{\frac{\rho_s - \rho}{\rho} g d}$$

sind. Als Korndurchmesser  $d$  ist der nicht weiter spezifizierte maßgebende Durchmesser zu verwenden.

---

Durch nachfolgende Arbeiten ist diese Gleichung vielfach an neue Messergebnisse angepasst und auch theoretisch weiter entwickelt worden (z. B. WONG ET AL., 2006 [57]). Grund dafür ist, dass die Ergebnisse von Messungen (sowohl in der Natur als auch im Labor) damit nur ungenügend reproduziert werden. Dies ist auch nicht anders zu erwarten, wenn man bedenkt, wie die erwähnten Einflussfaktoren in dieser und anderen Formeln wiedergegeben sind. So fehlt beispielsweise die Berücksichtigung, ob die Sohle eben ist oder Transport in Form von Transportkörper vorliegt sowie die Ausbildung einer Deckschicht bei Gemischen unterschiedlicher Korngrößen.

Deterministische Gleichungen, welche die Transportgeschwindigkeit beschreiben, gibt es wenige. Ein Beispiel ist die von STELCZER, 1981 [45] aus Messungen für das Donaugeschiebe abgeleitete Formel

$$v_v = b(u_f - u_{fc}).$$

Diese wird in Kapitel 3.4.1 näher vorgestellt. Hierin wird die virtuelle Korngeschwindigkeit unter Berücksichtigung von Ruhephasen und Einmischung  $v_v$  in Abhängigkeit der Strömungsgeschwindigkeit in Sohlhöhe  $u_f$  und der kritischen Strömungsgeschwindigkeit in Sohlhöhe  $u_{fc}$  berechnet. Der Reduktionsfaktor  $b$  wurde durch Messungen bestimmt.

### 2.2.2 Stochastische Modelle

Im Gegensatz zu den deterministischen Modellen wird in den stochastischen Modellen der Geschiebetransport als Zufallsphänomen betrachtet. Der Transport wird mittels stochastischer Prozesse beschrieben, welchen bestimmte Eigenschaften zugeordnet werden. Ziel dieser Modelle ist es, die für den Transport des Geschiebes maßgebenden Prozesse zu identifizieren und deren stochastische Eigenschaften zu quantifizieren. Der Vorteil dieser Betrachtungsweise ist, dass die große Variabilität der natürlich vorkommenden physikalischen Größen durch statistische Verteilungen beschrieben werden können. Es wird nicht versucht, die Physik jedes einzelnen Korn bzw. Bewegungsvorgangs zu erfassen. Stattdessen werden stochastische Funktionen für das Eintreten bestimmter Ereignisse - beispielsweise für den Bewegungsbeginn - definiert. Die Bewegung wird ebenfalls als stochastischer Prozess beschrieben, häufig in Form von einzelnen Schritten mit dazwischen liegenden Ruhephasen.

Da die natürlichen Vorgänge auf stochastisch verteilten Variablen beruhen, eignen sich stochastische Modelle prinzipiell gut zur Beschreibung vieler Aspekte der Geschiebebewegung. Die aus diesen Modellen resultierenden Transportgrößen können wiederum an beobachtete stochastische Verteilungen angepasst werden, wodurch sich eine bessere Beurteilungsmöglichkeit im Vergleich zu diskreten Berechnungsergebnissen ergibt.

In stochastischen Modellen lassen sich verschiedene Aspekte der Geschiebebewegung berücksichtigen. Diese sollen in Kapitel 3 erläutert werden. Im Kapitel 5 wird ein geeignetes stochastisches Modell vorgestellt. Anhand von Vergleichen mit Ergebnissen aus Labor und Naturver-

---

suchen wird gezeigt, inwiefern es die Advektion und Dispersion zu reproduzieren in der Lage ist.

## 2.3 Physische Modelle

Physische Modelle sind maßstäbliche Verkleinerungen von Naturvorgängen. Im hydraulischen Versuchswesen werden sie seit dem späten 19. Jahrhundert angewendet, um grundlegende Erkenntnisse über die mit der Strömung von Wasser verbundenen Vorgänge zu erlangen. Für die Untersuchung des Geschiebetransports bieten sich physische Modelle insbesondere deshalb an, da die Vorgänge in der Natur im Allgemeinen schwierig zu beobachten sind. Im physischen Modell können definierte Verhältnisse geschaffen werden, und die Komplexität des Vorgangs durch geeignete Wahl der Randbedingungen reduziert werden.

Im Allgemeinen wird bei der Durchführung von physischen Modellversuchen angestrebt, die Anzahl der Variablen zu reduzieren, um eine Korrelation zwischen den verbliebenen Einflussgrößen und den beobachteten Prozessgrößen zu ermöglichen. Statt der Ganglinie eines Hochwassers werden beispielsweise konstante Strömungsbedingungen geschaffen. Bei Grundsatzuntersuchungen zu bisher wenig- oder unbekanntem Zusammenhängen, wird zudem versucht, durch Wahl von konstanten Bedingungen in Quer- und Längsrichtung des Strömungsvorgangs eine Reduzierung der Dimensionalität des Vorgangs zu erreichen. Durch Variation einzelner Einflussparameter und Festhalten der Anderen kann die Grundlage für eine Korrelation der Einfluss- und Reaktionsgrößen gelegt werden.

Bei der Ableitung von Aussagen aus physischen Modellen ist zu beachten, dass auch bei Einhaltung der Ähnlichkeitsgesetze eine vollständige Ähnlichkeit des Naturprozesses mit der verkleinerten Modellströmung nicht gegeben ist. Die Modellströmung ist stets weniger turbulent, was sich in einer kleineren Reynoldszahl äußert (MALCHEREK, 2007 [25]). Für die Modellierung von Geschiebetransportvorgängen, für die die Turbulenz eine wichtige Einflussgröße darstellt, ist die Maßstabsverkleinerung daher möglichst gering zu wählen.

Messungen des Geschiebetransports in der Natur können auch als Sonderform eines physischen Modells mit dem Maßstab 1:1 betrachtet werden. Auch hier sind gewisse Verallgemeinerungen und Annahmen impliziert. Zum einen ist es nur möglich, einen sehr geringen Teil der Einflussgrößen zu messen. Zum anderen ist auch die Messung der resultierenden Transportgrößen nur eine Stichprobe aus dem Naturvorgang.

Sowohl in der Natur als auch in physischen Modellversuchen kommen häufig Geschiebetracer zum Einsatz, welche stellvertretend für das gesamte Geschiebe oder Sohlmaterial beobachtet und analysiert werden. In Kapitel 4 sind eine Reihe von eigenen physischen Modellversuchen zum Geschiebetransport zusammenfassend beschrieben und ausgewertet.

---

## 2.4 Numerische Modelle

Die numerische Modellierung von hydrodynamischen Prozessen ist inzwischen ein leistungsfähiges und anerkanntes Werkzeug. Die Änderung der Sohle wird von morphologischen-numerischen Modellen berechnet. Grundlage der numerischen Modellierung von Naturprozessen ist die Beschreibung durch analytische Modelle. Die Berechnung der Prozessgrößen erfolgt auf Berechnungsgittern. Im allgemeinen sind die zugrundeliegenden analytischen Formulierungen der Prozesse deterministisch, es ist jedoch auch möglich, stochastische Elemente zu implementieren. Ein Sonderfall der numerischen Simulation ist die direkte numerische Simulation. Aufgrund des sehr hohen Rechenaufwands ist diese jedoch nur für zeitlich und räumlich sehr begrenzte Simulationen geeignet. Auch hier sind analytische Beschreibungen des Prozesses Voraussetzung. Eine ausführliche Systematisierung numerischer Modelle findet sich in ZIELKE, 1999 [61].

In Kapitel 6 werden die Ergebnisse numerischer Modellierungen des Geschiebetransportes präsentiert. Für die Simulation der Gewässersohle wurde das morphologische Modell SediMorph verwendet. Die hydrodynamische Berechnung erfolgt mit dem Modell Telemac2D. Zweidimensionale (2D-)Modelle sind derzeit Standard für die Berechnung großräumiger Strömungsprozesse. Sie berechnen auf einem räumlichen Gitter jeweils tiefenintegrierte Strömungsgrößen. Das morphologische Modell SediMorph berechnet auf einem Gitter, welches in der horizontalen Ebene dem Telemac2D-Gitter entspricht und in vertikaler Richtung diskretisierbar ist, die Bodenevolutionsgleichung. In den hier durchgeführten Simulationen wird gezeigt, dass damit auch die zeitlich-räumliche Ausbreitung von Geschiebe darstellbar ist.





# Kapitel 3

## Aspekte der Geschiebeausbreitung

Der Transport von Geschiebe wird im Folgenden als advektions- und dispersionsbehafteter Transportprozess betrachtet. Mehrere Aspekte der Geschiebeausbreitung werden dargestellt. Erörtert wird, inwiefern verschiedene Prozesse und Phänomene im Hinblick auf den Ausbreitungsvorgang relevant sind. Ziel ist es, die für die Ausbreitung von Geschiebe in Fließgewässern maßgeblichen Vorgänge zu erläutern.

### 3.1 Bewegungsbeginn

Wenn die aus der Strömung resultierenden Kräfte an einem Korn die haltenden Kräfte aus den Lagerungsbedingungen überschreiten, gerät das Korn in Richtung des Kraftangriffes in Bewegung. Sowohl die angreifenden als auch die haltenden Kräfte sind dabei zeitlich und räumlich variabel. Als treibende Kräfte sind die Scherkraft und die Liftkraft anzusetzen. Haltende Kraft ist die Gewichtskraft des Korns.

Jedes Korn hat unterschiedliche Eigenschaften: Mittlerer Durchmesser, Rundungsgrad, Form (Achsverhältnis) und die Dichte sind innerhalb einer gewissen Bandbreite variabel. Daraus folgt, dass auch die Lagerungsbedingungen von Korn zu Korn verschieden sind: sie ragen mehr oder weniger weit aus der Sohle heraus und sind auf unterschiedliche Art zwischen den umgebenden Auflagerkörnern eingebettet.

In Abbildung 3.1 ist für idealisierte, kugelförmige Körner skizziert, in welche Richtung die Kräfte an einem Korn an der Sohloberfläche prinzipiell wirken. Darin ist  $F_L$  die Liftkraft,  $F_D$  die Scherkraft (engl. drag) und  $F_W$  die Gewichtskraft unter Auftrieb. Das Geschwindigkeitsfeld  $\vec{u}$  am Korn ist räumlich und zeitlich variabel und hier nur schematisch dargestellt.  $\phi$  ist der Kippwinkel zwischen Lagerungspunkt und der Lotrechten durch den Kornschwerpunkt. Die Scherkraft ergibt sich aus der räumlich gemittelten Strömungsgeschwindigkeit  $u$  am Korn, der angeströmten Kornfläche  $A$  und dem Widerstandsbeiwert  $c_D$  des Korns zu

$$F_D = 0,5 c_D A \rho u^2 .$$

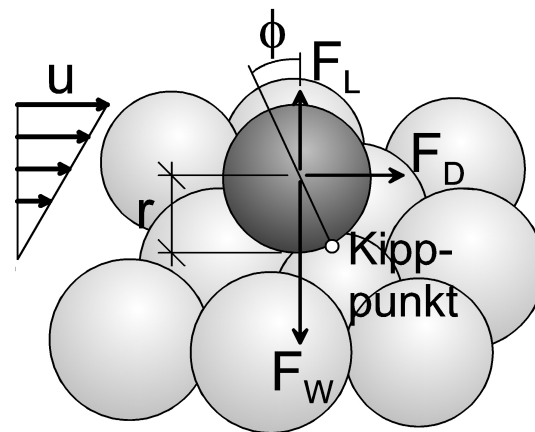


Abbildung 3.1: Kraftangriff am Einzelkorn

Da eine den Geschiebetransport ermöglichende Strömung stets turbulent ist, wird der Bewegungsbeginn mit den Geschwindigkeitsspitzen am Korn zusammenfallen. Wird die Scherkraft nicht auf ein Korn sondern einen Flächenanteil der Sohle bezogen, ergibt sich die Schubspannung  $\tau_B$ . Diese kann experimentell aus der Geschwindigkeitsverteilung ermittelt werden. In Kapitel 4.2.1 ist beschrieben, wie dazu in den hier vorgestellten Experimenten vorgegangen wurde. Die Schubspannung bei Bewegungsbeginn wird mit  $\tau_c$  bezeichnet.

Die Liftkraft setzt sich aus forminduzierten und turbulenzinduzierten Liftkraftanteilen zusammen. Der forminduzierte Anteil entsteht, da die Strömungsgeschwindigkeit über dem Korn höher als darunter ist. Der Druck, welcher mit der Geschwindigkeit negativ korreliert ist, ist folglich unter dem Korn höher. Der turbulenzinduzierte Liftkraftanteil entsteht aus der zeitlichen Variabilität des Geschwindigkeitsfeldes und daraus resultieren Strömungsablösungen am Korn (DITTRICH ET AL., 1992 [6]). Hinzu kommt die ständig wiederkehrende Bildung von zylindrischen Wirbelstrukturen an der Sohle, welche bei Erreichen einer bestimmten Größe instabil werden und zerfallen („burst“). Dieser Prozess ist beispielsweise in DITTRICH, 1998 [5] näher erläutert.

Auch der Kippwinkel  $\phi$  ist von der Lage des Korns in der Sohle, der Exposition, des Rundungsgrades und des Achsverhältnisses abhängig. Eine ausführliche Untersuchung hierzu findet sich in LI UND KOMAR, 1986 [23].

Eine neue Formulierung für den Bewegungsbeginn unter Berücksichtigung des turbulenzinduzierten vertikalen Druckgradienten und der Lagerungsbedingungen des Korns ist in VOLLMER UND KLEINHANS, 2007 [49] beschrieben.

Aus der Variabilität der wirkenden Größen folgt, dass die Körner der Sohle nicht gleichzeitig in Bewegung geraten, sondern jedes für sich genau dann, sobald die Bedingungen dafür gerade erreicht sind. Dieser Moment wird im Folgenden Bewegungsbeginn des Einzelkorns genannt. Die Anzahl der Körner, für die dieser Zustand je Zeiteinheit erreicht wird, steigt mit

zunehmender Strömungsbelastung.

Da der Bewegungsbeginn mit einem momentanen Extremum der wirkenden Kräfte zusammenfällt ist folglich zu erwarten, dass die Kräfte bald darauf wieder so gering sind, dass eine Weiterbewegung des Korns nicht mehr möglich ist. Das Korn nimmt daraufhin eine neue Ruhelageposition auf der Sohle ein. An dieser Stelle wird vorerst nur der Bewegungsbeginn behandelt, weitere Aspekte werden ab Kapitel 3.2 erörtert.

Der Einfluss der Korneigenschaften auf den Bewegungsbeginn bedingt, dass für unterschiedliche Körner einer Sohle mit unterschiedlichen Eigenschaften der Bewegungsbeginn bei verschiedenen Strömungsbedingungen erfolgen kann. Von übergeordnetem Interesse ist dabei die Frage, welche Korngrößen bei welcher kritischen Sohlschubspannung  $\tau_c$  in Bewegung geraten.

### 3.1.1 Zusammenhang von Korngröße und Bewegungsbeginn

Die Gewichtskraft eines Sohlmaterialkorns, welche für den Bewegungsbeginn beharrend wirkt, ist offensichtlich vom Korndurchmesser abhängig. Wird vereinfachend von einer Kugelform ausgegangen, dann steigt diese Kraft mit der dritten Potenz des Durchmessers. Aber auch die treibenden Kräfte steigen mit dem Korndurchmesser. Die Liftkraft ist eine Flächenkraft, kann demnach vereinfachend als proportional zur gedachten Kugelprojektionsfläche des Korns und somit proportional zu  $d^2$ , angenommen werden. Gleiches gilt für die Schubkraft. Der einfache Vergleich der Kräfte ließe also den Schluss zu, dass die haltende Gewichtskraft stärker mit dem Korndurchmesser steigt als die treibenden Kräfte Schubkraft und Liftkraft ( $d^3$  gegenüber  $d^2$ ) - der Bewegungsbeginn für größere Körner also erst bei vergleichsweise größeren Strömungsbelastungen erfolgt. Zusätzlich muss jedoch berücksichtigt werden, dass mit dem Durchmesser auch die Exposition des Korns steigt. In einer Sohle aus unterschiedlich großen Körnern ragt ein großes Korn, dessen Schwerpunkt genau auf Höhe der mittleren Sohlage liegt, mit einem weitaus größeren Anteil seiner Fläche in die Strömung als ein kleineres mit gleicher relativer Höhenlage. Dieser Effekt wird mit „hiding“ (Abschirmung von kleineren durch größere Körner) und „exposure“ (Aussetzung gegenüber dem Strömungsangriff) bezeichnet (siehe z. B. in VAN RIJN, 1993 [40]).

Für weite Bereiche des Strömungsangriffs und des Korngrößenspektrums ergibt sich, als Ergebnis der entgegengesetzten Einflussfaktoren, der Bewegungsbeginn bei Sohlen aus Mischsohlen als unabhängig von der Korngröße (z. B. MCEWAN ET AL., 2004 [26]). Eigene Versuche bestätigen dies, hierauf wird in Kapitel 4 näher eingegangen. Lediglich sehr große sowie sehr feine Körner weitgestufter Mischsohlen erweisen sich als vergleichsweise lagestabiler. Das Phänomen und seine Existenzgrenzen werden unter der Bezeichnung „Equal Mobility“ in der Literatur diskutiert. WILCOCK, 1992 [54] zeigte in Laborexperimenten, dass für eine große Spanne von Korngemischen der Bewegungsbeginn aller Fraktionen gleichzeitig stattfindet. Die dazu notwendigen Schubspannungen sind geringfügig kleiner als die kritische Schubspannung der Korngröße  $d_{50}$  der Sohle.

---

Es existieren eine Reihe von Formeln zur Berechnung des Bewegungsbeginns. Am wichtigsten und am weitesten verbreitet ist immer noch die deterministische Formel von SHIELDS, 1936 [43]. Darin ist aus Versuchsergebnissen ein Zusammenhang zwischen Korndurchmesser und kritischer Schubspannung beim Bewegungsbeginn hergeleitet. Die Schubspannung wird dabei als dimensionslose Schubspannung  $\Theta$

$$\Theta = \frac{\tau_B}{(\rho_s - \rho)gd} = Fr_* \quad (3.1)$$

angegeben. Der Bewegungsbeginn nach Shields erfolgt für

$$\Theta \geq \Theta_c.$$

$\Theta_c$  wird als Shieldparameter bezeichnet. Er wird in Abhängigkeit des sedimentologischen Durchmessers  $D_*$

$$D_* = \left( \frac{(\rho_s - \rho)g}{\rho \nu^2} \right)^{1/3} d_{ch} \quad (3.2)$$

angegeben. Die von Shields angegebene graphische Beziehung zwischen  $\Theta_c$  und  $D_*$  kann durch folgende Funktionen approximiert werden (z. B. in MALCHEREK, 2007 [24]).

$$\begin{aligned} \Theta_c &= 0,24D_*^{-1} & \text{für} & \quad 1 \leq D_* \leq 4 \\ \Theta_c &= 0,14D_*^{-0,64} & \text{für} & \quad 4 \leq D_* \leq 10 \\ \Theta_c &= 0,04D_*^{-0,1} & \text{für} & \quad 10 \leq D_* \leq 20 \\ \Theta_c &= 0,013D_*^{0,29} & \text{für} & \quad 20 \leq D_* \leq 150 \\ \Theta_c &= 0,055 & \text{für} & \quad D_* > 150 \end{aligned} \quad (3.3)$$

Shields war sich beim Aufstellen seiner deterministischen Beziehung der stochastischen Natur des Bewegungsbeginns durchaus bewusst. Die somit bestimmte Schubspannung sollte als der Wert, bei dem etwa 10 % der Körner in Bewegung sind, interpretiert werden. Wird sie jedoch, wie allgemein üblich, als Schwellenwertformel zur Unterscheidung zwischen Transport und Ruhe benutzt, so muss beachtet werden, dass auch bei Schubspannungen kleiner als dem kritischen Wert nach Shields bereits Material in Bewegung ist.

Bei Gemischen aus unterschiedlichen Korngrößen wird üblicherweise der Bewegungsbeginn des Gemisches mit einem charakteristischen Korndurchmesser  $d_{ch}$ , beispielsweise dem  $d_{50}$  oder dem  $d_m$

$$d_m = \frac{\sum d \Delta p\%}{100\%}$$

der Korngrößenverteilung mit den Anteilen  $p$  der Korndurchmesser  $d$ , abgeschätzt. Dabei ist zu beachten, dass bei den somit errechneten kritischen Schubspannungen bei sehr weitgestuften Verteilungen und gering überkritischen Schubspannungen nur ein Teil der Körner in Bewegung gerät. Die Kornverteilung des Geschiebes ist dann feiner als die des Sohlmaterials.

### 3.1.2 Einfluss der Kornform auf den Bewegungsbeginn

Natürliche Sohlmaterialkörner haben unterschiedliche Korngestalten. Diese lassen sich mit den beiden Parametern Form und Rundungsgrad beschreiben. Die Form ist das Verhältnis der drei Hauptachsen zueinander. Der Rundungsgrad beschreibt die Abweichung des Kornes von der idealen Kugel oder Ellipsoidgestalt.

Zur Beschreibung der Form existiert eine Vielzahl von Ansätzen. Am gebräuchlichsten ist der Shapefaktor

$$SF = \frac{c}{\sqrt{ab}} \quad (3.4)$$

worin  $a$  die längste und  $c$  die kürzeste der drei senkrecht aufeinander stehenden Achsen  $a$ ,  $b$  und  $c$  des Kornes sind. Weitere Ansätze sind in KÖSTER, 1964 [22] aufgeführt.

Ebenfalls dort findet sich eine Übersicht über gängige Beschreibungen des Rundungsgrades. Oft werden die betreffenden Körner durch visuellen Vergleich mit definierten Rundungsklassen unterschieden. Ein Beispiel dafür ist die Vergleichstafel nach Krumbein. Solche visuellen Vergleiche sind jedoch subjektiv. Objektiv, jedoch aufwändig ist eine Methode, welche auf der Fourieranalyse des Kornumrisses beruht und in DIEPENBROEK, 1993 [4] beschrieben ist. Es soll deshalb hier eine neue, einfache und automatisierbare Methode der Rundungsklassifizierung vorgestellt werden.

Ausgehend von der Annahme der Isotropie des Rundungsgrades werden digitale Photographien der zu untersuchenden Körner angefertigt. Die zweidimensionalen Abbildungen jedes Kornes werden nun mit einer geeigneten Objekterkennungssoftware<sup>1</sup> analysiert, welche deren geometrische Parameter Umfang, Fläche sowie die Ellipse mit gleichen Flächenträgheitsmomenten ermittelt. Der hier vorgeschlagene Rundungsparameter  $R$  wird definiert zu

$$R = \left( \frac{u_{El}}{u} \right)^{10} \quad (3.5)$$

mit  $u$  = Umfang des Kornes in der Projektion,  $u_{El}$  = Umfang der Ellipse mit gleichen Flächenträgheitsmomenten. Der Parameter  $R$  wird für Ellipsoide und Kugeln 1,0 und nimmt mit zunehmender Kantigkeit ab. Durch den Exponenten 10 werden die Rundungsparameter natürlich vorkommender Kornmaterialien zur einfacheren Beurteilung auf einen größeren Wertebereich transferiert. Eigene Untersuchungen zeigen, dass die Werte für  $R$  gut mit dem subjektiven Rundungseindruck sowie der Beurteilung des Rundungsgrades mit Hilfe der Fourieranalyse übereinstimmen. Abbildung 3.2 vergleicht den Rundungsparameter  $R$  mit der Rundungsklasse nach Krumbein, für die auf der Vergleichstafel enthaltenen Referenzkörner (aus KÖSTER, 1964 [22]).

---

<sup>1</sup>Für die hier vorgestellte Untersuchung wurde das Programmpaket Image-Pro Plus, Version 4 der Firma Media Cybernetics verwendet.

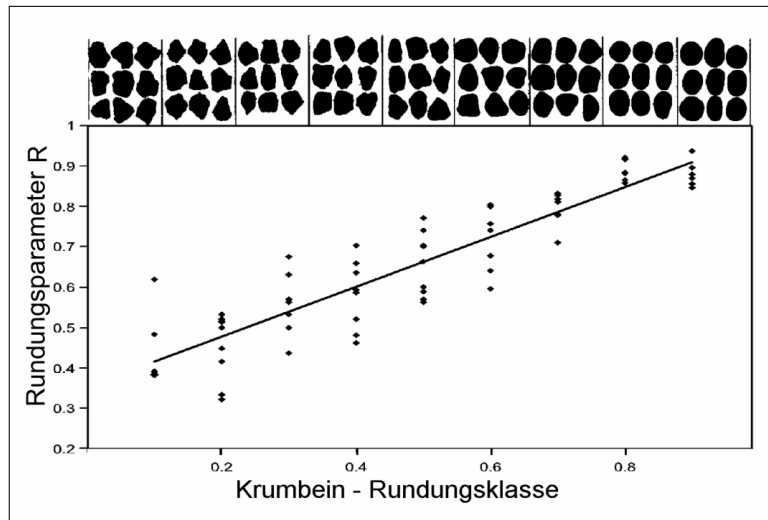


Abbildung 3.2: Vergleich des Rundungsparameters  $R$  (Gl. 3.5) mit der Krumbein-Vergleichstafel zur Rundungsklassifizierung

Die Gestalt der Körner wirkt sich auf deren Lagerung in der Gewässersohle und somit auch auf den Bewegungsbeginn aus. In SCHMIDT AND GINTZ, 1995 [42] wird der Einfluss der Kornform auf den Bewegungsbeginn in Naturversuchen mit Grobgeschiebetracern untersucht. Es zeigt sich, dass kugelige und zylindrische Körner bei geringeren kritischen Schubspannungen in Bewegung gesetzt werden als abgeflachte Körner.

Der Einfluss der Kantigkeit auf den Bewegungsbeginn wurde bereits von SHIELDS, 1936 [43] untersucht. Er stellte fest, dass kantige Körner im Vergleich zu gerundeten Körnern einen höheren Strömungswiderstand erzeugen und einen höheren Winkel der inneren Reibung aufweisen, infolge dessen sie erst bei höheren Schubspannungen in Bewegung geraten. Dies deckt sich mit eigenen Messergebnissen, auf die im Kapitel 4 näher eingegangen wird.

DITTRICH ET AL., 1992 [6] zeigen, dass flache Körner zur Bildung dachziegelartiger Strukturen neigen. Diese weisen zunächst eine höhere Stabilität im Vergleich zu ebenso großen, runden Körnern auf. Im Falle der Bewegung werden jedoch durch das Kollabieren der Strukturen viele Körner gleichzeitig mobilisiert, woraus ein vergleichsweise hoher Transport resultiert.

### 3.1.3 Einfluss der Betteigenschaften auf den Bewegungsbeginn

Die Sohle natürlicher Flüsse besteht im Allgemeinen aus Gemischen unterschiedlicher Korngrößen. Wie bereits im Kapitel 3.1.1 erwähnt, gilt die Formel von SHIELDS (Gleichung 3.3) für den Bewegungsbeginn uneingeschränkt nur für Sohlen aus Körnern gleicher Korngröße. Bei Korngemischen sind verschiedene Einschränkungen zu beachten.

Bei Geschiebetransport über Mischsohlen ändert sich im zeitlichen Verlauf des Transportpro-

zesses die Zusammensetzung der Sohloberfläche hin zu einem größeren mittleren Durchmesser. Dieser Prozess wird Abpflasterung genannt. In der Folge kann sich die kritische Schubspannung der neuen Deckschicht soweit erhöhen, dass der Geschiebetransport wieder zum Erliegen kommt. Erst wenn die Sohlbelastung zur Erosion der stabileren Deckschicht genügt, kann der Transportprozess wieder einsetzen. Da das darunter befindliche Sohlmaterial eine feinere Zusammensetzung aufweist, kann es bei Erosionsbeginn der Deckschicht zu temporär stark erhöhtem Transport kommen (z. B. in HUNZIKER AND JAEGGI, 2002 [19]). Wenn Geschiebematerial von Oberstrom über eine Deckschicht hinweg transportiert wird und insgesamt eine Auflandung in dem betreffenden Sohlabschnitt stattfindet, kann es durch sukzessive Abpflasterung zur Bildung von mehreren Deckschichten übereinander kommen.

### 3.1.4 Zusammenhang von Bewegungsbeginn und Dispersion

Auf Grund der Beeinflussung des Bewegungsbeginns durch Korneigenschaften, Betteigenschaften und der Strömungseigenschaften geraten die Körner einer Fließgewässersohle zu unterschiedlichen Zeitpunkten in Bewegung. Dieses Phänomen führt für sich allein genommen bereits zur Dispersion von Geschiebe. Wenn der Beginn der Bewegung einer Anzahl von Körnern zu unterschiedlichen Zeiten erfolgt, kann deren Bewegung nicht mehr identisch verlaufen. Es kommt zur Dispersion der Körner relativ zu einer mittleren, advektiven Bewegungskomponente. Die Größe der Dispersion infolge eines stochastischen Bewegungsbeginns wird in Kapitel 5 näher untersucht.

## 3.2 Transportrate

Die Transportrate ist die Menge des transportierten Geschiebes je Zeiteinheit. Dabei muss zwischen der Transportkapazität und der Transportrate unterschieden werden. Die Transportkapazität ist proportional zur Strömungsbelastung. Sie beschreibt, wieviel Geschiebematerial von einer bestimmten Strömung im Fließgewässer transportiert werden kann. Ist ausreichend bewegliches Sohlmaterial vorhanden, stellt sich eine Transportrate ein, welche der Transportkapazität entspricht.

Die Transportrate und -kapazität können als Massen- oder Volumenstrom gleichermaßen angegeben werden. Für die numerische Modellierung ist die volumetrische Betrachtung sinnvoll. Dann ist der Volumenstrom des Geschiebetransports  $q_B$

$$q_B \left[ \frac{m^3}{s \cdot m} \right]$$

und somit eine Volumenrate je Zeit- und Breitereinheit. Der Volumenstrom  $q_B$  wird häufig als dimensionslose Transportintensität  $\Phi$

---

$$\Phi = \frac{q_B}{\sqrt{\frac{\rho_s - \rho}{\rho} g d^3}} \quad (3.6)$$

angegeben. Mit der dimensionslosen Schubspannung  $\Theta$  (Gleichung 3.1) lässt sich dann eine Beziehung zwischen Strömungsbelastung und resultierender Transportintensität in der Form

$$\Phi = f(\Theta)$$

aufstellen. Bei Naturmessungen und Laborversuchen wird die Transportrate oft als Massenstrom  $m_G$

$$m_G = \frac{q_B}{(1-n)\rho} \left[ \frac{kg}{s\ m} \right]$$

mit  $n$  als die Porosität des Sohlmaterials bestimmt.

Zur Berechnung der Transportrate existieren deterministische, stochastische und analytische Formeln von unterschiedlichen Autoren. Dabei ist festzustellen, dass verschiedene Formeln für gleiche Bedingungen unterschiedliche Transportraten prognostizieren. Dies ist nicht weiter verwunderlich, da bereits die Messung der Transportraten, ganz zu schweigen von den Einflussgrößen Sohlschubspannung, Geschwindigkeit etc., sehr schwierig und somit fehlerbehaftet ist. Da deterministische Ansätze an solche Messungen angepasst wurden, gehen die Fehler in die Formeln mit ein. Stochastische und analytische Berechnungsansätze sind stets Vereinfachungen und Verallgemeinerungen der komplexen Geometrie und Physik des Geschiebetransports und daher auch nie exakte, allgemeingültige Lösungen.

Die Sohle besteht im allgemeinen aus einem Gemisch verschiedener Korngrößen. Die einzelnen Materialfraktionen verhalten sich darin anders, als dies in einer Sohle aus Körnern gleicher Größe der Fall wäre. Modelle, welche diese Interaktion berücksichtigen und eine Transportrate für beliebige Fraktionen des Sohlmaterials berechnen lassen, werden fraktionierte Transportmodelle genannt.

Ein frühes Beispiel für eine deterministische Transportformel ist in SHIELDS, 1936 [43] enthalten. Eine der ersten Formeln mit analytisch-stochastischem Ansatz geht auf EINSTEIN, 1950 [8] zurück, welche im folgenden Abschnitt näher erläutert werden soll.

### 3.2.1 Die Formel von H. A. Einstein

In EINSTEIN, 1950 [8] ist eine auf einem probabilistischen Ansatz für die Geschiebebewegung basierende Formel zur Berechnung des Geschiebetransports hergeleitet, welche noch immer zu den wichtigsten und oft verwendeten Transportgleichungen gehört.

Der Geschiebetransport wird darin als Abfolge von Einzelschritten und Ruhephasen der Körner betrachtet. EINSTEIN legt dabei mehrere Annahmen zugrunde. Unter Anderem nimmt



er an, dass die durchschnittliche Schrittweite eines Korns  $A_L$  mit dem Durchmesser  $d$  zwischen zwei Ruhephasen konstant  $A_L d = \lambda d$  mit  $\lambda = 100$  beträgt. Die Deposition der an einem Querschnitt  $x_0$  gemessenen Geschiebemenge findet dann auf einer Fläche mit Einheitsbreite und der Länge  $A_L d$  statt. Die Masse eines Korns der Fraktion mit dem Anteil  $i_B$  an der Gesamtgeschiebemenge beträgt

$$m = \rho_s g A_2 d^3$$

Die Anzahl der je Zeiteinheit abgelagerten Körner auf der Bettfläche beträgt dann

$$n_{dep} = \frac{q_i i_B}{A_2 A_L g \rho_s d^4}$$

mit  $i_B$  als Anteil der betrachteten Fraktion am Geschiebetransport. Die Anzahl der von einer Einheitsfläche erodierten Körner je Sekunde beträgt

$$n_{ero} = \frac{i_b P_B}{A_1 d^2}$$

mit der Fläche eines Korns ausgedrückt als  $A_1 d^2$  sowie  $P_B$  als die Wahrscheinlichkeit für ein Korn, während einer Sekunde erodiert zu werden.  $i_b$  bezeichnet dabei den Anteil der betrachteten Fraktion an der Sohle. Mit der mittleren Austauschzeit  $t_1$  eines Korns als die Zeit, in welcher ein Erosionsvorgang stattfindet, ergibt sich die Gesamterosionswahrscheinlichkeit des Korns zu

$$P = P_B t_1$$

und die Anzahl der je Flächen- und Zeiteinheit erodierten Körner zu

$$n_{ero} = \frac{i_b P}{A_1 d^2 t_1}$$

EINSTEIN nimmt an, dass die Austauschzeit  $t_1$  nur von den Korneigenschaften, nicht jedoch von den Strömungseigenschaften abhängig ist. Weiter nimmt er an, dass sie umgekehrt proportional zur Sinkgeschwindigkeit  $v_s$  des Korns im Fluid sei und erhält

$$t_1 = A_3 \frac{d}{v_s} = A_3 \sqrt{\frac{d \rho}{g(\rho_s - \rho)}}.$$

Die Anzahl der je Flächen- und Zeiteinheit erodierten Körner ergibt sich somit zu

$$n_{ero} = \frac{i_b P}{A_1 d^2 A_3} \sqrt{\frac{g(\rho_s - \rho)}{d \rho}}.$$

Aus dem Gleichsetzen der je Zeiteinheit erodierten und abgelagerten Körner erhält EINSTEIN die Geschiebefunktion

$$\frac{q_B i_B}{A_2 A_L d^4} = \frac{i_b P}{A_1 d^2 A_3} \sqrt{\frac{g(\rho_s - \rho)}{d\rho}}. \quad (3.7)$$

In Gleichung 3.7 wird nun  $A_L d$  mit der Transportweite, welche die erodierten Partikel tatsächlich zurücklegen, ersetzt. Mit einer Wahrscheinlichkeit von  $(1 - P)$  kommt das Korn nach  $\lambda d$  wieder zum Liegen.  $p$  Körner sind jedoch nach  $\lambda d$  noch nicht zur Ruhe gekommen. Von diesen kommen  $P(1 - P)$  Körner nach  $2\lambda d$  zum Liegen.  $P^2(1 - P)$  Körner werden erst nach  $3\lambda d$  abgelagert und so weiter. Die gesamte durchschnittliche Transportweite ist demnach

$$A_L d = \sum_{n=0}^{\infty} (1 - P) P^n (n + 1) \lambda d = \frac{\lambda d}{(1 - P)}.$$

Eingesetzt in Gleichung 3.7 ergibt sich

$$\frac{q_B i_B (1 - P)}{A_2 \lambda d^4} = \frac{i_b P}{A_1 d^2 A_3} \sqrt{\frac{g(\rho_s - \rho)}{d\rho}}.$$

Bringt man nun  $P$  auf eine Seite, folgt

$$\frac{P}{1 - P} = \frac{A_1 A_3 i_B}{A_2 \lambda i_b} q_B \left( \frac{\rho}{\rho_s - \rho} \right)^{1/2} \left( \frac{1}{gd^3} \right)^{1/2} = A_* \frac{i_B}{i_b} \Phi = A_* \Phi_*.$$

$\Phi$  bzw.  $\Phi_*$  sind dimensionslose Transportintensitäten. Nach  $P$  umgestellt erhält man

$$P = \frac{A_* \Phi_*}{1 + A_* \Phi_*}.$$

Der Bewegungsbeginn findet nach Einsteins Auffassung genau dann statt, wenn die Liftkraft die Gewichtskraft übersteigt. Folglich geht er bei der Bestimmung von  $P$  davon aus, dass dies die Wahrscheinlichkeit, dass

$$\frac{F'_G}{F_L} < 1$$

ist, mit  $F'_G = g(\rho_s - \rho) A_s d^3$  als Gewichtskraft des Korns unter Auftrieb und der Liftkraft  $F_L = c_L \rho \frac{1}{2} u^2 A_1 d^2$ .  $u$  ist hierbei die Geschwindigkeit in Höhe  $0,35d$  über der Sohle. Die Geschwindigkeit  $u$  wird als mittlere Geschwindigkeit plus einen zeitlich variablen Anteil betrachtet. Die zeitlichen Schwankungen werden dabei als normalverteilt angenommen. Mit  $\Psi$  wird ein Maß für die Schubspannungsintensität am Korn eingeführt.

$$\Psi = \frac{\rho_s - \rho}{\rho} \frac{d}{r_{hy} I_E}$$

Dieses wird mit weiteren Korrekturfunktionen zur Berücksichtigung des Hidingeinflusses sowie des Verhältnisses von Rauheit zur laminaren Unterschicht zu  $\Psi_*$  erweitert. Durch Integration über die möglichen Schubspannungsschwankungen erhält EINSTEIN seine endgültige Transportbeziehung

$$P = 1 - \frac{1}{\sqrt{\pi}} \int_{-(B_* \Psi_*^{-1}/\eta_0)}^{B_* \Psi_*^{-1}/\eta_0} e^{-t^2} dt = \frac{A_* \Phi_*}{1 + A_* \Phi_*}$$

Darin ist  $B_*$  eine dimensionslose Konstante,  $t$  eine Integrationsvariable und  $\eta_0$  der quadratische Mittelwert eines Variabilitätsfaktors der Liftkraftschwankungen. Für den Bereich  $\Phi_* < 0,4$  lässt sich nach GRAF, 1971 [13] der Zusammenhang zwischen Schubspannungsintensität und der Transportintensität durch

$$0,465 \Phi_* = e^{-0,391 \Psi_*} \quad (3.8)$$

approximieren.

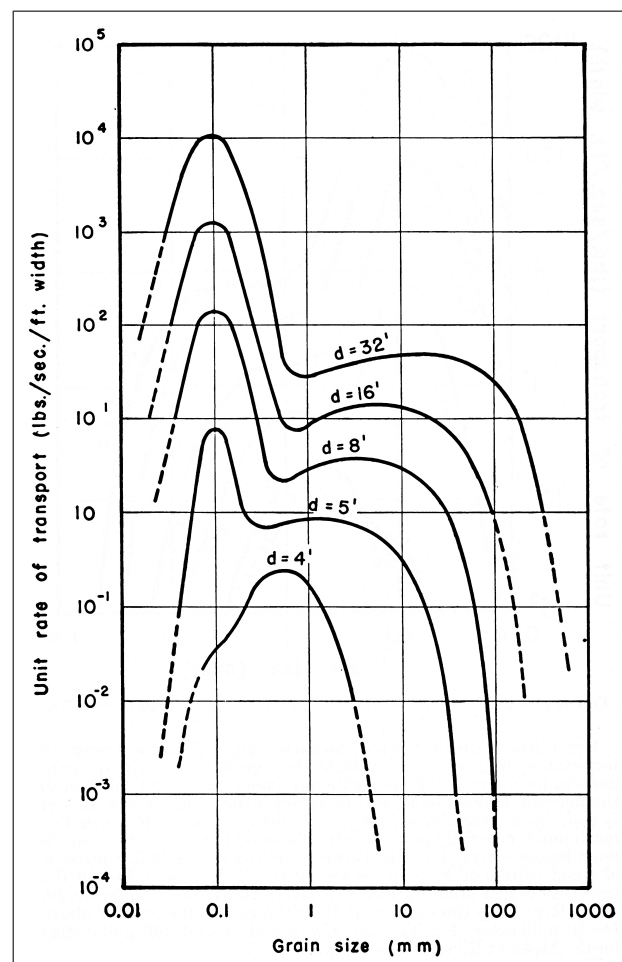


Abbildung 3.3: Transportraten nach Einstein berechnet am Beispiel des Missouri River für verschiedene Fließtiefen. Aus EINSTEIN, 1950 [8]

Obwohl die vollständige Transportbeziehung von Einstein recht kompliziert anzuwenden ist (die Anleitung zur Benutzung in EINSTEIN, 1950 [8] umfasst 44 Schritte) hat die Formel in vereinfachter Form (z. B. durch Verwendung von  $\Psi$  anstelle von  $\Psi_*$ ) weite Verbreitung gefunden. Vom US Army Corps of Engineers wird das Verfahren in der so genannten Modified Einstein Procedure (MEP) noch immer zur Berechnung von Transportkapazitäten genutzt.

Bei Berücksichtigung aller Einflussfaktoren nach EINSTEIN (Hiding, Dicke der viskosen Unterschicht, Verhältnis der Korngröße zur Rauheitshöhe, etc.) ergeben sich teilweise bimodale Kurven, welche bei EINSTEIN wegen ihrer charakteristischen Form als Camel-Back Curves bezeichnet werden (Abbildung 3.3). Die beiden Maxima der Funktionen folgen aus der getrennten Berechnung von Geschiebe- und Schwebstofftransport.

Die von EINSTEIN hergeleitete Transportformel stellt noch immer eine wichtige Möglichkeit zur Abschätzung von Transportraten in Fließgewässern dar. Zum Zeitpunkt der Veröffentlichung war sie ein Meilenstein auf dem Weg, die Geschiebebewegung besser zu verstehen. Einige Autoren haben später auf Unzulänglichkeiten bei den zugrunde liegenden Annahmen hingewiesen. YALIN, 1977 [58] bemerkt, dass die Annahme der Schrittweite als konstant 100-faches des Korndurchmessers physikalisch nicht begründet ist. Er zeigt durch Vergleich mit Messungen, dass die Schrittweite vielmehr umgekehrt proportional zu  $\Psi$  sein sollte. Die Austauschzeit als zweite wichtige stochastische Größe wird bei Einstein als proportional zur Sinkgeschwindigkeit betrachtet. Auch hierfür gibt es keinen physikalischen Hintergrund. Weiterhin ist der zugrunde liegende Ansatz für den Bewegungsbeginn ( $F_L > F_G$ ) nach Ansicht von YALIN unvollständig, da die Druckkraft nicht berücksichtigt und damit der Einfluss der Turbulenz überschätzt wird.

### 3.2.2 Die Formel von Hunziker

HUNZIKER, 1995 [18] hat eine deterministische, fraktionierte Geschiebetransportformel entwickelt. Diese berücksichtigt die Ausbildung einer größeren Deckschicht (Abpflasterung, siehe Kapitel 3.6).

Die Formel stellt eine Weiterentwicklung der häufig verwendeten Formel von MEYER-PETER UND MÜLLER dar. Wie dort erfolgt der Bewegungsbeginn für alle Fraktionen gleichzeitig bei der kritischen Schubspannung nach SHIELDS für den mittleren Deckschichtdurchmesser. Die Transportraten einzelner Fraktionen werden jedoch anhand des Verhältnisses deren Durchmessers zum mittleren Durchmesser des Gemisches gewichtet. Die Transportrate jeder Fraktion  $i$  berechnet sich nach HUNZIKER zu

$$q_{B,i} = p_i 5 \frac{1}{\varrho^{0,5}(\varrho_s - \varrho)g} \left( \varphi_i \left( \tau_B - \tau_c(d_D) \left( \frac{d_U}{d_D} \right)^{0,33} \right) \right)^{1,5}. \quad (3.9)$$

$\varphi_i$  ist darin eine Wichtungsfunktion zur Berücksichtigung unterschiedlicher Transportraten der Fraktionen in der Form

$$\varphi_i = \left( \frac{d_i}{d_m} \right)^{-0,011\Theta_m^{1,5} + 0,3}$$

$d_U$  ist der Korndurchmesser des Sohlmaterials,  $d_D$  ist der Korndurchmesser der Deckschicht.

### 3.2.3 Weitere Arbeiten

Von VAN RIJN, 1984 [39] stammt eine Methode, den Geschiebetransport als Produkt der Stärke der geschiebeführenden Schicht, der Konzentration des Geschiebes sowie dessen Geschwindigkeit zu berechnen. Hieran wird deutlich, dass man die Schichten, in denen der Geschiebetransport statt findet, definieren muss. Dies erfolgt im nächsten Abschnitt. Die Formel von VAN RIJN wird dort ebenfalls näher erläutert.

## 3.3 Schichten des Transportprozesses

In letzter Zeit kommt der Beschreibung der Schichtdicke, in welcher der Geschiebetransport stattfindet, eine immer größere Aufmerksamkeit zu. Für die Ausbreitung von Geschiebe ist sie von entscheidender Bedeutung. In einem sehr vereinfachten Modell soll der Geschiebetransport zunächst mit einer konstanten Geschwindigkeit  $v_v$  in einer Transportschicht von konstanter Dicke  $d_T$  stattfinden. Dann ergibt sich die Transportrate  $q_B$  zu

$$q_B = v_v d_T. \quad (3.10)$$

Erst durch die Angabe, welche Schicht am Geschiebetransport teilnimmt, lässt sich eine Aussage über die Geschwindigkeit des Geschiebes treffen. Die Angabe der Transportrate allein lässt keine Rückschlüsse auf die Transportgeschwindigkeit zu.

Die Annahme einer konstanten Geschwindigkeit in der Transportschicht ist die einfachste mögliche Modellvorstellung. Alle am Transport teilnehmenden Körner haben dann die gleiche Geschwindigkeit. Dispersion tritt nicht auf. Tatsächlich sind die Verhältnisse an der Fließgewässersohle komplexer.

### 3.3.1 Die Struktur der Gewässersohle

Das Bett eines Fließgewässers besteht meist aus alluvialem Material über einem festen Untergrund. Das heisst, dass das bewegliche Material vom Fluss selbst in früheren Zeiten abgelagert wurde. Seltener ist der Fall, dass sich der Fluss derzeit gerade an seiner historisch tiefsten Lage befindet und aktiv einen nicht-alluvialen Untergrund, also z. B. Fels, erodiert.

Das alluviale Material besteht aus einzelnen Körnern unterschiedlicher Korngrößen und zeigt die Historie, welche Strömungsbedingungen dort zu welchen Zeiten vorherrschten. Wenn es

in der Vergangenheit zu Deposition von Material gekommen ist, nimmt heute nur ein geringer Teil des Untergrundmaterials am Transport teil. Darunter liegende Schichten sind derzeit nicht am Transportprozess beteiligt. Bei hohen Abflüssen, besonders beim Auftreten von Transportkörpern, kann die Schicht des alluvialen Materials, welche von der Strömung transportiert wird, stark in ihrer vertikalen Ausdehnung anwachsen. Man spricht von einer transportaktiven Schicht (engl.: „active layer“) im Gegensatz zur nicht transportierten, inaktiven Schicht oder dem Substrat (z. B. PARKER ET AL., 2000 [31]). Die Ausdehnung der Schicht, welche am Transportprozess beteiligt ist, hängt von der momentanen Strömungsbelastung ab.

Um die Schicht des Sohlmaterials zu bestimmen, welches momentan bzw. während des Transportvorgangs am Transport teilnimmt, müssen die betrachteten Zeiträume definiert werden. Drei Zeitskalen sollen hier unterschieden werden:

- Zuerst wird der aktuelle Zeitpunkt betrachtet. Das Material, welches zu einem Zeitpunkt von der Strömung transportiert wird, ist per Definition das Geschiebe. Da die Bewegung der einzelnen Geschiebekörner in Form von Schritten und Ruhephasen stattfindet, ist jedes Korn stets nur in der Bewegungsphase, also während des Einzelschrittes, ein Geschiebekorn.
- Die zweite Zeitskala ist ein eng umgrenzter Zeitraum oder ein Zeitschritt. In numerischen Modellen ist dies der Zeitraum zwischen zwei aufeinanderfolgenden Berechnungen. Auch in stochastischen Modellen, wie dem in Kapitel 5 beschriebenen Modell, wird der Transportprozess in diskrete Zeitschritte unterteilt. Merkmal eines solchen ist, dass sich die Eigenschaften für die dabei betrachteten Prozesse innerhalb eines Zeitschrittes nicht ändern. Für den Geschiebetransport sind demnach die Bewegungseigenschaften der Körner innerhalb eines Zeitschrittes konstant. Da die Körner einer Sohle jedoch unterschiedliche Bewegungseigenschaften aufweisen, ist die Definition von bestimmten Teilbereichen notwendig, innerhalb derer die Eigenschaften dann als konstant angenommen werden.
- Die dritte Zeitskala ist die des Transportprozesses. Alle Körner, welche innerhalb des beobachteten Transportprozesses bewegt werden, sind der Transportschicht zugeordnet. An dieser Skala wird die Bedeutung der Beobachtungsdauer deutlich. Ist der Transportprozess beispielsweise relativ kurz und die herrschende Strömungsbelastung mäßig, so wird ein weitaus geringerer Teil des Sohlmaterials am Transport teilnehmen als bei der Betrachtung eines langfristigen Transportvorgangs mit mehreren Extremabflussereignissen.

Für verschiedene Teilaspekte der Geschiebeausbreitung ist die Betrachtung unterschiedlicher Schichten notwendig. Hier sollen Schichtdefinitionen für drei verschiedene Aspekte des Geschiebetransports erwähnt werden:

---

- In der numerischen Modellierung des Geschiebetransports ist es notwendig zu definieren, welche Schichtdicke der Sohle sich momentan mit dem transportierten Geschiebe in Interaktion befindet. Diese Schicht wird häufig als Austauschschicht (engl. exchange layer) bezeichnet. Von dessen Definition hängt die Entwicklung der Zusammensetzung der obersten Sohlkornlage entscheidend ab. In Abschnitt 3.6 wird die Änderung der Sohloberfläche infolge Strömungsangriff, die Abpflasterung, näher erläutert. Die Ausdehnung der Austauschschicht ist in numerisch-morphologischen Modellen unterschiedlich definiert. Im Modell SediMorph, auf das in Kapitel 6 näher eingegangen wird, kann für die Dicke der Austauschschicht aus verschiedenen Ansätzen gewählt werden.
- Für die Ableitung von Transportformeln ist die Dicke der geschiebeführenden Schicht von Bedeutung. VAN RIJN, 1984 [39] hat die Dicke der Schicht  $d_B$ , in welcher der Geschiebetransport stattfindet, bestimmt. Diese folgt in seiner experimentellen Arbeit der Beziehung

$$d_B = 0,3dD_*^{0,7}T^{0,5}.$$

Darin ist  $T$  die dimensionslose Schubspannungsintensität

$$T = \frac{\tau_b - \tau_c}{\tau_c}.$$

Zusammen mit der mittleren Geschwindigkeit der Körner bei Transport

$$v = 1,5\sqrt{\left(\frac{\rho_s}{\rho} - 1\right)gd}T^{0,6}$$

und dem mittleren Feststoffanteil der Körner in der geschiebeführenden Schicht  $n_B$

$$n_B = 0,117\frac{T}{D_*}$$

ergibt sich der Volumenstrom des Geschiebetransports zu

$$q_B = d_B v n_B$$

bzw.

$$q_B = 0,053\sqrt{\left(\frac{\rho_s}{\rho} - 1\right)gd^3}D_*^{-0,3}T^{2,1}. \quad (3.11)$$

- Für die Bestimmung der langfristigen Transportgeschwindigkeit und Dispersion von Geschiebe ist die Zeitskala des Transportprozesses entscheidend für die Definition der Schichtdicke. Ein Modell zur Beschreibung der Sohle in längerfristigen Transportprozessen ist das Active Layer Modell (z. B. in PARKER ET AL., 2000 [31]). Dieses Konzept geht auf HIRANO zurück. Hierbei wird die Sohle in eine am Transport teilnehmende Schicht und das darunter liegende Substrat unterteilt. Die Schicht, die am Transportprozess beteiligt ist, steht mit dem Geschiebe in Austausch und hat keine vertikale Struktur. Mit dem Substrat gibt es nur während längerfristiger Erosions- oder Depositionsvorgängen einen Austausch.

Hierdurch ist bedingt, dass diese Schicht das gesamte Material umfassen muss, welches am betrachteten Transportprozess teilnimmt. Bei Transport in Form von Transportkörpern, auf den in Abschnitt 3.7 eingegangen wird, ist diese durch die vertikale Ausdehnung der Transportkörper gegeben. Folgerichtig schlagen SINGH ET AL., 2004 [44] eine Formulierung der Dicke der Transportschicht  $d_T$  vor, welche bei geringer Schubspannung einem Korndurchmesser  $d_{90}$  entspricht, dann ansteigt und für große Schubspannung die Dünenhöhe (hier angenommen als 30 % der Wassertiefe) annimmt

$$d_T = d_{90} + 0,3h \left[ 1 - \frac{\tau_c}{\tau_B} \right]. \quad (3.12)$$

Wichtig ist es festzuhalten, dass die aus den oben beschriebenen Definitionen resultierenden Schichten, aufgrund der unterschiedlichen Zeitskalen, im Allgemeinen verschieden sind. So kommen für die Interaktion der Strömung mit der Sohle in numerischen Modellen nur die obersten Kornlagen, welche von der Strömung noch beeinflusst werden, in Betracht. Für die Ausbreitung von Geschiebe muss jedoch die gesamte in Bewegung befindliche Schicht berücksichtigt werden. Diese ist nur im Sonderfall des Transports auf ebener Sohle klein, das heißt in der gleichen Größenordnung wie eine Kornlage. Bei natürlich existierenden, unebenen Sohlen, insbesondere beim Vorhandensein von Transportkörpern, ist jedoch ein weitaus größerer Teil der Sohle in Bewegung. Hieraus wird deutlich, dass unterschiedliche Prozesse unterschiedlicher Schichtdefinitionen bedürfen. Entscheidend ist dabei die Zeitskala der Prozesse sowie die Transportintensität.

Die zentrale Eigenschaft der Körner, welche über deren Neigung zur Bewegung entscheidet, ist die Lage bezüglich der Kontaktzone von Strömung und Sohle. In Abbildung 3.4 ist der Ausschnitt einer Sohle skizziert, welche als makroskopisch eben approximiert wird. Die Lage der Sohle verändert sich innerhalb des Transportprozesses wiederholt durch Anlagerung und Abtransport von Körner. Über den Zeitraum des Prozesses betrachtet weist die Sohle jedoch keine Tendenz zur Erosion oder Akkumulation auf. Es werden also nur stationäre Prozesse betrachtet.

Die Bewegungswahrscheinlichkeit der Körner nimmt mit zunehmender Tiefenlage überproportional stark ab. Weiterhin ist dargestellt, wie in einem Modell die Bewegungswahrschein-



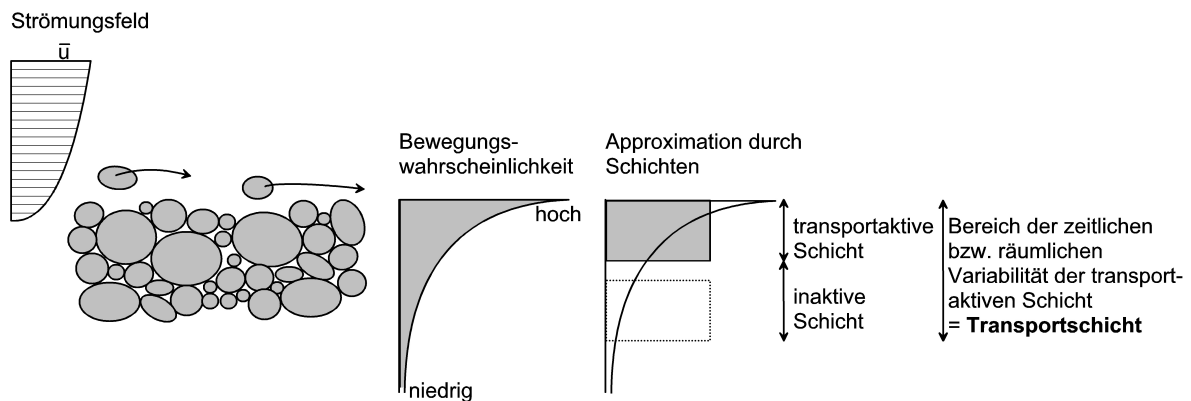


Abbildung 3.4: Modellvorstellung der Bewegungswahrscheinlichkeit in Abhängigkeit der Höhenlage eines Kornes in der Sohle. Links ist eine kontinuierliche Bewegungswahrscheinlichkeitsverteilung dargestellt, die rechts durch diskrete Schichten mit einer konstanter Bewegungswahrscheinlichkeit angenähert wird.

lichkeit der Körner in der Sohle approximiert werden kann. Die in dieser Arbeit verwendete Modellvorstellung der Sohle besteht aus einer Transportschicht, welche in eine transportaktive Schicht und eine inaktive Schicht unterteilt ist. Die transportaktive Schicht umfasst alle Körner, die aus ihrer aktuellen Lage heraus hin Bewegung geraten können. Die Transportschicht ist durch den Bereich definiert, in dem die zeitliche und räumliche Variation der transportaktiven Schicht stattfindet. Die inaktive Schicht umfasst den Bereich der Sohle, der zeitweise, jedoch nicht aktuell am Transportprozess teilnimmt. Innerhalb der transportaktiven Schicht wird die Bewegungswahrscheinlichkeit der Körner als konstant angenommen.

Aus den Unterschieden zwischen den tatsächlich vorhandenen Bewegungseigenschaften und der Approximation schichtweise konstanter Eigenschaften folgen Unterschiede zwischen Natur- und Modellverhalten. Eine Möglichkeit zur Reduzierung der Unterschiede ist die Definition mehrerer Schichten. Mit steigender Zahl der Schichten lässt sich das Naturverhalten besser abbilden. Nach Auswertung von Arbeiten anderer Autoren auf diesem Gebiet wird in Kapitel 5 ein stochastisches Modell für den Geschiebetransport verwendet, welches auf der Betrachtung von zwei vertikalen Schichten basiert.

### 3.3.2 Die Arbeit von Wong et al.

Ein neuer stochastischer Ansatz zur Berechnung der Erosionsrate in Abhängigkeit der Tiefenlage eines Kornes in der Sohle findet sich in WONG ET AL., 2007 [56]. Dieser basiert auf einer Dichtefunktion der Erosionswahrscheinlichkeit der Sohlkörner, welche von deren jeweiliger absoluter vertikaler Lagekoordinate in der Sohle abhängig ist. Die Erosionswahrscheinlichkeit wird mit dem Zeitanteil, während dessen die Körner einer Tiefenschicht tatsächlich an

der Sohloberfläche zu liegen kommen, normiert. Das bedeutet, dass nur jeweils die Körner der obersten Kornlage der Sohle eine Erosionswahrscheinlichkeit bekommen, dabei aber auch stets ihre absolute Höhe berücksichtigt wird und Körner in Vertiefungen geringere Erosionswahrscheinlichkeiten erhalten als exponierte Körner. Aus der vertikalen Integration der Erosionswahrscheinlichkeiten aller Kornlagen der Sohle ergibt sich die Transportrate.

WONG ET AL. leiten aus einer Laborversuchsreihe mit Geschiebetracern Ansätze für die Parameter eines stochastischen Transportmodells ab. Die Grundlage bildet dabei die Verteilungsfunktion für die Standardabweichung der Sohlhöhen, welche durch Anpassung der Gaußverteilung an die in Rinnenversuchen ermittelten Messwerte gewonnen wird. Mit Sonarsonden wurde die momentane Höhe  $z$  der Sohle an einem festen Ort sowie deren zeitliche Abweichung  $z'$  vom Mittelwert  $\bar{z}$  gemessen. Die Standardabweichung der Sohlhöhenschwankungen  $\sigma_{z'}$  ist

$$\sigma_{z'} = \left[ \sum_{i=1}^N \frac{z_i'^2}{(N-1)} \right]^{1/2}.$$

Die Wahrscheinlichkeitsdichteverteilung der Sohlhöhenschwankungen folgt in den von WONG ET AL. ausgewerteten Laborversuchen der Gaußverteilung

$$p_e(z') = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_{z'}} e^{\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{z'}{\sigma_{z'}}\right)^2\right]}.$$

Zur Beschreibung der Verteilung der Sohlhöhen ist daher nur deren Standardabweichung als Parameter notwendig. Um die Verteilung für unterschiedliche Korngrößen gültig werden zu lassen, ist lediglich eine Skalierung mit dem mittleren Korndurchmesser  $d_{50}$  nötig. Die Autoren erhalten so für die dimensionslose Standardabweichung der Sohlhöhen

$$\hat{\sigma}_{z'} = \frac{\sigma_{z'}}{d_{50}}$$

eine Korrelation mit dem Shieldparameter in der Form

$$\hat{\sigma}_{z'} = 3,09(\Theta - 0,0549)^{0,56}. \quad (3.13)$$

WONG ET AL. nehmen für die Schicht, welche am Transport teilnimmt, einen linearen Zusammenhang zwischen der Standardabweichung der Sohlhöhen und deren Dicke  $d_T$  an. Wenn für die Transportschichtdicke die 95-Prozent-Fraktile der Sohlhöhendichtefunktion angenommen wird, ergibt sich dort

$$d_T = 1,62\sigma_{z'}. \quad (3.14)$$

Dabei ist die Transportschicht von den Autoren definiert als die Schicht, aus welcher das Material am Transportprozess teilnimmt. Für den von WONG ET AL. betrachteten Fall des stationären Transports mit annähernd ebener Sohle wird diese Schicht wie folgt definiert.

Der Anteil des Sohlmaterials in einer Ebene in Höhe  $z'$  parallel zur mittleren Sohlhöhe  $\bar{z}$  sei mit  $P_s(z')$  bezeichnet.  $z_a$  sei die Sohlhöhe, an welcher die Verteilungssummenlinie der Sohlhöhen einen Wert „genügend nah bei 1“ annimmt. Dann ist  $D_a$  die mittlere Schichtdicke des Sohlmaterials zwischen  $z' = -\infty$  (weit oberhalb der Sohle) und  $z = z_a$ .

Die Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion für den Bewegungsbeginn in Abhängigkeit der vertikalen Koordinate  $z'$  beträgt nach WONG ET AL.

$$p_{ent}(z') = \frac{1}{2\sigma_{z'}} e\left(-\frac{|z' - z_0 + z_1|}{\sigma_{z'}}\right) \quad (3.15)$$

$z_0$  ist der Offset, um welchen sich die höchste Erosionswahrscheinlichkeit von der mittleren Sohlhöhe nach oben verschiebt.  $z_1$  wird von den Autoren als Parameter eingefügt, durch den sich auch instationäre Sohlzustände beschreiben lassen. Für stationäre Vorgänge wird  $z_1 = 0$ . In Abbildung 3.5 ist beispielhaft eine Wahrscheinlichkeitsdichteverteilung dargestellt, wie sie sich für die gemessenen Sohlhöhen eines Laborversuchs an der Universität der Bundeswehr ergibt.  $z_0$  ist analog zu den Ergebnissen von Wong et al. zu  $0,25d_{50}$  angenommen worden. Die mittlere Sohlhöhe  $\bar{z}$ , deren Abweichung  $z'$  sowie deren Standardabweichung  $\sigma_{z'}$  wurden aus der Vermessung der Rinnensohle nach einem Tracerversuch bestimmt. Im Gegensatz zur Arbeit von WONG ET AL. ist  $z'$  hier also die räumliche Abweichung vom Mittelwert der Sohlhöhe  $\bar{z}$ .

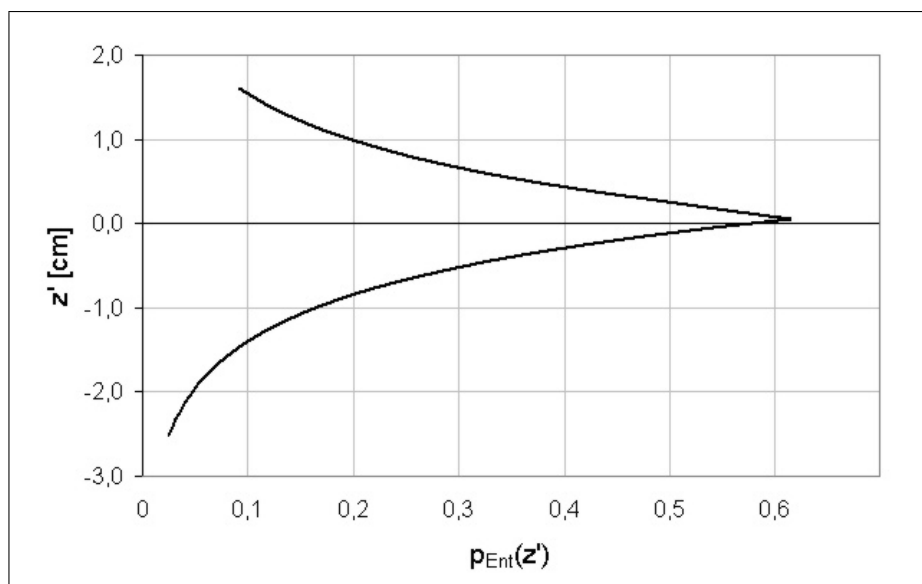


Abbildung 3.5: Wahrscheinlichkeitsdichteverteilung der Höhenlage erodierter Körner nach WONG ET AL., Gleichung 3.15 am Beispiel gemessener Sohlhöhen eines eigenen Laborversuchs

Die höchste Erosionswahrscheinlichkeitsdichte ergibt sich nach WONG ET AL. für die Höhe

$z' - z_0$ . Darüber nimmt sie wieder ab, da die Sohle nur wenige Körner in solch exponierter Lage enthält. Über die Form der Verteilung kann man ohne weitere Messungen keine bewertenden Aussagen machen. Die trotz der stetigen Verteilung der Höhenlagen der Körner auftretende Unstetigkeit der Erosionswahrscheinlichkeitsdichte oberhalb von  $z' - z_0$  erscheint jedoch unrealistisch.

Die Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion wird in WONG ET AL. für definierte Tiefenschichten integriert, wodurch sich flächenbezogene Erosionsraten ergeben. Diese werden an experimentell bestimmte Erosionsraten  $E_b[m/s]$  angepasst, welche zudem dimensionslos in der Form

$$\hat{E}_b = \frac{E_b}{\sqrt{\frac{(\rho_s - \rho)}{\rho} g d_{50}}} \quad (3.16)$$

dargestellt werden. Die Autoren erhalten als Zusammenhang zwischen den dimensionslosen Erosionsraten und der dimensionslosen Schubspannung  $\Theta$

$$\hat{E}_b = 0,05(\Theta - 0,0549)^{1,85}.$$

Letztlich wurde ein stochastischer Ansatz für die vertikale Verteilung der Erosionswahrscheinlichkeit aufgestellt und an gemessene absolute Erosionsraten angepasst.

Die dimensionslose Transportintensität  $\Phi$  korreliert in den Versuchen von Wong et al. mit der dimensionslosen Schubspannung wie folgt

$$\Phi = 2,66(\Theta - \Theta_c)^{1,5}. \quad (3.17)$$

### 3.4 Die Advektionsgeschwindigkeit

Ist die von der Strömung auf die Flusssohle ausgeübte Belastung groß genug, um den Bewegungsbeginn einer relevanten Zahl von Körnern zu ermöglichen, so kommt es zum Transport dieser Körner in Richtung der wirkenden Kräfte. Der Transport findet dabei nicht kontinuierlich statt, sondern in Form von einzelnen, relativ kurzen Bewegungen der Körner. Von EINSTEIN, 1936 [7] stammt bereits ein Modell, in dem der Geschiebetransport als ein aus Einzelschritten und Ruhephasen zusammengesetzter stochastischer Prozess betrachtet wird.

Zur Bestimmung der Geschwindigkeit der Geschiebebewegung werden häufig Experimente mit Geschiebetracern durchgeführt. Dabei wird die Ausbreitung der Tracern stellvertretend für das gesamte Geschiebe betrachtet. Weit verbreitet sind solche Experimente im Bereich von steilen Gebirgsbächen mit relativ grobem Sohlmaterial. Hier lassen sich Tracer einfach herstellen und aufgrund der geringen Wassertiefen und der relativ großen Korngrößen auch leicht wiederfinden. Eine Reihe von Naturversuchen, welche den Einfluss der Kornform auf die Transportgeschwindigkeit beinhalten, ist von SCHMIDT UND GINTZ, 1995 [42] durchgeführt

worden. BUSSKAMP, 1994 [2] leitet daraus ein stochastisches Modell des Grobgeschiebetransports, basierend auf Erosionswahrscheinlichkeit, Einzelschrittweiten und Ruhephasen, ab. Neuere Radiotracer ermöglichen nicht nur die Bestimmung der über eine längere Versuchsdauer gemittelten Geschwindigkeit, sondern lassen auch während den Untersuchungen die Unterscheidung von Ruhe und Bewegung der Tracer zu. MCNAMARA UND BORDEN, 2004 [27] messen damit, allerdings nur für wenige, sehr grobe Tracer, die Ausbreitungsgeschwindigkeit und korrelieren den aktuellen Strömungsangriff mit der Transporthäufigkeit. In den folgenden Abschnitten werden zwei für diese Arbeit richtungsweisende Untersuchungen näher vorgestellt.

### 3.4.1 Die Arbeit von Stelczer

Für die ungarische Donau wurden aufwendige Natur- und Laborversuche durchgeführt, um die Transporteigenschaften des Bettmaterials zu beschreiben. Daraus resultierend stellt STELCZER, 1981 [45] einen auf einem stochastischen Modell beruhenden Berechnungsansatz vor. Der Transport von Geschiebe geschieht demnach überwiegend rollend und rutschend. Vernachlässigbar ist folglich der Bewegungsmodus in Form von Sprüngen. STELCZER unterscheidet zwischen der Einzelschrittgeschwindigkeit („actual velocity“)  $v$  und der über den Beobachtungszeitraum gemittelten Geschwindigkeit („virtual rate of travel“)  $v_v$ . Da die tatsächlichen Einflussparameter in der Natur zu komplex und außerdem zufällig verteilt sind, wählt er den Ansatz, den Transport mit Hilfe der Wahrscheinlichkeitstheorie zu beschreiben. Ziel ist eine stochastische Beziehung für  $v_v$ . Aus Versuchen und theoretischen Überlegungen folgert er, dass die Einzelschrittlängen gammaverteilt gemäß

$$F(x) = \frac{\lambda k}{\Gamma(k)} \int_0^x t^{k-1} e^{-\lambda t} dt$$

sein müssen. Die Parameter  $k$  und  $\lambda$  erhält er aus Mittelwert und Standardabweichung gemessener Verteilungen.  $\Gamma(k)$  ist die Gammafunktion des Parameters  $k$ . In den durchgeführten Laborversuchen ergab sich eine Abhängigkeit der Verteilungsfunktion (und damit der Einzelschrittlängen) von der Fließgeschwindigkeit in Sohlhöhe, nicht jedoch von der Korngröße. Für die von ihm aufgestellten Beziehungen gibt er als Gültigkeitsbereich die Korngrößen 0,01 m bis 0,06 m an. Im Gegensatz zu EINSTEIN hat bei STELCZER die Korngröße keinen Einfluss auf die Einzelschrittweite, jedoch - ebenfalls im Gegensatz zu EINSTEIN - die Strömungsgeschwindigkeit. Die Anzahl der Einzelschritte ist nach STELCZER poissonverteilt in der Form

$$F(x) = e^{-m} \frac{m^x}{x!}.$$

Darin ist  $x$  die Anzahl der Einzelschritte und  $m$  ein Parameter, welchen Stelczer in Abhängigkeit von der Beobachtungszeit  $t$  und dem Sohlgefälle  $I$  für wenige Laborversuche ermittelt.

Dabei muss angemerkt werden, dass die Korrelation der gefundenen Beziehungen gering ist. Ebenfalls bemerkenswert ist, dass sich der Verteilungsparameter mit steigender Beobachtungsdauer nur unwesentlich ändert. In einem dort gegebenen Beispiel führt das dazu, dass in einem Fall mit gegebenen Randbedingungen die Wahrscheinlichkeit einer Kornfraktion, jeweils 4 Einzelschritte während einer Beobachtungszeit von 1 h auszuführen 10,19 % beträgt. Bei gleichen Bedingungen und einer Beobachtungszeit von 6 h hingegen ist sie mit 12,45 % nur unwesentlich höher.

Da für eine umfassende Ermittlung der Wahrscheinlichkeitsverteilungen für Anzahl und Länge der Einzelschritte nicht genug Versuchsdaten zur Verfügung stehen, gibt STELCZER für den praktischen Gebrauch folgende empirisch abgeleitete Formel für die Transportgeschwindigkeit  $v_v$  für das Geschiebe der Donau an.

$$v_v = b(u_f - u_{fc}) \quad (3.18)$$

Darin ist  $u_f$  die Strömungsgeschwindigkeit in Sohlhöhe und  $u_{fc}$  die für den Bewegungsbeginn der Fraktion kritische Strömungsgeschwindigkeit in Sohlhöhe. Der Faktor  $b$  wird von Stelczer für zwei unterschiedliche Zustände der Sohle angegeben, welche er als „hard“ bzw. „soft“ bezeichnet. Diese Zustände beschreibt er wie folgt: Ist die Sohle in einem Abschnitt „soft“, dann wird das Sohlmaterial dort bei den gleichen Schubspannungen wie das von Oberstrom kommende Geschiebematerial transportiert. Ist die Sohle hingegen „hard“, dann ist zur Mobilisierung des Sohlmaterials eine höhere Schubspannung nötig, als dies für die Bewegung des von Oberstrom kommenden Geschiebes der Fall ist. Anders ausgedrückt unterscheidet Stelczer zwischen den Fällen, dass

1. Geschiebe von Oberstrom mit dem Sohlmaterial vermischt wird und zufällig sowohl ein Teil der Körner aus Sohlen- oder oberstromigem Material als Geschiebe weiter transportiert wird („soft“) und
2. Geschiebe über einen Sohlenabschnitt quasi in Transit bewegt wird, also keine Vermischung oder Austausch mit der Sohle erfolgt („hard“).

Die von ihm in Naturversuchen ermittelten Faktoren  $b$  unterscheiden sich in diesen Fällen etwa um den Faktor 4 ( $b = 0,00435$  für «soft» und  $b = 0,01670$  für „hard“), d. h. Geschiebe wird auf „softer“ Sohle viermal langsamer transportiert als bei Transit über eine sonst gleichwertige Sohle.

Insgesamt kann die Arbeit von STELCZER als wegweisend für die hier vorliegende Arbeit bezeichnet werden. Jedoch ist sie in einigen Punkten unzureichend: Die Definition zweier diskreter Sohlzustände scheint zu stark vereinfacht. Vielmehr wird hier die These aufgestellt, dass sich auf natürlichen Sohlen, abhängig vom Grad bzw. der Tiefe der Durchmischung des Materials, alle denkbaren Geschiebeausbreitungsgeschwindigkeiten einstellen werden. Die Geschwindigkeit  $v_v$  nach STELCZER sollte also vielmehr eine kontinuierliche Funktion des

Sohlzustandes sein als die hier formulierten zwei diskreten Zustände. Ebenfalls ist, wie bereits erwähnt, zweifelhaft, ob die Abhängigkeit des Kornfortschritts von der Beobachtungsdauer bei Stelczer richtig wiedergegeben ist. Die Relation der Transportgeschwindigkeit mit der Strömungsgeschwindigkeit in Sohlhöhe ist ungenau, jedoch mit der Schwierigkeit der Ermittlung geeigneter Belastungsgrößen, wie etwa der Sohlschubspannung, in der Natur zu begründen.

### 3.4.2 Die Arbeit von Wong et al.

In der bereits in Kapitel 3.3.2 unter dem Gesichtspunkt der transportaktiven Schicht beschriebenen Arbeit von WONG ET AL., 2007 [56] wird auch die Advektionsgeschwindigkeit der Tracer im Modellversuch abgeleitet. Hierfür wird eine Schrittlänge  $l$  eines Geschiebekorns eingeführt. Die Transportrate ergibt sich aus dem Produkt der Schrittlänge mit der flächenhaften Erosionsrate  $E_b$

$$q_B = E_b l. \quad (3.19)$$

Durch Vergleich von gemessenen Transportraten und nach Gleichung 3.16 ermittelten flächenhaften Erosionsraten ergibt sich nun für die dimensionslosen Schrittlängen in den Versuchen der Zusammenhang

$$l = 53,2 d_{50}(\Theta - 0,0549)^{-0,35} \quad (3.20)$$

Die Schrittweite steigt demnach mit dem mittleren Korndurchmesser  $d_{50}$  und fällt leicht mit zunehmendem Shieldsparameter. Letzteres wird in Wong et al. damit erklärt, dass bei zunehmender Strömungsintensität auch die Sohlunebenheiten zunehmen und folglich die Wahrscheinlichkeit eines sich bewegenden Korns steigt, in einer Vertiefung der Sohle zum Liegen zu kommen.

WONG ET AL. stellen die Dicke der Transportschicht (Gleichung 3.14) mit der Transportrate (Gleichung 3.19) in den logischen Zusammenhang für die mittlere Transportgeschwindigkeit  $v_v$

$$v_v = \frac{q_B}{d_T}. \quad (3.21)$$

WONG ET AL. haben in ihren aufwändigen Versuchsreihen die Ausbreitung von farbigen Geschiebetracern, welche sie zuvor in eine Versuchsrinnensohle eingebaut hatten, bestimmt. Die von ihnen gemessenen mittleren Transportgeschwindigkeiten steigen abhängig von der Sohlbelastung in der Form

$$v_v = 1,67 \sqrt{\left(\frac{\rho_s - \rho}{\rho}\right)} g d_{50}(\Theta - 0,0549)^{0,90}. \quad (3.22)$$

### 3.4.3 Verallgemeinerung der Geschiebeadvektion

Wird ein Geschiebekorn von der Strömung bewegt, erfolgt dies mit einer Geschwindigkeit, welche vom Betrag der momentan wirkenden Strömungsgeschwindigkeit und dem Kräfteüberschuss bei Bewegungsbeginn abhängt. Durch dynamische Liftkräfte auf Grund der Kornform und Druckunterschieden an Kornober- und unterseite kann das Korn in eine gewisse Höhe über der Sohle angehoben werden. Bei jeder Berührung des sich bewegenden Kornes mit den übrigen Sohlkörnern kommt es zum Impulsaustausch zwischen Korn und Sohle. Dies kann einerseits dazu führen, dass sich weitere Körner aus der Sohle lösen und ihrerseits in Bewegung geraten. Andererseits kann das bewegte Korn wieder zu einer neuen temporären Ruhelage finden. Die für das Korn resultierende Transportweite bis zur neuen Ruheposition ist abhängig von Strömungsangriff, Turbulenz, Kornform sowie Topografie und Rauheit der Sohle.

Wenn ein Korn über eine längere Zeitspanne als Geschiebe bewegt wird, dann ist diese Bewegung nicht kontinuierlich, sondern besteht aus einer Vielzahl von Einzelschritten. Dazwischen liegen jeweils mehr oder weniger lange Ruhephasen. Nur für eine voll mobile Sohle, in der für jedes an der Oberfläche befindliche Korn ständig die zur Bewegung erforderliche kritische Schubspannung erreicht ist, geht die Dauer der Ruhephasen gegen Null. Sonst ist zu jedem Zeitpunkt nur der Anteil  $p$  der Körner an der Oberfläche in Bewegung. Nimmt man an, dass alle Körner die gleichen Bewegungseigenschaften haben, dann ist  $p$  auch der Anteil der Bewegungsphasen jedes einzelnen Kornes. Über die Einzelschritte und Ruhephasen der Geschiebebewegung, speziell über die statistischen Eigenschaften dieser beiden Größen, existieren eine Reihe von Untersuchungen (z. B. EINSTEIN, 1950 [8], BUSSKAMP, 1994 [2]).

In der älteren Literatur werden verschiedene Bewegungsformen des Geschiebekorns unterschieden, z. B.:

- rollen
- gleiten
- springen

Diese Klassifizierung ist jedoch willkürlich. Vielmehr ist davon auszugehen, dass die Bewegung eines Kornes jede denkbare Intensität und Dauer annehmen kann. Wird zunächst der spezielle Fall betrachtet, dass alle Körner der Sohle die gleichen Eigenschaften aufweisen und von einem stationär gleichförmigen, jedoch turbulenten Strömungsfeld bewegt werden, dann werden sie wegen der homogenen Sohleigenschaften und der für alle Körner gleichen Strömungseigenschaften im Mittel auch die gleichen Bewegungseigenschaften aufweisen. Während der Bewegung führen sie zwar unterschiedlich weite Einzelschritte mit variabler Geschwindigkeit aus, im Mittel sei die Geschwindigkeit während der Bewegungsphasen eines Kornes jedoch  $v$ . Während eines genügend langen Zeitabschnittes mit mehreren Ruhe- und Bewegungsphasen beträgt die zeitlich gemittelte Geschwindigkeit  $v_v$  eines Kornes dann



$$v_v = pv. \quad (3.23)$$

$v_v$  wird analog zu der Arbeit von STELCZER (Kapitel 3.4.1) als virtuelle Geschwindigkeit bezeichnet, um sie von der tatsächlichen Korngeschwindigkeit während der Bewegungsphasen zu unterscheiden.  $v_v$  ist die Advektionsgeschwindigkeit des Geschiebes.

Im Gegensatz zu den Arbeiten von EINSTEIN, BUSKAMP und anderen wird hier jedoch nicht versucht, die Schrittweiten und Ruhephasendauern explizit zu beschreiben. Für die hier betrachteten Ausbreitungsvorgänge über große Distanzen und Zeiträume wird die genaue Form der Verteilungen dieser beiden Parameter irrelevant. Sie können jeweils durch ihre mittleren Größen ersetzt werden. Ein hierauf basierendes stochastisches Transportmodell wird in Kapitel 5 beschrieben.

Für das Prozessverständnis des Geschiebetransportes sind Versuche mit Geschiebetracern, als physische Modellversuche oder in der Natur, besonders geeignet. Aus der Analyse des leicht zu beobachtenden Verhaltens der Tracer lassen sich Rückschlüsse auf das Verhalten des Geschiebes und sogar des gesamten Sohlmaterials ziehen. Voraussetzung dafür ist, dass die Tracer als repräsentativ angesehen werden können. Dies ist jedoch nur mit Einschränkungen der Fall. FERGUSON UND HOEY, 2002 [9] weisen auf die prinzipielle Abnahme der Geschwindigkeit von Tracern hin, welche aus der häufig verwendeten Methode, Tracer auf oder bündig in der Sohloberfläche zu platzieren, resultiert. Als Folge der Bewegung nicht nur der Tracer, sondern auch des übrigen Geschiebes, ergibt sich, dass die anfänglich an der Oberfläche liegenden Tracer im Verlauf ihres Transportweges mit einer bestimmten Häufigkeit von anderen Körnern überdeckt werden. Wie in Abschnitt 3.3.1 erläutert, nimmt die Bewegungswahrscheinlichkeit mit der Tiefenlage eines Kornes in der Sohle ab. Daraus folgt, dass die Geschwindigkeiten der Tracer nach Beginn der Versuche abnehmen, da die Tracer sich über die Tiefe der Transport-schicht verteilen. Der Zusammenhang von Ausbreitung und Tiefenlage wird in Kapitel 5 näher erläutert.

Bei der Ableitung von Aussagen für die Geschiebeausbreitung aus Tracerversuchen muss deshalb der Einfluss eines anfänglich abweichenden Verhaltens der Tracer berücksichtigt werden. Erst wenn die Verteilung der Tracer in vertikaler Richtung zeitlich konstant ist, sind sie als repräsentativ anzusehen. Solange jedoch die Tracer an der Oberfläche der Sohle überrepräsentiert sind, wird deren Ausbreitungsgeschwindigkeit überschätzt.

### 3.4.4 Zusammenhang von Advektion und Korngröße

HASSAN UND CHURCH, 1992 [15] werten Tracerversuche mit einem sehr weiten Spektrum von Korngrößen zwischen 5 und 500 mm aus. Bei diesen Daten zeigt sich, wie in vielen anderen Untersuchungen, dass für einen Teil des Korngrößenspektrums keine Größenabhängigkeit der Transportweite festgestellt werden kann. Die (groben) Geschiebanteile, für die während eines erheblichen Teils der Beobachtungsdauer keine für den Bewegungsbeginn ausreichende

---

Schubspannung herrscht, bleiben in der Transportweitenentwicklung jedoch hinter den anderen Korngrößenfraktionen zurück.

GÖLZ ET AL., 2006 [12] stellen in einem mehrjährigen Tracerversuch am Rhein fest, dass die mittleren Transportweiten der Tracerfraktionen mit zunehmender Korngröße abnehmen. Während die Tracer von 4-8 mm Korngröße im Mittel 5,4 km/Jahr transportiert werden, weist die größte Fraktion (45-63 mm) nur eine mittlere Geschwindigkeit von 2,2 km/Jahr auf. Aufgrund der natürlichen Abflussschwankungen kann davon ausgegangen werden, dass zeitweise die kritische Schubspannung der groben Tracerfraktionen unterschritten war, während die kleineren Körner noch transportiert werden konnten.

Zwischen den Fraktionen 4-8 mm und 8-16 mm wurde hingegen kein Unterschied in der Advektionsgeschwindigkeit festgestellt. Hier kommen mehrere Effekte zum Tragen. Einerseits haben kleinere Körner ein geringeres Gewicht und sind somit leichter zu mobilisieren. Daraus würde eine höhere Transportgeschwindigkeit kleinerer Körner folgen. Dem stehen jedoch mehrere Gründe entgegen. Größere Körner ragen weiter in die Strömung hinein. Wegen des logarithmischen Geschwindigkeitsprofils wirken auf sie größere Strömungskräfte. Des Weiteren rollen sie leichter. Einmal in Bewegung gesetzt, legen sie größere Wegstrecken zurück, wie auch von WONG ET AL. (Abschnitt 3.4.2) beobachtet. Hinzu kommt, dass auf Grund des Effektes der Abpflasterung der Sohle überproportional viele grobe Körner an der Oberfläche liegen. Dies wird in Abschnitt 3.6 erläutert.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass der Zusammenhang von Korngröße und Transportgeschwindigkeit von Geschiebe noch nicht endgültig geklärt ist. Während ein Teil der Untersuchungen annähernd gleiche Transporteigenschaften für unterschiedlich große Körner liefert, zeigt sich in anderen Arbeiten eine klare Abhängigkeit zwischen Korngröße und Geschwindigkeit. In Abschnitt 3.7 wird darauf hingewiesen, dass insbesondere die Struktur der Transportsohle (eben oder mit Transportkörpern) sowie der Grad der Unregelmäßigkeit vorhandener Dünen mit entscheidend ist, ob Geschiebe gleichschnell oder in Abhängigkeit der Korngröße transportiert wird.

### 3.5 Geschiebedispersion

Bei Untersuchungen zur Ausbreitung von Geschiebetracern in Modellversuchen sowie in der Natur wird stets festgestellt, dass zu einem Zeitpunkt  $t_0$  an einem Ort  $x_0$  befindliche Tracer nicht mit einheitlicher Geschwindigkeit in Strömungsrichtung transportiert werden, sondern sich eine gewisse Ausbreitung in Transportrichtung einstellt. Aufgrund der stochastischen Verteilung von Strömungsangriff und Lagerungsbedingungen kann nicht davon ausgegangen werden, dass zwei Körner von gleicher Größe und Kornform gleichzeitig und gleichschnell transportiert werden. Im Falle des Transports über eine hinreichend lange Beobachtungsdauer ist hingegen anzunehmen, dass die Lagerungs- und Strömungsbedingungen entlang der Laufstrecke für beide Körner in der Summe ähnlich sind. Insbesondere ist davon auszugehen, dass

---

sich ein größeres Kollektiv gleicher Körner über einen hinreichend langen Zeitraum gemittelt mit einer bestimmten mittleren Ausbreitungsgeschwindigkeit bewegt. Dies trifft jedoch nur zu, solange die Bedingungen für alle Körner über die Beobachtungsdauer gemittelt gleich sind. Das ist jedoch in der Natur nur dann der Fall, wenn einzelne Körner nicht für längere Zeit von anderem Sohlmaterial überdeckt werden. Beobachtet wird hingegen, dass sich Tracerkollektive ähnlicher Korngrößen in Natur- und Modellversuchen über große Transportweitenbereiche ausbreiten. Häufig befindet sich die Varianz der Transportweiten in der gleichen Größenordnung wie die mittlere Transportweite. Das heißt, dass sich die am wenigsten weit transportierten Tracer noch im Bereich von  $x_0$  befinden (GÖLZ ET AL., 2006 [12], HÜSENER, 2004 [17]).

Daran ist zu erkennen, dass die Bedingungen für einzelne Körner selbst über lange Beobachtungszeiträume nicht ähnlich sind. Für Körner im transportaktiven Bereich der Sohle ist die einzige Erklärung dafür die Strömungsabschattung oder Überdeckung durch andere Körner. Ein Korn, welches von anderen Körnern überdeckt ist, kann nur dann transportiert werden, wenn es gleichzeitig mit den darüber liegenden Körnern in Bewegung gesetzt wird. Dies wird nur geschehen, wenn einerseits die strömungsbedingten Kräfte sehr hoch und andererseits die Korngrößen nicht zu groß sind. Für Flüsse mit kiesiger Sohle kann davon ausgegangen werden, dass nur die jeweils oberste Lage Körner überhaupt transportiert werden kann. Das heißt jedoch nicht, dass darunter liegende Körner nie bewegt werden. Die Sohloberfläche ist bei vorhandenem Geschiebetransport vielmehr in ständiger Umlagerung begriffen, wodurch einzelne Abschnitte sukzessive mal mehr und mal weniger tief erodiert werden. Somit kann ein in die Sohle eingemischtes Korn nach erfolgter Freilegung wieder am Transportgeschehen teilnehmen.

Während eines längeren Transportabschnittes sind die Zeiträume, in denen ein Korn überdeckt ist, von relativ langer Dauer. Das Verhältnis der Zeitdauer im eingemischten Zustand zur Zeit, die ein Korn an der Sohloberfläche verbringt, ist relativ hoch und entspricht dem Verhältnis der am Transport beteiligten Sohlschicht zur Dicke der Kornlage an der Sohloberfläche. Die am Transportvorgang beteiligte Schichtdicke kann aus der zeitlichen Entwicklung der Sohlhöhenlage ermittelt werden und entspricht dem Schwankungsbereich  $\Delta h$  der Sohlhöhe. Die Dicke der Deckschicht kann vereinfachend mit dem Durchmesser  $d_{90}$  der Deckschichtsieblinie approximiert werden. Für den Fall des Transports von nur maximal einer Kornlage über eine Sohle, die ihre Höhenlage nicht verändert, beträgt das Verhältnis 1, das heißt, die Tiefe der Einmischung ist Null.

Für den Fall von Transport in Form von Transportkörpern ist das Verhältnis sehr hoch, da die insgesamt am Transportvorgang beteiligte Schicht gleich der maximalen Transportkörperhöhe ist. Daher ergibt sich eine sehr hohe relative Einmischdauer. Dies mag auf den ersten Blick der Erwartung widersprechen, da eine Transportkörpersohle ja viel dynamischer wirkt als eine ebene Sohle. Man kann dies dadurch erklären, dass ein Korn bei vorhandenen Transportkörpern zwar öfter - und zwar bei jedem ausreichend tiefen Transportkörperdurchgang

---

- freigelegt wird, jedoch mit großer Wahrscheinlichkeit am Ende des Transportkörpers wieder überdeckt wird. Die relativen Aufenthaltszeiten in einer Transportkörpersohle sind somit höher als bei vergleichbar intensivem Transport und ebener Sohle. Die Eigenschaften von Transportkörpersohlen im Hinblick auf Ausbreitung von Geschiebe werden in Abschnitt 3.7 ausführlich erläutert.

Mit dem Begriff Dispersion wird im Folgenden die unterschiedliche Ausbreitung relativ zu einer mittleren, advektiven Transportkomponente, beschrieben. Wäre der Geschiebetransport ein vollständig advektiver Prozess, bedeutete dies, dass keine Dispersion, und somit auch keine Ausbreitung in Transportrichtung auftreten würde. Die tatsächlich existierende unterschiedliche Ausbreitung in Transportrichtung ist umgekehrt die Folge der unvollständigen Advektion des Geschiebes in der Strömung.

Die Parameter zur Beschreibung der Dispersion sind entweder die Standardabweichung der beobachteten Geschiebegeschwindigkeiten oder das Verhältnis der Geschwindigkeit einer definierten Ausbreitungsfront zur mittleren Transportgeschwindigkeit. Die Frontgeschwindigkeit ist dabei beispielsweise als die Geschwindigkeit, die von 99 Prozent der Tracer gerade nicht überschritten wird, definiert. Die Quantifizierung der Dispersion erfolgt in dieser Arbeit mit dem Variationskoeffizienten  $VarK$ . Er stellt das Verhältnis der Standardabweichung zum Mittelwert einer Verteilung dar. Im Fall der mittleren Wegstrecke  $\bar{x}$  und deren Standardabweichung  $\sigma$  ergibt sich:

$$VarK = \frac{\sqrt{\sigma^2}}{\bar{x}}. \quad (3.24)$$

## 3.6 Abpflasterung

Ein für die Stabilität der Sohle wichtiger Effekt ist die so genannte Abpflasterung. Damit ist die allmähliche Vergrößerung der obersten Sohlschicht im Vergleich zur Sohlmaterialsieblinie gemeint. Dieser Effekt wird nach Auswertung von Laborexperimenten von TAIT ET AL., 1992 [46] damit begründet, dass sich die Transportrate feinerer Körner geringfügig von jener der größeren Sohlbestandteile unterscheidet.

Eine andere Möglichkeit zur Erklärung der Abpflasterung besteht darin, dass die feineren Sohlbestandteile eine leicht erhöhte Tendenz zur Einmischung aufweisen als die gröberen. Für diese Theorie spricht, dass das Angebot an geeigneten Vertiefungen, in denen ein Korn abgelagert und überdeckt werden kann, für kleinere Körner größer als für die groben ist.

BLOM ET AL., 2006 [1] entwickeln ein neues Sediment-Kontinuitätsmodell, welches zur Beschreibung von morphodynamischen Effekten wie der Abpflasterung geeignet ist. Das Modell ist eine Weiterentwicklung des Active-Layer-Konzeptes, welches in PARKER, 2000 [31] beschrieben ist. Im Gegensatz zu der dort verwendeten diskreten, homogenen transportaktiven Schicht, wird diese hier durch eine Wahrscheinlichkeitsdichteverteilung der Sohlhöhen be-

schrieben.

Der Grad der Abpflasterung wirkt sich auf die Advektionsgeschwindigkeit und die Dispersion von Geschiebe aus. Aufgrund des geringen Austausches zwischen Geschiebe und dem Sohlmaterial einer abgepflasterten Sohle wird die Advektionsgeschwindigkeit der Geschiebekörner hoch. Die Unterschiede zwischen Körnern, welche transportiert werden und denen in Ruhe, und folglich auch die Dispersion, werden durch die Abpflasterung größer.

KOLL UND DITTRICH, 2001 [21] zeigen anhand von Laborversuchen, dass auch bei maximaler Stabilität von Deckschichten noch eine Interaktion zwischen von Oberstrom eingetragendem Geschiebe und Sohlmaterial stattfindet. Die Advektion des durch eine Deckschicht geschützten Sohlmaterials kommt folglich nicht zu erliegen.

Obwohl die Abpflasterung für die Ausbreitung von Geschiebe eine nicht geringe Rolle spielt, wird sie hier nicht weiter betrachtet, da sie nicht Bestandteil der experimentellen, stochastischen oder numerischen Untersuchungen dieser Arbeit ist. Eine Weiterverfolgung dieses Aspekts bieten sich jedoch an und erscheint sinnvoll. Mit dem in Kapitel 5 vorgestellten stochastischen Modell wäre es beispielsweise möglich, Abpflasterung dadurch zu modellieren, feineren Kornfraktionen eine geringfügig größere Einmischwahrscheinlichkeit als den größeren Bestandteilen des Sohlmaterials zuzuweisen. Ein systematischer Vergleich zwischen physischen und derartigen stochastischen Modellen kann zum besseren Verständnis des Vorgangs Abpflasterung in Bezug auf die Geschiebeausbreitung beitragen.

### 3.7 Transportkörper

Für viele Fließzustände wird Geschiebe in Form von typischen Strukturen, den so genannten Transportkörpern, transportiert. Dabei bilden sich aus einer anfänglich ebenen Sohle sich wiederholende Riffel (kleine Ondulationen), Dünen (nach FÜHRBÖTER, 1979 [10]: größere Körper; Länge größer als Wassertiefe), dreidimensionale Wellenstrukturen oder Antidünen. In einem großen Bereich von Abflüssen und Korngrößen des Sohlmaterials sind Transportkörper die Regelform des Geschiebetransports (z. B. ZANKE, 1982 [60], WIEPRECHT, 2001 [52]).

Der Mechanismus der Transportkörperentstehung ist noch nicht vollständig geklärt. Ebenso wenig existiert derzeit eine sichere Berechnungsmöglichkeit, bei welchen Strömungsverhältnissen welche Körper entstehen und welche typischen Abmessungen diese aufweisen. VAN RIJN, 1993 [40] gibt nach Auswertung einer großen Zahl von Labor- und Naturmessungen für die Transportkörperhöhe  $h_{TK}$  folgende Beziehung als beste Übereinstimmung an.

$$h_{TK} = 0,11h \left( \frac{d_{50}}{h} \right)^{0,3} (1 - e^{-0,5T})(25 - T) \quad (3.25)$$

mit

$$T = \frac{\tau_b - \tau_c}{\tau_c}$$

Die Höhe der Transportkörper ist folglich von der Intensität der Schubspannungen, dem Korndurchmesser  $d_{50}$  und der Wassertiefe  $h$  abhängig. Die maximal mögliche Höhe wird von verschiedenen Autoren zu 1/6 bis 1/3 der Wassertiefe angesetzt. Die bereits erwähnte Abschätzung der Transportschichtdicke nach SINGH ET AL., 2004 [44] (Gleichung 3.12) beinhaltet eine Formulierung der Dünenhöhe, welche auf maximal das 0,3-fache der Wassertiefe steigt. Dieser Wert wird jedoch auf Grund des enthaltenen Faktors

$$h_{TK} \sim \left[ 1 - \frac{\tau_c}{\tau_B} \right]$$

nur für sehr hohe Sohlbelastungen erreicht<sup>2</sup>. Bedingungen in dieser Größenordnung finden sich zum Beispiel in der Golden Gate Meerenge bei San Francisco, wo bei Wassertiefen um 50 m und hohen, gezeitenbedingten Strömungsgeschwindigkeiten Dünenhöhen von mehr als 10 m beobachtet werden.

Neuere Veröffentlichungen zeigen einen Zusammenhang zwischen der Turbulenz der Strömung und der Transportkörperentstehung auf. In Laborversuchen wird beobachtet, dass aus einer anfänglich ebenen Sohle bei Belastung plötzlich und nahezu gleichzeitig auf der gesamten Länge der Sohle Transportkörper entstehen. RAUDKIVI, 2006 [36] nimmt an, dass kohärente Wirbelstrukturen in der Strömung für die Anregung der Dünenbildung verantwortlich sind.

### 3.7.1 Die Beeinflussung der Advektionsgeschwindigkeit durch Dünen

Dünen sind die häufigste Form der Transportkörper. Beim Transport von Geschiebe in Dünen ist ein erheblich größerer Bereich der Sohle am Transportprozess beteiligt als bei Transport auf ebener Sohle.

Dünen beeinflussen die Aufenthaltszeit und Advektionsgeschwindigkeit von Geschiebe erheblich. FÜHRBÖTER, 1979 [10] nimmt für die Transportgeschwindigkeit  $v_{v,F}$  von Geschiebe bei ebener Sohle

$$v_{v,F} = u_f \tag{3.26}$$

an, worin  $u_f$  die mittlere Strömungsgeschwindigkeit in Sohlhöhe ist. In einer Sohle mit Transportkörpern gibt er für die Geschwindigkeit des Geschiebes  $v_{v,TK}$

$$v_{v,TK} = u_f k \frac{h}{h_{TK}}$$

an, mit  $h_{TK}$  als der Transportkörperhöhe und der Feststoffkonzentration in der Strömung  $k = q_B/q$ .  $q$  ist hier der Abfluss je Breitenmeter. Die Aufenthaltszeit ist der Reziprokwert der Geschwindigkeit. Damit erhält FÜHRBÖTER das Verhältnis der Aufenthaltszeit  $T_{TK}$ , welche

---

<sup>2</sup>Der Gültigkeitsbereich der Gleichung sollte sinnvoll auf  $\tau_B \geq \tau_c$  beschränkt werden.

ein Korn zu Durchquerung einer Strecke mit Transportkörpern benötigt, zu der Aufenthaltszeit  $T_F$  in der gleichen Strecke bei ebener Sohle

$$\frac{T_{TK}}{T_F} = \frac{v_{v,F}}{v_{v,TK}} = \frac{1}{k} \frac{h_{TK}}{h}.$$

Da die Feststoffkonzentration in natürlichen Flüssen sehr gering ist (FÜHRBÖTER gibt  $k = 10^{-3}$  bis  $10^{-4}$  und darunter an), folgert er aus den Beziehungen eine wesentliche Verringerung der Geschwindigkeit von Material in der Dünensohle bzw. starke Vergrößerung der Aufenthaltszeit.

Die in Gleichung 3.26 getroffene Annahme, dass sich Material bei Transport auf ebener Sohle mit der mittleren Geschwindigkeit der Strömung in Sohlhöhe bewegt, überschätzt die Transportgeschwindigkeit. Bei Transport auf ebener Sohle, der nur bei gering überkritischen Schubspannungen auftritt, ist stets nur ein Teil der Körner an der Sohloberfläche in Bewegung. Die Bewegung selbst besteht aus Einzelschritten und Ruhephasen. Daher ist  $v_{v,F} \ll u_f$ . FÜHRBÖTER überschätzt somit die Verringerung der Bewegungsgeschwindigkeit infolge des Transports in Dünen.

Eine Aussage über die Veränderung der Transportgeschwindigkeit durch Dünen scheint schwer möglich. Ein solcher Vergleich der Geschwindigkeit des Transports mit und ohne Dünen setzt voraus, dass beide Sohlzustände bei einer bestimmten Belastung auftreten könnten. Tatsächlich gehört jedoch zu jeder Strömungsbedingung ein bestimmter Sohlzustand. Nach Gleichung 3.25 von van Rijn ist die Entwicklung von Dünen und deren Höhen ab Überschreitung der kritischen Schubspannung kontinuierlich. Im Gegensatz zum theoretischen Beispiel bei FÜHRBÖTER existieren demnach keine Bereiche mit vergleichbaren Sohlbelastungen und abschnittsweise ebener Sohle und daneben Transport in Dünen.

Ausgeprägte Dünen treten im Vergleich zu annähernd ebenen Sohlen bei höheren Sohlbelastungen auf. Damit einher geht ein im Vergleich zur ebenen Sohle intensiverer Geschiebetransport. Im Ergebnis der höheren Transportmenge bei gleichzeitig größer werdender Transportschicht für die Dünensohle (vergleiche Abschnitt 3.3) kann die Advektionsgeschwindigkeit für Transport in Dünen sogar größer sein als bei ebener Sohle und zwangsläufig geringerer zugehöriger Sohlbelastung. Dazu ist es lediglich nötig, dass die Transportrate stärker mit der Strömungsbelastung ansteigt als die Transportschichtdicke infolge der Dünenbildung. Zur Veranschaulichung des Zusammenhangs wird Gleichung 3.10 nach der Geschwindigkeit  $v_v$  in der Transportschicht umgestellt

$$v_v = \frac{q_B}{d_T}. \quad (3.27)$$

Nun wird für die Transportrate  $q_B$  die Formel nach VAN RIJN (Gleichung 3.11) verwendet. Für die Dicke der Transportschicht  $d_T$  wird im Mittel die Hälfte der Transportkörperhöhe  $h_{TK}$ , ebenfalls berechnet nach VAN RIJN (Gleichung 3.25),

$$d_T = \frac{1}{2} h_{TK} \quad (3.28)$$

angenommen. Diese Beziehung wird im folgenden Abschnitt erläutert. In Abbildung 3.6 ist ersichtlich, dass die mit Gleichung 3.27 berechnete Transportgeschwindigkeit mit steigender Schubspannungsintensität  $T$  trotz prognostizierten steigenden Dünenhöhen ansteigt. Die diesem Beispiel zugrunde liegenden Werte sind  $d_{50} = 0,003$  m und  $I_E = 0,001$ .

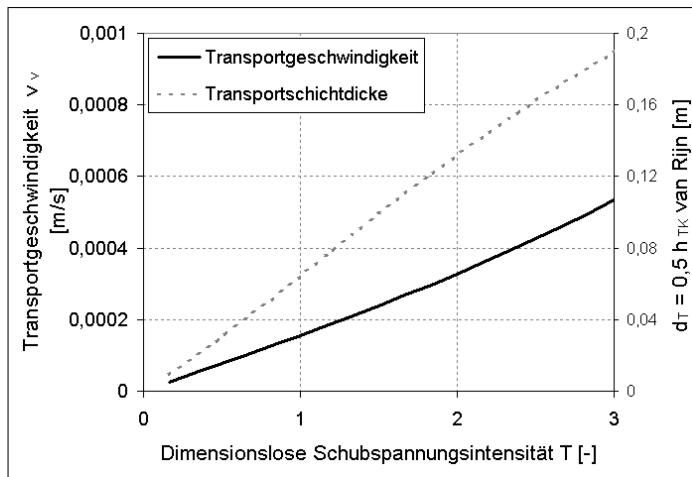


Abbildung 3.6: Transportgeschwindigkeit und Transportschichtdicke berechnet nach Gleichung 3.27 mit den Schubspannung und Transportkörperhöhen nach VAN RIJN

Die Ergebnisse eigener Versuche zur Transportgeschwindigkeit von Geschiebe bei ebener Sohle und Transport in Dünen zeigen ebenfalls, dass die Advektionsgeschwindigkeit für in Dünen transportiertes Geschiebe höher ist als bei ebener Sohle und geringerer Sohlbelastung. Diese Versuche werden in Kapitel 4 beschrieben.

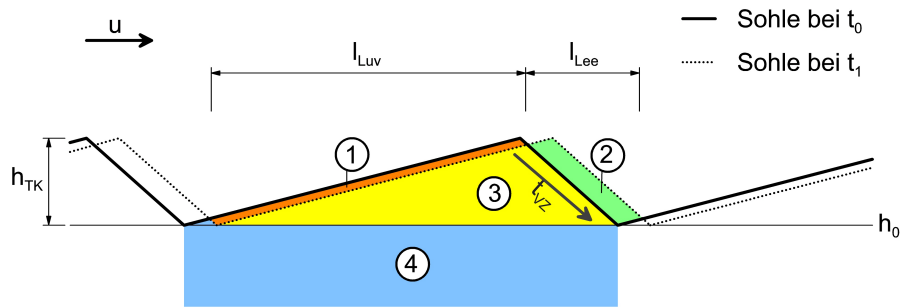
### 3.7.2 Die Dispersionswirkung von Dünen

Die folgenden theoretischen Überlegungen sollen die Bedeutung der Dünen für die Dispersion von Geschiebe erläutern. Betrachtet wird dazu eine Sohle, auf der sich Dünen konstanter Höhe gebildet haben. Die Form der Dünen wird durch Dreiecke approximiert. Es findet global betrachtet weder Erosion noch Akkumulation statt, die Lage der Sohloberfläche variiert periodisch zwischen  $h_0$  und  $h_0 + h_{TK}$ . Abbildung 3.7 soll die Geometrie verdeutlichen. Die Länge einer Düne ist die Summe aus den Längen der Lee- und Luvseite

$$l_{TK} = l_{Lee} + l_{Luv}.$$

Die Dünen bewegen sich zwischen Zeitpunkt  $t_0$  und  $t_1$  in Strömungsrichtung mit der Geschwindigkeit  $v_{TK}$ . Im folgenden werden Betrachtungen für einen beliebig kleinen Zeitschritt





- ① Sohlmaterial, welches zwischen  $t_0$  und  $t_1$  erodiert wird
- ② hier wird das aus ① erodierte Sohlmaterial zwischen  $t_0$  und  $t_1$  deponiert
- ③ Sohlmaterial, welches zw.  $t_0$  und  $t_1$  nicht bewegt wird, jedoch zw.  $t_n$  und  $t_{n+1}$ ; die Verweilzeit  $t_{vz}$  nimmt in Pfeilrichtung zu
- ④ Sohlmaterial, welches für alle  $t_n$  nicht bewegt wird

Abbildung 3.7: Prinzipskizze des Geschiebetransports in Transportkörpern.

$\Delta t = t_1 - t_0$  angestellt. Die Geschwindigkeit  $v$  der Körner in Bewegung wird als sehr groß gegenüber der Dünenwandergeschwindigkeit  $v_{TK}$  angenommen, wie es auch den tatsächlich herrschenden Bedingungen entspricht. Die Bewegung der Düne resultiert aus einer Vielzahl von einzelnen, sukzessiven Kornbewegungen und ist demnach von untergeordneter Geschwindigkeit im Vergleich zur Kornbewegung.

Prinzipiell lassen sich vier verschiedene Bereiche der Sohle unterscheiden, welche mit Zone 1 bis 4 bezeichnet werden (vgl. Abbildung 3.7). In Zone 1 auf der Luvseite der Düne wird Material erodiert, über den Kamm hinweg transportiert und in Zone 2 deponiert. In Idealisierung der natürlichen Verhältnisse wird hier angenommen, dass kein Material mehr als einen Dünenkamm auf einmal überwindet. Das Material aus Zone 1 wird also vollständig in der unterstromig folgenden Zone 2 abgelagert. Die über die Sohle gemittelte Transportrate, welche sich zum Beispiel aus einer Geschiebemessung über den Zeitraum eines Transportkörperdurchgangs ergibt, sei  $\bar{q}_B$ . Aus der angenommenen Dreiecksform der Dünen und der Wandergeschwindigkeit  $v_{TK}$  ergibt sich der Massenstrom, welcher gleich der zeitlich gemittelten Transportrate ist, zu

$$\bar{q}_B = \frac{1}{2} v_{TK} h_{TK}. \quad (3.29)$$

Diese Formulierung findet sich auch bei FÜHRBÖTER, 1979 [10] und RIBBERINK, 1987 [37]. Ebenfalls lässt sich die Fortschrittgeschwindigkeit der Dünen als

$$v_{TK} = \frac{2\bar{q}_B}{h_{TK}} \quad (3.30)$$

ausdrücken.

Am Dünenfußpunkt ist die Transportrate gleich Null, da - wie zuvor erläutert - angenommen wird, dass das gesamte erodierte Material in Zone 2 deponiert wird. Entlang der Länge der Zone 1 ist die Erosionsrate konstant, da die relative Eintiefung konstant ist. In jedem Querschnitt entlang der luvseitigen Dünenböschung ist nun die Transportrate  $q_B$  gleich der Menge, welche zwischen dem Fußpunkt und dem jeweiligen Querschnitt erodiert wurde. Ihr Maximum hat die Transportrate am Dünenkamm, da bis hier die Erosion abgeschlossen ist. Hinter dem Dünenkamm reduziert sich die Transportmenge für jeden Querschnitt um den Betrag, der zwischen Dünenkamm und dem jeweiligen Querschnitt deponiert wurde. Am folgenden Fußpunkt ist die Transportrate des dazugehörigen Querschnittes wieder Null. Abbildung 3.8 zeigt den Verlauf der Transportraten über einen Dünenlängsschnitt.

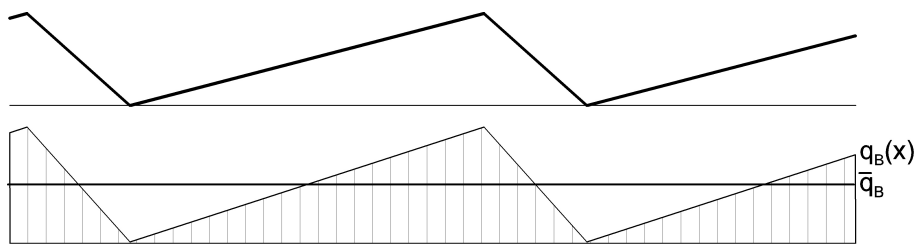


Abbildung 3.8: Die Transportrate entlang von Transportkörpern

Wird nun die örtliche Transportrate an einem festen Punkt  $x$  beim Durchgang von Dünen gemessen, so ergibt sich eine Funktion, welche proportional zur momentanen Höhe der Transportkörper am Ort  $x$  ist. Es könnte also der Eindruck entstehen, die kompletten Dünenkörper werden von der Strömung über die Sohle „geschoben“ und verursachen somit die beobachteten Transportratenschwankungen. Tatsächlich ist jedoch zu jedem Zeitpunkt nur ein kleiner Teil des Körpers in Bewegung, nämlich das Material in den Zonen 1 und 2. Der größte Teil des Dünenkörpers hingegen ist immobil. Dieser Umstand soll hier als Dünenparadoxon bezeichnet werden.

Beim Fortschreiten der Düne gelangt das Material aus Zone 3 sukzessive in Zone 1 (vgl. Abbildung 3.7). Die Verweilzeit  $t_{VZ}$  in Zone 3 nimmt in Richtung des Pfeils zu. Wird zunächst vereinfachend angenommen, dass der Ort, an dem ein Korn in Zone 2 zu Liegen kommt, zufällig und mit konstanter Wahrscheinlichkeit über diese Zone verteilt ist, ergibt sich eine konstante Depositionswahrscheinlichkeit  $P_{Dep}$  des Kornes über dessen mögliche Höhenlage<sup>3</sup>. Ein Korn, welches nahe dem Kammpunkt in der Zone 2 zum Liegen kommt, wird in Kürze in Zone 3 und anschließend in Zone 1 gelangen, und dort wieder in Bewegung kommen. Der

<sup>3</sup>Tatsächlich weicht die Depositionswahrscheinlichkeit bei Vorhandensein unterschiedlicher Korngrößen in der Sohle von dieser Annahme ab. ZANKE, 1976 [59] zeigt anhand von Naturmessungen in der Unterweser und in Laborversuchen, dass die größeren Sohlfraktionen häufiger in den tieferen Zonen von Transportkörpern deponiert werden. In diesem Falle würde die Depositionswahrscheinlichkeit grober Körner mit zunehmender Tiefe steigen.

Grenzwert der Zeitdauer zwischen zwei Bewegungszyklen ist Null, für den Fall der Deposition genau am Kammpunkt. Kommt es jedoch nahe dem Fußpunkt zum Liegen, dann ist die Zeitdauer bis zur nächsten Mobilisierung des Kornes ungleich größer. Der Maximalwert der Aufenthaltsdauer eines Kornes im Transportkörper  $t_{VZ,max}$  ist erreicht, wenn das Korn genau am Fußpunkt deponiert wird. Die maximale Verweilzeit beträgt dann

$$t_{VZ,max} = \frac{l_{TK}}{v_{TK}}.$$

Die Verweilzeit eines Kornes in der Düne nimmt linear mit der Tiefenlage des Kornes zu. Die durchschnittliche Verweilzeit eines Kornes in einem Transportkörper ergibt sich durch Mittelung zu

$$\bar{t}_{VZ} = \frac{1}{2} t_{VZ,max} = \frac{1}{2} \frac{l_{TK}}{v_{TK}}. \quad (3.31)$$

Da die Verteilung der Depositionswahrscheinlichkeit, wie oben beschrieben, vorerst als konstant angenommen wird, ist der mittlere Ort der Deposition eines Kornes genau auf der Hälfte der Dünenhöhe bei  $h = 1/2 h_{TK}$ . Ein Korn, welches in Zone 1 nahe am Dünenkamm in Bewegung gerät, wird im Mittel die Strecke  $s = 1/2 l_{Lee}$  zurücklegen, bis es wieder deponiert wird. Ein Korn, welches in Zone 1 nahe am Dünenfuss erodiert wird, legt hingegen bis zu seiner Deposition in Zone 2 im Mittel die Strecke  $s = l_{TK} - 1/2 l_{Lee}$  zurück. Da auch die Erosionsorte gleichverteilt über die Dünenhöhe sind, wird die mittlere Wegstrecke eines Kornes bis zur Deposition

$$\bar{s} = \frac{1/2 l_{Lee} + l_{TK} - 1/2 l_{Lee}}{2} = \frac{1}{2} l_{TK}. \quad (3.32)$$

In Abbildung 3.9 sind die Depositionswahrscheinlichkeit, mittlere Verweilzeit und mittlere Wegstrecke von Körnern in Abhängigkeit der Höhenlage dargestellt.

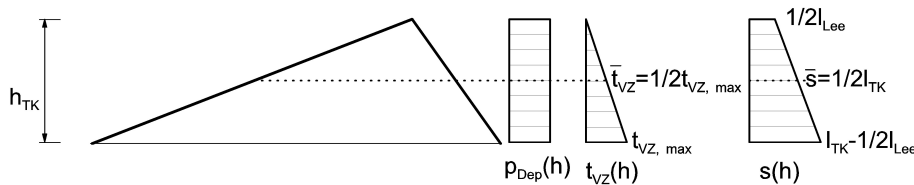


Abbildung 3.9: Parameter des Transportkörpermodells: Depositionswahrscheinlichkeit  $P_{Dep}$ , mittlere Verweilzeit  $\bar{t}_{VZ}$  und mittlere Wegstrecke  $\bar{s}$  in Abhängigkeit der Höhenlage der Körner im Transportkörper

Aus den Gleichungen 3.31 und 3.32 folgt die Advektionsgeschwindigkeit  $v_v$  eines in der Düne befindlichen Kornes als

$$v_v = \frac{\bar{s}}{\bar{t}_{VZ}} = v_{TK}. \quad (3.33)$$

Obwohl die Geschwindigkeit eines Kornes während seiner Bewegungsphase als sehr groß gegenüber der Dünenfortschrittsgeschwindigkeit angenommen werden kann, erweist sich die mittlere Advektionsgeschwindigkeit des Kornes als genauso groß wie die der Dünen. Dies soll hier als zweites Dünenparadoxon bezeichnet werden.

Mit Gleichung 3.33 und dem Vergleich von Gleichung 3.27 mit Gleichung 3.29 wird die zuvor getroffene Annahme in Gleichung 3.28, die Transportschicht sei die Hälfte der Dünenhöhe, nun für regelmäßige Dünen bestätigt.

Die Zeitdauer  $t_{TK}$ , in der sich die Düne genau einmal um ihre Länge fortbewegt ist

$$t_{TK} = \frac{l_{TK}}{v_{TK}}. \quad (3.34)$$

Aus dem Vergleich von Gleichung 3.34 mit der mittleren Verweilzeit eines Kornes zwischen zwei Bewegungsphasen (Gleichung 3.31) folgt, dass ein Korn während der Dauer der Bewegung einer Düne um die Strecke  $l_{TK}$  im Mittel genau zwei Bewegungsphasen durchführt:

$$t_{TK} = 2 \bar{t}_{VZ}$$

Die minimale Wegstrecke  $s$ , welche ein Korn in einer Düne während deren Fortbewegung um ihre eigene Länge  $l_{TK}$  zurücklegen kann, ist  $l_{Luv}$  (vom Dünenfuß zum Dünenkamm), die maximale ist  $l_{TK}$ . Die Variabilität der zurückgelegten Wegstrecken ist mithin gering. Der Transport in Dünen vergleichmäßig folglich die Bewegungen aller mitgeführten Körner. Anders ausgedrückt wirken Dünen dispersionshemmend.

Abschließend soll darauf hingewiesen werden, dass die Betrachtungen nur für die hier idealisierten, konstant hohen Transportkörper gelten. In der Natur auftretende Transportkörper weisen jedoch eine gewisse Unregelmäßigkeit in Dünenhöhe und -länge auf. Die daraus resultierende Dispersion in Transportrichtung ist dann größer, da entgegen dem idealisierten Modell die Zone 4 nicht mehr konstant, sondern von der Höhe der aktuellen Düne abhängig ist. Dadurch findet ein Übergang eines Teils des Sohlmaterials zwischen Zone 4 und den anderen Zonen statt. Transportvorgänge auf solchen, nicht mehr ideal gleichmäßigen, Dünensohlen weisen Dispersion auf. Die Größe der Dispersion ist von der Charakteristik der Dünen abhängig. Je ungleichmäßiger die Dünen, desto größer die Einmischung in tiefere Schichten und somit die Dispersion.

Die getroffene Annahme der konstanten Depositionswahrscheinlichkeit der Körner über die Tiefe der Transportkörper hat hingegen keinen Einfluss auf das Ergebnis der Betrachtung für regelmässige Dünensohlen. Auch bei einer anderen als der angenommenen konstanten Verteilung ergibt sich die mittlere Geschwindigkeit der Körner wie in Gleichung 3.33. Zur Veranschaulichung sind in Abbildung 3.10 die Depositionswahrscheinlichkeit  $P_{Dep}$ , mittlere

Verweilzeit und mittlere Wegstrecke der Körner in Abhängigkeit der Höhenlage für eine Depositionswahrscheinlichkeitsverteilung dargestellt, welche am Dünenkamm den Wert Null hat und linear bis zum Maximalwert in Höhe des Dünenfußpunktes steigt. Die Körner werden bei dieser Wahrscheinlichkeitsverteilung im Mittel bei  $h = 1/3 h_{TK}$  deponiert. Die Verweilzeitverteilung ist identisch mit der im obigen Beispiel. In der Höhe der mittleren Deposition beträgt die Verweilzeit

$$\bar{t}_{VZ} = \frac{2}{3} t_{VZ, \max} = \frac{2}{3} \frac{l_{TK}}{v_{TK}}.$$

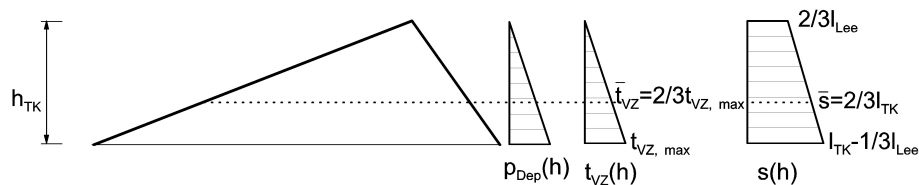


Abbildung 3.10: Parameter des Transportkörpermodells für eine alternative Depositionswahrscheinlichkeit  $P_{Dep}$ , die daraus folgende mittlere Verweilzeit  $\bar{t}_{VZ}$  und mittlere Wegstrecke  $\bar{s}$  in Abhängigkeit der Höhenlage der Körner im Transportkörper.

Die mittlere Wegstrecke eines Korns beträgt

$$\bar{s} = \frac{2}{3} l_{TK}$$

und die mittlere Geschwindigkeit wie in Gleichung 3.33

$$v_v = \frac{\bar{s}}{\bar{t}_{VZ}} = v_{TK}.$$

Die in einer geometrisch regelmäßigen Düne transportierten Körner bewegen sich also unabhängig von deren Depositionswahrscheinlichkeitsverteilung stets mit der mittleren Dünen- geschwindigkeit. Obwohl die mittlere Höhenlage unterschiedlicher Kornfraktionen in einer Dünensohle abhängig von der Korngröße ist, werden alle Körner, welche am Transportprozess in der Transportkörpersohle teilnehmen, mit der gleichen Geschwindigkeit transportiert.

In Naturversuchen wird häufig beobachtet, dass die Transportgeschwindigkeiten für grobe Körner hinter denen der feineren Fraktionen zurückbleiben. Dies ist kein Widerspruch zu der vorangegangenen theoretischen Betrachtung, welche ausdrücklich nur für geometrisch regelmäßige Dünen gilt. In natürlichen Flüssen ist jedoch ein Spektrum von unterschiedlichen Dünen- größen zu finden. Eine natürliche Sohle kann als aus vertikalen Bereichen bestehend aufgefasst werden, welche mehr oder weniger häufig am Transport teilnehmen. In Abbildung 3.11 ist für eine schematisch vereinfachte Dünensohle dargestellt, wie sich die Transport- wahr- scheinlichkeit  $P_T$  eines Korns in Abhängigkeit der vertikalen Lage ändert. Da die Grobanteile

des Sohlmaterials von weitgestuften, natürlichen Sohlmaterialien die Tendenz aufweisen, in den tieferen Bereichen der Dünen deponiert zu werden (ZANKE, 1976 [59]), folgt daraus eine geringere Transporthäufigkeit der Grobfraktionen. Ein weniger stark vereinfachtes Modell der Wahrscheinlichkeitsverteilung in Abhängigkeit der Höhenlage wurde in Abschnitt 3.3.2 (Gleichung 3.15) vorgestellt.

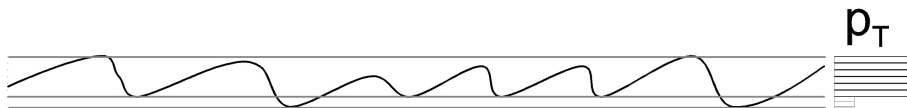


Abbildung 3.11: Skizze einer unregelmäßigen Dünensohle und dazugehörige Transportwahrscheinlichkeit  $P_T$  eines Kornes in Abhängigkeit der vertikalen Lage

In Kapitel 4 wird die Gültigkeit obiger theoretischer Betrachtungen zu Dünensohlen anhand der durchgeführten eigenen Modellversuche bestätigt.

### 3.7.3 Die Dispersionswirkung von Antidünen

Antidünen treten in natürlichen Gewässern nur selten auf. Laborversuche von WIEPRECHT, 1998 [53] zeigen, dass für deren Existenz hohe Froudezahlen  $Fr \geq 0,75$  notwendig sind. In natürlichen Gewässern treten sie selten auf. Trotzdem sollen sie hier kurz behandelt werden, um den prinzipiellen Einfluss der Form des Geschiebetransports auf die Dispersion aufzuzeigen.

Antidünen bewegen sich scheinbar entgegen der Fließrichtung. Abbildung 3.12 erläutert die Ursache für diesen Effekt. Material wird vom Leehang der Antidüne erodiert und auf dem Luvhang des nachfolgenden Transportkörpers deponiert. Dadurch entsteht der Eindruck, dass die Antidüne entgegen der Strömungsrichtung wandert, tatsächlich pflanzt sich jedoch nur die Sohlstruktur nach Oberstrom fort.

Zur Analyse der Dispersionswirkung von Antidünen seien, analog zum vorhergehenden Abschnitt über Dünen, regelmäßig sich bewegende Transportkörper angenommen. Die Form der Antidünen wird hier als sinusförmig approximiert, was ihrer tatsächlichen Form nahekommt. Antidünen können höher als die Wassertiefe werden. Die Strömung transportiert Material entlang der Sohloberfläche. Auf den Leeseiten der Antidünen findet überwiegend Erosion und auf den Luvseiten Deposition statt, woraus das Fortschreiten der Sohlformationen nach oberstrom resultiert.

Anders als bei Dünen kann hierbei nicht mehr angenommen werden, dass das komplette Geschiebe am jeweils folgenden Transportkörper wieder deponiert wird. Die Strömung folgt den Antidünen mit annähernd konstanter Fließtiefe. Abgesehen vom gravitationellen Einfluss der auf- bzw. abwärts gerichteten Strömung sind die Strömungsbedingungen entlang der Sohle

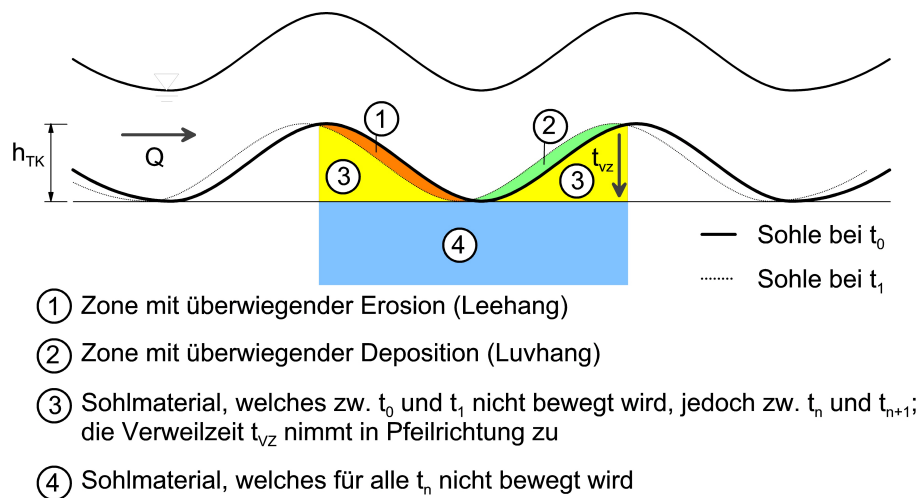


Abbildung 3.12: Prinzipskizze des Geschiebetransports in Antidünen

konstant. Aufgrund der hohen Sohlschubspannungen ist es wahrscheinlich, dass einige Körner auch mehrere Antidünen während eines Bewegungsvorgangs überwinden. Zusätzlich gibt es einen weiteren prinzipiellen Unterschied zum Transport in Dünen: Material, welches auf der Luvseite der Antidüne deponiert wird, wurde an der Leeseite einer stromaufwärts befindlichen Antidüne erodiert. Es verlässt, im Gegensatz zu den Körnern einer Düne, den Transportkörper und geht in einen weiter unterstrom liegenden Transportkörper über.

Analog zur Düne geht die Aufenthaltszeit eines Kornes in der Antidüne gegen Null, wenn das Korn nahe dem Kamm deponiert wird. Für Körner, welche nahe dem Fuß deponiert werden, wird die Aufenthaltszeit bis zur Wiederfreilegung

$$t_{vz,max} = \frac{l_{TK}}{v_{TK}}$$

Aus der variablen Aufenthaltszeit in der Antidüne folgt, dass der oben beschriebene Übergang in einen unterstromigen Transportkörper, abhängig von der Höhenlage des Kornes in der Transportkörpersohle, zu unterschiedlichen Zeitpunkten erfolgt. Daraus resultiert eine Dispersion in Transportrichtung des in Antidünen transportierten Materials. Im Gegensatz zur dispersionshemmenden Wirkung von Dünen haben Antidünen folglich einen dispersionsfördernden Effekt.

### 3.8 Rundung, Abrieb und Zerfall

Das Höhenprofil eines Flusses von der Quelle bis zur Mündung entspricht in etwa einer abnehmenden Exponentialfunktion. Folglich nehmen Gefälle und Sohlschubspannung in Fließrichtung ab, wobei die Abnahme der Sohlschubspannung jedoch auf Grund der typischerweise

zunehmenden Fließtiefe geringer ausfällt. Die Korndurchmesser von Sohlmaterial und Geschiebe weisen ebenfalls von der Quelle bis zur Mündung eine abnehmende Tendenz auf. Zu welchen Teilen dies auf Abrieb und Zerfall oder den selektiven Transport infolge abnehmender Strömungsbelastung zurückgeht, wird im Folgenden erläutert.

Von PARKER, 1991 [30] stammt eine Transportformulierung, welche beide genannten Effekte berücksichtigt, jedoch keine Aussagen über deren Gewichtung zulässt. WERRITTY, 1992 [50] hat an einem polnischen Fluss, an dem wegen der in Längsrichtung unterschiedlichen petrographischen Zusammensetzung des Untergrundmaterials eine Zuordnung der Einflussgrößen möglich ist, eine Untersuchung durchgeführt. Es zeigte sich, dass die Verringerung der Korndurchmesser im oberen, steileren Flusslauf je nach Gesteinssorte zu 84-99 % vom selektiven Transport bestimmter Korngrößen (vgl. Kapitel 3.4.4) verursacht wurde. Die übrige Korngrößenreduktion geht auf Abrieb zurück.

Die Korngrößenreduktion durch Abrieb und Zerfall hat demnach für die meisten natürlichen Gesteine nur einen sehr geringen Einfluss auf die Verringerung der Korndurchmesser innerhalb eines Flusslaufes. Künstliche, gebrochene Materialien, welche aus Mangel an natürlichem Material für Geschiebezugaben teilweise zum Einsatz kommen, können jedoch höhere Abriebraten aufweisen. GÖLZ, 2004 [11] ermittelt für gebrochenen Granit, welcher als Zugabematerial eingesetzt wurde, einen anfänglichen Massenverlust durch Abrieb von 10 bis 20 %. Dieser geht jedoch überwiegend auf die Zunahme der Rundung der anfänglich stark kantigen Körner zurück. Die Abriebwerte der Körner gehen stark zurück, sobald sie einen natürlichen Rundungsgrad erreicht haben.

Zerfall spielt nur bei wenigen Materialien eine Rolle. In Frage kommen hierfür nur Körner, welche starke Klüftungen aufweisen. In Kapitel 4 werden eigene Untersuchungen mit Nebematerial aus dem Steinkohlebergbau, sogenannten Waschbergen, vorgestellt, bei denen Zerfall beobachtet wurde.

Ebenfalls in Kapitel 4 wird anhand der Ergebnisse physischer Modellversuche gezeigt, dass kantige Körner nur unwesentlich langsamer als gerundete Körner transportiert werden. In der Natur nimmt auf Grund der zwangsläufigen Rundungszunahme der kantigen Körner dieser Unterschied zudem mit der Transportdauer ab. Die Reduktion der Korngröße infolge Abrieb ist wie oben erwähnt so gering, dass sie ebenfalls keinen maßgeblichen Einfluss auf die Transportgeschwindigkeit haben kann. Die Änderung der Ausbreitungsgeschwindigkeit der Geschiebekörner infolge Rundung und Korngrößenreduktion ist folglich von untergeordneter Bedeutung. Für die Advektion und Dispersion des Materials können Abrieb und Zerfall dort eine Bedeutung haben, wo die relativ hohe Ausbreitungsgeschwindigkeit der abgeriebenen Feinpartikel von Interesse sind. Von diesen ist zu erwarten, dass sie auf Grund ihrer geringen Korndurchmesser teilweise als Schwebstoffe transportiert werden und dadurch vielfach höhere Ausbreitungsgeschwindigkeiten als die zurückbleibenden Körner aufweisen.

---



### 3.9 Dispersion in Vertikalrichtung

Die in Kapitel 3.7 beschriebenen Vorgänge innerhalb von Transportkörpern führen natürlich auch zu einer Dispersion in vertikaler Richtung. In dem dort betrachteten Fall der zeitlich konstanten mittleren Sohllage und Dünenhöhen entspricht die maximale Einmischtiefe der Körner in die Sohle der Transportkörperhöhe  $h_{TK}$ . Unter realen Bedingungen wird sich die mittlere Lage der Sohle jedoch, zusätzlich zu den kurzfristigen Änderungen infolge des Dünendurchgangs, auch längerfristig ändern, wodurch die maximal mögliche Einmischtiefe noch steigt. Die vertikale Dispersion ist also maßgeblich von der Variabilität der Sohllage abhängig. Sie ist stets um Größenordnungen kleiner als die Dispersion in Fließrichtung. In Kapitel 5 wird gezeigt, dass die Einmischung von Körnern in tiefere Sohllagen einen maßgeblichen Einfluss auf die Dispersion in Längsrichtung hat.

Ursache hierfür ist die Asymmetrie des Geschiebetransportvorgangs. Das transportierende Medium - die Strömung - greift nur an der Oberfläche der Sohle an. Je weiter ein Korn jedoch von der transportaktiven Schicht entfernt ist, desto höher ist die Aufenthaltszeit in der Sohle bis zu dessen nächstem Transportvorgang. Folglich bestimmt die relativ geringe vertikale Dispersion maßgeblich die weitaus größere Dispersion in Längsrichtung.

### 3.10 Dispersion in Querrichtung

In natürlichen Gewässern folgt die Strömung nicht konstant der Fließrichtung, sondern es treten zusätzlich Sekundärströmungen in Querrichtung auf. Hierdurch kommt es zu einer Dispersion quer zur Haupttransportrichtung. In MUNDSCHEK UND MEYN, 1978 [28] ist die zweidimensionale Ausbreitung von punktförmig in die Tideelbe eingebrachten Tracern beschrieben. In ausgebauten Wasserstraßen ist zu vermuten, dass Toträume, wie sie zum Beispiel in Bühnenfeldern existieren, zur Dispersion von Geschiebe beitragen. Dies wird von GÖLZ ET AL., 2006 [12] bestätigt.

Für die hier vorliegende Arbeit wird dieser Aspekt der Geschiebeausbreitung nicht weiter berücksichtigt. Die Aussagen beschränken sich auf idealisierte, in Querrichtung konstante, Prozesse. Für zusätzliche Aussagen über die Dispersion in Querrichtung wären weitere Untersuchungen, vor allem Modellversuche, notwendig. Diese sind bisher wegen der vermutlich untergeordneten Bedeutung der Dispersion in Querrichtung nicht durchgeführt worden.



# Kapitel 4

## Experimentelle Untersuchung der Geschiebeausbreitung

Experimentelle Untersuchungen in hydraulischen Versuchsrinnen sind grundsätzlich dazu geeignet, Erkenntnisse über wichtige physikalische Grundlagen des Geschiebetransports zu erlangen. Jedoch sind die in Kapitel 2 erwähnten Einschränkungen zu berücksichtigen. Für den Ausbreitungsprozess ist die zur Verfügung stehende Beobachtungsstrecke die entscheidende Beschränkung der Aussagefähigkeit von Laborexperimenten. Bei der Übertragung der Beobachtungen aus dem physischen Modell auf die Natur sind die unterschiedlichen Weg- und Zeitskalen zu berücksichtigen. Bei den in diesem Kapitel vorgestellten Ergebnissen wird an den betreffenden Stellen nochmals darauf hingewiesen.

### 4.1 Motivation

Die im folgenden Kapitel beschriebenen experimentellen Untersuchungen haben das Ziel, das Transportverhalten mehrerer Gesteinsarten unter verschiedenen Gesichtspunkten zu analysieren. Veranlassung waren konkrete Fragestellungen, welche aus der Tätigkeit der deutschen Wasser- und Schifffahrtsverwaltung sowie der Wasserwirtschaft resultierten. Zur Beantwortung dieser Fragestellungen sind vertiefte Untersuchungen am physischen Modell notwendig. Dazu fanden eine Reihe von physischen Modellversuchen in einer hydraulischen Rinne des Labors am Lehrstuhl für Hydromechanik und Wasserbau statt. Zu den dabei untersuchten Materialien gehörten natürliche, gerundete Sande und Kiese aus Fließgewässern ebenso wie künstlich hergestellte, kantige Gesteine. Letztere sind Quarzporphyr, Schrattenkalk und so genannte Waschberge, welche als Abraum im Bergbau anfallen.

Begründet durch die jeweiligen konkreten Aufgabenstellungen konnten nicht alle der in Kapitel 3 für die Ausbreitung von Geschiebe als relevant herausgestellten Aspekte im physischen Modell untersucht werden. Die Wirkung der Ausbildung von Deckschichten beispielsweise

wurde nicht hinreichend berücksichtigt. Hier ist zukünftig weiterer Untersuchungsbedarf vorhanden.

Die durchgeführten experimentellen Versuchsreihen ermöglichen jedoch Aussagen über folgende der in Kapitel 3 erläuterten Aspekte:

- Bewegungsbeginns und Transportrate der Materialien
- Zusammenhang von Korngröße und Transportrate
- Advektionsgeschwindigkeit der Materialien
- Zusammenhang von Korngröße und Advektionsgeschwindigkeit
- Wirkung von Dünen auf die Advektionsgeschwindigkeit
- Wirkung von Dünen auf die Dispersion
- Dispersion in vertikaler Richtung

Die Ergebnisse der physischen Modellversuche werden unter diesen Aspekten gezielt ausgewertet. Ziel ist es, zum Verständnis der Geschiebeausbreitung und deren Wirkungsmechanismen beizutragen. Ausserdem bilden die hierbei gewonnenen Datensätze des Ausbreitungsvorgangs die Vergleichsgrundlage der nachfolgenden analytisch-stochastischen und numerischen Modellierung (Kapitel 5 und 6) der Geschiebeausbreitung.

Im folgenden Abschnitt werden die verwendeten Untersuchungsmethoden erläutert.

## 4.2 Methoden

Die verwendete Laborrinne hat eine Länge von etwa 30 m und einen Fließquerschnitt von 1,0 m Breite und bis zu 0,8 m Höhe. Die senkrechten Seitenwände sind aus Glas. Das Längsgefälle der Rinne ist stufenlos einstellbar. Am Ende der Rinne befindet sich ein Geschiebefangbehälter, der an einer elektronischen Wiegevorrichtung aufgehängt ist (Abbildung 4.1). Damit ist eine genaue Ermittlung der Transportrate während der Versuche möglich. Die Rinne ist mit einem computergesteuerten Messwagen als Geräteträger ausgestattet, mit dem eine genaue Positionierung in allen drei Raumebenen der Versuchsrinne möglich ist. Durch die vorhandene Automatisierung der Messtechnik lassen sich Profile von Geschwindigkeiten, Wasserspiegeln und Sohlhöhen sowie zusammengesetzte Sohlfotos effizient aufnehmen. Ein Rechner dient gleichzeitig zur Steuerung der Geräte und zur Aufzeichnung der Messdaten während der Versuche. Die folgenden Messgeräte wurden verwendet:

- akustische Geschwindigkeitssonden (ADV)
-

- akustische Distanzsonden zur Wasserspiegel- und Sohllagenmessung (Bero)
- Geschiebefang mit digitaler Waage
- digitales Thermometer
- digitale Fotokamera

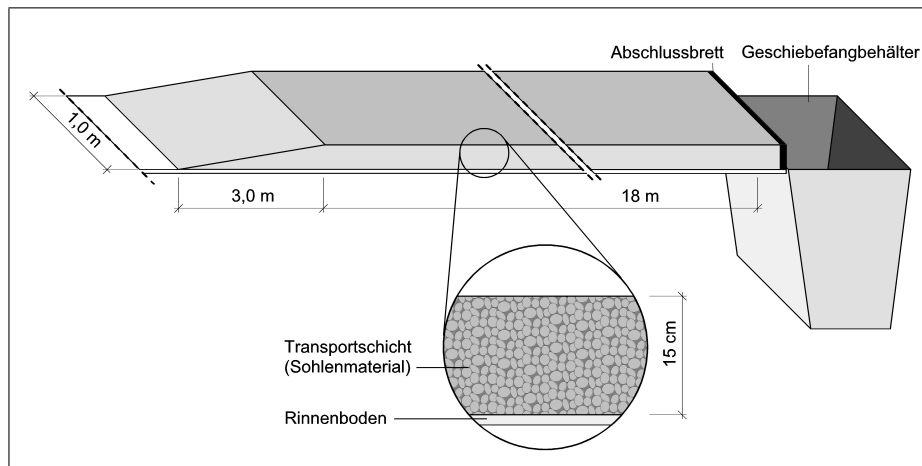


Abbildung 4.1: Skizze des Aufbaus der Versuchsrinne mit beweglicher Sohle und Geschiebefangbehälter

Die Sohle wird in der Versuchsrinne in einer anfänglichen Mächtigkeit von 0,15 m eben eingebaut. Am Anfang der Sohle befindet sich ein Übergangsbereich von der festen auf die bewegliche Sohle, in dem die Sohle innerhalb von 3 m kontinuierlich auf die Sollstärke wächst und ein kontinuierliches Ansteigen der Erosion in Längsrichtung ohne Kolkbildung ermöglicht. Eine ähnliche Anordnung findet sich bereits bei den Experimenten von GÜNTER, 1971 [14].

Die Versuche wurden überwiegend ohne Zugabe von Geschiebe durchgeführt. Lediglich in der Untersuchung des Waschbergematerials wurde zusätzliches Geschiebe am oberstromigen Rinneneende zugegeben, da der Transit von Geschiebe über eine Waschbergesohle ein Untersuchungsziel darstellte. In allen Versuchen erfolgte der Einstau der Rinne gegen die Rinne- neigung (vom unterstromigen Rand aus). Damit konnte verhindert werden, dass bereits in der Einstauphase das Sohlmaterial in Bewegung gerät. Nach Einstau der Rinne wurde der Durchfluss mit den Pumpen im Zulauf auf den Solldurchfluss erhöht. Der Wasserstand in der Anlaufphase war stets höher, bei gleichzeitig geringerem Wasserspiegelgefälle, als während des Versuchs. Die Sohlbelastung in der Anlaufphase war folglich geringer als während der Messphase, so dass eine vorzeitige Beeinflussung der Sohle vermieden werden konnte. Bei Erreichen des Solldurchflusses wurde das Wasserspiegelgefälle mit dem Wehr am Rinnenauslauf parallel zur Sohle eingestellt. Während der Messungen herrschte somit Normalabfluss.

Am Ende der Messphase erfolgte eine Drosselung des Durchflusses bei gleichzeitigem Schließen des unterstromigen Wehres, womit das Wasserspiegelgefälle verringert wurde. Auch in der Nachlaufphase der Messungen konnte somit eine Beeinflussung der Sohle vermieden werden.

### 4.2.1 Messung der Einflussgrößen

Der Transport von Geschiebe geschieht in Abhängigkeit der in Kapitel 2 beschriebenen Einflussgrößen. Im folgenden Abschnitt wird erläutert, wie diese in den durchgeführten Messungen quantifiziert wurden.

#### 1. Korneigenschaften

Die Sohlmaterialien der physischen Modellversuche wurden jeweils aus mehreren Kornfraktionen zusammengemischt und somit auf die gewünschte Modellsieblinie eingestellt. Die untersuchten Materialien werden durch einen repräsentativen Korndurchmesser  $d_{ch}$  sowie den sedimentologischen Korndurchmesser  $D_*$  (Gleichung 3.2) charakterisiert. Hierbei wird der charakteristische Korndurchmesser von Korngemischen, analog der Definition von SHIELDS, als gleich dem Durchmesser  $d_{50}$  angenommen. Die Sieblinien aller untersuchten Sohlmaterialien sind in Abbildung 4.2 dargestellt.

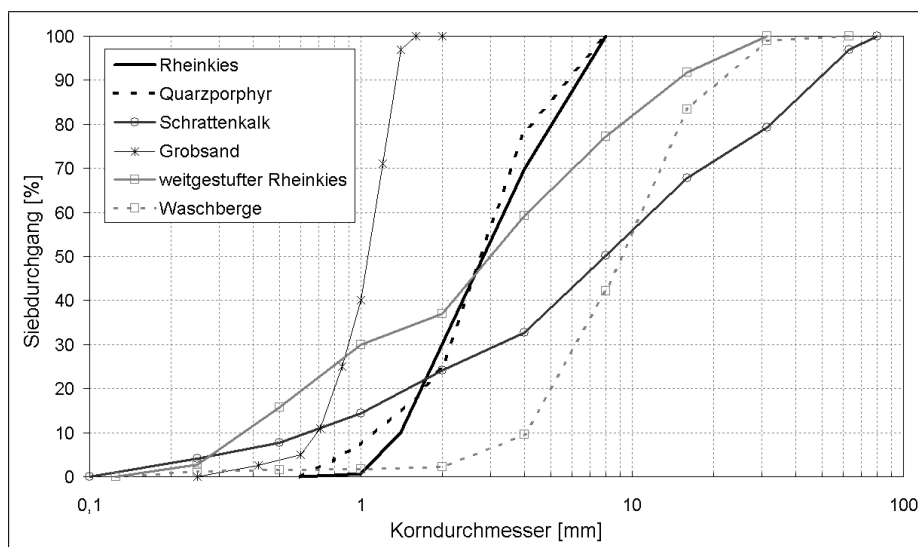


Abbildung 4.2: Sieblinie der untersuchten Sohlmaterialien im physischen Modellversuch

Die charakteristischen Durchmesser  $d_{50}$  und  $d_{90}$  sowie die mittels Pyknometer bestimmten Korndichten  $\rho_S$  sind in Tabelle 4.1 dargestellt.

Die untersuchten, natürlichen Materialien weisen überwiegend leicht abgeflachte Kornformen ( $SF \approx 0,6$ ) auf, wie sie auch in natürlichen Gewässern mehrheitlich zu finden

Material	Größe	Kornform	$d_{50}$ [mm]	$d_{90}$ [mm]	$\rho_S$ [g/cm <sup>3</sup> ]
Rheinkies	1-8 mm	gerundet	3,0	6,3	2,60
Quarzporphyr	1-8 mm	kantig	3,0	6,0	2,60
Schrattenkalk	0,1-80 mm	kantig	8,0	49	2,70
Grobsand	0,25-1,5 mm	gerundet	1,1	1,4	2,65
weitgestufter Rheinkies	0,1-32 mm	gerundet	3,0	15	2,60
Waschberge	0,1-32 mm	kantig	9,0	22	2,56

Tabelle 4.1: Korndurchmesser, Form und Dichte der Modellmaterialien

sind. Die künstlich gebrochenen Materialien Schrattenkalk, Waschberge und Quarzporphyr, welche in natürlichen Gewässern so nicht vorkommen, weisen keine auffällige Abweichung von der Kornform der untersuchten natürlichen Materialien auf. In Abbildung 4.3 ist der Shapefaktor  $SF$  (Gleichung 3.4) am Beispiel der vergleichend untersuchten Materialien Rheinkies und Quarzporphyr dargestellt. Die jeweils etwa gleichen  $SF$ -Werte der Fraktionen bedeuten, dass die Körner im Mittel gleichermaßen abgeflacht sind. Die Kornformen sind demnach jeweils ähnlich. Auffallend ist hingegen, dass für größere Körner die Abflachung zunimmt.

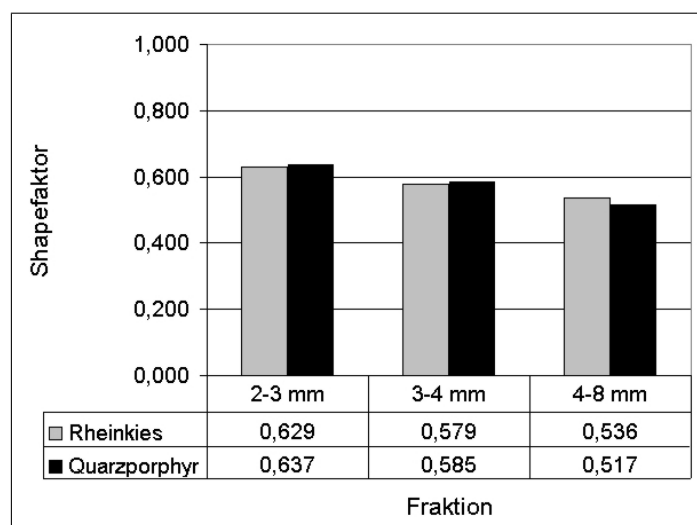


Abbildung 4.3: Vergleich der Kornform von Rheinkies und Quarzporphyr (Stichprobenumfang 100 Körner je Fraktion und Material)

Der Einfluss des Rundungsgrades auf das Transportverhalten von Geschiebetracern wurde in einer vergleichenden Messreihe mit einem natürlichen, gerundeten Material (Rheinkies) und einem im Steinbruch gebrochenen Material (Quarzporphyr) untersucht. Wegen des lediglich vergleichenden Charakters der Untersuchung erfolgte keine Para-

metrisierung des Rundungsgrades, da für eine Korrelation der Transportgrößen mit einem Rundungsparameter deutlich mehr unterschiedliche Materialien benötigt würden. Der festgestellte Unterschied im Transportverhalten ist jedoch so gering (Abschnitt 4.5), dass dieser Aufwand nicht gerechtfertigt scheint.

Abrieb und Zerfall spielen für die meisten natürlichen Materialien eine untergeordnete Rolle (vergleiche Kapitel 3.8). Bei der Untersuchung von Waschbergmaterial aus dem Steinkohlebergbau wurde jedoch eine nicht zu vernachlässigende Zerfallstendenz eines Teils der sehr inhomogenen Gesteinsmenge festgestellt (Abbildung 4.4)<sup>1</sup>. Daraus folgt, dass nur für bestimmte, weniger feste Materialien, die Parameter Abrieb und Zerfall quantifiziert werden müssen, da dort die Abnahme der Korngrößen auf die Transporteigenschaften einen merklichen Einfluss ausübt.

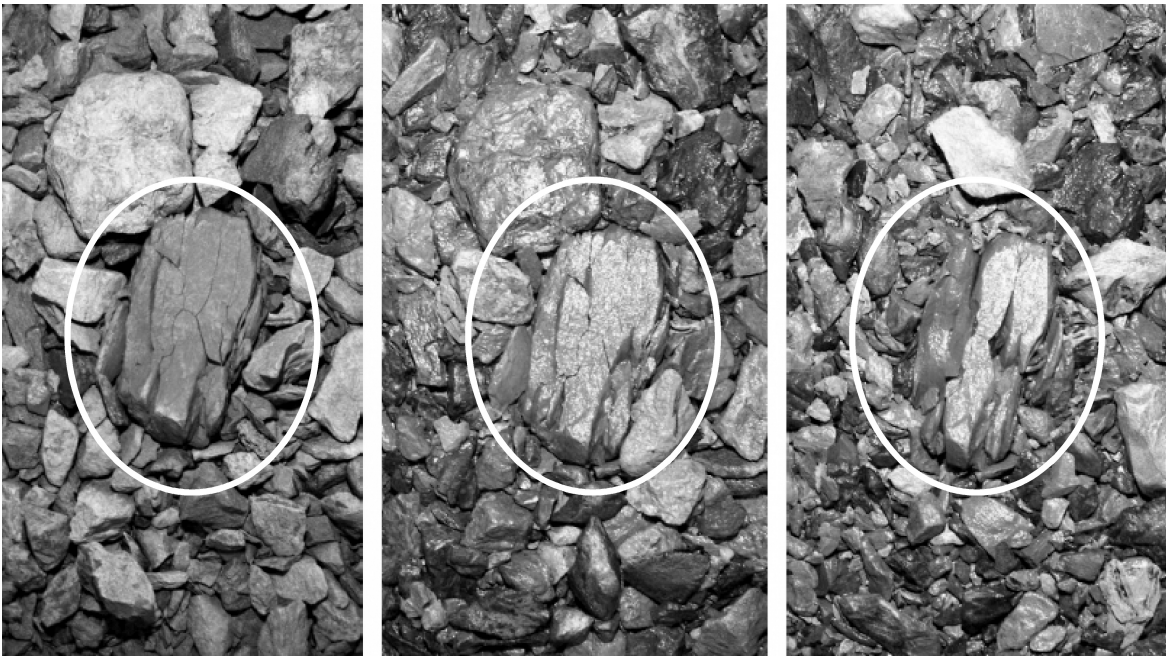


Abbildung 4.4: Zerfall eines Korns des Waschbergmaterials während einer Laborversuchsreihe. Zwischen den Aufnahmen, welche chronologisch von links nach rechts angeordnet sind, liegen Strömungsbelastungen mit einer Dauer von 76 bzw. 72 Minuten.

---

<sup>1</sup>Das in der Abbildung gezeigte Korn wurde während der Versuchsreihe nicht transportiert, jedoch fand ein Transport von anderen Geschiebekörnern über das Korn hinweg statt. Der Zerfall kann sowohl durch mechanische Einwirkung des Geschiebes als auch durch den Nass-Trocken-Wechsel während der Versuchsunterbrechungen verursacht worden sein. Das Waschbergmaterial ist nicht homogen. Die Beobachtungen an diesem Beispiel lassen sich nicht ohne weiteres auf das gesamte Material übertragen.

---



## 2. Sohltopografie

Das zu untersuchende Material wurde mit einem Chargenmischer auf die in Abbildung 4.2 dargestellten, festgelegten Sollsieblinien eingestellt. Das in die Rinne eingebrachte Material wurde mit einer auf Schienen montierten Nivellierungseinrichtung eingeebnet. Die Entwicklung der Lage der Sohloberfläche kann nach jedem Versuchsabschnitt im entleerten Zustand vermessen werden. Hierzu werden mit dem Messwagen die Ultraschalldistanzsonden im gewünschten Raster über die Sohle gefahren. Das Ergebnis ist ein dreidimensionaler Datensatz der Sohloberfläche (Abbildung 4.5). Hieraus lassen sich die örtlichen Sohlhöhen, das Gefälle sowie die Transportkörperlängen und -höhen ermitteln. Die Messdaten stellen die Grundlage für statistische Auswertungen dar.

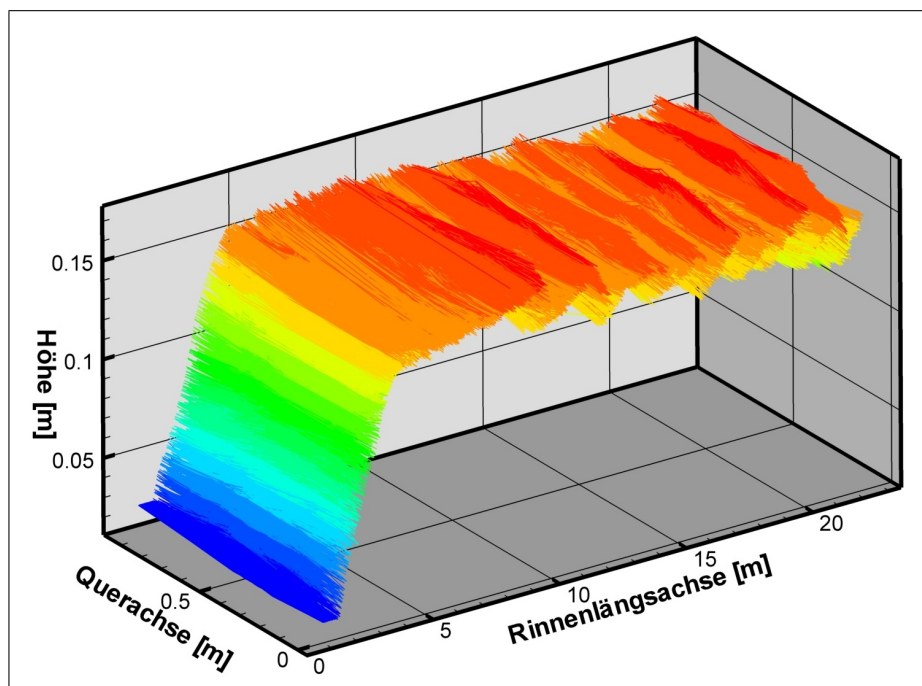


Abbildung 4.5: Beispiel für ein gemessenes Sohlprofil im physischen Modellversuch

In der Regel wurde die zeitliche Entwicklung einer so hergestellten Rinnensohle in einer Reihe von mehreren aufeinanderfolgenden Einzelversuchen beobachtet, beispielsweise bei den Versuchen mit farbigen Geschiebetracern. Zwischen den jeweiligen Versuchen erfolgte die Vermessung der Sohle, die Erstellung von Sohlfotos sowie die Entnahme von Proben mit einem störungsarmen Verfahren, welches in Kapitel 4.2.4 beschrieben wird. Darüber hinaus wurde die Sohle jedoch nicht beeinflusst, so dass eine Versuchsreihe jeweils als kontinuierliche Messung der gleichen Rinnensohle betrachtet werden kann.

### 3. Lage der Wasseroberfläche

Die am Messwagen montierten Ultraschall-Distanzsonden, mit denen die Sohlvermessungen während der Versuchsunterbrechungen durchgeführt werden, dienen auch zur Ermittlung der Lage der Wasseroberfläche. Mit der eingesetzten Messtechnik sind präzise, automatisierte Profilmessungen möglich. Aus der Lage der Sohle und der Wasseroberfläche ergibt sich die Fließtiefe. In den jüngeren Versuchsreihen ist es zusätzlich möglich, an vier fest installierten Drucksonden dauerhaft die Höhe der Wasserspiegel-lage zu messen. Das aus den Profilen bzw. den Drucksonden ermittelte Wasserspiegelgefälle dient zur Nachregelung des Wehres im Auslauf der Rinne, mit dem der Wasserspiegel während der Messungen sohlparallel gehalten wird.

### 4. Strömungsgeschwindigkeit

Im Zulauf der Versuchsrinne ist ein induktiver Durchflussmesser vorhanden, mit dem die zufließende Wassermenge, und damit die mittlere Geschwindigkeit bei bekanntem Fließquerschnitt, bestimmt werden kann. Zur Messung von lokalen Geschwindigkeiten in der Versuchsstrecke und daraus resultierenden Geschwindigkeitsprofilen kommt eine Ultraschall-Geschwindigkeitssonde vom Typ Sontek ADV zum Einsatz, welche die drei Geschwindigkeitskomponenten mit einer Frequenz von 25 Hz bestimmt. Mit der vorhandenen Steuerungstechnik ist eine automatisierte Messung von Geschwindigkeitsprofilen möglich. In Abbildung 4.6 ist beispielhaft ein gemessenes vertikales Geschwindigkeitsprofil in Rinnenmitte dargestellt. Die vertikale Koordinate  $z$  ist darin mit der Fliesstiefe  $h$  zur relativen Fließtiefe ( $z/h$ ) normiert.

### 5. Sohlschubspannung

Die tatsächlich wirkende Schubspannung an der Sohle eines Fließgewässers resultiert in einer Kraft je Flächeneinheit. Mit geeigneten Kraftmessinstrumenten kann sie bestimmt werden, wenn ein Teil der Sohle fest mit dem Messgerät verbunden wird. Für Naturmessungen und physische Modellversuche mit beweglicher Gewässersohle ist die Bestimmung der Sohlschubspannung hingegen nur indirekt durch Messung der Einflussgrößen für theoretische Berechnungsansätze möglich.

Die erste Möglichkeit besteht darin, die wirkende Spannung an der Sohle aus der Energiedissipation der Strömung zu berechnen. Dabei wird vernachlässigt, dass durch die Turbulenz in der Strömung ebenfalls Energie dissipiert wird. Die so ermittelte Schubspannung, genauer als Schleppspannung zu bezeichnen, ist folglich um den Betrag, welcher auf die Strömung entfällt, zu groß. Die Schleppspannung, welche in der Strömung mit dem hydraulischen Radius  $r_{hy}$  und dem Energieliniengefälle  $I_E$  dissipiert beträgt

$$\tau_B = \rho g r_{hy} I_E.$$

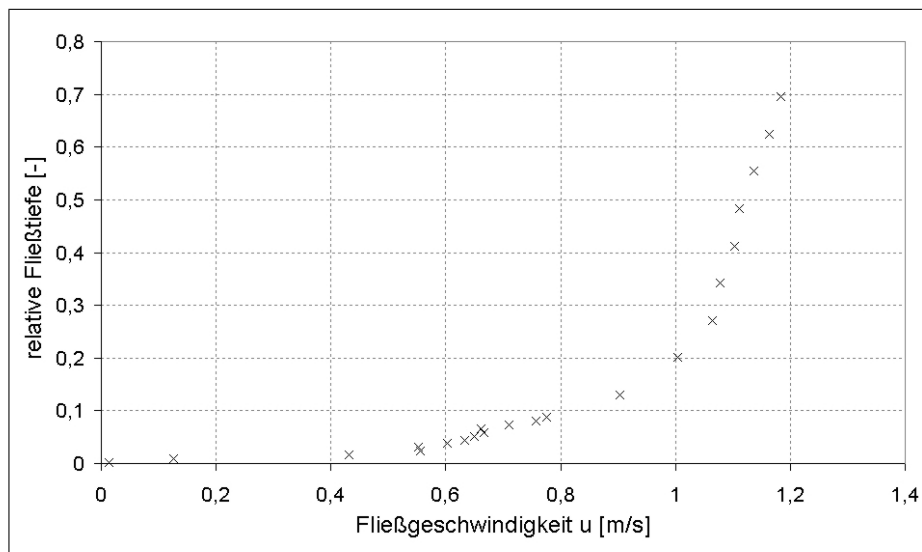


Abbildung 4.6: Gemessenes Geschwindigkeitsprofil in einem physischen Modellversuch mit beweglicher Sohle

Auf die Berandung des Gerinnes entfallen dabei, abhängig von ihrer Rauheit, unterschiedliche Anteile der Spannung. Nach VANONI, 1975 [47] kann eine Aufteilung der auf Sohle und Seitenwände entfallenden Anteile erfolgen, indem der Fließquerschnitt in Einflussflächenanteile zerlegt wird, in denen  $I_E$  gleich ist und die Darcy-Weisbach-Beziehung für jede Teilfläche getrennt angewendet werden kann.

Eine weitere Berechnungsmöglichkeit der Sohlschubspannung ergibt sich aus den gemessenen vertikalen Geschwindigkeitsprofilen. Durch die Least-Square-Approximation kann eine logarithmische Trendfunktion in der Form

$$u(z) = a \ln(z) + b \quad (4.1)$$

mit

$u(z)$  Geschwindigkeitskomponente in Längsrichtung

$z$  Koordinate in Wassertiefenrichtung

$a, b$  Parameter der Trendfunktion

an die gemessenen punktuellen Geschwindigkeitswerte angepasst werden (Abbildung 4.7). Aus der allgemeinen Gleichung für das logarithmische Geschwindigkeitsprofil

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) = \frac{u_*}{\kappa} \ln(z) - \frac{u_*}{\kappa} \ln(z_0)$$

ergibt sich die Schubspannungsgeschwindigkeit  $u_*$  zu

$$u_* = \kappa a \quad (4.2)$$

und die Sohlschubspannung zu

$$\tau_B = \rho u_*^2. \quad (4.3)$$

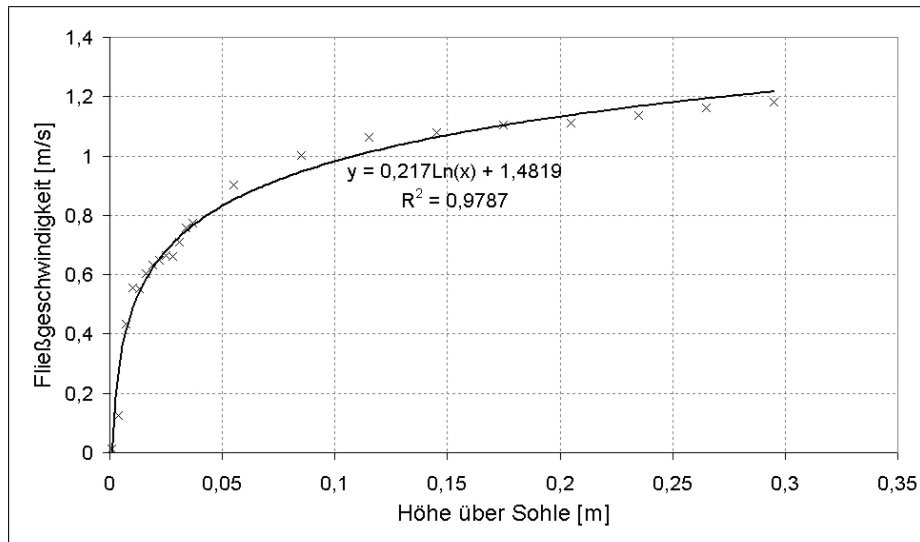


Abbildung 4.7: Gemessenes Geschwindigkeitsprofil mit angepasster logarithmischer Trendfunktion nach Gleichung 4.1 zur Ermittlung der Sohlschubspannung

Die Anpassung der logarithmischen Funktion geschieht durch Verschiebung der Geschwindigkeitsmesswerte in vertikaler Richtung. Der Abstand der Punkte untereinander ist wegen der präzisen Messwagensteuerung mit hoher Genauigkeit bekannt. Der Abstand zur Sohle kann mit Hilfe der ADV-Sonde jedoch nur relativ ungenau bestimmt werden. Die Bestimmung der Höhenlage des Messwertefeldes erfolgt anhand der Bedingung, dass das Bestimmtheitsmaß  $R^2$  der logarithmischen Trendfunktion maximal wird. Der Wert der von Karman'schen Konstante  $\kappa$  wird konstant zu 0,4 gesetzt. Die Sohlschubspannung ist dann nur noch vom Parameter  $a$  der Trendfunktion abhängig. Aufgrund der beweglichen Sohle sind Geschwindigkeitsprofile, welche aus mehreren nacheinander durchgeführten Punktmessungen aufgenommen werden, mit Vorsicht zu betrachten. Die Lage der Sohle wird im Allgemeinen während der Profilmessung nicht konstant bleiben, wodurch eine Verfälschung des gemessenen Geschwindigkeitsprofils entsteht.

Eine dritte Möglichkeit zur Bestimmung der Sohlschubspannung folgt aus der Auswertung der Formel von NIKURADSE für die mittlere Strömungsgeschwindigkeit

$$\tau_B = \frac{\rho \kappa^2 \bar{u}^2}{\left(\ln \frac{12h'}{k_s}\right)^2}. \quad (4.4)$$

Darin ist  $h'$  die Fließtiefe des Bereichs oberhalb der Sohle, in dem das logarithmische Geschwindigkeitsprofil gilt und  $\bar{u}$  die mittlere Fließgeschwindigkeit in diesem Bereich.  $k_s$  ist die äquivalente Rauigkeitshöhe. Die mittlere Fließgeschwindigkeit lässt sich jedoch nur für den Gesamtquerschnitt mit hoher Genauigkeit aus dem bekannten Durchfluss ermitteln. Für den Bereich unter der Wasseroberfläche ist jedoch das logarithmische Geschwindigkeitsprofil nicht mehr gültig. In diesem Bereich ist mit der verwendeten Messtechnik keine Geschwindigkeitsmessung mehr möglich. Es wird daher angenommen, dass das logarithmische Geschwindigkeitsprofil im gesamten Fließquerschnitt gültig ist ( $h' = h$ ).

Die drei beschriebenen indirekten Methoden zur Bestimmung der Sohlschubspannung sind jeweils mit Unsicherheiten behaftet. Besonders die sich entwickelnden Transportkörper führen zu einer Erhöhung der Sohlrauheit und somit zu einem zusätzlichen Schubspannungsanteil. Für die untersuchten beweglichen Sohlen ist die Schubspannung nur räumlich gemittelt bestimmbar. Lediglich die Ermittlung aus den Geschwindigkeitsprofilen ergibt auch lokale Schubspannungen. Letztere Methode ist wiederum wegen der Veränderung der Sohlage während der Profilaufnahme problematisch. Mittelfristig verlangt die Bestimmung der Sohlschubspannung noch nach Innovation. Die Ermittlung aus der mittleren Strömungsgeschwindigkeit nach NIKURADSE sowie die Schleppspannungsbestimmung sind aufgrund der darin verwendeten mittleren Größen ungenau. Bei der Bestimmung der Sohlschubspannung aus Geschwindigkeitsprofilen über beweglichen Sohlen hingegen kann durch die gleichzeitige Messung der Geschwindigkeiten im Vertikalprofil mit mehreren Sonden eine Verbesserung der Ergebnisse erreicht werden.

## 6. Sohlrauheit

Erfolgt die Ermittlung der Sohlschubspannung aus dem logarithmischen Geschwindigkeitsprofil (Gleichungen 4.1 bis 4.3), kann durch Umstellung der Formel von Nikuradse die äquivalente Rauigkeitshöhe

$$k_s = \frac{12h}{e \sqrt{\frac{\rho \bar{u}^2 \kappa^2}{\tau_B}}} \quad (4.5)$$

aus der zuvor ermittelten Sohlschubspannung ermittelt werden. Hierin wird  $\kappa$  konstant zu 0,4 gesetzt.

Als Beispiel für die so berechneten Rauheiten ist in Abbildung 4.8 dargestellt, wie sich die Rauigkeitshöhe in der Untersuchung von weitgestuftem Rheinkies und der Waschberge in Abhängigkeit der Sohlschubspannung ergibt. Zum Vergleich sind die  $k_s$ -Werte für Grobkies nach DITTRICH, 1998 [5]  $k_s = 3,5 d_{84}$  dargestellt.

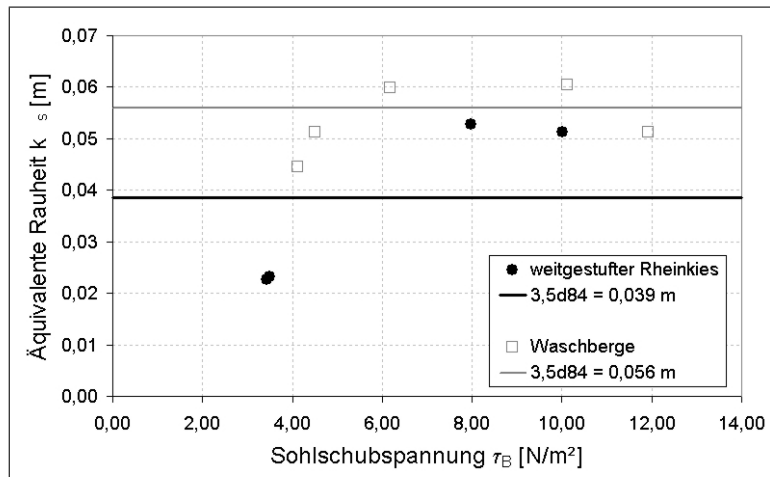


Abbildung 4.8: Äquivalente Rauigkeitshöhen, ermittelt aus dem gemessenen logarithmischen Geschwindigkeitsprofil (Gleichung 4.5) im Vergleich mit dem  $k_s$ -Wert nach DITTRICH für Grobkies

Die Rauheit der Sohle setzt sich aus den Anteilen Korn- und Formrauheit zusammen (zum Beispiel in MALCHEREK, 2007 [24])

$$k_s = k_s^g + k_s^f$$

mit der Kornrauheit  $k_s^g$  und der Formrauheit  $k_s^f$ .

Die Rauheit der Waschbergesohle kann mit dem  $k_s$ -Wert für Grobkies nach DITTRICH gut beschrieben werden. Für die Rheinkiessohle liegt die mit Gleichung 4.5 ermittelte Rauheit bei geringen Schubspannungen leicht unter diesem Wert. Hier ist zu berücksichtigen, dass nur geringfügiger Transport stattfand und offenbar der glatte Einbauzustand sich noch in Form einer sehr geringen Sohlrauheit auswirkt. Bei höheren Schubspannungen übertrifft die Rauheit den Wert nach Dittrich. Hier ist von einem zusätzlichen Einfluss der Formrauheit auszugehen.

## 4.2.2 Messung der Prozessgrößen

### 1. Transportrate

Der Versuchsstand ermöglicht es, während der Versuche die über die Breite gemittelte Transportrate am unterstromigen Rinnenende kontinuierlich zu messen. Dazu wird ein Geschiebefangbehälter genutzt, welcher an Kraftsensoren aufgehängt ist. Das aus der Untersuchungsstrecke transportierte Material fällt in diesen Behälter, dessen Gewichtszunahme der auf der Rinnensohle transportierten Geschiebemenge  $m_G$

$$m_G = \frac{\partial M}{\partial t} \left[ \frac{\text{kg}}{\text{s}} \right]$$

entspricht. Ein Beispiel für die gemessene Gewichtszunahme des Sedimentfangbehälters in einer Versuchsreihe zu Rheinkies und Transport in Form von Dünen ist in Abbildung 4.9 dargestellt. Die volumetrische Feststofftransportmenge  $q_B$  ergibt sich aus der Beziehung

$$q_B = \frac{m_G}{\rho_s(1-n)b} \left[ \frac{\text{m}^3}{\text{s m}} \right]$$

mit

$n$  Porosität der Sohle

$b$  Rinnenbreite

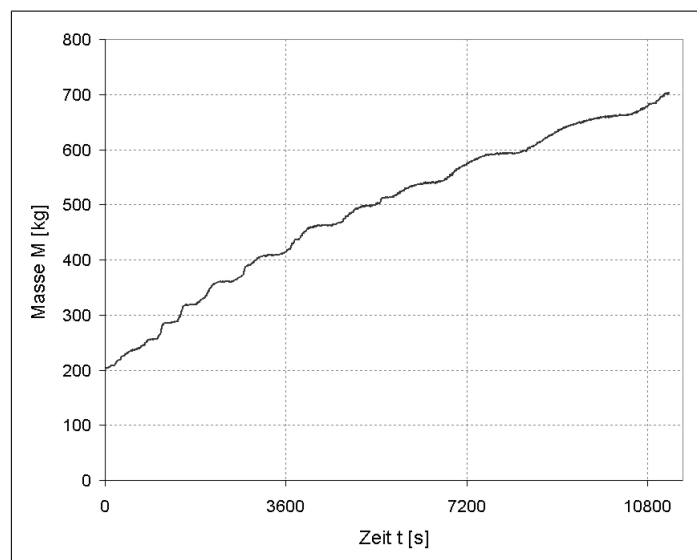


Abbildung 4.9: Beispiel für die gemessene Gewichtszunahme des Sedimentfangbehälters zur Ermittlung der Transportrate

Durch Siebung des transportierten Materials kann die Transportrate für beliebige Fraktionen aufgeschlüsselt werden.

## 2. Advektion und Dispersion des Geschiebes

Zur Bestimmung der räumlich-zeitlichen Ausbreitung von Geschiebe infolge von Advektion und Dispersion ist die Verwendung von Tracern in physischen Modellversuchen eine geeignete Methode. Die Eigenschaften der Tracerbewegung werden dabei stellvertretend für das Geschiebe bestimmt.

Der Schwerpunkt der gemessenen Tracerverteilungen bezüglich der Transportrichtung entspricht der mittleren Transportweite  $s$ . Aus dieser und den dazugehörigen Beobachtungszeitpunkten  $t$  lässt sich die mittlere Fortschrittsgeschwindigkeit der Tracer  $v$  als zentrale Kenngröße der Advektion zu

$$v = \frac{s}{t} \quad (4.6)$$

bestimmen.

Die Dispersion der Tracer wird mit dem Variationskoeffizienten  $Var K$  (Gleichung 3.24) beurteilt.

Im folgenden Abschnitt werden mögliche Methoden von Tracerversuchen kurz dargestellt und die daraus gewählte Vorgehensweise für die eigenen Untersuchungen begründet und näher erläutert.

### 4.2.3 Tracerversuche

Zur Bestimmung der Bewegungseigenschaften des Materials wurden in mehreren Versuchsreihen Tracer verwendet. Die Transporteigenschaften der Tracer werden dabei stellvertretend für die gesamte Geschiebemenge ermittelt. Je nach Methode können Aussagen für einzelne Tracer oder für ein Tracerkollektiv abgeleitet werden. Die als Tracer verwendeten Körner werden in einem definierten Gebiet in die Sohle eingebaut oder auf diese aufgebracht. Die Lageänderung bezüglich dieser bekannten Startposition wird zu festgelegten Zeitpunkten festgestellt.

Aus den verschiedenen Tracerarten muss eine für die jeweiligen Versuchsbedingungen und den Untersuchungsaspekt geeignete Methode ausgewählt werden. Zur Verfügung stehen hierbei

- Farbtracer
  - lumineszierende Tracer
  - radioaktive Tracer
  - Radiotracer
  - petrografische Tracer
-



Farbtracer sind farbig markierte Körner, die entweder manuell oder mit Bildverarbeitungsmethoden in der Sohle lokalisiert werden können. Ohne Zerstörung der Sohle sind nur die jeweils an der Sohloberfläche befindlichen Tracer lokalisierbar. Durch Entnahme von Sohlproben können auch Teile der in die Sohle eingemischten Tracer wieder gefunden werden.

Lumineszierende Tracer sind ein Spezialfall der Farbtracer. Hierbei wird eine spezielle Farbbeschichtung verwendet, welche unter UV-Licht luminesziert. Durch die Lumineszenz wird der Kontrast zwischen Tracern und dem übrigen Sohlmaterial erhöht. Die Methode eignet sich daher besonders zur automatisierten Detektion mit fotografischen Methoden.

Radioaktiv markierte Tracer eignen sich besonders zur automatischen, quantitativen Erfassung an festen Beobachtungsquerschnitten. Ebenfalls ist es möglich, durch Überfahren der Beobachtungsstrecke mit einem Aktivitätszähler die örtliche Verteilung zu bestimmen. Dabei müssen jedoch Vorkenntnisse über die Tiefenlage der Tracer vorhanden sein, da mit dieser Methode eine geringe Tracermenge in geringer Tiefe nicht von einer größeren Menge in größerer Tiefe unterschieden werden kann. Ursache hierfür ist die Dämpfung des Signals durch die darüberliegenden Sohlkörner. Der notwendige technische Aufwand im Hinblick auf Sicherheit, Umweltschutz und Abwendung von Gesundheitsgefahren führt dazu, dass diese Methode heute kaum noch eingesetzt wird. Die Beschreibung einer erfolgreichen Anwendung von radioaktiven Tracern im tidebeeinflussten Bereich der Elbe findet sich in MUNDSCHEK UND MEYN, 1978 [28].

Radiotracer sind mittels elektronischer Sender ausgestattete Geschiebekörner, deren Transport mit Hilfe eines Peilsignals verfolgt werden kann. Eine umfangreiche Auswertung solcher Versuche ist zum Beispiel in BUSSKAMP, 1994 [2] enthalten. Auf Grund der Größe der bisher zur Verfügung stehenden Sender und Stromversorgungen eignet sich diese Methode nur für die Untersuchung von Grobgeschiebe. In Zukunft könnte diese Einschränkung entfallen, falls sich die Radio Frequency Identification (RFID)-Technik wie vom Autor erwartet weiterentwickelt. Mit passiven RFID-Chips ohne eigene Stromversorgung, welche einfach auf die Körner geklebt werden können, ließe sich eine große Anzahl von Geschiebekörnern eindeutig identifizieren. Bisher stehen jedoch noch keine Sender-Empfänger-Systeme zur Verfügung, welche die notwendige Leistung und Reichweite zur Unterwasserdetektion aufweisen. Für die Identifizierung von Tracern in entnommenen Proben scheint die RFID-Technik jedoch schon heute eine interessante neue Tracermethode zu sein.

Petrografische Tracer sind Gesteine, die sich vom natürlich vorkommenden Sohlmaterial so unterscheiden, dass eine Identifikation der Tracer möglich ist. Sie bieten sich vor allem bei sehr großen Tracermengen an, welche eine sonstige Markierung unwirtschaftlich machen würden. Die Tracer sollten sich möglichst nur in Farbe und Struktur vom übrigen Sohlmaterial unterscheiden, um eine Beeinflussung der Versuchsergebnisse durch unterschiedliche Dichte, Kornform oder Kantigkeit zu vermeiden. Sind solche Unterschiede dennoch vorhanden, so ist deren Einfluss gegebenenfalls zu berücksichtigen. Petrografische Tracer wurden beispielsweise im Naturversuch Iffezheim erfolgreich eingesetzt (GÖLZ ET AL., 2006 [12]).

---

Aus den zur Verfügung stehenden Tracerarten wurden für die eigenen Untersuchungen Farbtracer als am besten geeignet ausgewählt. Ausschlaggebend war die einfache Detektion und Herstellung der Tracer. Radioaktive Tracer konnten wegen der Sicherheitsbestimmungen nicht eingesetzt werden. Radiotracer können in den vorgesehenen Korngrößen nicht hergestellt werden. Petrografische Tracer sind in feineren Fraktionen relativ schwer zu detektieren und ermöglichen nicht die Verwendung gleichen Materials für Tracer und Sohle.

Die Farbtracer wurden durch Beschichtung der zu untersuchenden Materialien hergestellt. Hierbei sind an die Beschichtung der Tracern hohe Anforderungen zu stellen. Die Tracer müssen gut deckend und vollständig eingefärbt sein, um ihre Detektierbarkeit zu gewährleisten. Die Farbe muss abriebfest sein und darf auch nicht auf das übrige Sohlmaterial übergehen, um dauerhaft eine sichere Unterscheidung zu ermöglichen. Außerdem sollte die Beschichtung keinen Einfluss auf die Eigenschaften der Körner haben. Besonders bei kleinen Korngrößen und zu dicken Beschichtungen könnte der Einfluss auf die Korndichte nicht unerheblich sein. Insgesamt sollte die Beschichtung möglichst dünn erfolgen, um die Kornform und Oberflächenstruktur wenig zu verändern.

Nach einigen Vorversuchen wurde für einen Teil der Laborexperimente zur Geschiebeausbreitung eine dünne Beschichtung mit einem pigmentierten Epoxydharz gewählt. Die Beschichtung wurde in einem industriellen Verfahren von der Firma Euroquarz GmbH, Dorsten durchgeführt. Der Vergleich von beschichteten und unbeschichteten Körnern unter dem Rasterelektronenmikroskop zeigt keine nennenswerte Veränderung der Korngestalt infolge der Beschichtung (Abbildung 4.10). Bei den beschichteten Körnern kommt es lediglich zu einer Verringerung der Rauheit im  $\mu\text{m}$ -Bereich und zum Verschluss kleinster Öffnungen.

In der Versuchsreihe mit Grobsand wurde lumineszierende Plakatfarbe manuell auf Sohlkörner aufgebracht. Dabei wurde in ein Gefäß mit den zu beschichtenden Körnern die Farbe unter starkem Durchmischen solange zugegeben, bis die Oberfläche aller Körner gerade vollständig deckend beschichtet war. Anschließend wurden die Tracer zum Trocknen ausgebreitet. Diese Methode eignet sich nur für relativ kleine Tracermengen. Vorteil dieser Beschichtung ist, dass neben der Farbgebung auch ein Lumineszenzeffekt vorhanden ist, wodurch die Detektierbarkeit nochmals erhöht wird.

In beiden Fällen kann davon ausgegangen werden, dass die Korneigenschaften durch die Beschichtung nicht beeinflusst wurden.

#### 4.2.4 Detektion von farbigen Geschiebetracern

Zwei grundsätzliche Arten der Tracerdetektion lassen sich unterscheiden: mit und ohne Entnahme von Proben. Vorteil der Detektion ohne die Entnahme von Sohlmaterial ist, dass keine Störung der Sohle sowie keine Änderung der Massen- bzw. Tracerbilanz erfolgt. Dafür sind jedoch nur wenige Methoden geeignet, wie Radiotracer und radioaktive Tracer. Bei Farbtracern oder lumineszierenden Tracern können ohne Entnahme von Sohlmaterial nur die Tracer

---

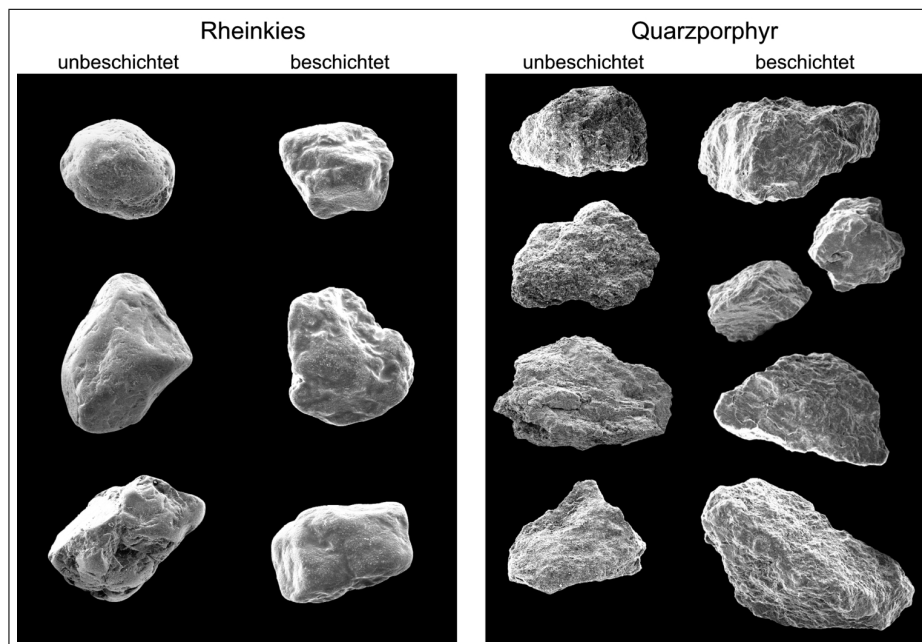


Abbildung 4.10: Vergleich der Korngestalt zwischen beschichteten Tracern und unbeschichtetem Sohlmaterial mittels Rasterelektronenmikroskop. Dargestellt sind Körner der Fraktion 1-2 mm.

an der Sohloberfläche detektiert werden.

Durch die Entnahme von Sohlproben lassen sich alle Arten von Tracern auch in tieferen Schichten auffinden. Dabei wird, je nach Dichte der Beprobung, nur ein geringer Teil der Tracer wieder gefunden. Mit hinreichender Probendichte und geeigneten Beprobungsorten lässt sich aus der Verteilung der gefundenen Tracer auf die Verteilung der Gesamtmenge der Tracer rückschließen. Üblicherweise werden entnommene Tracer nicht wieder ins Versuchsgebiet eingebracht, so dass bei großen Probenmengen auch der hierdurch entstandene Fehler in der Bilanzierung der Tracer berücksichtigt werden muss.

Im Folgenden sollen die im Rahmen dieser Arbeit angewendeten Beprobungsmethoden beschrieben werden.

#### 1. Entnahme von Sohlproben

Zur Detektion von Tracern in der gesamten Transportschicht sowie zur Ermittlung des Betrages der vertikalen Einmischung wurde eine Methode zur Entnahme von möglichst ungestörten Proben aus einer Laborgerinnesohle entwickelt. In den vorgesehenen Beprobungsquerschnitten wurden vor dem Einbau der Sohle 2 cm starke Styroporplatten auf den Rinnenboden gelegt, auf welche die Sohle aufgebracht wird. In Abbildung 4.11 ist der prinzipielle Aufbau der Experimente skizziert. Nach jedem Versuchsabschnitt

kann in der entleerten Rinne mit einem Zylinder aus dünnem Stahlblech, welcher senkrecht in die Sohle gedrückt wird, eine kreisrunde Probe entnommen werden. Dazu wird der Stahlzylinder so tief in die Sohle gedrückt, bis er mit seiner unteren Kante auch die Styroporplatte durchstoßen hat. Anschließend kann der Zylinder mitsamt der Probe und Styroporplatte gezogen werden. Bei Verwendung des Verfahrens in einer Rinne im entleerten Zustand mit noch feuchter Sohle bleibt die Böschung der Sohle an der Entnahmestelle ausreichend lange stehen, so dass ein sauberes Wiederverfüllen des Probenbereiches mit Sohlmaterial leicht möglich ist.

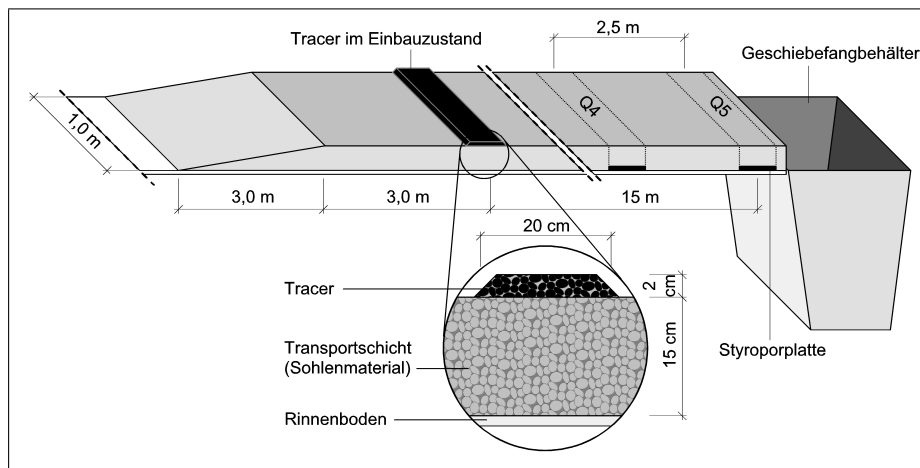


Abbildung 4.11: Versuchsaufbau zur Detektion von Geschiebetracern durch Entnahme von Sohlproben

Die Styroporplatte wird mit einem höhenverfahrbaren Stempel nach oben aus dem Ausstechrohr gedrückt (Abbildung 4.12). Dabei lässt sich die ebenfalls mitgeschobene Probe tiefenschichtweise am oberen Zylinderrand abstreifen (Abbildung 4.13). Die somit in Schichten zerlegte Probe lässt sich nun auf ihren Tracergehalt hin auswerten. Dies kann entweder manuell durch Zählen der Tracer erfolgen oder mittels Bildverarbeitung anhand von Fotos der flächig ausgebreiteten Proben analog zum nachfolgend geschilderten Verfahren. Wegen der höheren erreichbaren Genauigkeit wurden die Tracer der Probenkerne manuell ausgezählt.

Aus den Anteilen der Tracer in den Probenkernen lässt sich die Verteilung in Längs- und Tiefenrichtung der Sohle ableiten. Dazu wird die an einem Querschnitt gefundene Tracermenge auf den dazugehörigen Abschnitt der Sohle hochgerechnet. Diese Tracermenge wird dann mit ihrer Transportweite gewichtet und aus der Gesamtmenge der gefundenen Tracer die mittlere Transportweite bestimmt.

## 2. Detektion aus Sohlfotos

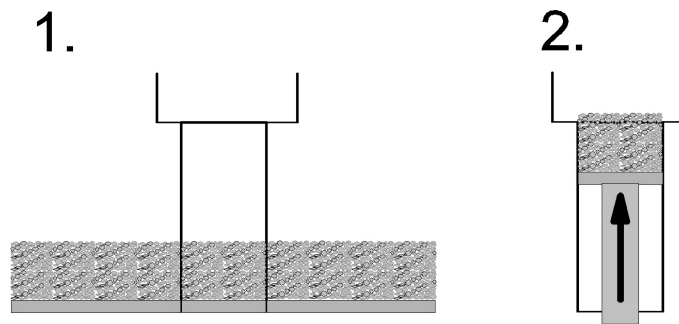


Abbildung 4.12: Probennahme im physischen Modellversuch mit einem Ausstechzylinder. 1) Ausstechen der Probe 2) Herausdrücken der Probe mit einem Stempel

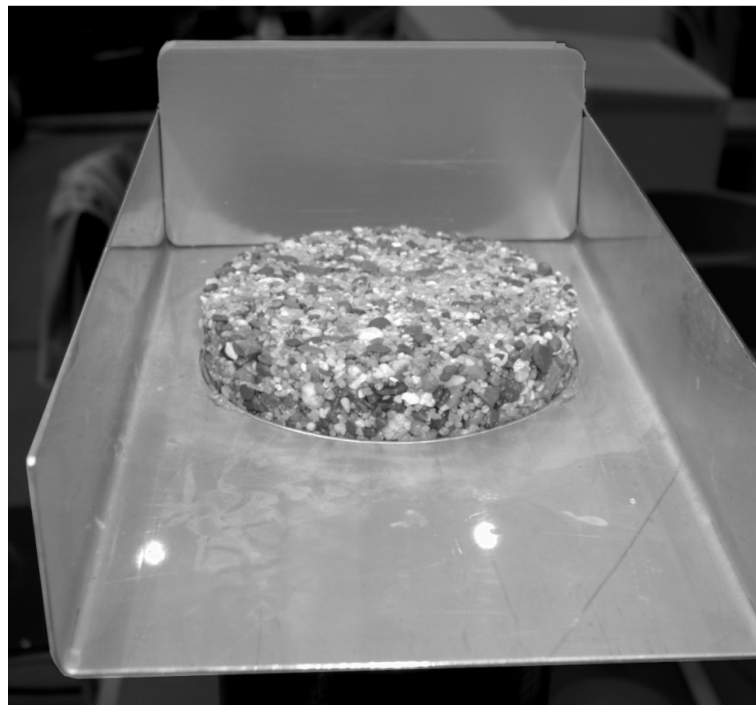


Abbildung 4.13: herausgedrückte Sohlprobe im Ausstechzylinder (Durchmesser 10 cm) vor dem Abstreichen

Ergänzend zur Entnahme von Proben bietet sich an, die Verteilung der Tracer an der Sohloberfläche mittels Bildverarbeitung aus fotografischen Aufnahmen der Sohle zu bestimmen. Während der Versuchsunterbrechungen wurden daher im entleerten Zustand mit einer am Messwagen befestigten Kamera Fotos der Rinnensohle aufgenommen. Jeweils im Abstand von 60 cm erfolgte eine senkrechte Aufnahme eines Sohlabschnitt-

tes. Aufgrund der konstanten Abstände und Aufnahmewinkel ist es möglich, mit Hilfe von Bildbearbeitungsfunktionen gängiger Grafiksoftware (Corel Photo-Paint) eine Gesamtansicht der Sohle zu montieren. Diese wurde anschließend so bearbeitet, dass eine Binärdarstellung von Tracern und übrigem Sohlmaterial erhalten wurde (Abbildung 4.14). Eine solche Binarisierung vereinfacht sich dadurch, dass eine Tracerfarbe gewählt wird, die zum Farbspektrum der Sohle einen starken Kontrast aufweist. Die besten Ergebnisse wurden mit grünen und blauen Tracern erzielt, wenngleich auch hier nie eine hundertprozentige Trennung zwischen Tracern und Sohlmaterial möglich ist. Da jedoch vorausgesetzt werden kann, dass die Anzahl der Pixel in der Farbe der Tracer auf dem Sohlfoto proportional zum Anteil der Tracer ist, ist die Methode geeignet, die relative Verteilung der Tracer in Längsrichtung zu ermitteln.

Die Bearbeitungsschritte von den einzelnen Farbbildern zum Binärbild der Sohle sind:

1. Montage des Gesamtbildes
2. Kontrasterhöhung
3. Filterung des Tracer-Farbkanals
4. Binarisierung (Abbildung 4.14)

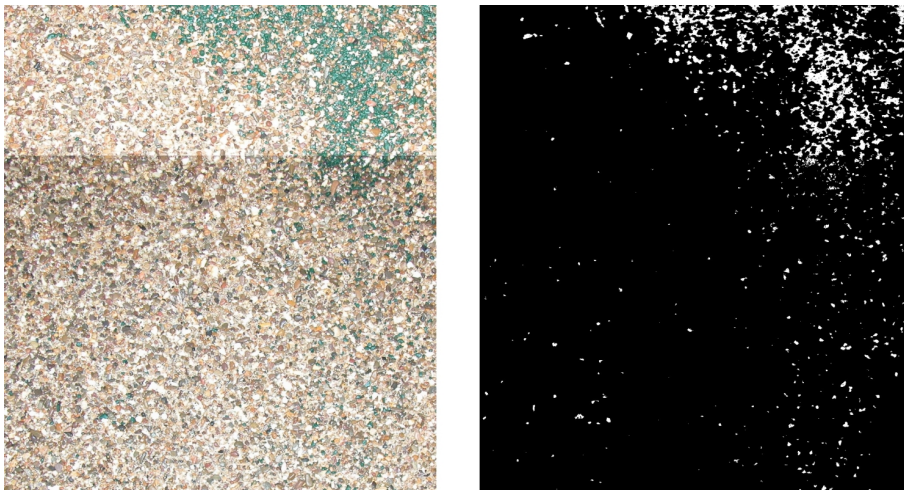


Abbildung 4.14: Ausschnitt aus einem zusammengesetzten Sohlfoto (links) und daraus erstelltes Binärbild (rechts)

Die Binärbilder wurden mit einer eigens entwickelten Software zeilenweise auf den Anteil der weißen (Tracer-)Pixel hin ausgewertet. Daraus ergibt sich die Verteilung der Tracer an

---

der Sohloberfläche in Rinnenlängsrichtung. In Abbildung 4.15 ist ein Beispiel für eine aus den Fotos der Sohle ermittelte Verteilung der Tracer an der Oberfläche entlang der Transportstrecke dargestellt. Der geometrische Schwerpunkt der Tracerverteilung ist gleich der mittleren Transportweite  $s$  der Tracer an der Oberfläche. Die Entwicklung der Transportweite zu verschiedenen Untersuchungszeitpunkten  $t$  ermöglicht die Ermittlung der mittleren Ausbreitungsgeschwindigkeit zu

$$v = \frac{\partial s}{\partial t}$$

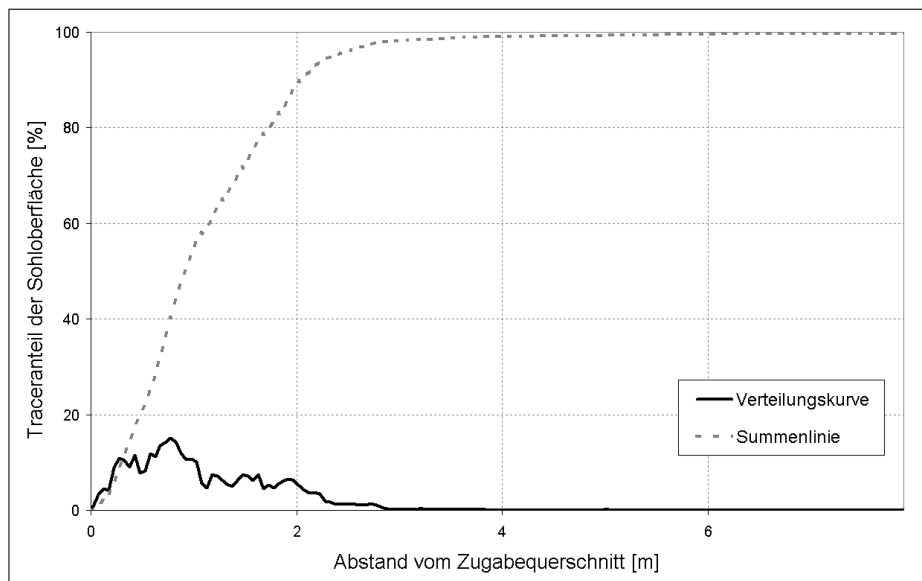


Abbildung 4.15: Beispiel für die Verteilung der Tracer an der Sohloberfläche in einer Versuchsreihe mit Transport auf ebener Sohle (Rheinkies)

In den Versuchen mit Grobsand wurden lumineszierende Tracer eingesetzt. Diese konnten auch während der Versuche detektiert werden. Dazu wurden Fotos der Sohle von oben senkrecht durch eine auf der Wasseroberfläche aufliegende Plexiglasscheibe und den Wasserkörper hindurch aufgenommen (Abbildung 4.16).

Ein Beispiel für die während der Versuche aufgenommenen Sohlfotos und die daraus mit Objekterkennungssoftware extrahierten Tracer ist in Abbildung 4.17 dargestellt. Aus den Reihen von nacheinander aufgenommenen Fotos lässt sich die Bewegung einzelner Tracer nachvollziehen.

Für die automatisierte Auswertung von Tracerbewegungen mit Hilfe der Kreuzkorrelation hat sich der systembedingte, zeitliche Mindestabstand der Aufnahmen von 2,6 Sekunden als zu groß erwiesen. Die in Bewegung befindlichen Tracer legen in dieser Zeit eine Wegstrecke zurück, die eine automatisierbare, ausreichend sichere Zuordnung von Tracern aus mehreren

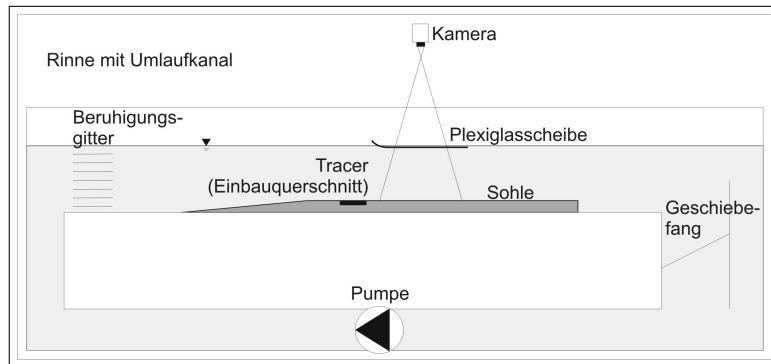


Abbildung 4.16: Aufbau der Versuche mit Grobsand zur Detektion von Tracern während der Versuche

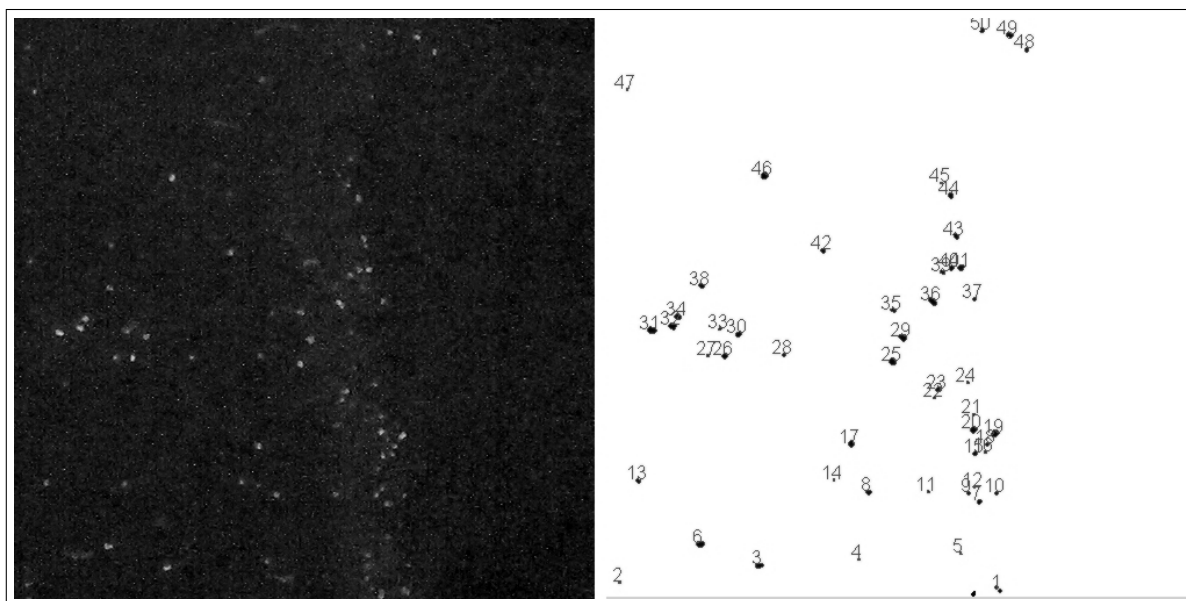


Abbildung 4.17: Ausschnitt der Rinnensohle während der Versuche mit lumineszierenden Grobsandtracern. Links ein während des Versuchs aufgenommenes Bild, rechts die mittels Objekterkennung erfassten Tracer.

Aufnahmen nicht ermöglicht. Eindeutig ließ sich jedoch visuell beobachten, dass hinter den Dünenkämmen ein Rückströmungsbereich entsteht, in welchem die Körner teilweise entgegen der Hauptströmungsrichtung transportiert werden.

Als letzte Möglichkeit der Tracerbeprobung sei die manuelle Extraktion von Farbtracern oder petrografischen Tracern aus der Sohle erwähnt. Nachteile dieser Methode sind, dass die Sohle durch die Beprobung zerstört wird und ein sehr großer Arbeitsaufwand nötig ist. Sie kam daher in den hier durchgeführten Versuchen nicht zum Einsatz.



### 4.3 Bewegungsbeginn und Transportrate

Zur Bestimmung des Bewegungsbeginns sowie der strömungsabhängigen Transportrate wurden Versuchsreihen mit verschiedenen Sohlmaterialien durchgeführt. Das Untersuchungskonzept wurde bereits von SHIELDS, 1936 [43] erfolgreich eingesetzt. Dabei wird eine Sohle aus dem zu untersuchenden Material in eine Rinne eingebracht und in mehreren Schritten gesteigert jeweils einer konstanten Strömungsbelastung ausgesetzt. Für alle Teilversuche wird die Strömungsbelastung in Form der Sohlschubspannung  $\tau_B$  bzw. der dimensionslosen Sohlschubspannung

$$\Theta = \frac{\tau_B}{(\rho_s - \rho)g d_{50}} \quad (4.7)$$

bestimmt. Zum Vergleich der Versuche untereinander und mit den Ergebnissen anderer Untersuchungen wird die gemessene Transportrate  $q_B$  in Form der dimensionslosen Transportintensität

$$\Phi = \frac{q_B}{\sqrt{\frac{\rho_s - \rho}{\rho}} g d^3} \quad (4.8)$$

angegeben. Für jedes Material kann aus der Korrelation zwischen den Sohlbelastungen und den dazugehörigen Transportraten nach einer solchen Versuchsreihe der Bewegungsbeginn extrapoliert werden.

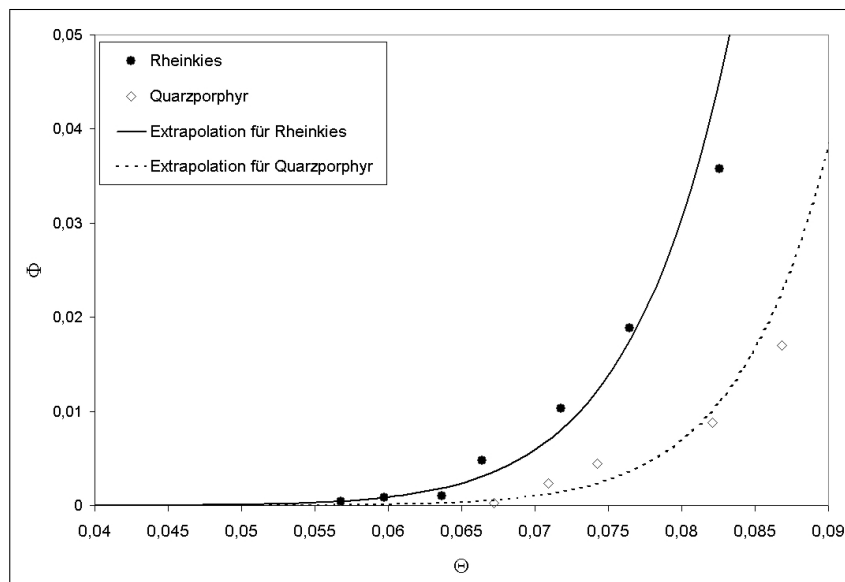


Abbildung 4.18: Transportintensitäten  $\Phi$  in Abhängigkeit des Sohlschubspannung  $\Theta$  zur Extrapolation des Bewegungsbeginns

In Abbildung 4.18 sind die dimensionslosen Transportintensitäten  $\Phi$  der Materialien Rheinkies und Quarzporphyr bei unterschiedlichen dimensionslosen Sohlschubspannung  $\Theta$  aufgetragen. Aus der Abbildung lassen sich die kritischen dimensionslosen Sohlschubspannungen für den Rheinkies visuell zu  $\Theta_c=0,055$  und für Quarzporphyr zu  $\Theta_c=0,065$  bestimmen. In Abbildung 4.19 sind die für verschiedene Materialien ermittelten Transportintensitäten vergleichend mit den Ergebnissen von Wong et al. (Gleichung 3.17) angegeben.

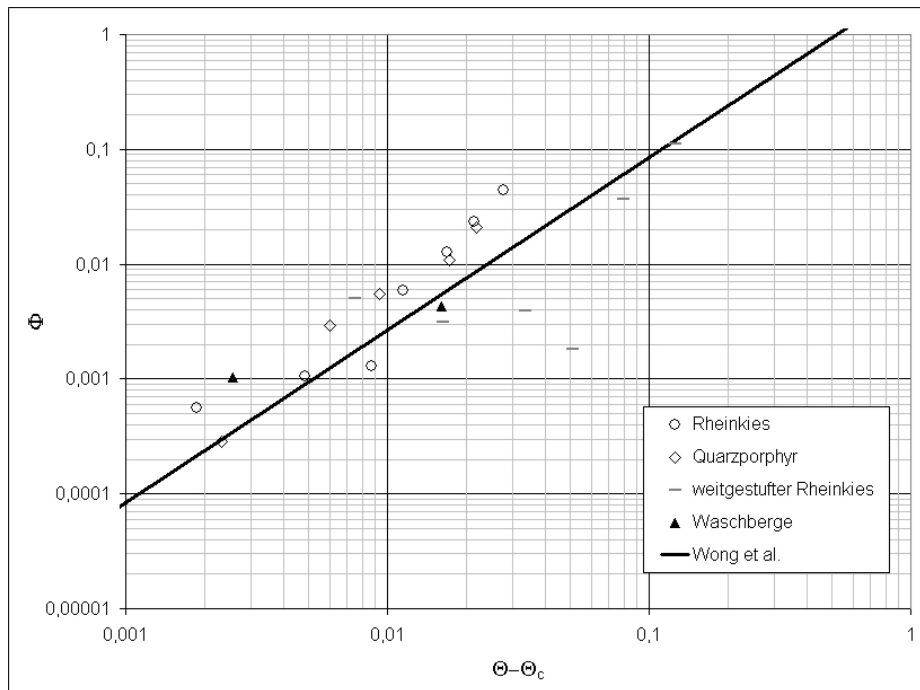


Abbildung 4.19: Transportintensitäten  $\Phi$  in Abhängigkeit des Shieldsparameters  $\Theta$  in den physischen Modellversuchen im Vergleich mit Gleichung 3.17

### 4.3.1 Zusammenhang von Korngröße und Transportrate

In den Versuchen mit relativ enggestuften Sieblinien wurde keine ausgeprägte Abhängigkeit der Transportrate von der Korngröße festgestellt (vergleiche Kapitel 3.1.1). Bei den Versuchen mit Korndurchmessern von 1-8 mm zeigte sich, dass alle vorhandenen Korngrößen gleichzeitig in Bewegung geraten. Wie in Abbildung 4.20 am Beispiel der Versuche mit Rheinkies dargestellt ist, zeigt die Analyse des Sedimentfanges, dass schon bei Sohlbelastungen, welche gerade zum Transport ausreichen, Körner aller Fraktionen aus der Versuchsrinne heraustransportiert wurden. Die Zusammensetzung des Geschiebes kommt der des eingebauten Sohlmaterials nahe.

Anhand der visuellen Beobachtungen während der Versuche war deutlich erkennbar, dass

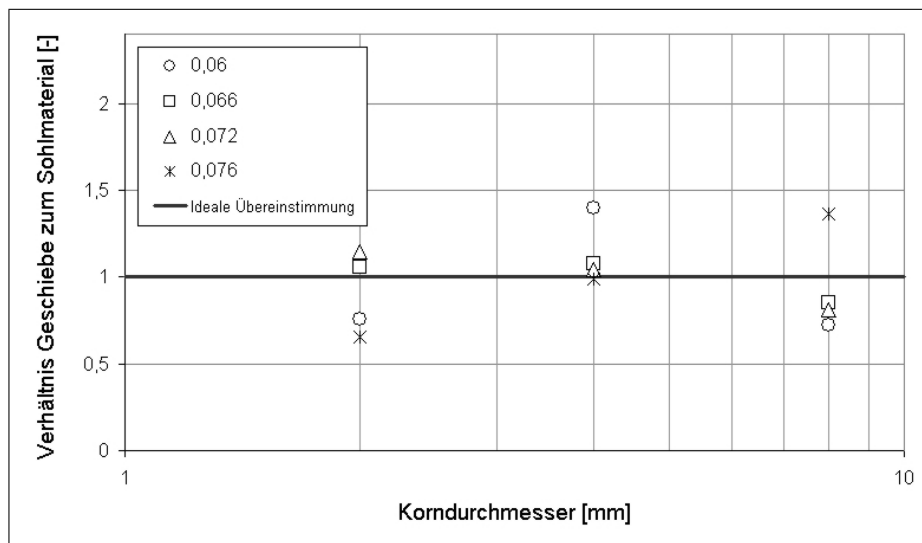


Abbildung 4.20: Verhältnis der Geschiebemenge unterschiedlicher Fraktionen zum ursprünglichen Sohlmaterial bei unterschiedlichen Transportintensitäten  $\Theta$  am Beispiel von Rheinkies.  $\Theta_c$  ist 0,055

in diesen Korngemischen eine starke Interaktion zwischen den Körnern stattfindet. Kleinere, schon in Bewegung geratene Körner, stoßen größere an und bringen durch diesen Impuls auch einige von diesen zur Bewegung. Zum anderen ragen die größeren Körner auch im Mittel weiter aus der Sohle heraus und sind somit einem stärkeren Strömungsangriff ausgesetzt. Kleine Körner finden hingegen zwischen größeren eine stabile Lage, welche sie von der Bewegung abhält. Im Ergebnis der beschriebenen Effekte setzen sich bei enggestuften Korngemischen alle Fraktionen bereits bei gering überkritischen Schubspannungen in Bewegung.

Bei sehr weit gestuften Sieblinien, wie im Falle des Schrattenkalks, tritt eine deutlich unterschiedliche Transportintensität der Fraktionen auf. Abbildung 4.21 zeigt, dass sowohl die feineren als auch die gröberen Fraktionen bei gering überkritischen Schubspannungen im Geschiebefang unterrepräsentiert sind. Bei höheren Belastungen nähert sich die Sieblinie des Geschiebes weiter an die Ausgangssieblinie an, jedoch wird diese bei den untersuchten Sohlbelastungen nicht erreicht. Dies deckt sich mit den Erkenntnissen von WILCOCK, 1992 [54].

In Abbildung 4.22 ist der Vergleich der für das weitgestufte Rheinkiesmaterial mit Korngrößen zwischen 0,13 und 32 mm (vgl. Abbildung 4.2) gemessenen Transportraten mit der fraktionierten Berechnung nach HUNZIKER (Gleichung 3.9) dargestellt. Die Berechnung wurde für drei Fraktionen mit den mittleren Korndurchmessern 0,65 mm, 4 mm und 15 mm durchgeführt und mit den entsprechenden gemessenen Geschiebefraktionen verglichen. Deutlich erkennbar ist, dass sowohl Bewegungsbeginn als auch Transportraten in Theorie und Experiment von der Korngröße abhängig sind. Bei  $\tau_B = 8 \text{ N/m}^2$  wird die feinste Fraktion in der Berechnung nach HUNZIKER am stärksten transportiert. Der im Geschiebefang gemessene Anteil dieser

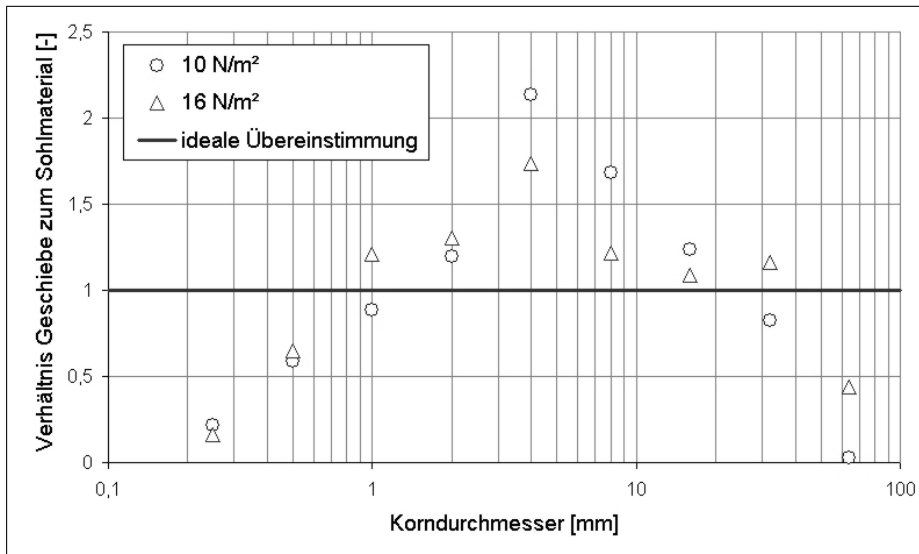


Abbildung 4.21: Verhältnis der Geschiebemenge unterschiedlicher Fraktionen des weitgestuften Schrattenkalks zum ursprünglichen Sohlmaterial bei unterschiedlichen Transportintensitäten.  $\tau_c$  ist  $5 \text{ N/m}^2$

Fraktion ist ebenfalls am größten. Bei  $10 \text{ N/m}^2$  ist der Volumenstrom der mittleren Fraktion in Berechnung und Experiment am höchsten.

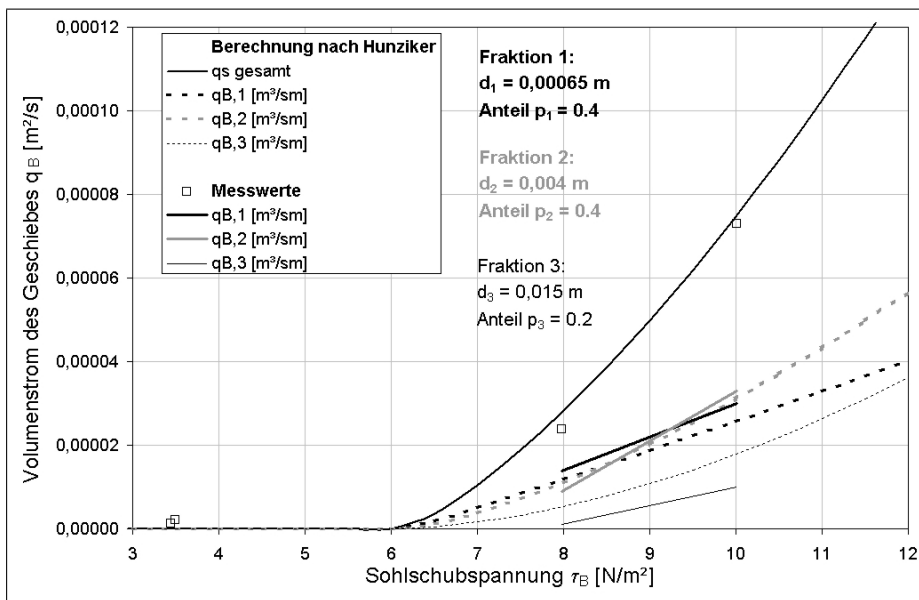


Abbildung 4.22: Gemessene und nach Hunziker berechnete Transportraten für drei Fraktionen des weitgestuften Rheinkies

Bei Sohlen aus weitgestuftem Material ist eine deutliche Abhängigkeit des Bewegungsbeginns und der Transportrate von der Korngröße festzustellen. Aus den Ausführungen in Kapitel 3 folgt, dass auch die Advektion und Dispersion der Korngrößenfraktionen weitgestufter Materialien voneinander abweichen. Die relativ enggestuften Sieblinien der Materialien Rheinkies und Quarzporphyr mit Korngrößen zwischen 1 und 8 mm zeigen hingegen kaum Abhängigkeit der Transportraten von den Korngrößen. Dies ist bei der Übertragung der in den folgenden Abschnitten vorgestellten Ergebnisse auf Naturverhältnisse, wo überwiegend weitgestufte Sieblinien vorherrschen, zu berücksichtigen.

## 4.4 Transportkörper

In den durchgeführten Experimenten wurde festgestellt, dass sich bei geeigneten Sohlschubspannungen deutlich erkennbare Transportkörper bildeten. In Abbildung 4.23 ist am Beispiel der Versuche mit Rheinkies die gemessene Transportkörperentwicklung in der Laborrinne dargestellt. Da kein Geschiebe von oberstrom zugegeben wurde, findet während der insgesamt 185 Minuten andauernden Strömungsbelastung eine kontinuierliche Eintiefung der Sohle statt. Direkt nach Beginn der Belastung entwickeln sich Transportkörper. Nach FÜHRBÖTER, 1979 [10] sind diese als Dünen zu klassifizieren, da ihre Länge größer als die Fließtiefe ist. Im weiteren Versuchsverlauf steigen die Höhen und Längen der Dünen an. Nach mehreren Stunden wird die Sohle vom oberstromigen Ende der Rinne her wieder eben. Dies ist darauf zurückzuführen, dass die Versuche ohne Geschiebezugabe durchgeführt wurden und die Sohle einem abgepfasterten Zustand zustrebt.

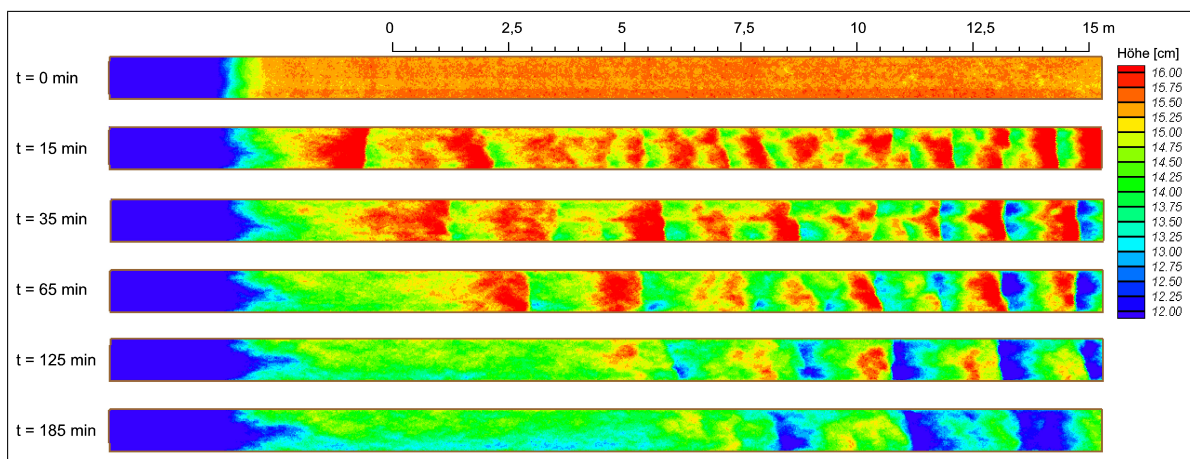


Abbildung 4.23: Entwicklung der Sohle mit Transportkörpern in einer Versuchsreihe zur Ausbreitung von Geschiebetracern (Rheinkies)

Abbildung 4.24 zeigt die gemessenen Dünenhöhen im Vergleich mit der Berechnung nach

VAN RIJN, 1993 [40] (Gleichung 3.25). Während die Dünenhöhen für den gerundeten Rheinkies leicht überschätzt werden, bilden sich auf einer Sohle aus kantigem Quarzporphyr höhere Dünen als prognostiziert.

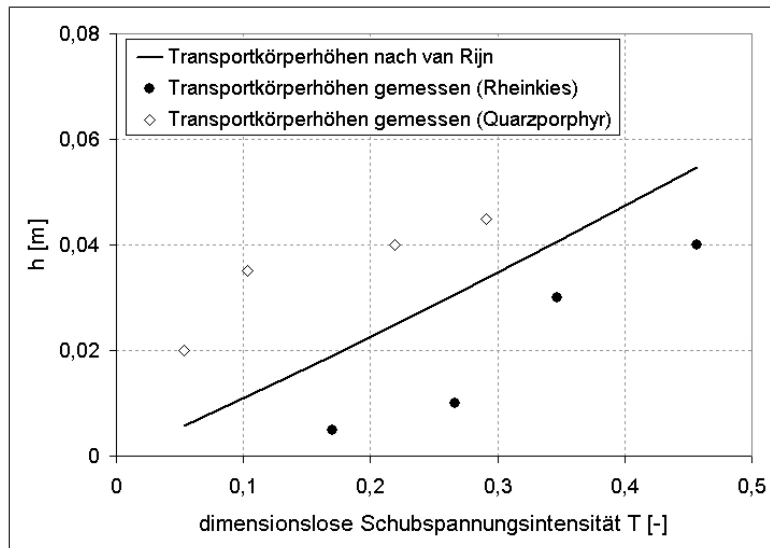


Abbildung 4.24: Vergleich der gemessenen Transportkörperhöhen zweier Materialien mit der Berechnung nach van Rijn (Gleichung 3.25)

Am unterstromigen Ende der Rinne wird, wie bereits erwähnt, die Transportrate mittels Geschiebefangbehälter (Abbildung 4.11) gemessen. Die zum Versuch in Abbildung 4.23 gehörende Transportrate ist in Abbildung 4.25 dargestellt. Man erkennt, wie sich die gemessene Transportrate beim Durchgang der Dünen durch den Messquerschnitt ändert. Erreicht ein Dünenfußpunkt den Geschiebefangbehälter, so ist die gemessene Transportrate etwa Null. Die maximale Transportrate wird beim Durchgang eines Dünenkammes gemessen.

Aus den gemessenen Sohlhöhen und den Transportraten wurden die Fortschrittsgeschwindigkeiten  $v_{TK}$  typischer Transportkörper aus deren Länge  $l_{TK}$  und der Zeitdauer eines Dünen-durchgangs  $t_{TK}$  zu

$$v_{TK} = \frac{l_{TK}}{t_{TK}} \quad (4.9)$$

bestimmt. Die Ergebnisse für typische gemessene Sohlkörper sind in Tabelle 4.2 angegeben. Die hierfür zugrunde liegenden Daten für die Zeitdauer eines Dünendurchgangs  $t_{TK}$  wurden den Aufzeichnungen der Transportrate, wie sie beispielhaft in Abbildung 4.26 dargestellt sind, entnommen. Die Transportkörperlängen  $l_{TK}$  folgen aus den Sohltaufnahmen (Abbildung 4.27).

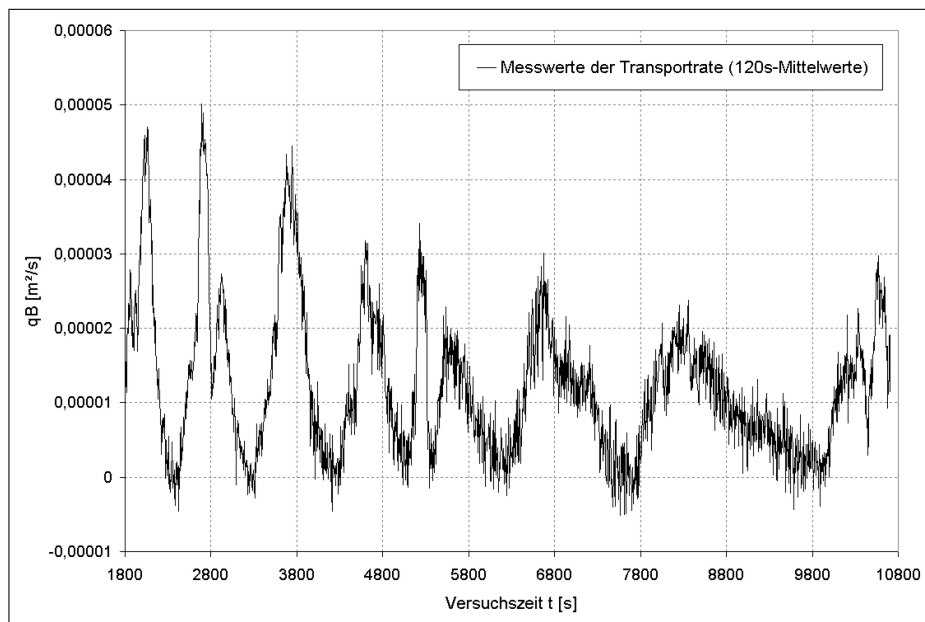


Abbildung 4.25: Entwicklung der Transportraten in einer Versuchsreihe zur Ausbreitung von Geschiebetracern. Die periodischen Schwankungen folgen aus dem Durchgang von Transportkörpern. Erreicht ein Dünenfußpunkt den Messquerschnitt, wird  $q_B \approx 0$ .

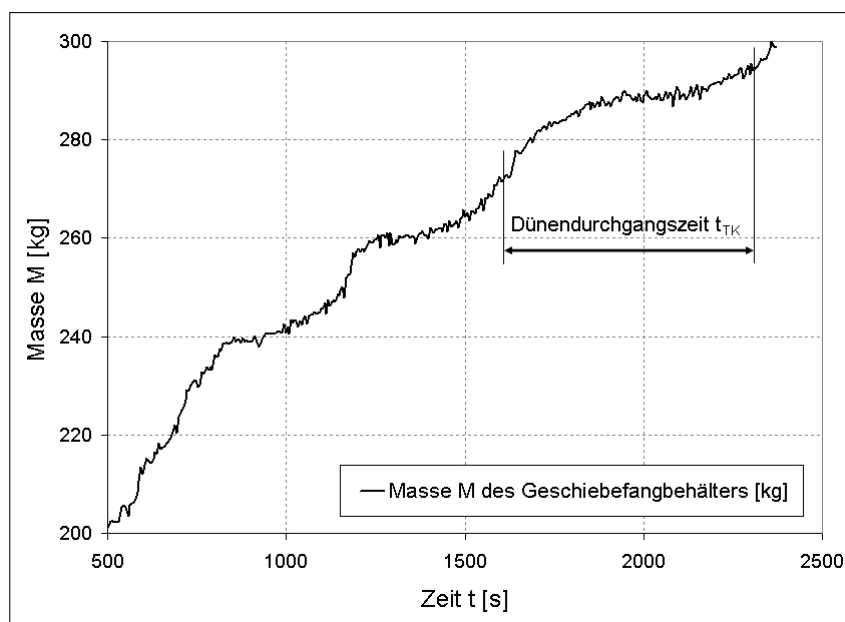
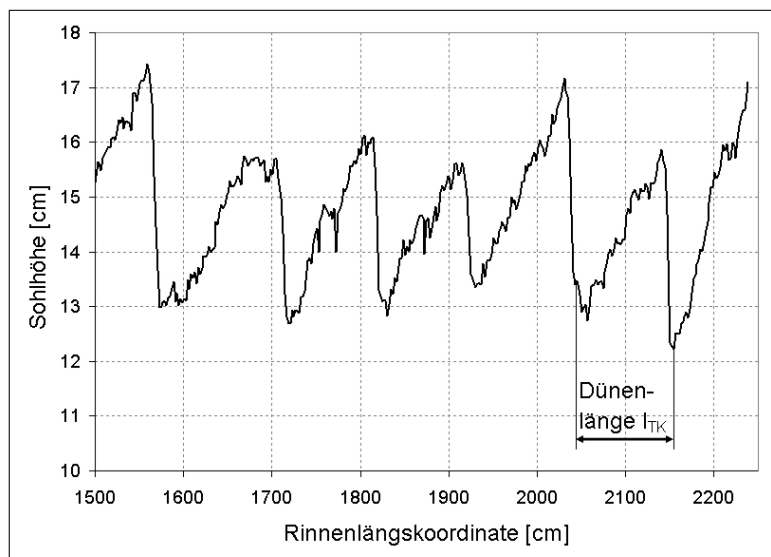


Abbildung 4.26: Ermittlung der Zeitdauer eines Dünendurchgangs  $t_{TK}$  aus der gemessenen Ganglinie des Geschiebetransports

Rheinkies-Tracer		
$t_{TK} [s]$	$l_{TK} [m]$	$v_{TK} [m/s]$
2280	2,3	0,0010
1440	1,8	0,0013
1000	1,4	0,0014
960	1,5	0,0016
Quarzporphyr-Tracer		
$t_{TK} [s]$	$l_{TK} [m]$	$v_{TK} [m/s]$
1740	1,55	0,0009
940	0,9	0,0010
1150	1,4	0,0012
620	1,2	0,0019

Tabelle 4.2: Gemessene Geschwindigkeiten einzelner typischer Transportkörper

Abbildung 4.27: Ermittlung der Dünenlänge  $l_{TK}$  aus gemessenem Sohlprofil

Der theoretische Zusammenhang von Transportrate und Dünengeometrie aus Gleichung 3.29, umgestellt nach  $h_{TK}$

$$h_{TK} = \frac{2 \bar{q}_B}{v_{TK}} \quad (4.10)$$

ergibt eine im Rahmen der Messgenauigkeit gute Übereinstimmung der berechneten Dünenhöhen mit den Messwerten typischer Dünen (Abbildung 4.28). Der in Gleichung 3.29



enthaltene Faktor  $1/2$  gilt exakt nur für dreiecksförmige Transportkörper, von denen die Dünen der Modellsohle jedoch leicht abweichen. Auf eine genauere Bestimmung aus den gemessenen Sohlprofilen wird aufgrund der guten Übereinstimmung von berechneten und gemessenen Dünenhöhen jedoch verzichtet. Gleichung 3.29 ist folglich geeignet, den Transportvorgang der Dünensohlen hinreichend genau zu beschreiben.

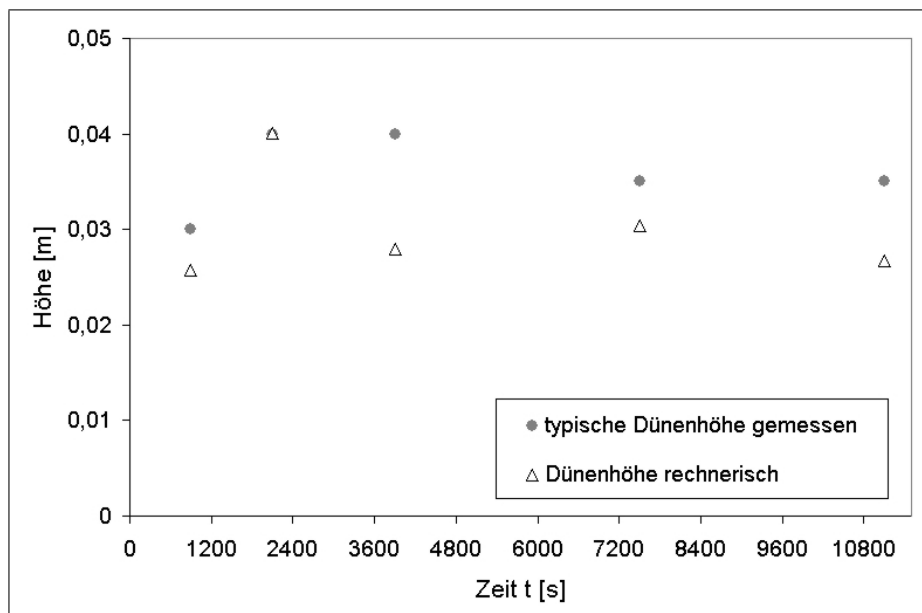


Abbildung 4.28: Vergleich gemessener und berechneter (Gleichung 4.10) Dünenhöhen für Rheinkies

## 4.5 Advektion

Mit Tracern aus Rheinkies und Quarzporphyr wurden vergleichend jeweils zwei Reihen von Versuchen mit unterschiedlicher Sohlbelastung durchgeführt (PROMNY, 2004 [32]). Die Belastungen wurden dabei so gewählt, dass einmal der Transport auf einer nahezu ebenen Sohle stattfand, während sich in der zweiten Versuchsreihe Transportkörper bildeten. Am Anfang einer Versuchsreihe wurden Tracer in der in Abbildung 4.11 dargestellten Anordnung auf eine ebene, bewegliche Sohle aufgebracht. Nach dem Einstau wurde für eine bestimmte Zeit eine jeweils konstante Strömungsbelastung aufgebracht. Am Ende jedes Belastungsabschnittes wurde die Rinne entleert und die Lage der Tracer aus Sohlfotos und -proben, wie unter Kapitel 4.2.4 beschrieben, bestimmt. Anschließend wurde der nächste Versuchsabschnitt durchgeführt. Die wichtigsten Strömungsparameter sind in Tabelle 4.3 zusammengefasst.

Material	Sohlzustand	Zustand bei	$q$ [m <sup>3</sup> /sm]	$h$ [m]	$I_E$ [-]	$\Theta$ [-]
Rheinkies	ebene Sohle	Versuchsbeginn	0,30	0,35	0,0010	0,07
		Versuchsende	0,30	0,37	0,0010	0,07
Quarzporphyr	ebene Sohle	Versuchsbeginn	0,30	0,35	0,0010	0,07
		Versuchsende	0,30	0,37	0,0010	0,07
Rheinkies	Dünen	Versuchsbeginn	0,45	0,43	0,0013	0,11
		Versuchsende	0,45	0,45	0,0013	0,12
Quarzporphyr	Dünen	Versuchsbeginn	0,45	0,43	0,0013	0,11
		Versuchsende	0,45	0,45	0,0013	0,12

Tabelle 4.3: Strömungsparameter der Versuchsreihen zur Bestimmung von Advektion und Dispersion von Geschiebetracern

Aus den ermittelten Tracerverteilungen wird die Advektionsgeschwindigkeit der Materialien, der Zusammenhang von Korngröße und Advektion sowie die Wirkung von Dünen auf die Advektion bestimmt. In den Abbildungen 4.29 und 4.30 ist die Tracerverteilung an der Sohloberfläche jeweils in der Versuchsreihe mit Rheinkies und ebener Sohle bzw. Transportkörpern für verschiedene Zeitpunkte dargestellt. Diese wurden jeweils mit der in Kapitel 4.2.4 beschriebenen Methode der Detektion aus Sohlfotos ermittelt.

Die Tracerverteilung, welche aus den Probenkernen ermittelt wurde, ist in den Abbildungen 4.31 und 4.32 am Beispiel der Versuche mit Rheinkies und ebener Sohle bzw. mit Transportkörpern dargestellt. Darin ist der jeweilige Zeitpunkt so gewählt, dass die ersten Tracer das Ende der Versuchsstrecke erreicht haben. Deutlich erkennbar ist die weitaus geringere Ausbreitung in Transportrichtung bei den Versuchen mit Transportkörpern im Vergleich zu denen mit ebener Sohle. Dies bestätigt die in Kapitel 3.7.2 theoretisch erläuterte Verringerung der Dispersion durch Dünen. Hierauf wird im folgenden Abschnitt näher eingegangen.

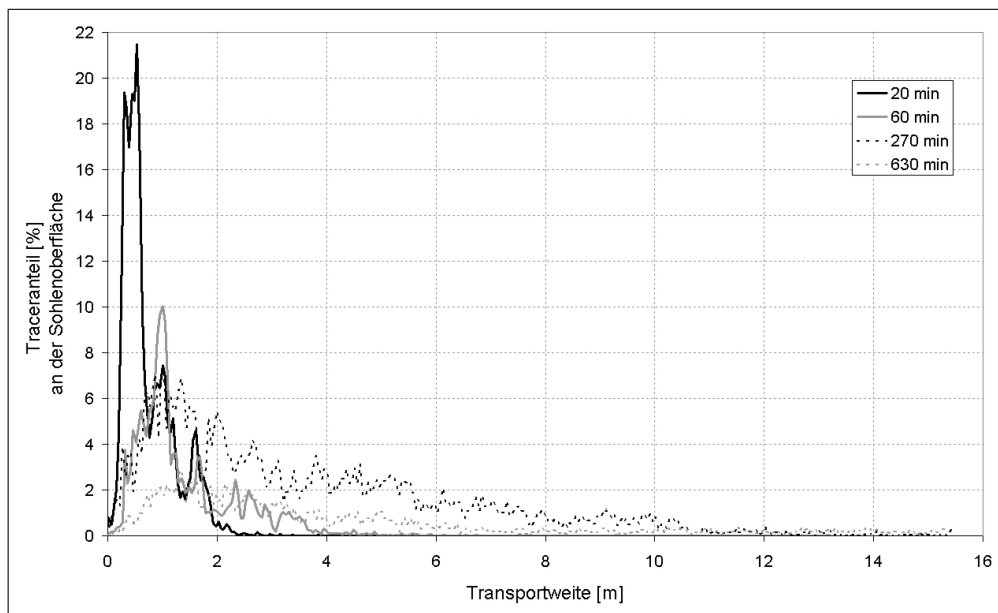


Abbildung 4.29: Verteilung der Tracer an der Sohloberfläche der Versuchsreihe mit Rheinkies und Transport auf ebener Sohle

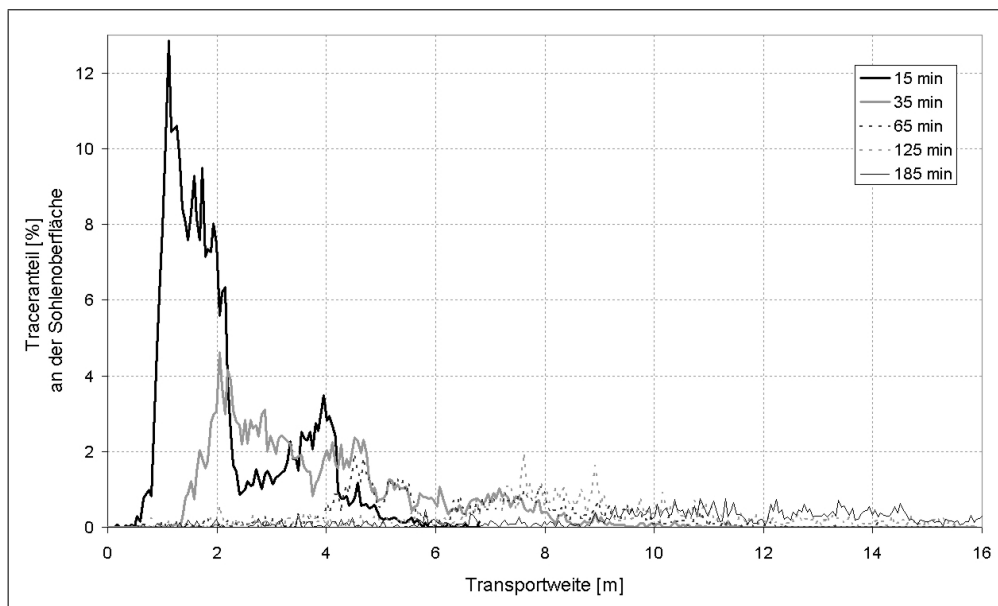


Abbildung 4.30: Verteilung der Tracer an der Sohloberfläche der Versuchsreihe mit Rheinkies und Transport in Form von Transportkörpern

In den Abbildungen 4.33 und 4.34 ist die Entwicklung der Advektionsgeschwindigkeit der Tracer während der Versuchsreihen dargestellt. Es ist zu erkennen, dass die Tracer in den Ver-

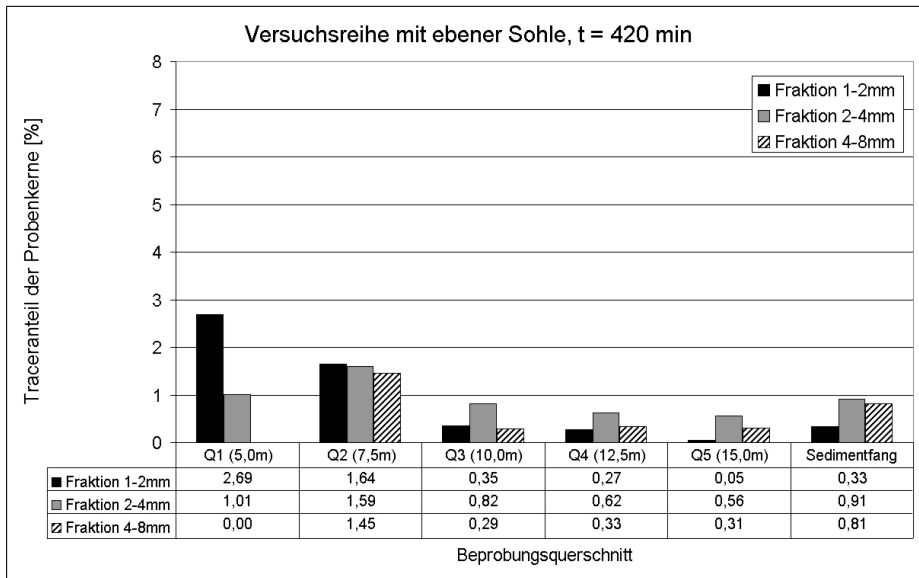


Abbildung 4.31: Traceranteile der Probenkerne der Versuchsreihe mit Rheinkies und Transport auf ebener Sohle

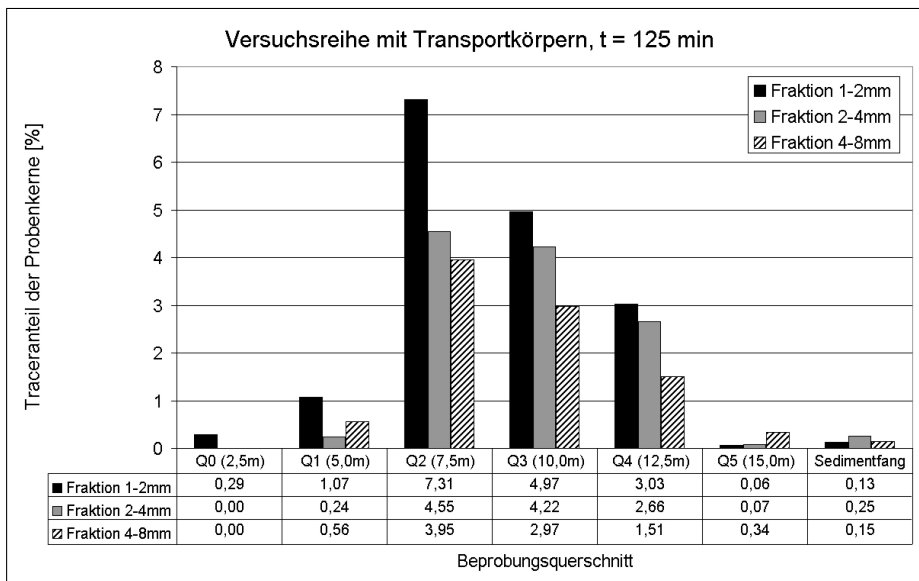


Abbildung 4.32: Traceranteile der Probenkerne der Versuchsreihe mit Rheinkies und Transport in Form von Transportkörpern

suchen sowohl mit als auch ohne Dünen eine anfänglich höhere Advektionsgeschwindigkeit aufweisen. Ursache hierfür ist der Modus der Tracerzugabe (vergleiche Kapitel 3.4.3). Die Tracer befinden sich anfänglich in exponierter Lage auf der eingebneten Modellsohle. Im

Verlauf der Versuchsreihe werden die Tracer mit dem übrigen Sohlmaterial vermischt und geraten in tiefere Lagen. Infolge dessen nehmen die Advektionsgeschwindigkeiten zu Beginn der Versuchsreihen ab.

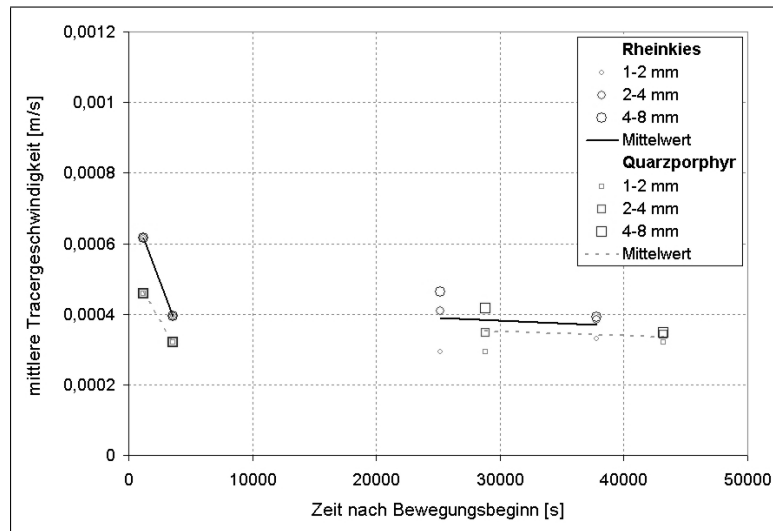


Abbildung 4.33: Advektionsgeschwindigkeit der Tracer in den Versuchsreihen mit ebener Sohle

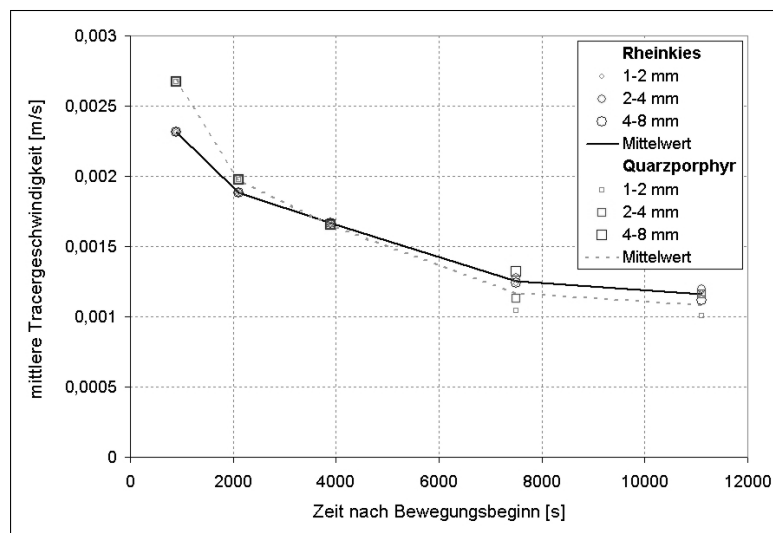


Abbildung 4.34: Advektionsgeschwindigkeit der Tracer in den Versuchsreihen mit Transportkörpern

Den Abbildungen 4.33 und 4.34 lässt sich weiterhin entnehmen, dass der Einfluss der Rundung auf die Advektionsgeschwindigkeit gering ist. Die Ergebnisse zeigen, dass bei gleichen

Schubspannungen die kantigen Quarzporphyrkörner im Mittel etwa 10 % langsamer als die natürlich gerundeten Rheinkieskörner transportiert werden. Weiterhin ist festzustellen, dass zwischen den drei beobachteten Kornfraktionen (1-2 mm, 2-4 mm und 4-8 mm) keine wesentlichen Unterschiede in der Transportgeschwindigkeit festzustellen sind.

Der Vergleich von Abbildung 4.33 und 4.34 zeigt ebenfalls, dass die Advektionsgeschwindigkeit der Tracer auf den Dünensohlen jeweils größer sind als für die ebenen Sohle mit geringerer Sohlschubspannung. Dies bestätigt die Aussagen von Kapitel 3.7.1.

Der in Kapitel 3.7.2 theoretisch hergeleitete Zusammenhang von mittlerer Korngeschwindigkeit und Dünengeschwindigkeit (Gleichungen 3.30, 3.33)

$$v_v = v_{TK} = \frac{2\bar{q}_B}{h_{TK}} \quad (4.11)$$

konnte für die durchgeführten Tracerexperimente bestätigt werden. Abbildung 4.35 zeigt, dass die Geschwindigkeit der Tracer mit akzeptabler Genauigkeit gleich der Geschwindigkeit der Transportkörper ist.

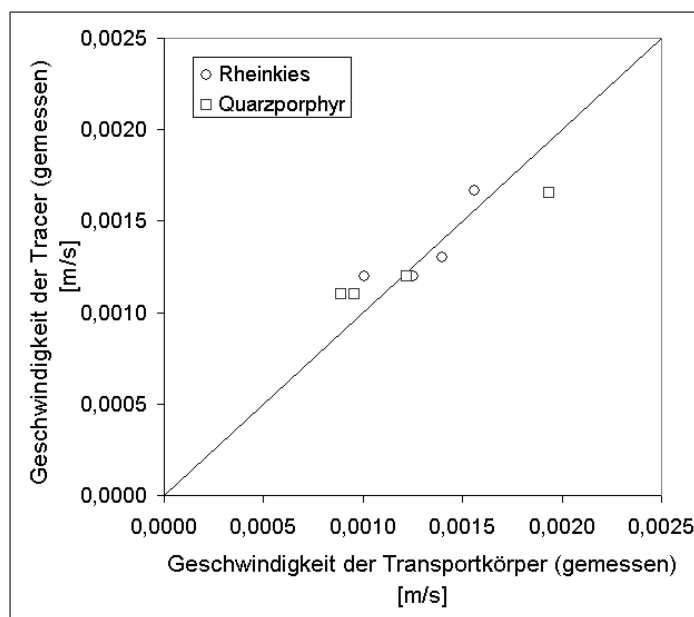


Abbildung 4.35: Ermittelte Geschwindigkeiten von Tracern (Gleichung 4.6) und Transportkörpern (Gleichung 4.9)

Es gilt also, dass bei Vorhandensein von annähernd regelmäßigen Transportkörpern die Fortschrittgeschwindigkeit von Tracern und Geschiebe gleich der Dünengeschwindigkeit ist. In Kapitel 3.7 wurde dieser Zusammenhang für regelmäßige Transportkörpersohlen hergeleitet. Die Sohlen der Laborversuche mit Dünen sind nicht ideal regelmäßig, sondern weisen gewisse Schwankungen in den Höhen und Längen der Transportkörper auf (Abbildung 4.27). Dadurch kommt es durchaus vor, dass einzelne Tracer über die Versuchsdauer betrachtet nicht mit

der gleichen Geschwindigkeit wie die Transportkörper bewegt werden. Im Mittel jedoch trifft die für ideale Dünensohlen hergeleitete Äquivalenz von Korn- und Dünengeschwindigkeit zu. Dies ist für Naturverhältnisse nicht ohne Prüfung durch weitere Untersuchungen übertragbar.

## 4.6 Dispersion in Transportrichtung

Die im vorangegangenen Abschnitt diskutierten Versuchsreihen werden im Folgenden unter dem Aspekt der Dispersion in Transportrichtung ausgewertet.

Die Beurteilung der Dispersion erfolgt über den Variationskoeffizienten  $VarK$  (Gleichung 3.24). Dieser wird aus den Verteilungen der Tracer auf den Sohlfotos, die in Abbildung 4.15 beispielhaft gezeigt ist, ermittelt. In Abbildung 4.36 ist für die Untersuchung mit Rheinkiestracern der Variationskoeffizient angegeben. Für die Versuche mit Transport in Form von Dünen ist dieser deutlich geringer als für die Versuche mit ebener Sohle. Ein qualitativ sehr ähnliches Bild ergibt sich für die Untersuchung von Quarzporphyr (Abbildung 4.37).

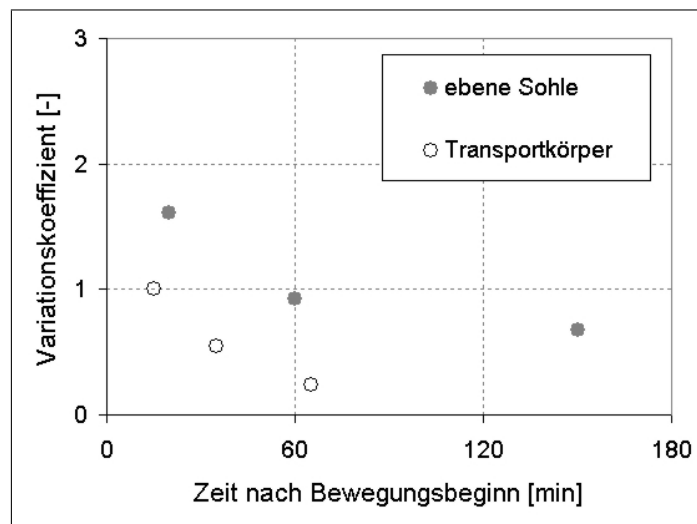


Abbildung 4.36: Variationskoeffizient der Tracerverteilungen zur Beurteilung der Dispersion in der Untersuchung von Rheinkies

Für alle Versuche sinkt der Variationskoeffizient mit steigender Transportdauer. Die Standardabweichung steigt demnach langsamer als die mittlere Transportweite.

Die in Kapitel 3.7.2 hergeleitete Verringerung der Dispersion durch Dünen kann für die durchgeführten Modellversuche bestätigt werden. Im Vergleich zu den Bedingungen in einem natürlichen Fließgewässer sind die Dünensohlen der Versuche als sehr regelmäßig zu bezeichnen. Die Versuche wurden mit konstanten Strömungsbelastungen durchgeführt. Es ist zu erwarten, dass die Verringerung der Dispersion unter Naturbedingungen weniger stark ausfällt.

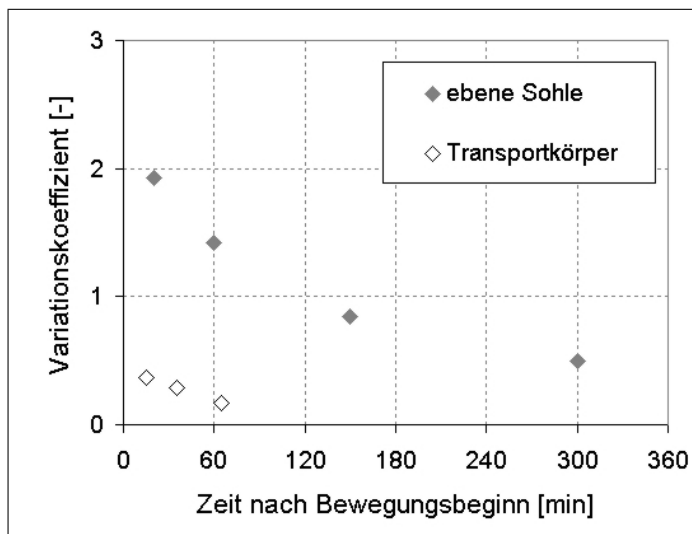


Abbildung 4.37: Variationskoeffizient der Tracerverteilungen zur Beurteilung der Dispersion in der Untersuchung von Quarzporphyr

Wenn Geschiebe bei hohem Abfluss in tiefere Schichten eingemischt wird und anschließend die Dünenhöhen bei fallendem Abfluss geringer werden, kommt es zur langfristigen Ablagerung des Teils der zuvor bewegten Körner, der nun nicht mehr am Transportprozess teilnimmt. Somit kann die Dispersion bei nur zeitweiliger Dünenbildung sogar deutlich verstärkt werden.

## 4.7 Vertikale Dispersion

Das in Kapitel 4.2.4 beschriebene Verfahren der Sohlprobenentnahme ermöglicht die Ermittlung der Tracerkonzentration in verschiedenen Tiefenschichten. Je nach erwarteter Tiefe der Tracereinmischung wurden die Tiefenschichten zu 1 oder 2 cm Schichtstärke gewählt. Damit ist eine Analyse der vertikalen Dispersion - wengleich mit relativ geringer räumlicher Auflösung - möglich.

In den Versuchen mit Geschiebetransport auf ebener Sohle wurde, wie zu erwarten, eine deutlich geringere Einmischungstendenz der Tracer beobachtet als bei den Versuchen mit Transport in Form von Transportkörpern (vgl. Abbildungen 4.38 und 4.39). Bei letzteren liegt die beobachtete Einmischtiefe in der Größenordnung der Transportkörperhöhen, welche etwa 3 bis 4 cm betragen (vergleiche Abbildung 4.28).

Aus den Abbildungen 4.38 und 4.39 geht hervor, dass die Tracer in vertikaler Richtung noch sehr ungleichmäßig verteilt sind. Die Mehrzahl der Tracer wurde in der jeweils obersten Tiefenschicht gefunden. Die theoretische Gleichverteilung der Tracer über die Höhe der Transportschicht, wie sie aus den Ausführungen in Kapitel 3.7 folgt, hat sich demnach noch nicht



eingestellt. Dies liegt in den vergleichsweise kurzen Transportdistanzen in der Versuchsrinne begründet.

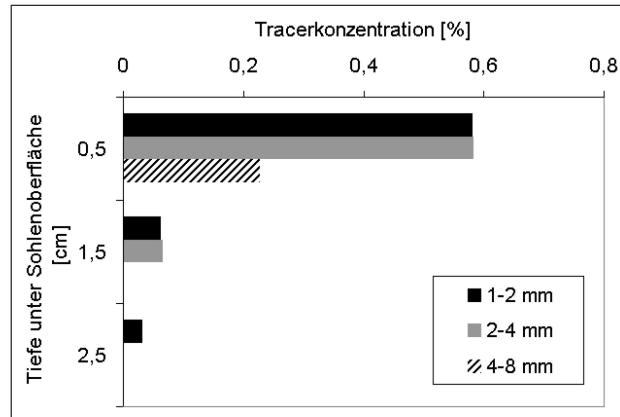


Abbildung 4.38: Tiefenlage der Tracerfunde am Ende der Versuche mit Transport auf ebener Sohle (Rheinkies)

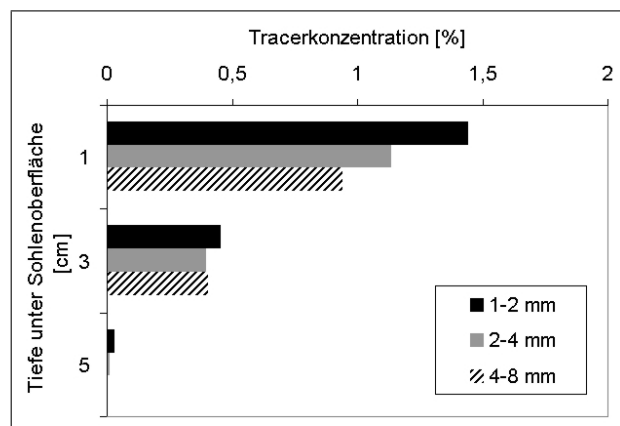


Abbildung 4.39: Tiefenlage der Tracerfunde am Ende der Versuche mit Transportkörpern (Rheinkies)

## 4.8 Transportschicht

Wie in Kapitel 3.3 geschildert, ist die Dicke der Transportschicht eine bestimmende Größe für die Advektion und Dispersion von Geschiebe. Es ist daher notwendig, diese als Funktion der Sohleigenschaften zu beschreiben. Die in Kapitel 4.4 dargestellten experimentellen Ergebnisse bestätigen die theoretisch hergeleitete Beziehung, wonach die Transportschicht von

Dünensohlen gleich der Hälfte der Dünenhöhe ist (Gleichung 3.28). Jedoch lässt sich aus den beiden untersuchten Sohlzuständen keine allgemeingültige Parametrisierung ableiten. Daher soll überprüft werden, inwiefern sich die Transportschicht der physischen Modellversuche mit einer etablierten Gleichung beschreiben lässt.

Mit Gleichung 3.14 stellen WONG ET AL., 2007 [56] einen Zusammenhang zwischen der Variation der Sohlhöhen, beschrieben durch deren Standardabweichung  $\sigma_z$ , und der Transportschichtdicke

$$d_T = 1,62\sigma_z$$

her. Desweiteren gilt bei Annahme einer konstanten virtuellen Geschwindigkeit  $v_v$  in der Transportschicht, durch Umstellung von Gleichung 3.10 nach der Transportschichtdicke

$$d_T = \frac{q_B}{v_v}. \quad (4.12)$$

In den Modellversuchen wurden die Transportraten  $q_B$  gemessen und gezeigt, dass die ebenfalls gemessenen Tracergeschwindigkeiten nach Gleichung 3.33 gleich der Transportgeschwindigkeit des gesamten transportierten Materials sind.

Abbildung 4.40 zeigt, dass die aus den Messwerten der Transportrate und Transportgeschwindigkeit folgenden Transportschichtdicken gut mit der von WONG ET AL. bestimmten Funktion übereinstimmen. Obwohl die Beziehung von WONG ET AL. aus Versuchen mit annähernd ebener Sohle ermittelt wurde, zeigt sich auch in den durchgeführten Versuchen mit Transport in Form von Dünen eine gute Übereinstimmung.

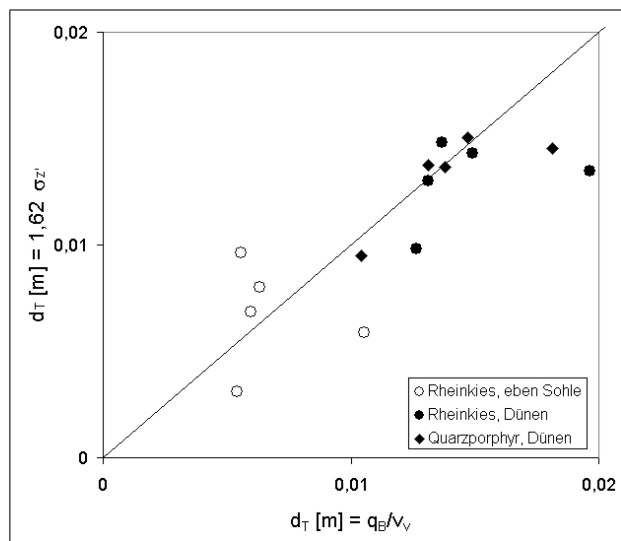


Abbildung 4.40: Vergleich der Transportschichtdicke nach WONG ET AL. (Gleichung 3.14) mit Messergebnissen (Gleichung 4.12)

# Kapitel 5

## Stochastische Modellierung der Geschiebeausbreitung

Im Folgenden soll ein stochastisches Modell zur Beschreibung des Ausbreitungsvorgangs erörtert werden, welches die wesentlichen Prozesseigenschaften des Geschiebetransports richtig wiedergibt. Eine Anpassung des Modellverhaltens an die beobachteten Bewegungseigenschaften soll über die Parameter des Modells ermöglicht werden. Besonderer Wert wird dabei auf die Allgemeingültigkeit des Modells gelegt. Es soll in der Lage sein, sowohl die Advektion und Dispersion von Geschiebe in Modellversuchen als auch über große Entfernungen in der Natur zu beschreiben. Dort, wo es die Datenlage zulässt, sollen Zusammenhänge zwischen den Einflussgrößen und den Modellparametern abgeleitet werden. Letztendlich ist es Ziel des stochastischen Modells, den komplexen Prozess des Geschiebetransports besser zu verstehen. Der Geschiebetransport wird hier für stationäre Verhältnisse betrachtet. Während des Beobachtungszeitraumes sollen alle Variablen zwar stochastisch verteilt, jedoch im räumlichen und zeitlichen Mittel konstant sein. Der Beobachtungszeitraum wird in Zeitschritte konstanter Dauer unterteilt.

Stochastische Modelle zum Geschiebetransport sind bereits von verschiedenen Autoren beschrieben worden. Frühe stochastische Modelle hatten das Ziel, die Bewegung einzelner Körner in Form von Ruhephasen und Einzelschritten zu beschreiben (z. B. EINSTEIN, 1950 [8] - siehe Kapitel 3.2.1). In letzter Zeit sind eine Reihe von Modellen entwickelt worden, welche das Verhalten einer Gesamtheit von Körnern stochastisch beschreiben. Die Eigenschaften dieser Korngesamtheiten werden als probabilistische Funktionen beschrieben. Analog zur in Kapitel 3.3 beschriebenen Notwendigkeit, die Höhenlage der Körner in der Sohle in einem Transportmodell zu berücksichtigen, findet dabei eine Definition verschiedener Tiefschichten, denen jeweils globale Eigenschaften zugewiesen werden, statt.

Keine vertikale Schichtunterscheidung wird in der Arbeit von CHANG UND YEN, 2002 [3] getroffen. Von ihnen wurden aufwendige Modellversuche durchgeführt, in denen eine große Zahl von Geschiebetracern manuell aus einer Laborrinnensohle geborgen wurden. Sie entwickeln

daraufhin ein stochastisches Dispersionsmodell, um die gemessenen Tracerverteilungen zu reproduzieren.

SCHICK ET AL., 1987 [41] entwickeln ein Modell, welches genau zwei Schichten unterscheidet: einen „Surface-“ und einen „Subsurface-Layer“.

FERGUSON UND HOEY, 2002 [9] nutzen ein Drei-Schichten-Modell der Sohle. Die drei Schichten sind Oberfläche, aktive Schicht und inaktive Schicht. Die Körner gehen mit bestimmten Wahrscheinlichkeiten von jeder Schicht in die jeweils anderen über.

HASSAN AND CHURCH, 1994 [16] verwenden insgesamt 10 vertikale Schichten in einem kinematischen Modell der Sohle.

Allen diesen Modellen ist gemeinsam, dass die Eigenschaften der Körner in Abhängigkeit ihrer vertikalen Schichtzugehörigkeit definiert werden. Außerdem können die Körner - mit Ausnahme des Ein-Schichten-Modells von Chang und Yen - zwischen mehreren vertikalen Schichten, und somit Transportzuständen, wechseln.

Im Folgenden werden ein Ein- und ein Zwei-Schichten-Modell zum Geschiebetransport beschrieben. Es wird gezeigt, dass ein Ein-Schichten-Modell die tatsächlich auftretenden Phänomene nicht realistisch wiedergeben kann. Mit dem Zwei-Schichten-Modell hingegen ist es möglich, Advektion und Dispersion in der Art, wie sie in Natur- und Laborexperimenten beobachtet werden, zu modellieren.

## 5.1 Definition der Modellparameter

Im Folgenden werden die grundsätzlichen Eigenschaften eines stochastischen Transportmodells definiert. Zunächst wird an einem Einschichtenmodell (Kapitel 5.2.1), analog zu dem von CHANG UND YEN, 2002 [3] verwendeten Modell, dargelegt, warum ein solches Modell zur Abbildung von Dispersion, wie sie bei Geschiebetransportprozessen beobachtet wird, nicht geeignet ist. Das daher in dieser Arbeit verwendete Zweischichtenmodell (Kapitel 5.2.2) wurde bereits in SCHICK ET AL., 1987 [41] beschrieben.

Das Modell dient der Beschreibung eines beliebigen Transportvorgangs mit einer bestimmten Prozessdauer. Wenn das Modell nur auf einen zeitlichen Ausschnitt des Transportvorgangs angewendet werden soll, so ist die Beobachtungsdauer des Transportvorgangs die bestimmende Prozessdauer. Der Ablauf des Prozesses wird in diskrete Zeitschritte  $t$  von konstanter Dauer unterteilt. Die Anzahl der Zeitschritte ist  $T$ . Grundsätzlich ist die Wahl des Zeitschrittes beliebig. Sie sollte dem beobachteten Transportprozess und der Beobachtungsdauer angepasst sein.

Die Transportstrecke wird in Wegschritte von konstanter Weite  $l$  diskretisiert. Das Modell beschreibt die Ausbreitung des Materials in eine Transportrichtung. Durch die Definition von vertikalen Schichten sind auch Aussagen über die Ausbreitung in Tiefenrichtung möglich. In einem diskreten stochastischen Modell kann sich ein Korn während eines Zeitschrittes entweder in Ruhe oder in Bewegung befinden. Dies ist bereits eine erste Vereinfachung des Prozes-

---

ses, da die Körner in Natur kontinuierlich in Bewegung geraten und auch wieder zum Liegen kommen können.

Für den Prozess der Bewegung des Materials einer Flusssohle lassen sich vertikale Bereiche mit grundsätzlich verschiedenen Eigenschaften unterscheiden. Zunächst gibt es Sohlkörner, welche aus ihrer aktuellen Lage direkt in Bewegung geraten können. Die Schicht, welche genau diese Körner beinhaltet, wird hier transportaktive Schicht genannt (Abbildung 5.1). Bei Material, welches als Geschiebe transportiert wird (Feinkies und größer), sind das unter den meisten Bedingungen nur die obersten, wenigen Lagen der Sohlkörner. Die darunter liegenden Körner sind durch die auf ihnen liegenden Körner soweit vor dem Strömungsangriff geschützt, dass sie nicht direkt, sondern erst wenn die oberen Körner erodiert sind, bewegt werden können.

Die Lage der Sohloberfläche ist im Allgemeinen nicht konstant, sondern ändert sich während des Transportprozesses. Dafür sind zum einen die regelmäßigen Sohlvariationen infolge des Durchgangs von Transportkörpern ursächlich, zum anderen tritt auch bei annähernd ebener Sohle eine gewisse Veränderung der Sohlage aufgrund der Erosion und Deposition von Körnern auf. Für ein stochastisches Modell ist diese Variabilität der Sohle unerheblich. Innerhalb des Modells werden konstante, mittlere Eigenschaften der Geometrie und Kornbewegung angenommen. Diese können durch Anpassung des Modellverhaltens an beobachtete Transportprozesse gewonnen werden.

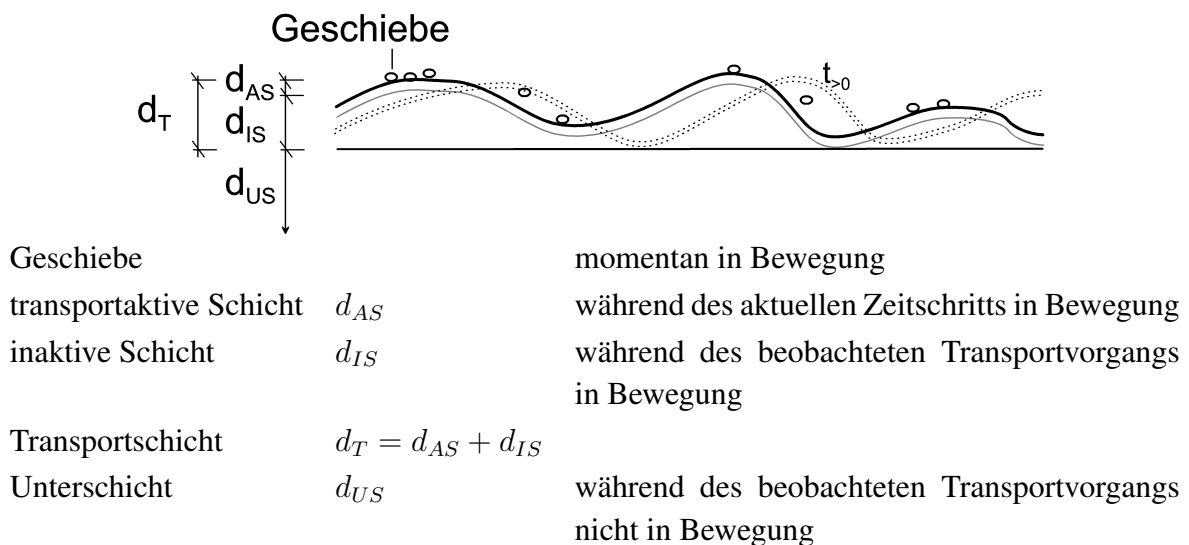


Abbildung 5.1: Schichtmodell der Sohle

Ein Korn in der transportaktiven Schicht bleibt solange in Ruhe, bis die Bedingungen für den Bewegungsbeginn erreicht sind. Dies kann auf drei Ursachen zurückgehen:

- durch Ansteigen der momentanen Strömungsbelastung auf den zur Bewegung dieses

## Korns kritischen Wert

- durch mechanischen Stoß eines bereits in Bewegung befindlichen Korns
- durch Änderung der Lagerungsbedingungen infolge Bewegungsbeginn der als Auflager dienenden Körner

Die Bewegung des Korns erfolgt im Allgemeinen in Richtung der resultierenden Kraft aus Strömungsangriff, Liftkraft, Gravitationskraft und den Kräften aus der Lagerung. Die Bewegungsgeschwindigkeit wird dabei vom angreifenden momentanen Strömungsgeschwindigkeitsfeld bestimmt. Durch die Liftkraft kann das Korn in höhere Wasserschichten gehoben werden, wo die wirkenden Strömungsgeschwindigkeiten höher als in Bett Höhe sind. Die Definition als Geschiebe besagt aber, dass das Korn aufgrund der Gewichtskraft wieder auf die Sohle zurück gelangt und der überwiegende Zeitanteil des Transports in Kontakt mit der Sohle stattfindet.

Das sich in Bewegung befindliche Geschiebekorn wird nach einer gewissen Transportstrecke wieder an einen Punkt gelangen, wo die momentane Kräftebilanz keine weitere Bewegung ermöglicht. Dies kann eine Vertiefung der Sohle sein oder ein exponiertes Korn, vor dem das Geschiebekorn liegen bleibt. Ebenfalls ist möglich, dass die momentane Strömungsgeschwindigkeit zu gering für den Weitertransport ist. Das Korn ist dann vorerst wieder Teil der transportaktiven Schicht, jedoch an einem neuen Lageort.

Für jedes Korn der transportaktiven Schicht wird die Bewegungswahrscheinlichkeit je Zeitschritt definiert. Diese wird mit  $P_B$  bezeichnet. Der Zeitanteil in Bewegung entspricht der Bewegungswahrscheinlichkeit  $P_B$ . Ist ein Korn während eines Zeitschrittes in Bewegung, so legt es einen bestimmten Weg in Strömungsrichtung zurück. Die zurückgelegte Transportstrecke je Zeitschritt wird Schrittweite  $l$  genannt. Aus der Schrittweite und der Zeitschrittdauer ergibt sich die Fortschrittsgeschwindigkeit während der Bewegungsphase  $v$ .

Durch Überdeckung mit anderen, transportierten Körnern kann ein Korn, welches Teil der transportaktiven Schicht war, in eine Lage geraten, aus der es sich nicht mehr direkt in Bewegung setzen kann. Dieser Vorgang wird hier als Einmischung bezeichnet. Umgekehrt kann ein in die Sohle eingemischtes, also überdecktes Korn durch Bewegung der darüber liegenden Körner wieder in die transportaktive Schicht gelangen. Dies wird als Freilegung bezeichnet. Diese beiden Prozesse sind passiv, das heißt auf die aktive Bewegung anderer Körner zurückzuführen.

Jedes Korn, welches durch Freilegung in die transportaktive Schicht gelangen kann, wird der inaktiven Schicht zugerechnet. Diese Schicht umfasst also alle Körner, welche am Transportprozess während der Beobachtungsdauer teilnehmen, momentan jedoch aufgrund ihrer Lage nicht direkt in Bewegung geraten können. Sie kommen während des Transportprozesses zeitweise in der transportaktiven Schicht zu liegen, wechseln durch Einmischung und Freilegung jedoch zwischen transportaktiver und inaktiver Schicht. Die vertikale Ausdehnung ist dabei

---

vom Beobachtungszeitraum abhängig. Mit steigender Beobachtungsdauer wird die inaktive Schicht mächtiger, strebt aber für stationäre Verhältnisse einem Maximalwert zu. Die Ursache dafür liegt in der stochastischen Verteilung der Sohlhöhenlage begründet. Zu jeder Kombination aus Sohlkornverteilung und Strömungsbedingungen gehört eine Verteilungsfunktion der Sohlhöhen, deren Maximalwerte jedoch nur nach ausreichend langer Beobachtungszeit an jedem Ort des Beobachtungsgebietes erreicht werden.

Die Wahrscheinlichkeit, mit der ein Korn aus der transportaktiven in die inaktive Schicht eingemischt wird, wird im Folgenden mit  $P_E$  bezeichnet. Die Wahrscheinlichkeit, mit der ein Korn aus der inaktiven Schicht wieder in die transportaktive Schicht gelangt, wird mit  $P_F$  bezeichnet.

Innerhalb des Modells werden konstante Wahrscheinlichkeiten angenommen. Jedoch können sie beispielsweise für bestimmte Beobachtungszeiträume veränderlich gewählt werden. Die Beträge der Wahrscheinlichkeiten werden durch Kalibrierung des Modells anhand von Messdaten gewonnen. Die absolute Ausdehnung der Schichtdicken von transportaktiver und inaktiver Schicht sind für das Modellverhalten unerheblich. Wichtig ist lediglich das Verhältnis der Schichtstärken zueinander. Hierauf wird im folgenden Abschnitt eingegangen.

## 5.2 Stochastische Eigenschaften

### 5.2.1 Das Einschichtenmodell

Das stochastische Modell soll vorerst nur zwischen Bewegungs- und Ruhephasen des Kornes unterscheiden. Ein Korn kann in einem Zeitschritt entweder in Ruhe oder in Bewegung sein. Eine Unterscheidung verschiedener Tiefenschichten findet nicht statt. Die Einmischwahrscheinlichkeit ist daher konstant  $P_E = 0$ .

Die Geschwindigkeit mit der sich ein Korn im Falle der Bewegung über die Sohle bewegt, wird mit  $v$  bezeichnet. Sie steht mit der Zeitschrittdauer und der Schrittweite in folgendem Zusammenhang

$$v = \frac{l}{t}. \quad (5.1)$$

Während des Prozesses bewegt sich ein Korn insgesamt mit der virtuellen Geschwindigkeit  $v_v$ . Wegen der Einbeziehung der inaktiven Phasen in der transportaktiven Schicht sowie der Phasen mit ebenfalls keinem Wegfortschritt in der inaktiven Schicht ist diese geringer als die Korngeschwindigkeit in Bewegung. In einem Einschichtenmodell, in dem Körner nur in Bewegung oder in Ruhe sein können, ist die virtuelle Geschwindigkeit nur durch die Bewegungswahrscheinlichkeit und die Korngeschwindigkeit bestimmt. Sie lässt sich zu

$$v_v = vP_B \quad (5.2)$$

berechnen. Ein Kollektiv von Sohlkörnern, z. B. Tracern, mit einer Bewegungswahrscheinlichkeit  $P_B$  bewegt sich während der Anzahl von  $T$  Zeitschritten im Mittel jeweils während  $P_B T$  Zeitschritten. Die Anzahl der inaktiven Zeitschritte beträgt  $(1 - P_B)T$ . Die zurückgelegte Wegstrecke eines Kornes beträgt im Mittel

$$x = lP_B T.$$

Für ein einzelnes Korn lässt sich jedoch keine genaue Aussage über dessen Lage treffen. Die Körner werden sich jedoch nach  $T$  Zeitschritten mit einer bestimmten Dichtefunktion über die Anzahl zurückgelegter Wegstrecken verteilen. Da es sich bei dem betrachteten Vorgang um sich wiederholende Ereignisse gleicher Wahrscheinlichkeit ohne Gedächtnis handelt (das heißt, das Ergebnis des vorhergehenden Zeitschrittes hat keinen Einfluss auf die Wahrscheinlichkeit des Ereigniseintritts im aktuellen Zeitschritt), wird die Verteilungsdichte von der Binomialverteilung

$$p(x) = \binom{T}{x} P_B^x (1 - P_B)^{T-x} \quad (5.3)$$

beschrieben. In Abbildung 5.2 ist für das Beispiel  $P_B = 0,2$  die Verteilungsdichtefunktion der Körner nach verschiedenen Anzahlen von Zeitschritten angegeben. Die Schiefe  $\chi$  der Binomialverteilung zum Zeitpunkt  $T$  ist durch

$$\chi(p(T)) = \frac{1 - 2P_B}{\sqrt{TP_B(1 - P_B)}} \quad (5.4)$$

gegeben. Wie aus Gleichung 5.4 und aus Abbildung 5.2 zu erkennen ist, geht die Schiefe für große Beobachtungsdauern  $T$  gegen Null. Die Verteilungen werden nach relativ wenigen Transportschritten symmetrisch.

In Abbildung 5.3 ist gezeigt, wie sich die Verteilungsdichte für unterschiedliche Bewegungswahrscheinlichkeiten ändert. In diesem Beispiel ist die Anzahl der Zeitschritte jeweils so gewählt, dass sich für jede Bewegungswahrscheinlichkeit eine mittlere Transportweite  $\bar{x} = 10$  ergibt. Es ist zu erkennen, dass die Streuung der Transportweitenverteilung, also deren Dispersion, umgekehrt proportional zum Betrag der Bewegungswahrscheinlichkeit ist.

Die Beurteilung der Dispersion soll hier über den Variationskoeffizienten  $VarK$  (Gleichung 3.24) erfolgen. Für verschiedene mittlere Transportweiten ist in Abbildung 5.4 dargestellt, wie der Variationskoeffizient mit abnehmender Bewegungswahrscheinlichkeit steigt. Das bedeutet, dass die relative Streuung der Transportweiten umso größer ist, je kleiner die Bewegungswahrscheinlichkeit je Zeitschritt ist. Für alle Bewegungswahrscheinlichkeiten nimmt der Variationskoeffizient mit der Dauer des Transportprozesses ab. Die Standardabweichung der Transportweite wächst demnach langsamer als deren Mittelwert.



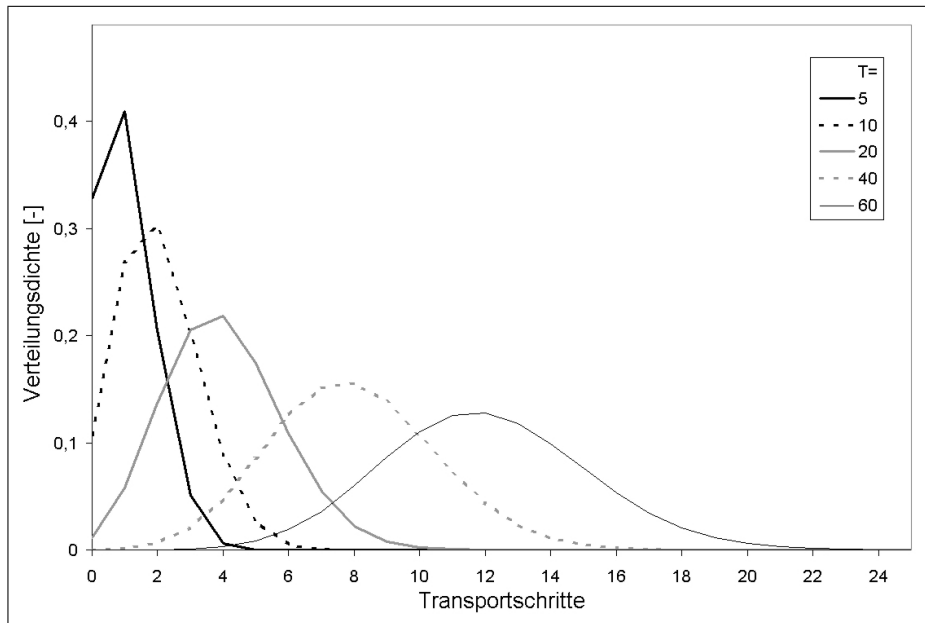


Abbildung 5.2: Verteilungsdichte der Transportschritte für verschiedene Beobachtungszeitpunkte  $T$ ,  $P_B=0,2$

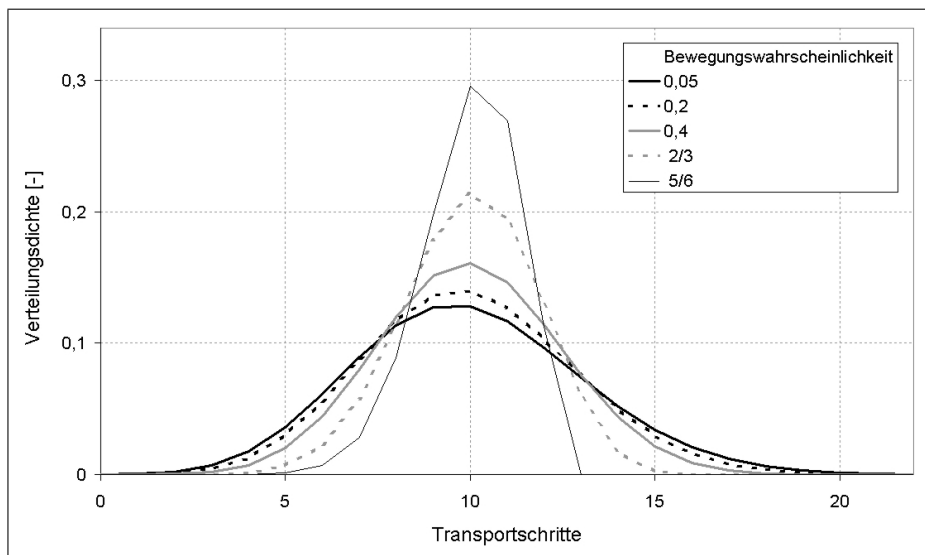


Abbildung 5.3: Verteilungsdichte der Transportschritte für unterschiedliche Bewegungswahrscheinlichkeiten  $P_B$

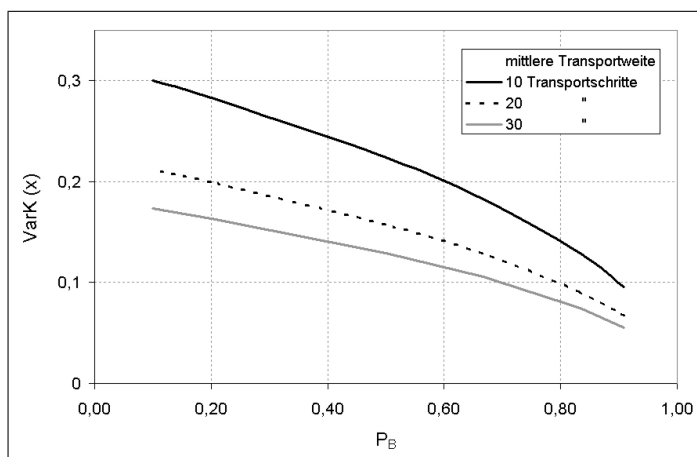


Abbildung 5.4: Zusammenhang von Bewegungswahrscheinlichkeit  $P_B$  und dem Variationskoeffizient  $VarK(\bar{x})$  der Transportweite für unterschiedliche Transportweiten

### 5.2.2 Das Zweischichtenmodell

Wie im vorhergehenden Abschnitt gezeigt, ist die Verteilung der Transportweiten eines Kornkollektives, dessen Bewegung durch eine Bewegungswahrscheinlichkeit  $P_B$  und eine Geschwindigkeit  $v$  bestimmt ist, durch die Binomialverteilung beschreibbar. Alle aus einem solchen Modell erhaltenen Verteilungen weisen die Eigenschaften der Binomialverteilung auf.

In Natur- und Laborexperimenten bestimmte Transportweitenverteilungen weisen jedoch oftmals andere Eigenschaften auf. Insbesondere ist in vielen Versuchen eine stärkere Schiefe festgestellt worden, welche mit den bisherigen Modellparametern nicht darstellbar wäre. Durch Einführung zweier zusätzlicher Parameter, der Einmischwahrscheinlichkeit  $P_E$  und der Freilegungswahrscheinlichkeit  $P_F$  wird das Modell befähigt, die für den Transportprozess wichtige zeitweilige Einmischung der Sohlkörner abzubilden.

Die Wahrscheinlichkeit der Freilegung je Zeitschritt  $P_F$  ist von der Einmischwahrscheinlichkeit  $P_E$  nicht unabhängig, sondern ergibt sich für stationäre Prozesse aus der Kontinuität, da je Zeitschritt ebenso viele Körner eingemischt wie freigelegt werden müssen. Sie entspricht daher dem Verhältnis der gemittelten Schichtstärken von transportaktiver und inaktiver Schicht und beträgt

$$P_F = \frac{d_{AS}}{d_{IS}} P_E \quad (5.5)$$

wobei  $d_{AS}$  die Dicke der transportaktiven Schicht und  $d_{IS}$  die Dicke der inaktiven Schicht bezeichnet. Mathematisch bewirken die neuen Parameter eine Zunahme der Streuung sowie eine anfänglich stärkere Schiefe der Transportweitenverteilung. Die physikalische Entsprechung ist, dass die zu den Körnern des Kollektivs gehörenden Weg-Zeit-Beziehungen noch stärker voneinander abweichen können.

Die virtuelle Geschwindigkeit der Körner unter Berücksichtigung aller drei Wahrscheinlichkeiten  $P_E$ ,  $P_B$  und  $P_F$  ist nun um einen Reduktionsfaktor  $b$  im Vergleich zum Einschichtenmodell verringert.

$$v_v = b v_{v,Einschichtmodell}$$

Der Grund hierfür ist die Einmischung in die Sohle. In Abbildung 5.5 ist der Reduktionsfaktor  $b$  für verschiedene Werte von  $P_E$  und Verhältnisse  $P_E/P_F$  dargestellt.

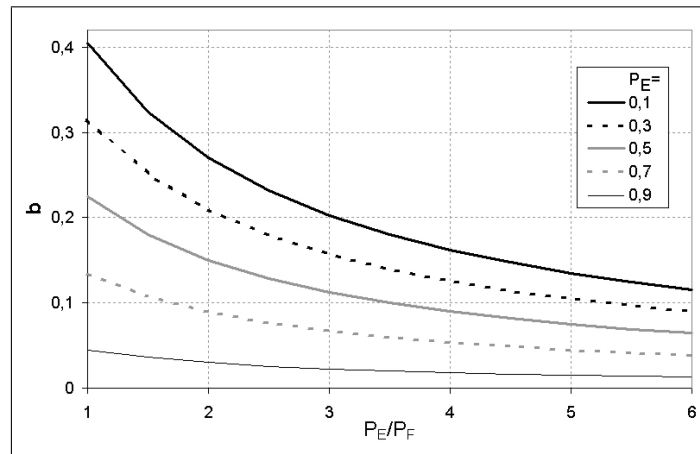


Abbildung 5.5: Reduktionsfaktor  $b$  der virtuellen Geschwindigkeit in Abhängigkeit von der Einmischwahrscheinlichkeit  $P_E$  und dem Verhältniss  $P_E/P_F$

Das Zweischichtenmodell erweist sich gegenüber dem Einschichtenmodell als flexibler, da Verteilungen von beliebiger Schiefe erzeugt werden können. In den folgenden zwei Abschnitten wird gezeigt, wie die Ausbreitung von Tracern in Modell- und Naturversuchen mit diesem stochastischen Modell reproduziert werden kann.

Das Modell berechnet die Konzentration von Tracern in der transportaktiven Schicht  $c_{AS}$  und der inaktiven Schicht  $c_{IS}$  an diskreten Positionen in Transportrichtung, welche mit dem Index  $i$  gekennzeichnet werden sowie für Zeitschritte, welche den Index  $j$  erhalten. Die Berechnung der Konzentration von Tracern in der transportaktiven Schicht erfolgt nach dem Algorithmus

$$c_{AS,i,j} = c_{AS;i-1,j-1}(1 - P_E)P_B + c_{AS,i,j-1}(1 - P_E)(1 - P_B) + c_{IS,i,j-1}P_F \quad (5.6)$$

und für die inaktive Schicht zu

$$c_{IS,i,j} = c_{IS;i,j-1}(1 - P_F) + c_{AS,i,j-1}(P_E). \quad (5.7)$$

Das Prinzip der Berechnung ist in Abbildung 5.6 skizziert.

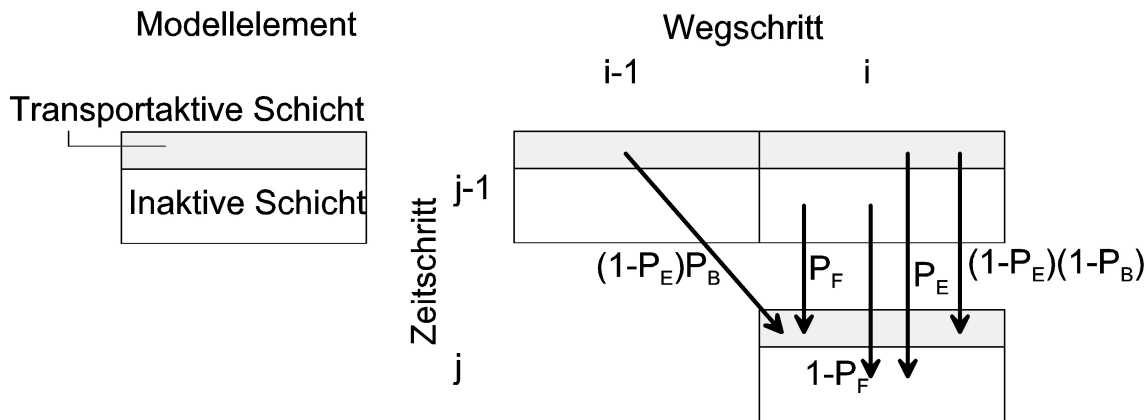


Abbildung 5.6: Prinzip des stochastischen Transportmodells

### 5.3 Stochastische Simulation der physischen Modellversuche

Das Zweischichtenmodell wird im Folgenden auf die in Kapitel 4 beschriebenen Modellversuche mit Rheinkies und Quarzporphyr angewendet. Eine Modellierung verschiedener Kornfraktionen erfolgt hier nicht, da die gemessenen Unterschiede im Transportverhalten der 3 Fraktionen so gering sind, dass eine Unterscheidung für das stochastische Modell nicht notwendig ist. Eine fraktionierte Berechnung erfolgt erst für die Simulation der Naturversuche, welche im nächsten Abschnitt vorgestellt wird.

Die Diskretisierung des Modellbereiches erfolgt für alle Versuche in Transportstrecken von  $\Delta x = 0,6$  m und Zeitschritten von  $\Delta t = 60$  s. Für die durchgeführten Modellversuche zur Ausbreitung von Rheinkies- und Quarzporphyrtracern wird jeweils eine Simulation durchgeführt. Zum Zeitpunkt  $t_0$  befinden sich die Tracer an der Position  $x = 0$ . Die Aufteilung in Tracer, welche sich anfänglich in der aktiven und in der inaktiven Schicht befinden, wird zu 75 % zu 25 % festgelegt. Die Variation der Parameter erfolgt manuell. Die Parameter Bewegungswahrscheinlichkeit  $P_B$ , Einmischwahrscheinlichkeit  $P_E$  und Freilegungswahrscheinlichkeit  $P_F$  des Modells werden so gewählt, dass sich eine bestmögliche Anpassung an die gemessenen Advektionsgeschwindigkeiten ergibt. Sie werden während der gesamten stochastischen Simulation konstant gehalten, da auch im physischen Modellversuch annähernd stationäre Verhältnisse herrschten.

Die durch die Kalibrierung ermittelten Parameter sind in Tabelle 5.1 zusammengestellt.

Rheinkies		
	ebene Sohle	Dünen
Bewegungswahrscheinlichkeit $P_B$	0,1	0,45
Einmischwahrscheinlichkeit $P_E$	0,06	0,05
Freilegungswahrscheinlichkeit $P_F$	0,036	0,015
Verhältnis $P_F/P_E$	0,6	0,3
Quarzporphyr		
	ebene Sohle	Dünen
Bewegungswahrscheinlichkeit $P_B$	0,09	0,47
Einmischwahrscheinlichkeit $P_E$	0,045	0,045
Freilegungswahrscheinlichkeit $P_F$	0,029	0,011
Verhältnis $P_F/P_E$	0,65	0,25

Tabelle 5.1: Parameter des stochastischen Modells zur Simulation der physischen Modellversuche aus Kapitel 4

### 5.3.1 Advektion

Abbildung 5.7 zeigt den Vergleich der Advektionsgeschwindigkeiten in der stochastischen Simulation mit den Messwerten im physischen Modellversuch für das Material Rheinkies.

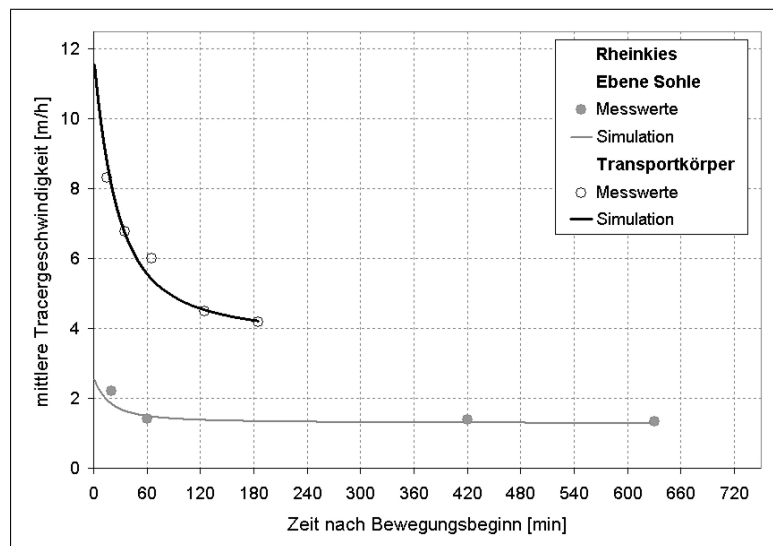


Abbildung 5.7: Vergleich der mittleren Advektionsgeschwindigkeiten der stochastischen Simulation mit den Messwerten der Versuchsreihen mit Rheinkies

Abbildung 5.8 zeigt den Vergleich der Advektionsgeschwindigkeiten in der stochastischen

Simulation mit den Messwerten im physischen Modellversuch für das Material Quarzporphyr.

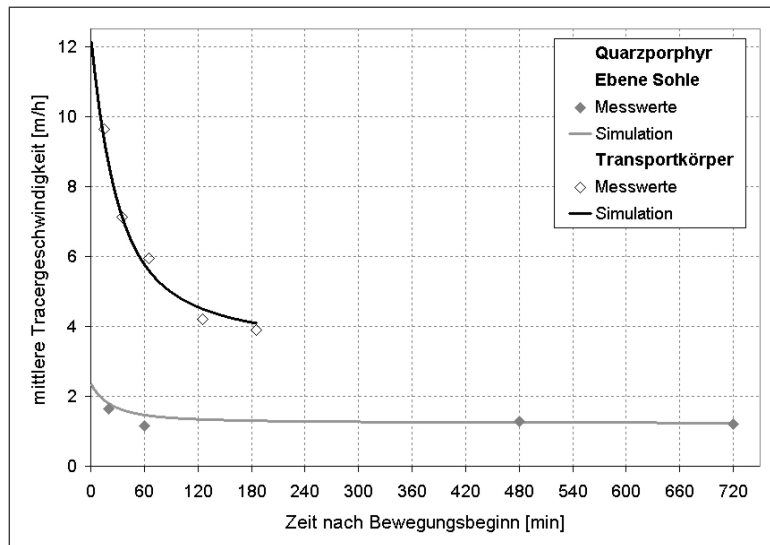


Abbildung 5.8: Vergleich der mittleren Advektionsgeschwindigkeiten der stochastischen Simulation mit den Messwerten der Versuchsreihen mit Quarzporphyr

Zu erkennen ist, dass das Modell sehr gut in der Lage ist, die Advektionsgeschwindigkeiten der Tracer - sowohl in den Versuchen mit Dünen als auch auf ebener Sohle - zu reproduzieren.

### 5.3.2 Dispersion

Die Dispersion der Tracerverteilungen wird mit Hilfe des Variationskoeffizienten beurteilt. Die Ergebnisse fallen, abhängig von der Art des Geschiebetransports (ebene Sohle oder Dünen), unterschiedlich aus. In Abbildung 5.9 ist gezeigt, dass das Modell in der Lage ist, die in den Versuchen mit ebener Sohle beobachtete Dispersion quantitativ gut zu reproduzieren. Dies ist insbesondere herauszustellen, da die Anpassung der Modellvariablen nur anhand der Advektionsgeschwindigkeiten erfolgt.

In Abbildung 5.10 ist hingegen zu erkennen, dass das Modell die sehr geringe Dispersion bei Auftreten von Transportkörpern nicht reproduzieren kann. Die in den physischen Modellversuchen mit Dünen beobachtete Dispersion wird im stochastischen Modell systematisch überschätzt. Eine mögliche Erklärung liegt darin, dass die Anpassung der Modellparameter  $P_B$ ,  $P_E$  und  $P_F$  anhand der Advektionsgeschwindigkeit erfolgt, die Parameter  $\Delta t$  und  $\Delta x$  jedoch konstant zu 60 s bzw. 0,6 m gesetzt wurden. Eine Variation auch dieser Parameter in der Art, dass sie den Eigenheiten des Transports in Dünen besser entsprechen (beispielsweise durch Wahl eines kleineren Wegschrittes), ließe erwarten, dass auch der Transport in Transportkörpern vom stochastischen Modell in Advektion und Dispersion richtig wiedergegeben wird.

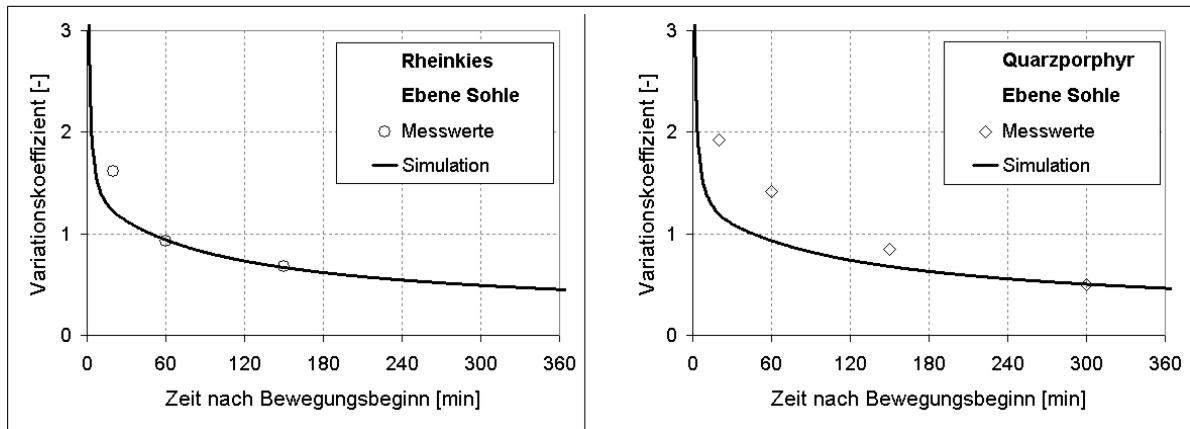


Abbildung 5.9: Die Variationskoeffizienten zur Beurteilung der Dispersion der stochastischen Simulation und der physischen Modellversuche mit ebener Sohle

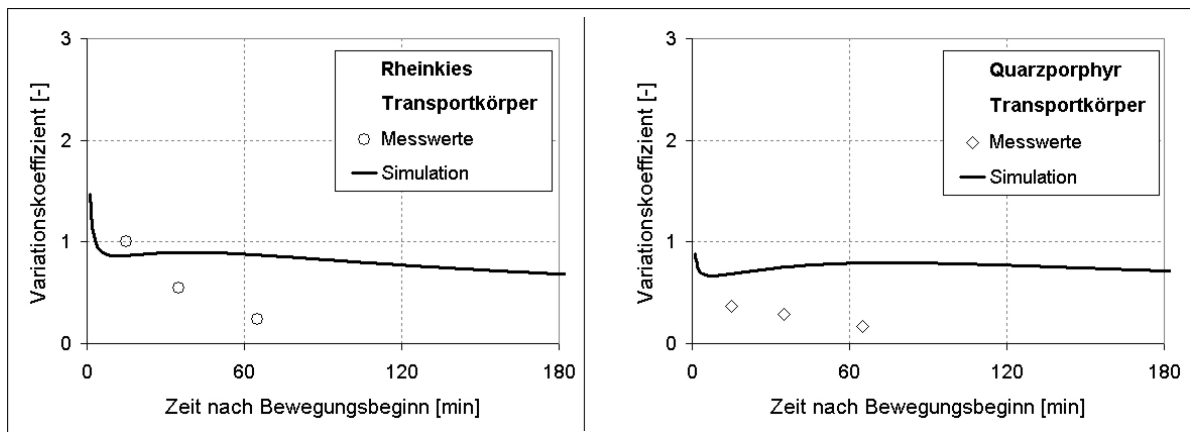


Abbildung 5.10: Die Variationskoeffizienten zur Beurteilung der Dispersion der stochastischen Simulation und der physischen Modellversuche mit Transport in Form von Dünen

## 5.4 Stochastische Simulation des Naturversuchs Iffezheim

Um das Transportverhalten des an der Geschiebezugabe Iffezheim seit 1978 fortwährend künstlich eingebrachten Geschiebes besser zu verstehen, wurde 1996 vom WSA Freiburg und der Bundesanstalt für Gewässerkunde ein Tracerversuch begonnen. Während der folgenden 5 Jahre wurde durch ein aufwändiges Beprobungsprogramm die räumlich-zeitliche Ausbreitung eines petrografischen Tracers verfolgt. Die dabei gewonnenen detaillierten Daten wurden dem Verfasser durch die BfG zur Verfügung gestellt, um daran die Ähnlichkeit des stochastischen Transportmodells mit dem Naturprozess zu überprüfen und weitere Aussagen über das Tracerverhalten abzuleiten. Es zeigt sich, dass die Ergebnisse des stochastischen Transportmodells

grundsätzlich mit dem Naturversuch im Einklang stehen.

Die Simulation erfolgte in Form von Zeitschritten konstanter Dauer sowie von Wegschritten konstanter Länge. Beide Größen können entsprechend der gewünschten Auflösung des Prozesses gewählt werden. Für die Simulation des Tracerversuchs Iffezheim wurde die Zeitschrittdauer  $\Delta t$  zu 30 h und die Wegschrittweite  $\Delta x$  zu 0,1 km gewählt.

Die angenommene anfängliche Konzentration der Tracer im Einbaubereich ist in Abbildung 5.11 dargestellt. Sie nimmt von Rhein-km 336,3 bis 337,2 schrittweise von 100 % bis 0 % ab. Diese Festlegung erfolgte als bestmögliche Schätzung des Einbauzustandes anhand der zur Verfügung gestellten Peilungsdaten vor und nach der Tracerzugabe.

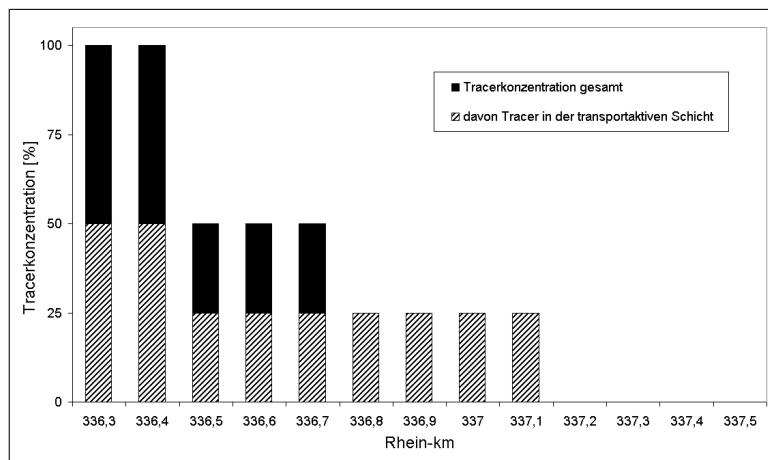


Abbildung 5.11: Konzentration der Tracer im Ausgangszustand der Simulation

Die Simulation erfolgte für die Tracerfraktionen 4-8 mm, 16-31,5 mm und 45-63 mm jeweils getrennt für den Zeitraum zwischen zwei Beprobungskampagnen des Naturversuchs. Im Gegensatz zur Simulation der physischen Modellversuche (Kapitel 5.3) erfolgt die Variation der Parameter  $P_B$ ,  $P_E$  und  $P_F$  für jeden Zeitabschnitt getrennt, da keine gleichbleibenden Strömungsverhältnisse angenommen werden können. Die Beurteilung der Anpassungsgüte erfolgte visuell. Die durch die Kalibrierung erhaltenen Modellparameter der simulierten Fraktionen und Zeitabschnitte sind in Abbildung 5.12 zusammengefasst.

Ein Beispiel für die Güte der Anpassung der simulierten Tracerverteilung an die Beprobungsergebnisse ist in Abbildung 5.13 für die Fraktion 4-8 mm und den Beprobungszeitraum Dezember 1996 dargestellt. Ein Beispiel für einen späteren Simulationszeitpunkt, an dem die Verteilung der Tracer bereits annähernd symmetrisch ist, ist in Abbildung 5.14 für die Fraktion 16-31,5 mm zum Zeitpunkt Oktober 1998 gegeben.

Die stochastischen Parameter und damit die Eigenschaften der Simulation sind abschnittsweise konstant. Zwischen den jeweiligen Abschnitten kommt es zu einer sprunghaften Änderung der Parameter. Die Verteilung der Tracer auf die beiden Modellregionen transportaktive und inaktive Schicht hängt vom Verhältnis der Parametern  $P_F$  zu  $P_E$  ab. Die sprunghafte Änderung



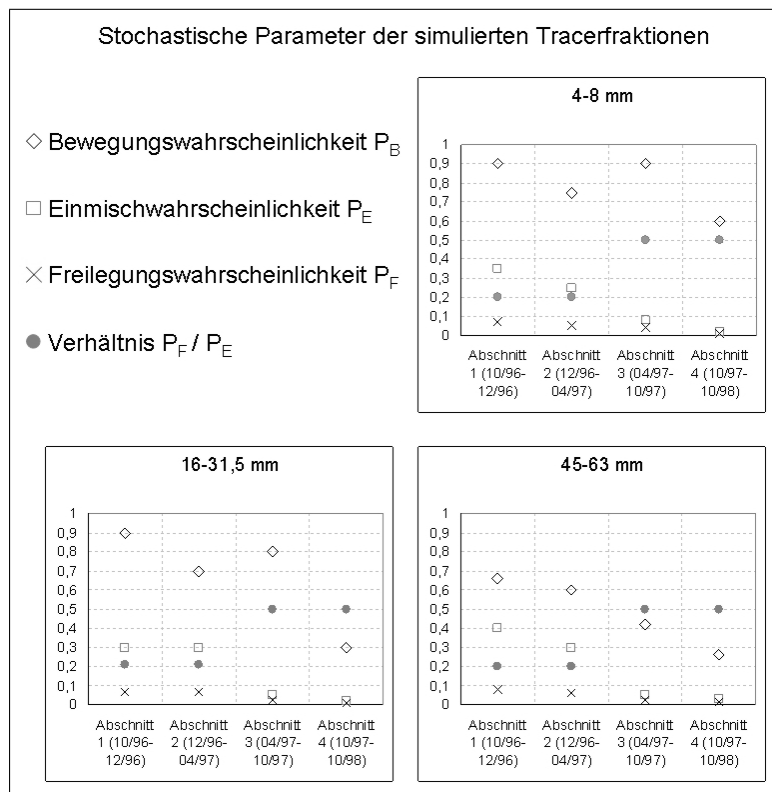


Abbildung 5.12: Parameter der stochastischen Simulation der Tracerausbreitung im Naturversuch Iffezheim

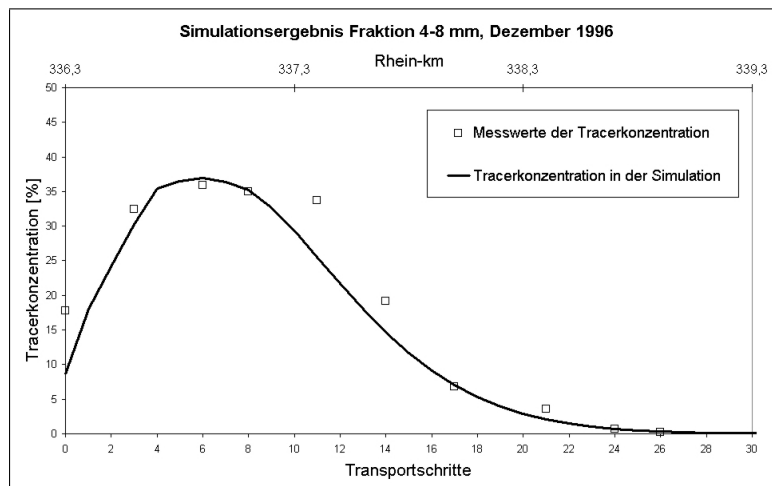


Abbildung 5.13: Anpassung der simulierten Tracerverteilung der Fraktion 4-8 mm im Naturversuch Iffezheim zum Zeitpunkt Dezember 1996

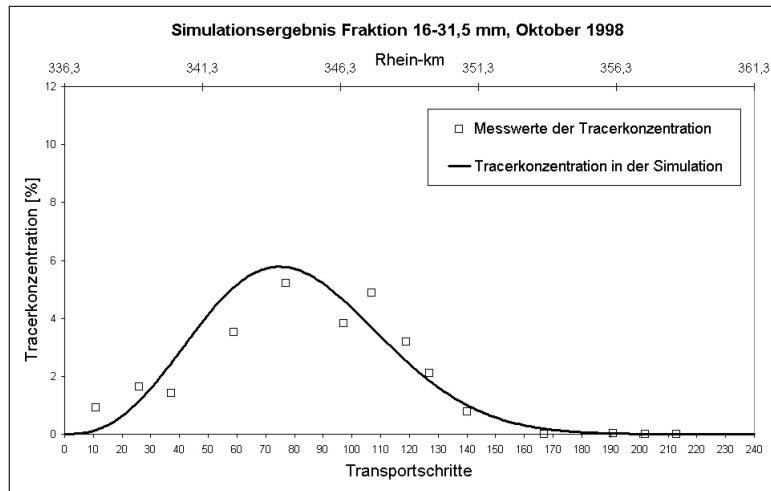


Abbildung 5.14: Anpassung der simulierten Tracerverteilung der Fraktion 16-31,5 mm im Naturversuch Iffezheim zum Zeitpunkt Oktober 1998

dieser Wahrscheinlichkeiten zwischen den Simulationsabschnitten führt zu einer allmählichen Anpassung der Traceraufteilung auf die beiden Schichten. Die sich während der Simulation ergebende Verteilung auf transportaktive und inaktive Schicht ist Abbildung 5.15 zu entnehmen.

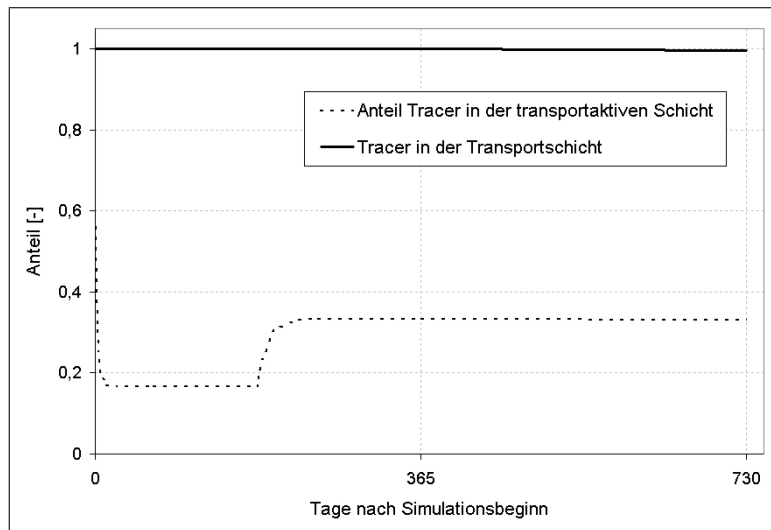


Abbildung 5.15: Anteil der Tracer der Fraktion 4-8 mm in der transportaktiven Schicht während der Simulation der Tracerausbreitung im Naturversuch Iffezheim

Es ist zu erkennen, dass nach Änderung des Verhältnisses von  $P_F$  zu  $P_E$  nach dem 2. Abschnitt (Abbildung 5.12), die nach etwa 6 Monaten erfolgt, der Traceranteil in der transportaktiven

Schicht des Modells allmählich zunimmt. Die Änderung wirkt sich auch bei der Advektionsgeschwindigkeit aus, da nun eine größere absolute Zahl von Tracer je Zeitschritt in Bewegung gerät. Die Ergebnisse der Advektion werden im folgenden Abschnitt vorgestellt.

### 5.4.1 Advektion

Die Geschwindigkeit der Tracer in einem Bewegungsschritt ist durch die Modellgröße  $v = \Delta x / \Delta t = 0,1 \text{ km} / 30 \text{ h}$  festgelegt. Die modellierte advective Geschwindigkeit  $v_v$  unter Berücksichtigung der Ruhe- und Einmischungsphasen ist in Abbildung 5.16 dargestellt. Die dazu gehörenden Schwerpunktlagen sind in Abbildung 5.17 angegeben.

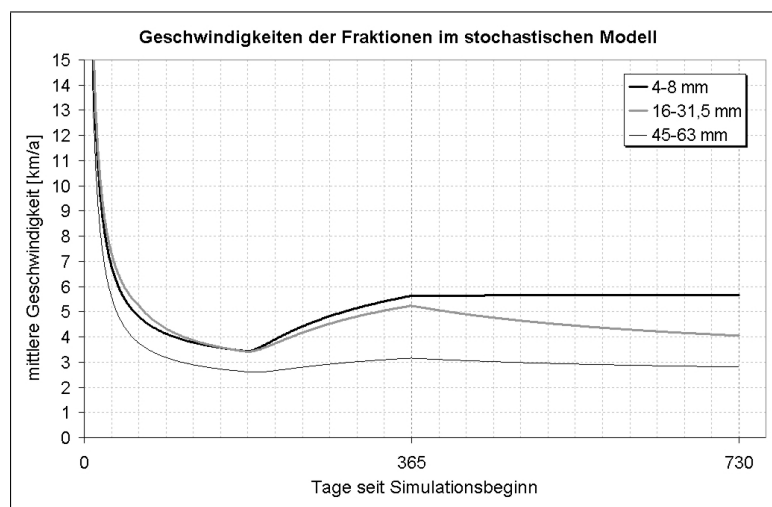


Abbildung 5.16: Resultierende Geschwindigkeiten der Simulation der Tracerausbreitung im Naturversuch Iffezheim

Die Geschiebetracer weisen in der Anfangsphase des Transportprozesses, aufgrund ihrer Lage überwiegend in der transportaktiven Schicht, eine höhere Transportgeschwindigkeit auf. Das Einstellen eines Gleichgewichts der vertikalen Tracerverteilung mit anschließend deutlich reduzierter Fortschrittsgeschwindigkeit erfolgt mit den für den Naturversuch Iffezheim ermittelten stochastischen Modellparametern sehr schnell. Die physikalische Entsprechung dieser Beobachtung ist eine sehr dynamische Sohle mit starker vertikaler Durchmischung. Wäre die Sohle im Naturversuch weniger dynamisch, würde daraus eine länger andauernde Abnahme der Tracergeschwindigkeiten folgen (vergleiche Kapitel 3.4.3).

Wie der Abbildung 5.18 zu entnehmen ist, weisen die Transportgeschwindigkeiten, welche sich aus den Beprobungskampagnen im Rhein und der Simulation ergeben, eine sehr gute Übereinstimmung auf. Durch die abschnittsweise Variation der Modellparameter können auch Änderungen der Advektionsgeschwindigkeiten, die sich im Naturversuch beispielsweise durch Hochwasserereignisse ergeben können, simuliert werden.

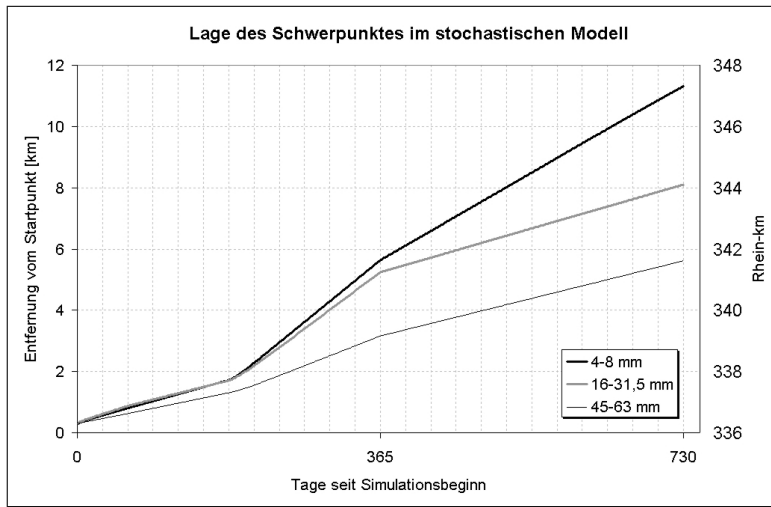


Abbildung 5.17: Resultierende Schwerpunkte der Simulation der Tracerausbreitung im Naturversuch Iffezheim

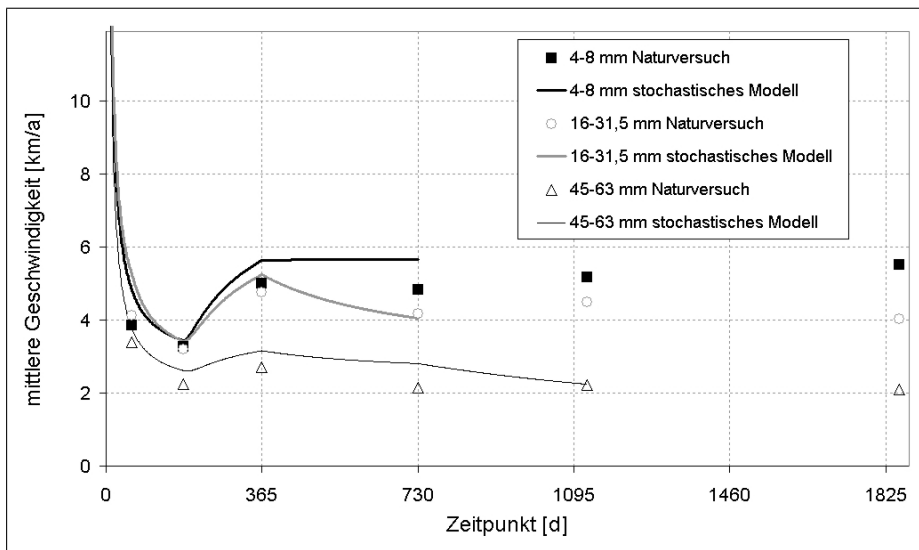


Abbildung 5.18: Vergleich der Advektionsgeschwindigkeit der stochastischen Simulation mit den Messwerten des Naturversuchs Iffezheim

### 5.4.2 Dispersion

Zur Beurteilung der Übereinstimmung der Tracerdispersion im Naturversuch Iffezheim und dessen stochastischer Simulation des Naturversuchs soll ein visueller Vergleich erfolgen. Dazu ist in Abbildung 5.19 die Verteilung der simulierten Tracerfraktionen während der Beobachtungsdauer dargestellt.

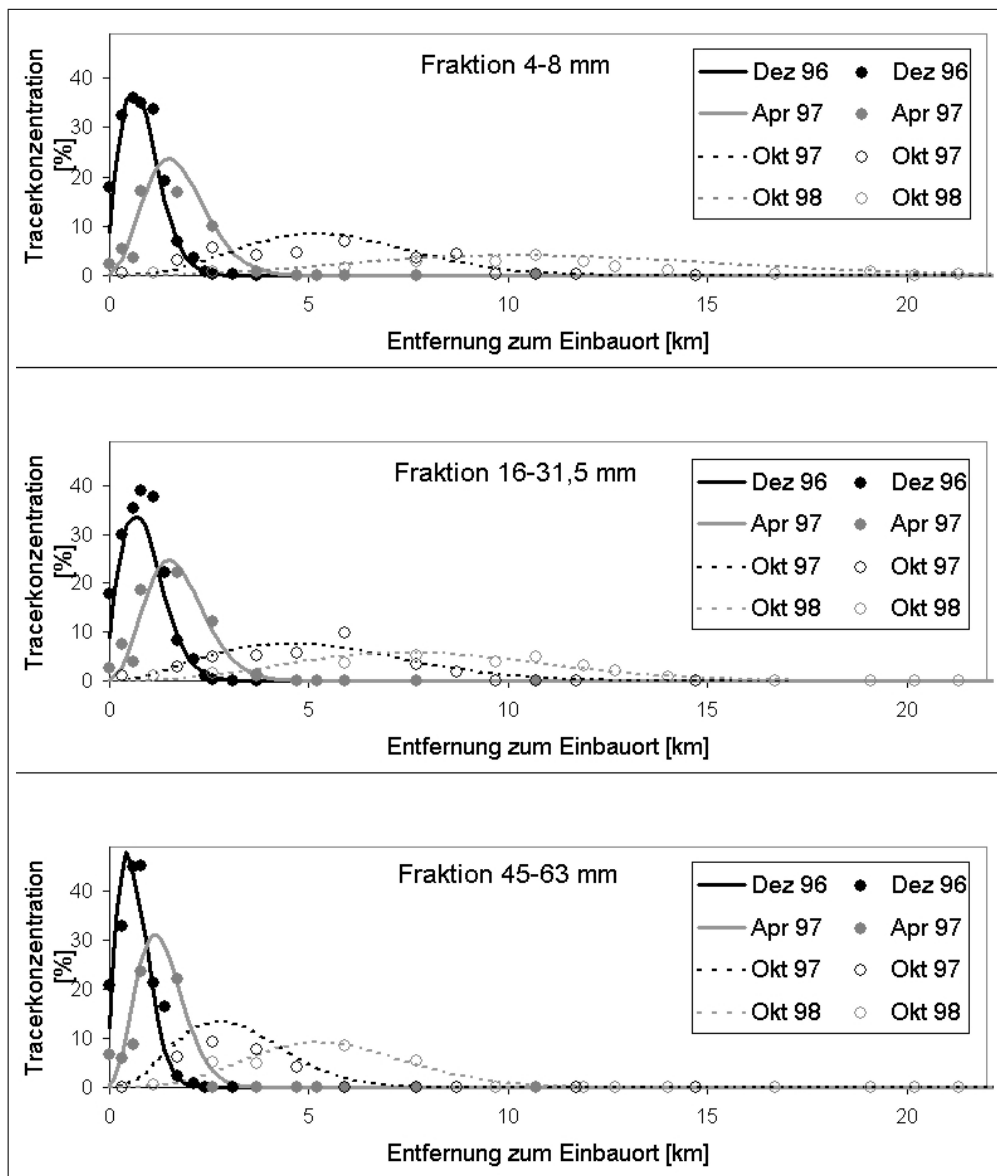


Abbildung 5.19: Vergleich der Simulationsergebnisse (Linien) mit den Messdaten (Punkte) der Tracerkonzentration für den Naturversuch Iffezheim

Es ist zu erkennen, dass die Verteilung der Tracer zu jedem Zeitpunkt noch im Zugabegebiet wurzelt. Die Dispersion der Tracer nimmt ständig zu und strebt einer Gleichverteilung der Tracer im Modellgebiet entgegen. Wenngleich die einzelnen Messwerte der Tracerkonzentrationen von der simulierten Verteilung abweichen, so kann insgesamt die Reproduktion des beobachteten Ausbreitungsprozesses als sehr gut bezeichnet werden.

## 5.5 Bewertung der Ergebnisse

Sowohl Ausbreitungsvorgänge im Labor als auch langfristige Naturvorgänge lassen sich mit dem beschriebenen stochastischen Modell nachbilden. Das beobachtete Transportverhalten konnte weitgehend reproduziert werden. Die Unterscheidung zwischen den beiden Modellregionen transportaktive und inaktive Schicht ist für die Nachbildung der gemessenen Tracer-Verteilungen zwingend erforderlich.

Schiefe Verteilungen der Tracer (siehe zum Beispiel in Abb. 5.13), wie sie zu Beginn des Ausbreitungsprozesses auftreten, lassen sich nur mit dem Zweischichtenmodell wiedergeben. Ein Einschichtenmodell ohne inaktive Schicht zeigt bereits nach wenigen Transportschritten stets symmetrische Verteilungen (Abb. 5.2).

Ebenso ist es nur durch die Modellierung einer aktiven und einer inaktiven Schicht möglich, die Abnahme der Transportgeschwindigkeiten zu Beginn der Versuche, welche aus der anfänglich exponierten Lage der Tracer folgt, nachzubilden (Abb. 5.7 und 5.8). In beiden Ausbreitungsprozessen konnte der Betrag der Advektion durch die Simulation reproduziert werden (Abb. 5.7, 5.8 und 5.18).

Um Dispersion in der Dimension zu erzeugen, wie sie in Natur- und Modellversuch beobachtet wird, ist die Unterscheidung der beiden Modellregionen transportaktive und inaktive Schicht ebenfalls erforderlich. Für den Naturversuch Iffezheim konnte eine sehr gute Reproduktion der Dispersion erreicht werden (Abb. 5.19). Die Simulationsergebnisse zur Dispersion der Modellversuche mit ebener Sohle stimmt ebenfalls gut mit den Beobachtungen überein (Abb. 5.9). Für die Dünensohlen ergab die Simulation eine Überschätzung der Dispersion (Abb. 5.10). Die im Naturversuch beobachtete geringere Geschwindigkeit der groben Tracerfraktionen resultiert im Modell in einer geringeren Bewegungswahrscheinlichkeit (Abb. 5.12). Die Bewegungswahrscheinlichkeiten aller drei Fraktionen nehmen im Simulationsverlauf tendenziell ab. Sowohl die Einmisch- als auch die Freilegungswahrscheinlichkeit des Naturversuchs werden tendenziell im Laufe des Transportprozesses geringer. Dies bedeutet, dass die modellierten Tracer weniger häufig zwischen den beiden Modellregionen transportaktive und inaktive Schicht wechseln. Das Verhältnis  $P_F/P_E$  steigt in den Simulationsabschnitten 3 und 4. Aus Gleichung 5.5 folgt, dass die transportaktive Schicht dadurch im Verhältnis zur inaktiven Schicht größer wird. Folglich befinden sich in den späteren Simulationsabschnitten mehr Tracer in der transportaktiven Schicht, diese bewegen sich jedoch weniger häufig.

Die Bestimmung der Parameter  $P_B$ ,  $P_E$  und  $P_F$  erfolgt durch manuelle Variation und Kalibrierung des Modellverhaltens anhand der Messergebnisse. Prinzipiell kann nicht ausgeschlossen werden, dass es Parameterkombinationen gibt, die das Ausbreitungsverhalten noch besser reproduzieren würden. Zu erwarten ist dies bei Einbeziehung der Modellgrößen  $\Delta t$  und  $\Delta x$  in die Variation, die für zukünftige Modellanwendungen empfohlen wird. Eine solche Variation von 5 Modellparametern bedingt eine Automatisierung, wobei die optimale Parameterkombination durch Minimierung der berechneten Modellabweichung gefunden werden kann.

---

# Kapitel 6

## Numerische Simulation der Geschiebeausbreitung

Die numerische Simulation von Strömungen und Transportprozessen ist heute ein anerkanntes und wichtiges Prognosewerkzeug. Besonders dort, wo es die zeitlichen oder räumlichen Dimensionen der betrachteten Prozesse unmöglich machen, auf die physische Modellierung zurückzugreifen, finden numerische Modelle Anwendung. Weitere Vorteile der Numerik sind die beliebige Wiederholbarkeit und die Möglichkeit, Parametervariationen mit geringem Aufwand durchzuführen.

Um physikalische Prozesse mit numerischen Modellen simulieren zu können, müssen jedoch zuvor die zugrundeliegenden Zusammenhänge hinreichend bekannt sein. Zu beachten ist auch, dass numerische Modelle stets eine Vereinfachung der Wirklichkeit sind. Eindimensionale (1D)-Modelle berechnen die physikalischen Prozessgrößen Wasserstand, Strömungsgeschwindigkeit und Geschiebetransport entlang des Fließweges jeweils über den Fließquerschnitt gemittelt. Dadurch können wichtige Phänomene, wie zum Beispiel der Einfluss der Sekundärströmung in Kurven, nicht modelliert werden. Zweidimensionale (2D)-Modelle bilden hingegen das Gewässer in seiner räumlichen Struktur korrekt ab, die Strömungsgrößen werden jedoch auf den Gitternetzknotten jeweils tiefengemittelt berechnet. Auch in diesen Modellen werden die für den Geschiebetransport wichtigen dreidimensionalen Strömungseffekte wie Bursts und kohärente Wirbelstrukturen (siehe Kapitel 3) nicht abgebildet.

Die Berechnung des Geschiebetransports erfolgt daher durch Auswertung von Geschiebetransportformeln für die Strömungsgrößen Sohlschubspannung und tiefengemittelte Geschwindigkeit. Bestimmte Phänomene, wie der Einfluss der Turbulenz auf den Bewegungsbeginn und die Entstehung von Transportköpern, lassen sich damit nicht simulieren. Es wird vielmehr vorausgesetzt, dass die Geschiebetransportformeln die Strömungsgrößen im Mittel mit den Transportgrößen korrelieren.

Die gängigen Beurteilungskriterien sind dabei die richtige Prognose der Transportkapazität, der Transportmenge und der daraus folgenden Evolution der Sohlhöhe. Im Allgemeinen nicht

geprüft wird, inwiefern die Advektionsgeschwindigkeit und die Dispersion vom numerischen Modell richtig wiedergegeben werden. Im folgenden Kapitel wird dieser Frage für das morphologische Modell SediMorph nachgegangen.

## 6.1 Grundlagen

Um das Ausbreitungsverhalten von Geschiebe zu simulieren, sind verschiedene Ansätze möglich. Zum einen kann versucht werden, die Sohle und deren einzelne Körner direkt zu simulieren. Dieses Vorgehen setzt einen erheblichen Simulationsaufwand voraus. So haben NIKORA ET AL., 2001 [29] eine Sohle bestehend aus 1,5 Millionen Körnern der Korngrößen 2 bis 8 mm direkt simuliert und deren Ausbreitung innerhalb einer Modelllänge von 10 m untersucht. Das Modell simuliert die Newton'sche Bewegungsgleichung der Körner. Die berechneten Kräfte an jedem Korn sind Liftkraft, Druckkraft und Gewichtskraft. Die mit einem solchen Modell derzeit möglichen Untersuchungslängen liegen in der Größenordnung von hydraulischen Rinnenversuchen. Die simulierbaren Zeiträume sind sehr gering und bleiben durch die Rechnerleistung beschränkt. NIKORA ET AL. haben folglich den Transportprozess im Bereich von wenigen Einzelschritten untersucht. Die Dispersion wurde anhand der erhaltenen Standardabweichungen beurteilt. Es wurde festgestellt, dass diese nach Beginn der Simulation (Beginn der Bewegung) stark zunimmt und mit zunehmender Transportdauer weniger stark ansteigt.

Gitterbasierte numerische Modelle lösen die Transportgleichungen der Strömung (hydrodynamische Modelle) bzw. des Geschiebetransports (morphodynamische Modelle), indem sie stellvertretend für die Vorgänge innerhalb eines diskreten Volumenelementes die Gleichungen an einem Punkt innerhalb dieses Volumens lösen. Es findet also eine zeitliche und räumliche Mittelung der betrachteten Prozesse statt. Stand der Technik für großräumige Betrachtungen sind tiefengemittelte hydrodynamische Modelle (HN-Modelle), auch als 2D-Modelle bezeichnet. Hier erfolgt eine vertikale Mittelung der Strömungsgeschwindigkeiten. Morphodynamische Modelle lösen die Transportgleichung des Geschiebetransports sowie die Sohlevolutionsgleichung. In Verbindung mit HN-Modellen ist es möglich, die Entwicklung einer Gewässersohle über Zeiträume von morphologischer Bedeutung zu berechnen.

Ein Beispiel für ein morphodynamisches Modell ist SediMorph, welches Eigentum der Bundesanstalt für Wasserbau sowie der Universität der Bundeswehr ist. Dieses Modell wird in der folgenden Abhandlung angewendet. Es erlaubt die Definition und Modellierung einzelner Kornklassen mit individuellen Parametern. Diese Eigenschaft wird benutzt, um zusätzlich zum Sohlmaterial Tracer zu definieren, deren Ausbreitung im Modellgebiet verfolgt werden kann. Die Korngrößen und alle weiteren modellierten Eigenschaften der Tracer sind dabei gleich denen des übrigen Sohlmaterials. Analog zu den physischen Modellversuchen wird die Ausbreitung der Tracer im numerischen Modell stellvertretend für das gesamte Geschiebe bestimmt.

---



### 6.1.1 Dispersion infolge numerischer Diffusion

Bei der numerischen Simulation von Transport auf gitterbasierten Modellen kommt es prinzipiell zu sogenannter numerischer Diffusion. Wenn keine Verfahren zu deren Dämpfung implementiert sind, führt die numerische Diffusion dazu, dass bei Vorhandensein von Transport stets ein gewisser Teil in jedem Zeitschritt jeweils ein Gitterelement weiter transportiert wird. Damit wird die maximale Ausbreitungsgeschwindigkeit infolge numerischer Diffusion  $v_{max,num}$  für die Elementgröße in Strömungsrichtung  $\Delta x$  und den Zeitschritt  $\Delta t$  zu

$$v_{max,num} = \frac{\Delta x}{\Delta t}$$

und somit nur noch von der Modellgeometrie abhängig. Zur Veranschaulichung ist in Abbildung 6.1 dargestellt, wie sich auf einem diskreten Rechengitter die Konzentration eines Stoffes (oder einer Eigenschaft) infolge der numerischen Diffusion ausbreitet. Die Zellen haben eine Länge von  $\Delta x$  und sind in Transportrichtung mit  $i = 0..3$  nummeriert, die Zeitschritte  $\Delta t$  mit  $j = 0..3$ . Die reale Ausbreitungsgeschwindigkeit sei  $v = 0,25 \Delta x / \Delta t$ . Die Konzentration in der ersten Zelle wird konstant zu  $c_0 = 1,0$  gehalten. Die Konzentration der Zelle  $i$  zum Zeitschritt  $j$  ergibt sich aus der Konzentration der Zelle  $i - 1$  im Zeitschritt  $j - 1$  zu

$$c_{i,j} = c_{i-1,j-1} v.$$

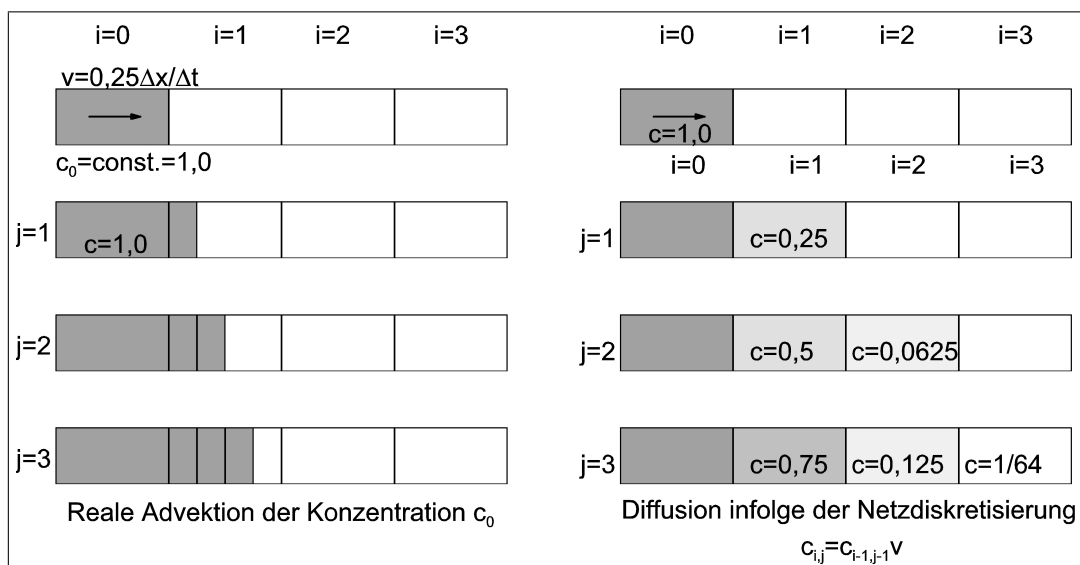


Abbildung 6.1: Prinzip der numerischen Diffusion am Beispiel der Ausbreitung einer Konzentration mit  $v = 0,25 \Delta x / \Delta t$

Wie aus der Skizze zu erkennen ist, bewegt sich die Front der Konzentration auf dem Rechengitter zu schnell fort, nämlich mit  $v_{max,num}$ , also um eine Zelle je Zeitschritt. Dieser Effekt wird als numerische Diffusion bezeichnet.

Die Advektionsgeschwindigkeit der Konzentration wird jedoch auch auf dem numerischen Gitter richtig berechnet zu

$$v = 0,25 \Delta x / \Delta t$$

d. h. nach 4 Zeitschritten hat die Konzentration in der Zelle  $i = 1$  den Betrag  $c_{1,4} = 1,0$ . In diesem Beispiel ist bereits zu erkennen, dass die Front der Konzentration zwar zu schnell dispergiert, die Konzentrationen jedoch schnell abnehmen.

## 6.2 Modellierung der Geschiebeausbreitung mit dem Modell SediMorph

Um die Ausbreitung von Geschiebe numerisch zu modellieren, wird das morphologische Modell SediMorph verwendet (PROMNY UND MALCHEREK, 2006 [33]).

### 6.2.1 Funktionweise des Modells SediMorph

SediMorph ist ein dreidimensionales Mehrkomponentenmodell. Der Anwender kann die physikalischen Eigenschaften der einzelnen Komponenten selbst definieren. Die standardmäßig verwalteten Komponenten sind die beliebig vielen Sedimentklassen mit deren jeweiligen Korngrößen und das Porenwasser. Im Rahmen dieser Arbeit wurden zusätzlich auch Geschiebetracer definiert. SediMorph verwaltet ein dreidimensionales, unstrukturiertes, horizontales Gitter, welches in der Vertikalen vervielfältigt wird, sodass einzelne Schichten aufgespannt werden. SediMorph ist mit nahezu beliebigen hydrodynamisch-numerischen (HN)-Modellen koppelbar. Für die hier durchgeführten Simulationen wurde die Berechnung des Strömungsfeldes mit dem HN-Modell Telemac2D durchgeführt.

Zur Simulation der Morphodynamik löst SediMorph die Sohlevolutionsgleichung, wobei in dieser Arbeit nur der Geschiebetransport, nicht jedoch der Transport von Schwebstoffen, berücksichtigt wird. Die Evolutionsgleichung ergibt sich in diesem Fall zu

$$(1 - n) \frac{\partial z_B}{\partial t} + \text{div} \vec{q}_B = 0 \quad (6.1)$$

Die Geschiebetransportraten werden durch kornfraktionsweise Auswertung analytischer Transportmodelle berechnet. Derzeit sind die Transportmodelle nach VAN RIJN, MEYER-PETER UND MÜLLER, BAGNOLD und HUNZIKER implementiert.

Die Strömung über der Sohle wird nur durch die oberste Sedimentschicht und deren Zusammensetzung beeinflusst. Umgekehrt wird auch nur die oberste Sohlschicht von der Strömung beeinflusst. In SediMorph wird dies durch das Austauschschichtkonzept berücksichtigt.

## 6.2.2 Das Konzept der Austauschschicht

In SediMorph ist ein Konzept implementiert, welches eine besondere Berücksichtigung der Kontaktzone zwischen Strömung und Sohle beinhaltet. An dieser Stelle ist eine Schicht definiert, welche als Austauschschicht bezeichnet wird. Diese ist in jedem Gitterelement als die oberste Schicht unter der Sohloberfläche definiert. Die Dicke der Austauschschicht kann durch beliebige Berechnungsvorschriften bestimmt werden.

Dieses Konzept ermöglicht einerseits erst die realitätsnahe Ausbildung einer Abpflasterung, da Änderungen der Kornzusammensetzung durch Austrag von Kornanteilen aus der Zelle bzw. Eintrag aus oberstromiger Richtung in die Zelle zuerst die Kornverteilung in der Austauschschicht verändern. Andererseits ist dieses Konzept auch von entscheidender Bedeutung für die Advektion und Dispersion des Geschiebes in SediMorph.

Tritt auf einem Rechengitter ein Konzentrationsgefälle einer Eigenschaft (z. B. des Anteils einer Fraktion) zwischen einer Zelle und deren Nachbarzelle auf, folgt daraus ein Fluss zwischen diesen Zellen. Die Größe des Flusses wird im Falle des Geschiebetransportes von der Transportrate  $q_B$  bestimmt.

Die Austauschschicht beeinflusst in numerischen Modellen, so auch im Modell SediMorph, entscheidend die für den Transport wesentlichen Prozesse. Zur Veranschaulichung wird die Dicke der Austauschschicht  $d_A$  im folgenden Beispiel als Vielfaches des Korndurchmessers  $d$  festgelegt. An einem Ort  $x_0$  wird eine Tracerkonzentration von 100 % vorgegeben. Die Transportweite dieser Tracermenge infolge einer beliebigen, konstanten Strömung nach 300 Sekunden ist in Abbildung 6.2 dargestellt. Es ist zu erkennen, dass die Dicke der Austauschschicht umgekehrt proportional zur Advektionsgeschwindigkeit von Tracern, welche darin transportiert werden, ist.

Die Verifikation der Advektionsgeschwindigkeit von Material in der Austauschschicht ergab, dass dieses mit

$$v = \frac{2 q_B}{d_A} \quad (6.2)$$

transportiert wird.

Zum Zeitpunkt dieser Arbeit war im SediMorph-Code die Austauschschichtdicke in jeder Sohlgitterzelle  $d_A$  konstant zu

$$d_A = 5 \max (d_i)$$

implementiert, worin  $d_i$  die Durchmesser der in der Simulation enthaltenen Sedimentklassen sind.

---

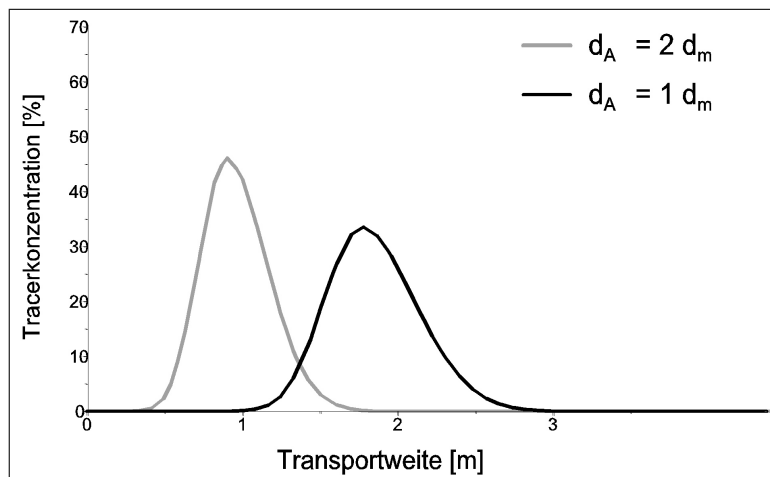


Abbildung 6.2: Einfluss der Dicke der Austauschschicht auf die Advektion und Dispersion der Tracer in der Austauschschicht des numerischen Modells. Transportdauer 5 min, Geschiebetransport nach van Rijn.

## 6.3 Numerische Simulation der physischen Modellversuche

### 6.3.1 Modellbeschreibung

Im folgenden Abschnitt wird der physische Modellversuch zur Ausbreitung von Rheinkiestraccern (Kapitel 4) bei Transport in Form von Dünen im numerischen Modellsystem Telemac2D und SediMorph nachgebildet. Die Geometrie des numerischen Modells der Laborrinne ist analog zum physischen Modell 26 m lang, bei einem Fließquerschnitt von 1 m Breite. Die Sohle des Modells ist als bewegliche Sohle mit unerodierbarem Einlaufbereich nachgebildet. Das Rechengitter ist unregelmäßig und hat einen mittleren Knotenabstand von 10 cm. Daraus ergeben sich 3529 Knoten und 6516 Dreieckselemente.

Die Geschiebetracer sind als eine eigene Fraktion im numerischen Modell definiert. Im Initialzustand der Modellierung befinden sich die Tracer in einem etwa 20 cm langen Abschnitt der Sohle im vorderen Bereich zwischen  $x = 10,0$  m und  $10,2$  m der beweglichen Sohle (Abbildung 6.3). Die räumlich-zeitliche Ausbreitung der Fraktion „Tracer“ im numerischen Modell wird in Zeitabständen von  $\Delta t = 0,025$  s simuliert.

Die Geometrien von physischem und numerischem Modell sind in Abbildung 6.4 vergleichend dargestellt. Zu beachten ist, dass in der Geometrie des physischen Modellversuchs das tatsächliche Gefälle von  $\tan \alpha = 0,0013$  nicht dargestellt ist, da hier das Koordinatensystem auf den geneigten Rinnenboden bezogen ist. Das Koordinatensystem des numerischen Modells ist auf eine horizontale Bezugsebene ausgerichtet. Die Lage von Sohle und Wasserspiegel stimmt im Anfangszustand des numerischen Modells gut mit den Messwerten des physischen Modells überein. Im Verlauf der Simulation ergeben sich jedoch Unterschiede im Verhalten

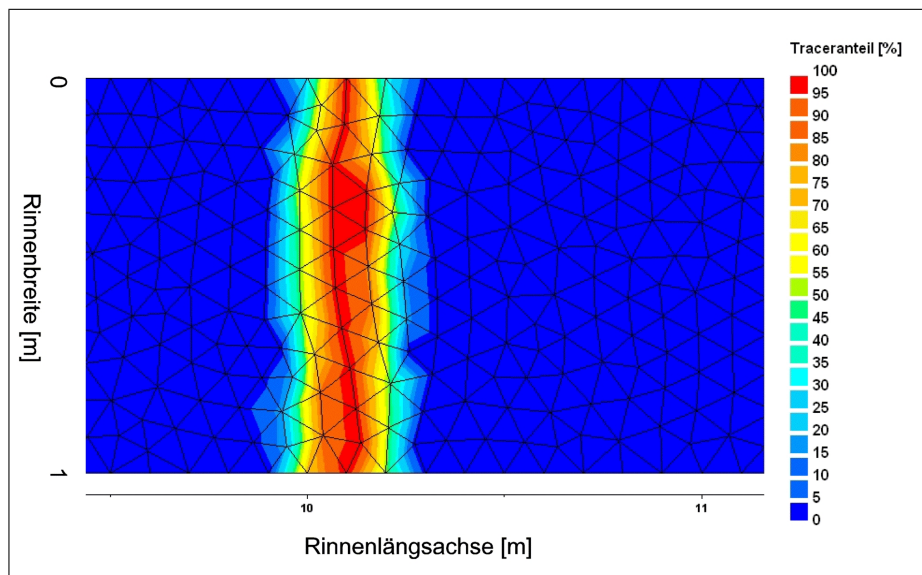


Abbildung 6.3: Verteilung der Tracer im Anfangszustand des numerischen Modells

der Modellsohlen, die nachfolgend erläutert werden. Der Zeitraum der Simulation umfasst 65 Minuten, was den ersten beiden Abschnitten des physischen Modellversuchs entspricht.

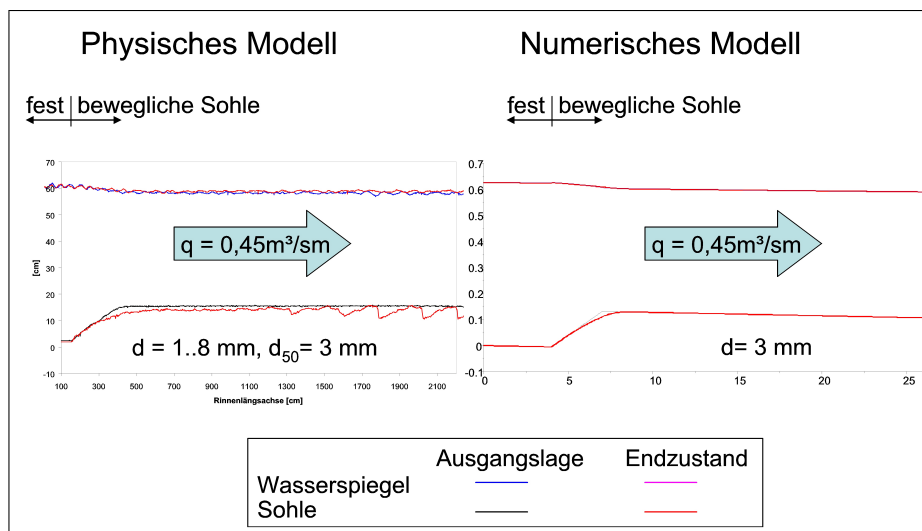


Abbildung 6.4: Vergleich der Geometrie des physischen und numerischen Modells

Die im physischen Modellversuch beobachteten Unterschiede der Transportgeschwindigkeiten zwischen den Kornfraktionen sind sehr gering (Abbildung 4.34). Daher werden, in Vereinfachung gegenüber den tatsächlichen Gegebenheiten, im numerischen Modell sowohl Sohlmaterial als auch Tracer als Einkornmaterial mit einem Durchmesser von  $d = 3 \text{ mm}$  abgebildet.

### 6.3.2 Festlegung der Austauschschicht

Um die Advektionsgeschwindigkeit der Tracer in den in Kapitel 4 beschriebenen physischen Modellversuchen mit Transport in Dünen betragsmäßig richtig wiederzugeben, folgt aus dem Vergleich der Gleichungen 4.11 und 6.2, dass die Dicke der Austauschschicht  $d_A$  zu

$$d_A = h_{TK} \quad (6.3)$$

gewählt werden muss. Die Austauschschichtdicke für die Modellierung der physischen Modellversuche beträgt daher

$$d_A = 10d = 0,03m.$$

Zum Vergleich sind in Abbildung 6.5 die während des physischen Modellversuchs gemessenen Transportkörperhöhen, die nach Gleichung 4.10 berechneten theoretischen Transportkörperhöhen sowie die daraus folgende Festlegung der Austauschschicht im numerischen Modell angegeben.

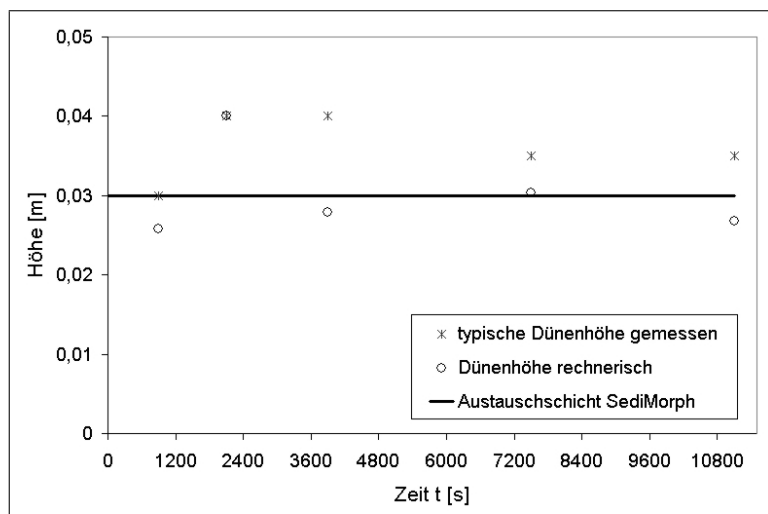


Abbildung 6.5: Festlegung der Austauschschichtdicke des numerischen Modells und die zugrundeliegenden gemessenen Transportkörperhöhen sowie die berechneten Höhen nach Gleichung 4.10.

### 6.3.3 Wahl der Transportformel

Die Berechnung des Geschiebetransports erfolgt mit der nichtfraktionierten Formel nach VAN RIJN, 1993 ([40])

$$q_B = \alpha \sqrt{\frac{\rho_s - \rho}{\rho}} g d_{50}^{1,5} D_*^{-0,3} T^\beta \quad (6.4)$$

da diese Formel von allen in SediMorph implementierten die Transportraten des Modellversuchs an besten reproduziert.

Für die mittleren Strömungsgrößen, wie sie im physischen Modellversuch mit den im Kapitel 4.2 beschriebenen Methoden ermittelt wurden, liefert die Formel jedoch im Vergleich zur gemessenen Transportrate einen um etwa 50 % zu geringen Wert. Diese Abweichung liegt im Rahmen der üblichen Bandbreite der Unsicherheiten von Geschiebtransportformeln und kann mit den Unsicherheiten bei der Bestimmung der Einflussgrößen sowie den enthaltenen Modellvereinfachungen (vergleiche Kapitel 2) begründet werden. Für den Vergleich der Tracerausbreitung in physischem und numerischem Modell ist es jedoch notwendig, dass die im physischen Modellversuch gemessenen mittleren Transportraten genau reproduziert werden. Daher werden die von van Rijn ermittelten empirischen Werte für  $\alpha$  und  $\beta$  hier in der Form angepasst, dass für den im physischen Modell gemessenen Abflusszustand die gemessene Transportrate vom numerischen Modell genau berechnet wird<sup>1</sup>. Die in dieser Simulation verwendeten Werte sind  $\alpha = 0,21$  und  $\beta = 1,5$  (anstelle der Werte von van Rijn:  $\alpha = 0,1$  bzw.  $\beta = 1,5^2$ ).

### 6.3.4 Ergebnisse

In Abbildung 6.6 ist der Vergleich der Konzentrationen der Tracer an der Sohloberfläche des physischen Modells sowie in der Austauschschicht im numerischen Modell angegeben. Die Lage der Schwerpunkte der Verteilungen stimmt jeweils überein. Die Höhe der Konzentration ist nicht direkt vergleichbar, da die Austauschschicht einen größeren Teil der Sohle als die direkte Sohloberfläche umfasst. Für die Transportweite ist dieser Umstand unerheblich, da die Verteilung der Tracer in der Vertikalrichtung der Austauschschicht und in der Transportschicht des physischen Modellversuchs als konstant angenommen werden kann.

Zu erkennen ist, dass durch Festlegung der Austauschschichtdicke als gleich der Transportkörperhöhe (Gleichung 6.3) die Advektionsgeschwindigkeit der Tracer im numerischen und physischen Modell gleich groß sind. Die Dispersion der Tracer wird hingegen im numerischen Modell nicht in dem Maße, wie sie in der Natur bzw. im physischen Modell beobachtet wird, simuliert. Die Verteilung der Transportweiten streut auch nach 65 Minuten Simulationszeit deutlich weniger stark als im physischen Modellversuch beobachtet.

<sup>1</sup>Die Änderung stellt keine neue allgemeingültige Korrelation des Geschiebetransports mit den Strömungsgrößen dar. Sie dient lediglich dazu, die Differenz zwischen den gemessenen und berechneten Transportraten für die hier simulierten Versuche zu eliminieren.

<sup>2</sup>Diese gelten nach van Rijn nur für  $T \geq 3$ , nach MALCHEREK, 2007 [24] sind sie jedoch auch für geringere Transportkapazitäten zu verwenden.

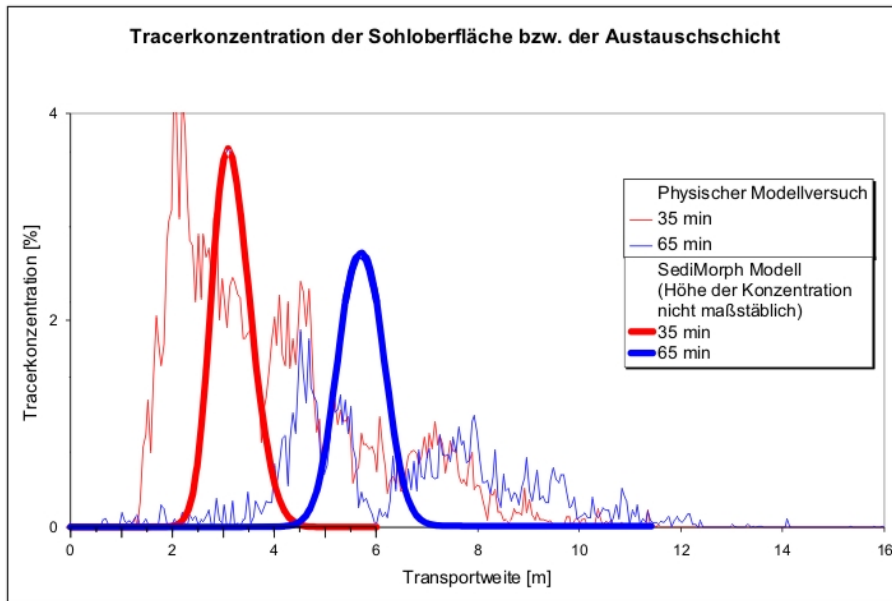


Abbildung 6.6: Vergleich der Ausbreitung der Tracer im physischen und numerischen Modell

## 6.4 Schlussfolgerungen

Wie anhand von Abbildung 6.6 zu erkennen ist, wird bei Verwendung der passenden Austauschschichtdicke im numerischen Modell SediMorph die Advektionsgeschwindigkeit der Tracer entsprechend den Messwerten des physischen Modellversuchs wiedergegeben. Die Dispersion wird im Vergleich zu den Messergebnissen des physischen Modellversuchs jedoch unterschätzt.

Als Ursache für die Unterschätzung der Dispersion wird hier die bisher nicht berücksichtigte stochastische Natur der Einflussgrößen vermutet. In SediMorph erfolgt die Berechnung der Sohlevolution (Gleichung 6.1) auf Grundlage von deterministischen Gleichungen, in diesem Falle der Transportkapazität nach van Rijn (Gleichung 6.4). Die anfänglich ideal ebene Sohle des Rinnenmodells weist aufgrund des sohlparallelen Abflusses konstante Sohlschubspannungen auf. Aus der gleichförmigen Verteilung des Sohlmaterials folgen konstante kritische Sohlschubspannungen und daher insgesamt konstante Transportraten im Modellgebiet. Dünen entstehen im numerischen Modell im Gegensatz zum physischen Modellversuch nicht (Abbildung 6.4). Lediglich im Bereich des Übergangs von der festen auf die bewegliche Sohle kommt es zu einer allmählichen Eintiefung, da hier kein Material von oberstrom hinein transportiert wird, und folglich die aus der Sohlevolutionsgleichung berechnete Höhenentwicklung der Sohle negativ ist. Da auch die Transportschichtdicke, welche im numerischen Modell der Austauschschicht entspricht, konstant ist, ergibt sich eine gleichmäßige Transportgeschwindigkeit des Geschiebes und somit auch der Tracer.



Die dabei auftretende Dispersion folgt lediglich aus der Diskretisierung des Modells und ist deutlich geringer als die im physischen Modellversuch beobachtete Dispersion. Um die Dispersion der Tracer im numerischen Modell zu erhöhen, muss folglich die tatsächlich existierende stochastische Verteilung der Einflussparameter des Geschiebetransports im numerischen Modell berücksichtigt werden.

Eine Möglichkeit dazu wäre es, die vom hydrodynamischen Modell berechneten, tiefengemittelten und zeitlich konstanten Schubspannungen so zu modifizieren, dass die für die Geschiebetransportberechnung in SediMorph verwendeten Werte eine gewisse Variabilität beinhalten. Die Sohl Schubspannung kann als

$$\tau_B = \bar{\tau}_B + \tau'_B$$

geschrieben werden, worin  $\bar{\tau}_B$  der zeitliche Mittelwert und  $\tau'_B$  die zeitlichen Fluktuationen aufgrund der Turbulenz sind. Der Betrag der zeitlichen Schwankungen wird in VOLLMER, 2005 [48] nach Auswertung der Arbeiten verschiedener Autoren zu

$$\tau'_B = 0,4\bar{\tau}_B$$

angegeben. Hier wird vorgeschlagen, eine stochastische Komponente in den Schubspannungen, welcher der Geschiebetransportberechnung in SediMorph zugrunde liegen, einzuführen. Dazu müssten die von hydrodynamischen Modell an SediMorph übergebenen Schubspannungswerte um eine stochastische Komponente erweitert werden. Dadurch würde sich eine Variabilität der berechneten Geschiebetransportraten und in der Folge auch eine stärkere Variabilität der Sohlhöhen ergeben. Die sinnvolle Größe des stochastischen Schwankungsbetrages  $\tau'_B$  muss durch geeignete Testreihen mit dem numerischen Modell bestimmt werden. Ideal im Sinne der Prognose von Geschiebedispersion wäre es, wenn die im numerischen Modell berechnete Sohlhöhenvariabilität im Bereich der Sohlhöhen Schwankungen, wie sie in der Natur bzw. im physischen Modellversuch gemessen werden, liegt.

Eine weitere Möglichkeit, numerische Modelle zur besseren Prognose von Dispersionsprozessen zu ertüchtigen, ist die Berücksichtigung mehrerer Tiefenschichten. In Kapitel 5 wurde gezeigt, dass zur Modellierung der Geschiebeausbreitung, insbesondere der anfänglichen Abnahme der Ausbreitungsgeschwindigkeit, mehrere vertikale Schichten erforderlich sind. Die Austauschschicht des Modells SediMorph soll die Interaktion zwischen Strömung und Sohle auf einen bestimmten vertikalen Bereich begrenzen. Dieser liegt für den Geschiebetransport im Bereich eines oder weniger Korndurchmesser. Die Dicke der Transportschicht, welche am Transportprozess teilnimmt, ist jedoch weitaus größer. Sie liegt für Transportprozesse mit Transportkörpern im Bereich der Höhe der Transportkörper. Die Definition der Austauschschicht zur Höhe der Dünen, wie in Kapitel 6.3.2 erfolgt, hat für andere Prozesse als die Geschiebeausbreitung negative Auswirkungen. Beispielsweise ist zu erwarten, dass die Zeitdauer des Abpflasterungsprozesses von Mischsohlen dadurch zu groß wird. Folglich ist es notwendig, zur erfolgreichen Modellierung der Geschiebeausbreitung bei gleichzeitigem Beibehalten

einer geringmächtigen Austauschschichtdicke, wenigsten eine weitere vertikale Schicht im numerischen Modell zu implementieren. Diese Schicht sollte zur Prognose der Geschiebeausbreitung entsprechend der Transportschichtdicke gewählt werden.

Weiterhin muss durch Simulationen in großräumigeren, natürlichen Modellgebieten untersucht werden, inwiefern dort bereits Advektion und Dispersion von numerischen Modellen reproduzierten werden. Es wird hier vermutet, dass infolge der dort weitaus weniger regelmäßig Geometrie bereits höhere Dispersion auftritt als dies im streng geometrischen Rinnenmodell der Fall ist. Jedoch wird es gerade in größeren Flussmodell notwendig sein, mehrere Tiefenschichten einzuführen um zu ermöglichen, dass Material, welches aus der Transportschicht in das darunter liegende Substrat eingemischt wurde, realitätskonform wieder freigelegt werden kann, anstatt numerisch über die gesamte Tiefe der Zelle gleichmäßig verteilt zu werden.

---

# Kapitel 7

## Zusammenfassung und Ausblick

### 7.1 Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wird der Geschiebetransport als Transportprozess mit den Eigenschaften Advektion und Dispersion behandelt. Nach dem einführenden Kapitel 1 wird in Kapitel 2 die zugrunde liegende Transporttheorie kurz vorgestellt. Anschließend erfolgt dort die Herausarbeitung der Besonderheit des Geschiebetransports. Es wird erläutert, dass bereits durch die Asymmetrie von bewegendem und bewegtem Medium (Wasserkörper und Sohlmaterial) die dispersive Natur des Vorgangs begründet. Hinzu kommt, dass die Bewegung eines Einzelkorns aus einer Vielzahl von Einzelschritten zusammengesetzt ist, was zwangsläufig zu einer Dispersion führt. Ursache für die Variabilität der Transportweiten ist weiterhin, dass die für den Transport maßgebenden Einflussgrößen Korneigenschaften, Betteigenschaften und Strömungseigenschaften stochastisch verteilte Variablen sind.

In Kapitel 3 sind verschiedene Aspekte des Geschiebetransports systematisiert und unter dem Gesichtspunkt der räumlich-zeitlichen Ausbreitung des Sohlmaterials analysiert. Zunächst wird in Abschnitt 3.1 der Zusammenhang von Bewegungsbeginn und Dispersion erläutert. Aus der Analyse verschiedener Formeln zur Berechnung der Transportrate (Abschnitt 3.2) wird gefolgert, dass es zur Beschreibung der Transportgeschwindigkeit und der Dispersion von Geschiebe zwingend notwendig ist, die Schicht, in welcher der Transport stattfindet, zu beschreiben. Dies erfolgt in Abschnitt 3.3. Dort ist das hier verwendete Modell des Schichtaufbaus der Sohle vorgestellt (Abbildung 3.4). Anhand der Arbeit von WONG ET AL., 2007 [56] wird gezeigt, wie die Beschreibung der Transportschicht mit einem stochastischen Ansatz, der an Labormessungen angepasst wurde, erfolgen kann.

Im folgenden Abschnitt 3.4 wird die mittlere Transportgeschwindigkeit von Geschiebe als advektiver Anteil des Transportprozesses beschrieben. Anhand zweier Veröffentlichungen (STELCZER, 1981 [45] und WONG ET AL., 2007 [56]) werden bisherige Untersuchungskonzepte der Transportgeschwindigkeit vorgestellt. Die von STELCZER vorgenommene Unterscheidung der Korngeschwindigkeit in Bewegung  $v$  und der virtuellen Geschwindigkeit  $v_v$ ,

welche sich unter Berücksichtigung der Ruhephasen ergibt, wurden für diese Arbeit übernommen. In der Arbeit von WONG ET AL. wird aufgezeigt, wie die Advektionsgeschwindigkeiten durch Anpassung von Messwerten an eine theoretisch hergeleitete, stochastisch basierte Funktion beschrieben werden kann. Anschließend wird kurz auf den Zusammenhang von Korngröße und Transportgeschwindigkeit eingegangen. In der aktuellen Literatur finden sich widersprüchliche Ergebnisse zur Abhängigkeit der Transportgeschwindigkeit von der Korngröße. Es wird hier auf Abschnitt 3.7 verwiesen, in dem der Einfluss von Transportkörpern auf die Advektion und Dispersion von Geschiebe dargestellt ist.

Abschnitt 3.5 erläutert die Dispersion im Zusammenhang mit dem Geschiebetransport. In Abschnitt 3.6 wird der Effekt der Abpflasterung im Zusammenhang mit der Ausbreitung von Geschiebe dargestellt.

In Abschnitt 3.7 wird die Wirkung von Transportkörpern auf den Geschiebetransport diskutiert. Die wesentliche Erkenntnis ist, dass regelmäßige Dünen eine Vergleichmäßigung der Transportgeschwindigkeit bewirken. Eine einfache Beziehung für den Zusammenhang von Dünengeometrie und Transportrate wird hergeleitet (Gleichung 3.29). Außerdem wird an einem geometrischen Modell gezeigt, dass die Advektionsgeschwindigkeit von Material, welches in regelmäßigen Dünen transportiert wird, gleich der Dünenfortschrittsgeschwindigkeit ist (Gleichung 3.33).

Am Ende von Kapitel 3 wird auf die Aspekte Rundung, Abrieb und Zerfall von Geschiebe eingegangen (Abschnitt 3.8) sowie die Bedeutung der vertikalen und lateralen Dispersion erläutert. Es wird festgestellt, dass die relativ geringe vertikale Dispersion die weitaus größere Dispersion in Längsrichtung maßgeblich bestimmt. Die Dispersion in Querrichtung wird in dieser Arbeit jedoch nicht berücksichtigt, da ihr eine vergleichsweise geringe Bedeutung zugemessen wird.

In Kapitel 4 sind die am Institut für Wasserwesen durchgeführten Experimente zum Geschiebetransport beschrieben und die Ergebnisse im Hinblick auf die in Kapitel 3 erläuterten Aspekte ausgewertet. Die Advektionsgeschwindigkeit der Tracer in den Laborversuchen entspricht im Rahmen der Messgenauigkeit der Dünengeschwindigkeit (Abbildung 4.35). Die Gültigkeit der theoretischen Herleitung aus Kapitel 3.7 konnte somit für die hier ausgewerteten Untersuchungen bestätigt werden. Die beobachtete Dispersion der Tracer in den Versuchen mit Transportkörpern ist, ebenfalls in Übereinstimmung mit der theoretischen Herleitung, geringer als für die Versuche mit annähernd ebener Sohle (Abbildungen 4.36 und 4.37). Es wird weiterhin gezeigt, dass mit Gleichung 3.14 von WONG ET AL. die Dicke der Transportschicht der hier ausgewerteten Experimente gut beschrieben werden kann (Abbildung 4.40).

In Kapitel 5 wird ein stochastisches Modell zur Geschiebeausbreitung erörtert. Es simuliert die Ausbreitung von Geschiebetracern in zwei Schichten: der transportaktiven und der inaktiven Schicht. Dieses Modell wird anschließend zur Nachbildung von im Kapitel 4 beschriebenen Laborversuchen angewendet. Weiterhin erfolgt die Simulation des Naturversuchs Iffezheim mit diesem Modell. Es wird gezeigt, dass das Modell in der Lage ist, die Advektion und Dis-

---

persion sowohl von Labor- als auch Naturversuchen nachzubilden. Ein einfacheres Modell mit nur einer Schicht ist dazu nicht geeignet. Es wird deutlich, dass die Modellvorstellung vertikaler Schichten der Gewässersohle geeignet ist, die in Labor- und Naturversuch beobachteten Transporteigenschaften Advektion und Dispersion zu simulieren.

Abschließend wird in Kapitel 6 ein numerisches Modellsystem aus dem hydrodynamischen Modell Telemac2D gekoppelt mit dem morphologischen Modell SediMorph angewendet, um die grundsätzlichen Möglichkeiten zur numerischen Modellierung der Geschiebeausbreitung aufzuzeigen. Die Geometrie eines Modellversuchs aus Kapitel 4 ist dazu in ein numerisches Modell übertragen worden. Der Vergleich der numerischen Berechnungsergebnisse mit den Messdaten zeigt, dass das Modell bei geeigneter Wahl der Austauschschichtdicke in der Lage ist, die beobachtete Advektionsgeschwindigkeit wiederzugeben. Die Dispersion wird, genauso wie die Variabilität der Sohlhöhen, derzeit noch nicht ausreichend reproduziert.

Die Ausbreitung von Geschiebe in Strömungsrichtung wird maßgeblich von dessen Ausbreitung in vertikaler Richtung beeinflusst. Bei der Ableitung von Advektionsgeschwindigkeiten und Dispersionsgrößen aus Tracerversuchen muss die anfängliche Adaption der Tracerverteilung berücksichtigt werden. Findet der Geschiebetransport in Form von regelmäßigen Transportkörpern statt, so wird die Dispersion des Geschiebes stark verringert. Die mittlere Advektionsgeschwindigkeit von Geschiebe, welches in idealen, regelmäßigen Dünen transportiert wird, ist gleich der Fortschrittgeschwindigkeit der Dünenkörper.

Der Gesamtvorgang der Geschiebeausbreitung ist so komplex, dass eine geschlossene theoretische Beschreibung nicht möglich ist. Daher sind Modelle zur Beschreibung des Prozesses nötig. Die Feststellung der Zusammenhänge zwischen dem Transportverhalten und den physikalischen Randbedingungen kann nur durch Beobachtung im physischen Modell und der Natur erfolgen. Durch theoretische Modelle - wie dem in Kapitel 5 entwickelten stochastischen Transportmodell - ist es möglich, die Ursache-Wirkungs-Zusammenhänge verständlicher zu machen.

Für praktische Fragestellungen, beispielsweise nach der unterstromigen Auswirkung von Geschiebezugaben und Baggerungen ist es notwendig, numerisch-morphologische Modelle als Prognosewerkzeuge der Geschiebeausbreitung zu ertüchtigen. In Kapitel 6 wurde am Beispiel des Modells SediMorph gezeigt, welche Aussagen und Modellergebnisse mit dem Stand der Technik bereits möglich sind. Abschließend erfolgen dort Vorschläge, mit denen die Prognosefähigkeit, insbesondere für die Dispersion, verbessert werden kann.

## 7.2 Ausblick

Der beschriebene Zusammenhang von Dünenfortschrittgeschwindigkeit und Geschiebeadvektion kann genutzt werden, das noch immer vorhandene Wissensdefizit über die mittleren Transportgeschwindigkeiten von Sohlmaterial zu schließen. Mit der zur Verfügung stehenden Messtechnik (Fächerecholote) ist es relativ leicht möglich, die Wandergeschwindigkeit

---

von Transportkörpern zu bestimmen (z. B. RIETHMÜLLER, 2006 [38]). Gleichzeitig ist eine Aussage über deren Regelmäßigkeit möglich. Aus der Wandergeschwindigkeit der Dünen und der Dünenhöhe lassen sich sowohl die mittlere Transportgeschwindigkeit (Gleichung 3.33) als auch die Transportrate bestimmen (Gleichung 3.29).

Die Gültigkeit der obigen Herleitungen muss in natürlichen Flussläufen nachgewiesen werden. Die Kenntnisse des Transportverhaltens von Geschiebe in Naturgebieten, wie sie beispielsweise in Deutschland für Rhein und Elbe durch die Tracerversuche der Bundesanstalten für Gewässerkunde bzw. Wasserbau inzwischen weit reichend vorhanden sind, müssen dazu verwendet werden, numerische Modelle zur Prognose der Geschiebeausbreitung zu ertüchtigen. Derzeit wird dies bereits von der Bundesanstalt für Wasserbau für einen Tracerversuch bei Wesel am Niederrhein durchgeführt (RÁTKY, 2006 [34]). Zur Anwendung kommt dort das numerisch-morphologische 2D-Modell Sysiphe, welches prinzipiell ähnlich dem hier verwendeten Modell SediMorph ist.

Für die Beurteilung von langfristigen Vorgängen wie Baggerungen, Geschiebezugabe und Eingriffen ins morphologische Gleichgewicht müssen verlässliche Prognosemodelle geschaffen werden. Die hier dargestellten Wirkungsmechanismen in Natur und numerischem Modell zeigen, inwieweit Anpassungen an vorhandenen Modellen nötig sind, um die Advektion und Dispersion von Geschiebe richtig wiedergeben zu können. Die Umsetzung dieser Maßnahmen, insbesondere die Anpassung der Algorithmen der vorhandenen Austauschschicht sowie die Implementierung einer vertikalen Schichtung in numerischen Modellen, sind die nächsten nötigen Schritte auf dem Weg zu einer korrekten Simulation der Advektion und Dispersion von Geschiebe.

Wie in der Einführung erläutert, weisen heute weltweit viele Flüsse ein Ungleichgewicht bezüglich ihres Geschiebehaushaltes auf. Zukünftig ist aus folgenden Gründen mit einer Verschärfung des Problems zu rechnen:

- Aufgrund zunehmender Extremniederschläge muss mit mehr und größeren transportwirksamen Ereignissen und damit insgesamt mit einer Beschleunigung der morphologischen Entwicklung der Flüsse gerechnet werden.
  - Die weltweit bestehenden Stauräume verlanden nach unterschiedlichen Schätzungen jährlich um 0,5 bis 1 Prozent (WHITE, 2005 [51]). In vielen Regionen ist derzeit nicht mit dem Bau neuer Stauräume zu rechnen, die eine höhere Depositionskapazität bereitstellen könnten.
  - Die Ausbreitung der menschlichen Siedlungs- und landwirtschaftlichen Nutzflächen unter Verringerung der Waldgebiete führt zu einer Verstärkung der Bodenerosion und damit zu einem Mehreintrag von Gesteinsmaterial in die Flüsse.
  - Auch der Rückgang der Gletscher und schneebedeckter Flächen im Hochgebirge verursacht einen verstärkten Feststoffeintrag in die Gewässer.
-

- Durch zunehmenden Siedlungsdruck und Dammbau werden global die Räume, welche für den Abfluss des Wassers zur Verfügung stehen, weiterhin verringert. Demgegenüber steht das in der europäischen Wasserrahmenrichtlinie formulierte Ziel, beispielsweise durch Rückverlegung von Deichen, eine Annäherung an den natürlichen Zustand wieder zu erlangen. Durch die Ausführungen in Kapitel 1 ist jedoch begründet, dass eine Wiedererlangung des natürlichen morphologischen Gleichgewichts nur durch völlige Freigabe der Flussläufe möglich wäre. Dies ist jedoch absolut unrealistisch und steht dem Ziel des Schutzes des Menschen und seiner Siedlungen vor Naturgefahren entgegen.

Der Materialtransport in Flüssen, speziell von Geschiebe, ist also kein Randthema unserer Zeit, sondern gehört zu den wichtigen Frage- und Problemstellungen, welche die Lebensbedingungen für kommende Generationen mit beeinflussen. Durch die Leistungen früherer Wasserbauingenieure sind die Grundlagen unsere Zivilisation erst ermöglicht worden. Ohne die Freihaltung der Siedlungen von den regelmäßigen Überschwemmungen der Urzeit, bei gleichzeitiger Nutzarmachung der Flüsse für die landwirtschaftliche Bewässerung, als Transportweg und als Energiequelle würde unsere heutige Welt grundsätzlich anders aussehen. Jedoch haben die Eingriffe neue Probleme bewirkt, welche erst im Laufe der Zeit sichtbar wurden.

Die Vereinbarung der Ziele Hochwasserschutz und Erreichung eines „guten Gesamtzustandes der Flüsse“, wie in der Wasserrahmenrichtlinie gefordert, verlangt, den Geschiebehaushalt so zu beeinflussen, dass von einer nachhaltigen Lösung gesprochen werden kann. Dafür ist es nötig:

- die zugrundeliegenden physikalischen Mechanismen besser zu verstehen,
- die in der Natur ablaufenden Prozesse besser zu quantifizieren,
- die Einfluss- und Prozessgrößen besser zu korrelieren und
- mit den modernen wissenschaftlichen Methoden der physischen und numerischen Modellierung den Weg für eine ganzheitliche, technisch, wirtschaftlich und ökologisch vertretbare Lösung für den Feststofftransporthaushalt der Flüsse zu ebnen.

Die zum Erreichen der Ziele notwendigen Schritte und Maßnahmen müssen unter dem Leitbegriff Geschiebemanagement koordiniert werden. Ein längerfristig stabiler Zustand bei mindestens gleichbleibender Sicherheit für die Siedlungsräume kann nur durch geeignete und flussgebietsweit koordinierte technische Maßnahmen erreicht werden. Die zur Verfügung stehenden technischen Mittel sind Geschiebezugaben, Baggerungen, Laufverkürzungen und -verlängerungen, Deichrückverlegungen, Aufweitungen und der Bau von Buhnen, Rampen, Staustufen und Schutzbauwerken.

Die Advektion und Dispersion von Geschiebe sind dabei nur Teilaspekte, allerdings ist das Wissen über diese Prozessgrößen noch immer unvollständig. Besonders im Hinblick auf die

---

langfristigen und großräumigen Prozesse in den Flüssen kommt dem räumlich-zeitlichen Ausbreitungsverhalten eine Bedeutung zu, die eine detailliertere Bestimmung erfordert.

---



# Anhang A

## Symbolverzeichnis

Symbol	Einheit	Beschreibung
$A$	-	Parameter (EINSTEIN)
$A_L$	m	Schrittweite (EINSTEIN)
$a, b, c$	m	Achslängen eines Korns
$b$	-	Reduktionsfaktor von $v_v$ infolge Einmischung
$c$	-	(Tracer)konzentration
$c_{AS}$	m	Tracerkonzentration in der transportaktiven Schicht
$c_{IS}$	m	Tracerkonzentration in der inaktiven Schicht
$d$	m	Korndurchmesser
$d_m$	m	maßgebender Korndurchmesser
$d_{xx}$	m	Korndurchmesser, den xx % des Materials unterschreiten
$d_A$	m	Dicke der Austauschschicht (SediMorph)
$d_{AS}$	m	Dicke der transportaktiven Schicht
$d_B$	m	Dicke der geschiebeführenden Schicht
$d_{IS}$	m	Dicke der inaktiven Schicht
$d_T$	m	Dicke der Transportschicht
$d_{US}$	m	Dicke der Unterschicht
$D_*$	-	sedimentologischer Korndurchmesser
$Fr$	-	Froudezahl
$Fr_*$	-	Kornfroudezahl
$g$	m/s <sup>2</sup>	Gravitationskonstante
$h$	m	Fließtiefe
$h_{TK}$	m	Transportkörperhöhe
$k_s$	m	äquivalente Rauigkeitshöhe

Symbol	Einheit	Beschreibung
$I_E$	-	Energieliniengefälle
$i_B$	-	Anteil der Fraktion am Geschiebe (EINSTEIN)
$i_b$	-	Anteil der Fraktion in der Sohle (EINSTEIN)
$l$	m	Schrittweite, Länge allgemein
$l_{TK}$	m	Transportkörperlänge
$M$	kg	Masse
$m_G$	kg/s m	Massenstrom des Geschiebes
$n$	-	Porosität
$n_B$	-	Feststoffanteil in der geschiebeführenden Schicht
$P$	-	Wahrscheinlichkeit
$P_B$	-	Bewegungswahrscheinlichkeit
$P_{Dep}$	-	Depositionswahrscheinlichkeit
$P_E$	-	Einmischwahrscheinlichkeit
$P_F$	-	Freilegungswahrscheinlichkeit
$P_T$	-	Transportwahrscheinlichkeit
$Q$	m <sup>3</sup> /s	Abfluss
$q$	m <sup>3</sup> /s m	Abfluss je Breitenmeter
$q_B$	m <sup>3</sup> /s m	Volumenstrom des Geschiebes
$R$	-	Rundungsparameter
$r_{hy}$	m	hydraulischer Radius
$s$	m	Transportstrecke (eines Kornes)
$SF$	-	Shapefaktor
$t$	s	Zeitdauer
$t_{TK}$	s	Zeitdauer eines Dünendurchgangs
$\Delta t$	s	Zeitschrittdauer
$t_x$	s	Zeitpunkt x
$t_{VZ}$	s	Verweilzeit
$T$	-	Anzahl von Zeitschritten
$T$	-	dimensionslose Schubspannungsintensität nach VAN RIJN
$u$	m/s	Strömungsgeschwindigkeit (in Längsrichtung)
$u_*$	m/s	Schubspannungsgeschwindigkeit
$u_f$	m/s	Strömungsgeschwindigkeit an der Sohle (STELCZER)
$u_{fc}$	m/s	kritische Strömungsgeschwindigkeit an der Sohle (STELCZER)
$v$	m/s	Korneschwindigkeit bei Bewegung

---

Symbol	Einheit	Beschreibung
$v_s$	m/s	Sinkgeschwindigkeit
$v_v$	m/s	virtuelle Korngeschwindigkeit
$v_{TK}$	m/s	Fortschrittsgeschwindigkeit der Transportkörper
$VarK$	-	Variationskoeffizient
$x$	m	Transportweite
$\bar{x}$	m	mittlere Transportweite
$z, z_B$	m	Koordinate der Sohlhöhe
$\Delta x$	m	Wegschrittweite
$\bar{z}$	m	Mittelwert der Sohlhöhe
$z'$	m	zeitliche Abweichung der Sohlhöhe von $\bar{z}$
$\tan \alpha$	-	Sohlneigung
$\Phi$	-	dimensionslose Transportintensität
$\kappa$	-	von Karman-Konstante
$\nu$	m <sup>2</sup> /s	kinematische Zähigkeit
$\rho$	kg/m <sup>3</sup>	Dichte von Wasser
$\rho_s$	kg/m <sup>3</sup>	Korndichte
$\sigma$	m	Standardabweichung der Transportweite
$\sigma_{z'}$	m	Standardabweichung der Variation der Sohlhöhe
$\Theta$	-	dimensionslose Sohlschubspannung
$\tau_B$	N/m <sup>2</sup>	Sohlschubspannung
$\tau_c$	N/m <sup>2</sup>	kritische Sohlschubspannung
$\Psi$	-	Schubspannungsintensität (EINSTEIN)
$\Psi_*$	-	Schubspannungsintensität mit Korrekturfunktionen (EINSTEIN)

---



# Abbildungsverzeichnis

2.1	Transport infolge Advektion . . . . .	8
2.2	Transport infolge Advektion und Dispersion . . . . .	8
2.3	Einflussgrößen . . . . .	10
2.4	Modell der transportaktiven Schicht von Du Boys. Aus YALIN, 1977 [58] . . . . .	11
3.1	Kraftangriff am Einzelkorn . . . . .	18
3.2	Rundungsparameter $R$ und Krumbein-Vergleichstafel . . . . .	22
3.3	Transportraten nach Einstein am Beispiel des Missouri River . . . . .	27
3.4	Modellvorstellung der Bewegungswahrscheinlichkeit . . . . .	33
3.5	Höhenlage erodierter Körner nach WONG ET AL. . . . .	35
3.6	Transportgeschwindigkeit und Transportschichtdicke . . . . .	48
3.7	Prinzipskizze des Geschiebetransports in Transportkörpern . . . . .	49
3.8	Die Transportrate entlang von Transportkörpern . . . . .	50
3.9	Parameter des Transportkörpermodells . . . . .	51
3.10	Parameter des Transportkörpermodells . . . . .	53
3.11	Transportwahrscheinlichkeit einer unregelmäßige Dünensohle . . . . .	54
3.12	Prinzipskizze des Geschiebetransports in Antidünen . . . . .	55
4.1	Skizze der Versuchsrinne . . . . .	61
4.2	Sieblinie des Sohlmaterials im physischen Modellversuch . . . . .	62
4.3	Vergleich der Kornform von Rheinkies und Quarzporphyr . . . . .	63
4.4	Zerfall eines Kornes des Waschbergematerials . . . . .	64
4.5	Sohlprofil im physischen Modellversuch . . . . .	65
4.6	Geschwindigkeitsprofil im physischen Modellversuch . . . . .	67
4.7	Sohlschubspannung aus logarithmischem Geschwindigkeitsprofil . . . . .	68
4.8	Äquivalente Rauigkeitshöhe aus logarithmischem Geschwindigkeitsprofil . . . . .	70
4.9	Ermittlung der Transportrate im physischen Modellversuch . . . . .	71
4.10	Korngestalt von Tracer und Sohlmaterial . . . . .	75
4.11	Detektion von Geschiebetracern durch Entnahme von Sohlproben . . . . .	76
4.12	Probennahme im Modellversuch . . . . .	77

4.13	Probe im Ausstechzylinder . . . . .	77
4.14	Sohlfoto und daraus erstelltes Binärbild . . . . .	78
4.15	Verteilung der Tracer an der Sohloberfläche im physischen Modellversuch . . . . .	79
4.16	Detektion von Tracern während der Versuche . . . . .	80
4.17	Tracer auf der Rinnensohle . . . . .	80
4.18	Extrapolation des Bewegungsbeginns . . . . .	81
4.19	Transportintensitäten $\Phi$ in Abhängigkeit des Shieldsparameters $\Theta$ . . . . .	82
4.20	Geschiebesieblinien in Abhängigkeit der Transportintensität . . . . .	83
4.21	Geschiebesieblinien (weitgestuftes Material) . . . . .	84
4.22	Transportraten (weitgestuftes Material) . . . . .	84
4.23	Transportkörperentwicklung im physischen Modellversuch . . . . .	85
4.24	Vergleich gemessener Transportkörperhöhen mit der Berechnung nach van Rijn . . . . .	86
4.25	Beispiel für Transportraten im physischen Modellversuch . . . . .	87
4.26	Ermittlung der Zeitdauer eines Dünendurchgangs . . . . .	87
4.27	Ermittlung der Dünenlänge . . . . .	88
4.28	Vergleich gemessener und berechneter Dünenhöhen . . . . .	89
4.29	Tracer an der Sohloberfläche (Versuchsreihe mit ebener Sohle) . . . . .	91
4.30	Tracer an der Sohloberfläche (Versuchsreihe mit Transportkörpern) . . . . .	91
4.31	Traceranteile der Probenkerne (Versuchsreihe mit ebener Sohle) . . . . .	92
4.32	Traceranteile der Probenkerne (Versuchsreihe mit Transportkörpern) . . . . .	92
4.33	Advektionsgeschwindigkeit in den Versuchsreihen mit ebener Sohle . . . . .	93
4.34	Advektionsgeschwindigkeit in den Versuchsreihen mit Transportkörpern . . . . .	93
4.35	Geschwindigkeiten von Tracern und Transportkörpern . . . . .	94
4.36	Variationskoeffizient Rheinkies . . . . .	95
4.37	Variationskoeffizient Quarzporphyr . . . . .	96
4.38	Tiefenlage der Tracerfunde (Versuche mit ebener Sohle) . . . . .	97
4.39	Tiefenlage der Tracerfunde (Versuche mit Transportkörpern) . . . . .	97
4.40	Vergleich der Transportschichtdicke nach WONG ET AL. mit Messergebnissen . . . . .	98
5.1	Schichtmodell der Sohle . . . . .	101
5.2	Beispiel für Verteilungsdichte der Transportschritte . . . . .	105
5.3	Verteilungsdichte der Transportschritte für Bewegungswahrscheinlichkeiten $P_B$ . . . . .	105
5.4	Zusammenhang von $P_B$ und $VarK(\bar{x})$ der Transportweite . . . . .	106
5.5	Reduktion der virtuellen Geschwindigkeit . . . . .	107
5.6	Prinzip des stochastischen Transportmodells . . . . .	108
5.7	Geschwindigkeiten von Rheinkies in Simulation und Modellversuch . . . . .	109
5.8	Geschwindigkeiten von Quarzporphyr in Simulation und Modellversuch . . . . .	110
5.9	Dispersion in Simulation und Modellversuch bei ebener Sohle . . . . .	111
5.10	Dispersion in Simulation und Modellversuch bei Dünen . . . . .	111

---

5.11	Konzentration der Tracer im Ausgangszustand der Simulation . . . . .	112
5.12	Parameter der stochastischen Simulation des Naturversuchs Iffezheim . . . . .	113
5.13	gefittete Tracerverteilung 4-8 mm im Naturversuch Iffezheim Dezember 1996 . . . . .	113
5.14	gefittete Tracerverteilung 16-31,5 mm im Naturversuch Iffezheim Oktober 1998 . . . . .	114
5.15	Traceranteil in der Austauschschicht des Naturversuchs Iffezheim (Simulation) . . . . .	114
5.16	Geschwindigkeiten der stochastischen Simulation des Naturversuchs Iffezheim . . . . .	115
5.17	Schwerpunkte der stochastischen Simulation des Naturversuchs Iffezheim . . . . .	116
5.18	Vergleich der Advektion von Simulation und Naturversuch Iffezheim . . . . .	116
5.19	Vergleich Simulationsergebnisse und Messdaten Iffezheim . . . . .	117
6.1	Prinzip der numerischen Diffusion . . . . .	121
6.2	Einfluss der Dicke der SediMorph-Austauschschicht auf die Ausbreitung . . . . .	124
6.3	Tracer im Anfangszustand des numerischen Modells . . . . .	125
6.4	Vergleich der Geometrie des physischen und numerischen Modells . . . . .	125
6.5	Austauschschichtdicke des numerischen Modells und Transportkörperhöhen . . . . .	126
6.6	Vergleich der Ausbreitung im physischen und numerischen Modell . . . . .	128

---





# Tabellenverzeichnis

4.1	Korndurchmesser, Form und Dichte der Modellmaterialien . . . . .	63
4.2	Gemessene Geschwindigkeiten einzelner typischer Transportkörper . . . . .	88
4.3	Strömungsparameter der Versuchsreihen . . . . .	90
5.1	Parameter des stochastischen Modells der physischen Modellversuche . . . . .	109



# Literaturverzeichnis

- [1] BLOM, A., RIBBERINK, J. S. AND PARKER, G.: Vertical sorting and the morphodynamics of bed form-dominated rivers: A sorting evolution model. In: *Journal of Geophysical Research* submitted (2006)
- [2] BUSSKAMP, R.: *Erosion, Einzellaufwege und Ruhephasen*. Berlin, Fachbereich Geowissenschaften der Freien Universität Berlin, Diss., 1994
- [3] CHANG, S. AND YEN, C.: Simulation of Bed-Load Dispersion Process. In: *Journal of Hydraulic Engineering* 128 (2002), Nr. 3, S. 331–342
- [4] DIEPENBROEK, M.: Die Beschreibung der Korngestalt mit Hilfe der Fourier-Analyse / Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung. 1993. – Berichte zur Polarforschung
- [5] DITTRICH, A.: *Wechselwirkung Morphologie/Strömung naturnaher Fließgewässer*. Karlsruhe, Institut für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik der Universität Karlsruhe, Heft 198, 1998
- [6] DITTRICH, A., ROSPORT, M. UND BADDE, O.: Untersuchungen zum Stabilitätsverhalten von Gerinnesohlen / Institut für Wasserbau und Kulturtechnik. 1992. – Mitteilungen, Heft 182
- [7] EINSTEIN, H. A.: Der Geschiebetrieb als Wahrscheinlichkeitsproblem / Eidgenössische Technische Hochschule Zürich. 1936. – Promotionsschrift
- [8] EINSTEIN, H. A.: The Bed-Load Function for Sediment Transportation in Open Channel Flows / US Department of Agriculture. 1950. – Technical Bulletin No. 1026
- [9] FERGUSON, R. I. AND HOEY, T. B.: Long-term slowdown of river tracer pebbles: Generic models and implications for interpreting short-term tracer studies. In: *Water Resources Research* 38 (2002), Nr. 8
- [10] FÜHRBÖTER, A.: Strombänke (Großriffel) und Dünen als Stabilisierungsformen / Leichtweiss-Institut für Wasserbau der Technischen Universität Braunschweig. 1979. – Heft 67

- 
- [11] GÖLZ, E.: Abriebverhalten von Zugabematerial. In: *Tracer- und Abriebversuche - Gewinnung morphologischer Basisdaten für die Bewirtschaftung defizitärer Flusssysteme* Bd. 4/2004. Koblenz : Bundesanstalt für Gewässerkunde, 2004 (BfG-Veranstaltungen)
- [12] GÖLZ, E., THEIS, H., TROMPETER, U.: Tracerversuch Iffezheim / Bericht der Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz. 2006. – BFG-1530
- [13] GRAF, W.: *Hydraulics of Sediment Transport*. New York : McGraw-Hill Book Company, 1971
- [14] GÜNTER, A.: *Die kritische mittlere Sohlenschubspannung bei Geschiebemischungen unter Berücksichtigung der Deckschichtbildung und der turbulenzbedingten Sohlenschubspannungsschwankungen*. Zürich, Eidgenössische Technische Hochschule, Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie Nr.3, 1971
- [15] HASSAN, M. A. AND CHURCH, M.: The Movement of Individual Grains on the Streambed. In: P. BILLI ET AL. (Hrsg.): *Dynamics of Gravel-bed Rivers*. New York : John Wiley & Sons Ltd, 1992
- [16] HASSAN, M. A. AND CHURCH, M.: Vertical mixing of coarse particles in gravel bed rivers: A kinematic model. In: *Water Resources Research* 30 (1994), Nr. 4, S. 1173–1184
- [17] HÜSENER, T.: Luminoforetracer an der Elbe - Ergebnisse und Probenahmestrategie. In: *Tracer- und Abriebversuche - Gewinnung morphologischer Basisdaten für die Bewirtschaftung defizitärer Flusssysteme* Bd. 4/2004. Koblenz : Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG-Veranstaltungen)
- [18] HUNZIKER, R.: *Fraktionsweiser Geschiebetransport*. Zürich, Eidgenössische Technische Hochschule, Diss. ETH Nr. 11037, 1995
- [19] HUNZIKER, R. UND JAEGGI, M.: Grain Sorting Processes. In: *Journal of Hydraulic Engineering* 12 (2002), S. 1060–1068
- [20] KINZELBACH, W.: Numerische Methoden zur Modellierung des Transports von Schadstoffen im Grundwasser / Schriftenreihe gfw Wasser, Abwasser. Oldenburg Verlag München, 1987. – Band 21
- [21] KOLL, K. AND DITTRICH, A.: Influence of Sediment Transport on Armored Surfaces. In: *International Journal of Sediment Research* 16 (2001), Nr. 2, S. 201–206
- [22] KÖSTER, E.: *Granulometrische und morphometrische Meßmethoden*. Stuttgart : Ferdinand Enke Verlag, 1964
-

- 
- [23] LI, Z. UND KOMAR, P.: Laboratory measurements of pivoting angles for applications to selective entrainment of gravel in a current. In: *Sedimentology* 33 (1986), S. 413–423
- [24] MALCHEREK, A.: Fließgewässer - Hydromechanik und Wasserbau / Institut für Wasserwesen der Universität der Bundeswehr München. 2007. – Skript. –  
<http://www.unibw.de/ifw/HYDRO/Lehre/s2/down1/>
- [25] MALCHEREK, A.: Hydromechanik für Bauingenieure / Institut für Wasserwesen der Universität der Bundeswehr München. 2007. – Skript. –  
<http://www.unibw.de/ifw/HYDRO/Lehre/s1/down1/>
- [26] MCEWAN, I., SØRENSEN, M., HEALD, J., TAIT, S., CUNNINGHAM, G., GORING, D. AND WILLETS, B.: Probabilistic Modelling of Bed-Load Composition. In: *Journal of Hydraulic Engineering* 130 (2006), S. 129–139
- [27] MCNAMARA, J. P. AND BORDEN, C.: Observations on the movement of coarse gravel using implanted motion-sensing radio transmitters. In: *Hydrological Processes* 18 (2004), S. 1871–1884
- [28] MUNDSCHEK, H. UND MEYN, C.: Ein radiometrisches Verfahren zur Erfassung von Sedimentbewegungen im Bereich richtungsinkonstanter Strömungen / Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz. 1978. – Forschungsbericht
- [29] NIKORA, V., HEALD, J., GORING, D. AND MCEWAN, I.: Diffusion of saltating particles in unidirectional water flow over a rough granular bed. In: *Journal of Physics A: Mathematical and General* 34 (2001), S. L743–L749
- [30] PARKER, G.: Selective Sorting and Abrasion of River Gravel. I: Theory. In: *Journal of Hydraulic Engineering* 117 (1991), Nr. 2, S. 131–149
- [31] PARKER, G., PAOLA, C. AND LECLAIR, S.: Probabilistic Exner Sediment Continuity Equation for Mixtures With no Active Layer. In: *Journal of Hydraulic Engineering* 126 (2000), Nr. 11
- [32] PROMNY, M.: Modellversuche zum Transportverhalten von gerundetem und gebrochenem Geschiebematerial. In: *Wasserwirtschaft* (2004), Nr. 7-8
- [33] PROMNY, M. UND MALCHEREK, A.: Dreidimensionale fraktionierte Modellierung von Bodengefüge und Feststofftransport mit dem Modell SediMorph. In: *Beiträge zum Workshop „Anwendung und Grenzen physikalischer und numerischer Modelle im Wasserbau“*, Lehrstuhl und Versuchsanstalt für Wasserbau und Wasserwirtschaft der TU München, 2006 (Heft 104)
-

- 
- [34] RÁTKY, É.: *Modellierung von Geschiebezugaben am Niederrhein bei Wesel mit einem 2D-tiefengemittelten morphologischen Modell*, Universität Karlsruhe, Institut für Hydromechanik, Diplomarbeit, 2006
- [35] RAUBER, M.: *Modellierung der Stoffausbreitung in inhomogenen Grundwasserleitern*. Zürich, Institut für Hydromechanik und Wasserwirtschaft, ETH Zürich, Diss., 1996
- [36] RAUDKIVI, A.: Transition from Ripples to Dunes. In: *Journal of Hydraulic Engineering* 132 (2006), S. 1316–1320
- [37] RIBBERINK, J.S.: *Mathematical Modelling of One-Dimensional Morphological Changes in Rivers with Non-Uniform Sediment / Faculty of Civil Engineering, Delft University of Technology*. 1987 (87-2). – *Communications on Hydraulic and Geotechnical Engineering*
- [38] RIETHMÜLLER, R., HEINEKE, M., STOCKMANN, K.: Untersuchungen morphologischer Veränderungen in tidearmen und tidedominierten Küstengewässern mittels Flächenrecholottechnik. In: *Messkonzepte und Modellierung in der Gewässermorphologie* Bd. 5/2006. Koblenz : Bundesanstalt für Gewässerkunde, 2006 (BfG-Veranstaltungen)
- [39] RIJN, L.C. VAN: Sediment transport Part I: Bed Load Transport. In: *J. Hydr. Eng.* 110 (1984), Nr. 10, S. 1431–1456
- [40] RIJN, L.C. VAN: *Principles of Sediment Transport in Rivers, Estuaries and Coastal Seas*. Amsterdam : Aqua Publications, 1993
- [41] SCHICK, A. P., HASSAN, M. A. AND LEKACH, J.: A vertical exchange model for coarse bedload movement - numerical considerations. In: F. AHNERT (Hrsg.): *Geomorphological Models: Theoretical and Empirical Aspects* Bd. 10, Catena-Verlag, 1987 (Catena Supplement)
- [42] SCHMIDT, K.-H. AND GINTZ, D.: Results of Bedload Tracer Experiments in a Mountain River. In: HICKIN, Edward J. (Hrsg.): *River Geomorphology*. New York : John Wiley & Sons Ltd
- [43] SHIELDS, A.: Anwendung der Ähnlichkeitsmechanik und der Turbulenzforschung auf die Geschiebebewegung / Mitteilungen der Preußischen Versuchsanstalt für Wasserbau und Schiffbau, Berlin. 1936. – Heft 26
- [44] SINGH, A. K., KOTHYARI, U. C. AND RAJU, K. G.: Rapidly varying transient flows in alluvial rivers. In: *Journal of Hydraulic Research* 42 (2004), Nr. 5, S. 473–486
- [45] STELCZER, K.: *Bed-Load Transport - Theory and Practice*. Littleton : Water Resources Publications, 1981
-

- [46] TAIT, S. J., WILLETS, B. B. AND MAIZELS, J. K.: Laboratory Observations of Bed Armouring and Changes in Bedload Composition. In: P. BILLI ET AL. (Hrsg.): *Dynamics of Gravel-bed Rivers*. New York : John Wiley & Sons Ltd, 1992
- [47] VANONI, V. A.: *Sedimentation Engineering*. New York : ASCE-Manuals and Reports on Engineering Practice, 1975
- [48] VOLLMER, S.: Einfluß der Oberflächenströmung auf die permeable Gewässersohle / Institut für Wasser und Gewässerentwicklung der Universität Karlsruhe (TH). 2005. – Heft 231
- [49] VOLLMER, S. AND KLEINHANS, M.: Predicting incipient motion including the effect of turbulent pressure fluctuations in the bed. In: *Water Resources Research* 43 (2007)
- [50] WERRITTY, A.: Downstream fining in a gravel-bed river in southern Poland: lithologic controls and the role of abrasion. In: P. BILLI ET AL. (Hrsg.): *Dynamics of Gravel-bed Rivers*. New York : John Wiley & Sons Ltd, 1992
- [51] WHITE, W. R.: World Water Storage in Man-made Reservoirs / Foundation for Water Research. Marlowe, 2005. – A Review of Current Knowledge. – <http://www.fwr.org/wwtrstrg.pdf>
- [52] WIEPRECHT, S.: Entstehung und Verhalten von Transportkörpern. In: *Feststoffeintrag, Laufentwicklung und Transportprozesse in schiffbaren Flüssen*, Bundesanstalt für Gewässerkunde, 2001
- [53] WIEPRECHT, S.: Entstehung und Verhalten von Transportkörpern bei grobem Sohlenmaterial / Institut für Wasserwesen der Universität der Bundeswehr München. Oldenburg Verlag München, 2001. – Heft 75
- [54] WILCOCK, P. R.: Experimental Investigation of the Effect of Mixture Properties on Transport Dynamics. In: P. BILLI ET AL. (Hrsg.): *Dynamics of Gravel-bed Rivers*. New York : John Wiley & Sons Ltd, 1992
- [55] WILHELMY, H.: *Geomorphologie in Stichworten: II. Exogene Morphodynamik*. Verlag Ferdinand Hirt, 1972
- [56] WONG, M., PARKER, G., DEVRIES, P., BROWN, T. M., BURGESS, S. J.: Experiments on vertical and streamwise dispersion of Tracer stones under lower-regime plane-bed equilibrium bedload transport. In: *Water Resources Research* 43 (2007)
- [57] WONG, M. UND PARKER, G.: Re-Analysis and Correction of Bedload Relation of Meyer-Peter and Müller Using Their Own Database. In: *Journal of Hydraulic Engineering* 132 (2006), Nr. 11, S. 1159–1168
-

- [58] YALIN, M.S.: *Mechanics of sediment transport, Second Edition*. Oxford, New York, Toronto, Sydney, Paris, Frankfurt : Pergamon Press, 1977
- [59] ZANKE, U.: Über den Einfluß von Kornmaterial, Strömung und Wasserständen auf die Kenngrößen von Transportkörpern in offenen Gerinnen / Mitteilungen des Franzius-Instituts für Wasserbau und Küsteningenieurwesen der TU Hannover. 1976. – Heft 44
- [60] ZANKE, U.: *Grundlagen der Sedimentbewegung*. Berlin, Heidelberg, New York : Springer Verlag, 1982
- [61] ZIELKE, W. (Hrsg.): *Numerische Modelle von Flüssen, Seen und Küstengewässern*. Bonn : Kommissionsvertrieb Wirtschafts- und Verlagsgesellschaft Gas und Wasser mbH, 1999 (DVWK Schriften 127)
-



# Angaben gemäß Promotionsordnung

UNIVERSITÄT DER BUNDESWEHR MÜNCHEN  
Fakultät Für Bauingenieur- und Vermessungswesen

Thema der Dissertation: **Zur Advektion und Dispersion von Geschiebe**  
Verfasser: **Markus Promny**

Promotionsausschuss:

**Vorsitzender:** **Prof. Dr.-Ing. F. W. Günthert**  
**1. Berichterstatter:** **Univ.-Prof. Dr.-Ing. A. Malcherek**  
**2. Berichterstatter:** **Prof. Dr.-Ing. habil. A. Dittrich**  
**3. Berichterstatter:** **Prof. Dr. E. Gölz**

Tag der Prüfung: **31.08.2007**

Mit der Promotion erlangter akademischer Grad: Doktor der Ingenieurwissenschaften  
**(Dr.-Ing.)**

Neubiberg, den 27.03.2008

## Danksagung

Mein Dank gilt zunächst den Professoren Malcherek, Dittrich und Gözl, welche diese Arbeit begutachtet haben sowie Professor Günthert, der den Vorsitz des Promotionsausschusses übernommen hat. Die Beschäftigung mit dem Promotionsthema wurde mir während meiner Anstellung an der Universität der Bundeswehr in München ermöglicht. Hierfür bin ich den Herren Prof. Bechteler, Dr. Hartmann und Prof. Malcherek dankbar, welche in dieser Reihenfolge während meiner Dienstzeit den Lehrstuhl für Hydromechanik und Wasserbau leiteten. Ohne die Unterstützung des Laborteams unter Leitung von Dr. Kulisch wäre der experimentelle Teil der Arbeit nicht durchführbar gewesen. Zu besonderem Dank bin ich Klaus Becker für die sedimentologischen Analysen sowie die Materiallogistik verpflichtet. Helmut Kulisch und Jürgen Capek haben immer eine Lösung für versuchs- und messtechnische Probleme gefunden.

Mit den Kollegen wurde die Zeit in München eine sehr angenehme. Je nach Bedarf gab es stets Gelegenheit zum Austausch oder zur Ablenkung. Vielen Dank allen Korrekturlesern (Astrid, Nicolle, Sabine, Stefan und Sven) und allen Anderen, die Ihre Anregungen beigetragen haben. Micha danke ich für die Unterstützung mit der Bildauswertungssoftware, Herrn Saur für die Aufnahmen mit dem Rasterelektronenmikroskop.

Kathleen, vielen Dank für Deine Nachsicht, Dein Verständnis und die häufig von Dir ausgehenden Motivationsschübe. Ohne Letztere hätte ich vielleicht das Handtuch geworfen.