

Internationale Kommission für die Hydrologie des Rheingebietes

Commission Internationale de l'Hydrologie du Bassin du Rhin

Morphologische Berechnungen mit Sedimentmischungen

Zukunftsmusik oder eine realistische Alternative?



ir. D.F. Kroekenstoel - RIZA

ir. E.H. van Velzen - RIZA



Bericht Nr. II-19 der KHR

Internationale Kommission für die Hydrologie des Rheingebietes
Commission Internationale de l'Hydrologie du Bassin du Rhin

Morphologische Berechnungen mit Sedimentmischungen

Zukunftsmusik oder eine realistische Alternative?

ir. D.F. Kroekenstoel - RIZA
ir. E.H. van Velzen - RIZA



Rijkswaterstaat
RIZA



Hunziker, Zarn
& Partner AG
Ingenieurbüro für
Fluss- und Wasserbau



Bundesanstalt für
Gewässerkunde



Bundesanstalt für
Wasserbau



Bundesamt für
Wasser und
Geologie

Bericht Nr. II-19 der KHR

©2003, CH R KHR
ISBN 90-36954-98-3

Vorwort

Die Kenntnis des Sedimenttransportes ist im Rhein u.a. wichtig im Zusammenhang mit der Schifffahrt (Verlandung) und der Wasserversorgung (Kolmatierung, Verschmutzung). Die Berechnung des Sedimenttransportes in seiner Grösse und Zusammensetzung mit morphologischen Modellen ist eine komplexe und komplizierte Aufgabe. Es bestehen heute immer noch konzeptionelle und praktische Probleme bei der Berechnung des Transportes mit Sedimentmischungen.

Aus diesem Wissen heraus beauftragte die KHR eine internationale Expertengruppe, mit Experten von der BfG, BAW, BWG, Rijkswaterstaat RIZA und Ing. Büro Hunziker, Zarn und Partner, verschiedene Feststofftransportmodelle für Fließgewässer und Transportformeln anzuwenden und zu vergleichen. Sie sollte dabei hauptsächlich auf Laborexperimenten basieren und Simulationen durchführen. Diese Untersuchungen, Schlussfolgerungen und Empfehlungen sind im vorliegenden Bericht dargestellt. In dem Bericht sind außerdem auch Diskussionspunkte, zutage gekommen in einem in 2001 gehaltenen Internationale Workshop über Transport von Sedimentmischungen, erarbeitet. Zusammen bilden beide Teile die Grundlage von diesem Bericht.

Die KHR dankt den Berichterstattern Ing. D.F. Kroekenstoel und Ing. E. H. van Velzen sowie Dr. Ing. R.P. Hunziker für die Durchführung der umfangreichen Arbeiten.

Dank gilt auch die Workshop Teilnehmern für Ihre Teilnahme, Diskussion, Vorträge und Kommentar zu eine Konzept Version von diesem Bericht.

Zum Schloß gilt Dank auch Herrn Ing. E. Sprokkereef und Frau F. Stegeman vom Sekretariat für ihre unermüdliche Unterstützung und Frau R. Sinner für die Review.

Prof. Dr. M. Spreafico
Präsident KHR

Inhaltsverzeichnis

| | | |
|----------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| 1 | DIE MORPHOLOGIE DES RHEINS VON IFFEZHEIM FLUSSABWÄRTS..... | 1 |
| 2 | BERECHNUNGEN MIT SEDIMENTMISCHUNGEN IN FLÜSSEN | 4 |
| 2.1 | KONZEPTUELLE PROBLEME BEI BERECHNUNGEN MIT SEDIMENTMISCHUNGEN..... | 4 |
| 2.1.1 | Einleitung..... | 4 |
| 2.1.2 | Transport bei niedrigen Schubspannungen | 4 |
| 2.1.3 | Wechselwirkung der Transportkörper, der Sohlenrauheit und des Transports | 5 |
| 2.1.4 | Einfluss der Sohlenzusammensetzung auf den Transport | 7 |
| 2.1.5 | Vertikale Sortierung..... | 9 |
| 2.1.6 | Transportvorhersagemodelle..... | 11 |
| 2.1.7 | Schichtkonzepte für die vertikale Sortierung | 13 |
| 2.2 | PRAKTISCHE PROBLEME BEI BERECHNUNGEN MIT SEDIMENTMISCHUNGEN..... | 15 |
| 2.2.1 | Einleitung..... | 15 |
| 2.2.2 | Praktische Probleme bei 1-D fraktionsweiser Berechnung der Transportraten..... | 15 |
| 3 | VERGLEICHENDE UNTERSUCHUNG VON TRANSPORTFORMELN | 21 |
| 3.1 | EINLEITUNG | 21 |
| 3.2 | AUFBAU..... | 21 |
| 3.2.1 | Untersuchte Transportformeln..... | 21 |
| 3.2.2 | Selektierte Laborexperimente | 22 |
| 3.2.3 | Klassifikationsmethode..... | 23 |
| 3.2.4 | Anwendungsbereich der Transportformeln..... | 24 |
| 3.3 | RESULTATE..... | 26 |
| 3.3.1 | Größe des Transports..... | 26 |
| 3.3.2 | Kornzusammensetzung des transportierten Materials..... | 28 |
| 3.4 | SCHLUSSFOLGERUNGEN..... | 29 |
| 3.4.1 | Transportgröße..... | 29 |
| 3.4.2 | Kornzusammensetzung des transportierten Materials..... | 29 |
| 3.4.3 | Allgemeines | 30 |
| 3.5 | DISKUSSION | 30 |
| 3.5.1 | Transportgröße..... | 30 |
| 3.5.2 | Transportzusammensetzung..... | 30 |
| 4 | FALLSTUDIEN: SIMULATION MIT LABOREXPERIMENTEN | 31 |
| 4.1 | EINLEITUNG | 31 |
| 4.2 | GÜNTER-EXPERIMENT | 32 |
| 4.2.1 | Beschreibung des Experiments | 32 |
| 4.2.2 | Resultate der numerischen Simulation | 35 |
| 4.2.3 | Empfindlichkeit der Transportformel von Meyer – Peter & Müller für kritische Shieldsparameter | 41 |
| 4.2.4 | Empfindlichkeit der Transportformel von Wu et al. für die Potenz in der Hiding/Exposure-Formulierung | 42 |
| 4.2.5 | Schlussfolgerungen aus der Simulation des Günter-Experiments | 44 |
| 4.3 | RIBBERINK-EXPERIMENT | 45 |
| 4.3.1 | Beschreibung des Experiments | 45 |
| 4.3.2 | Resultate der numerischen Simulation | 47 |
| 4.3.3 | Schlussfolgerungen aus der Simulation des Ribberink-Experiments | 50 |
| 4.4 | SCHLUSSFOLGERUNGEN..... | 50 |
| 4.5 | DISKUSSION | 51 |
| 5 | SCHLUSSFOLGERUNGEN UND EMPFEHLUNGEN..... | 52 |
| 5.1 | SCHLUSSFOLGERUNGEN..... | 52 |
| 5.1.1 | Konzeptuelle und praktische Probleme bei Berechnungen mit Sedimentmischungen..... | 52 |
| 5.1.2 | Vergleichende Studie der Transportformeln..... | 52 |
| 5.1.3 | Fallstudien | 53 |
| 5.2 | EMPFEHLUNGEN..... | 54 |

Literatur

Anlagen

Liste der Abbildungen

| | |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| ABB. 1: VORAUSSAGTE ZUKÜNFTIGE SOHLENENTWICKLUNG DER WAAL | 3 |
| ABB. 2: DEFINITION DES 'WEAK TRANSPORT' | 5 |
| ABB. 3: VERTIKALE SORTIERUNG IN DÜNEN (QUELLE: BLOM ET AL, 2003)..... | 6 |
| ABB. 4: MIT MEHRKORN-MODELL BERECHNETER SEDIMENTTRANSPORT IN DER MAAS ALS FUNKTION DES ABFLUSSES (ORT: MAASEIK [KM 54])..... | 8 |
| ABB. 5: VERTIKALE SORTIERUNG IN DÜNEN (QUELLE: BLOM, 2003)..... | 9 |
| ABB. 6: KINEMATISCHE SORTIERUNG VON KÖRNER (QUELLE: KLEINHANS, 2002)..... | 9 |
| ABB. 7: VERTIKALER AUSTAUSCH IN DER DÜNNENMULDE (QUELLE: BLOM, 2003)..... | 10 |
| ABB. 8: ROLLE DER DÜNEN BEI DER SEDIMENTSORTIERUNG WÄHREND UND NACH EINEM HOCHWASSER (QUELLE: KLEINHANS, 2001) | 10 |
| ABB. 9: DAS AKTIV-SCHICHT-KONZEPT VON HIRANO (1971)..... | 13 |
| ABB. 10: 2-SCHICHTEN-MODELL VON RIBBERINK (1987) | 14 |
| ABB. 11: GÜLTIGKEITSBEREICH DER TRANSPORTFORMELN ALS FUNKTION VON KORNDURCHMESSER (D_{50}) UND SHIELDSPARAMETER (θ_{50})..... | 24 |
| ABB. 12: GÜLTIGKEITSBEREICH DER TRANSPORTFORMELN ALS FUNKTION VON KORNDURCHMESSER (D_{50}) UND GEOMETRISCHER STANDARDDEVIATION (σ_{50}) | 25 |
| ABB. 13: BERECHNET IN BEZUG AUF DEN GEMESSENEN SEDIMENTTRANSPORT: FORMEL VON WU ET AL. | 26 |
| ABB. 14: BERECHNET IN BEZUG AUF DEN SEDIMENTTRANSPORT: FORMEL VON WILCOCK & CROWE UND ACKERS & WHITE..... | 27 |
| ABB. 15: BERECHNET IN BEZUG AUF DEN GEMESSENEN SEDIMENTTRANSPORT: FORMEL VON MEYER-PETER & MÜLLER UND HUNZIKER..... | 27 |
| ABB. 16: BERECHNET IN BEZUG AUF DIE GEMESSENE KORNZUSAMMENSETZUNG DES TRANSPORTIERTEN MATERIALS: FORMEL VON WU ET AL. | 28 |
| ABB. 17: BERECHNET BEZÜGLICH DER GEMESSENEN KORNZUSAMMENSETZUNG DES TRANSPORTIERTEN MATERIALS: FORMEL V. MEYER-PETER & MÜLLER UND ACKERS & WHITE..... | 29 |
| ABB. 18: PRINZIP DES GÜNTER-EXPERIMENTS..... | 32 |
| ABB. 19: LETZTENDLICHER AUFBAU DES GÜNTER-EXPERIMENTS | 33 |
| ABB. 20: ZUSAMMENSETZUNG DES TRANSPORTIERTEN MATERIALS WÄHREND DES GÜNTER-EXPERIMENTS NUMMER 6..... | 34 |
| ABB. 21: AUFGETRETENE SOHLENEROSION UND VERÄNDERUNG DES WASSERSPIEGELS WÄHREND DES GÜNTER-EXPERIMENTS . | 34 |
| ABB. 22: BERECHNETE SOHLENVERÄNDERUNG IM GÜNTER-EXPERIMENT (TRANSPORTFORMEL VON MEYER-PETER & MÜLLER) | 35 |
| ABB. 23: BERECHNETE SOHLENVERÄNDERUNG IM GÜNTER-EXPERIMENT (TRANSPORTFORMEL VON HUNZIKER) | 36 |
| ABB. 24: BERECHNETE SOHLENVERÄNDERUNG IM GÜNTER-EXPERIMENT (TRANSPORTFORMEL VON WU ET AL.) | 37 |
| ABB. 25: MITTLERER KORNDURCHMESSER DER DECKSCHICHT IM GÜNTER-EXPERIMENT (TRANSPORTFORMEL VON MEYER-PETER & MÜLLER) | 37 |
| ABB. 26: MITTLERER KORNDURCHMESSER DER DECKSCHICHT IM GÜNTER-EXPERIMENT (TRANSPORTFORMEL VON HUNZIKER) 38 | |
| ABB. 27: MITTLERER KORNDURCHMESSER DER DECKSCHICHT IM GÜNTER-EXPERIMENT (TRANSPORTFORMEL VON WU ET AL.) 39 | |
| ABB. 28: BERECHNETER MITTLERER KORNDURCHMESSER DER DECKSCHICHT UND DES TRANSPORTIERTEN MATERIALS IM GÜNTER-EXPERIMENT..... | 39 |
| ABB. 29: BERECHNETE KORNVERTeilUNG DER DECKSCHICHT IM GÜNTER-EXPERIMENT | 40 |
| ABB. 30: SOHLENNIVEAU IM GÜNTER-EXPERIMENT BEI VARIATION DES KRITISCHEN SHIELDSPARAMETERS IN DER TRANSPORTFORMEL VON MEYER-PETER & MÜLLER | 41 |
| ABB. 31: KORNVERTeilUNG DER DECKSCHICHT IM GÜNTER-EXPERIMENT BEI VARIATION DES KRITISCHEN SHIELDSPARAMETERS IN DER TRANSPORTFORMEL VON MEYER-PETER & MÜLLER | 42 |
| ABB. 32: SOHLENNIVEAU IM GÜNTER-EXPERIMENT BEI VARIATION DER POTENZ DER HIDING/EXPOSURE-FORMULIERUNG IN DER TRANSPORTFORMEL VON WU ET AL. | 43 |
| ABB. 33: KORNVERTeilUNG DER DECKSCHICHT IM GÜNTER-EXPERIMENT BEI VARIATION DER POTENZ DER HIDING/EXPOSURE-FORMULIERUNG IN DER TRANSPORTFORMEL VON WU ET AL. | 43 |
| ABB. 34: AUFBAU DES RIBBERINK-EXPERIMENTS..... | 45 |
| ABB. 35: AUFGETRETENE SOHLENEROSION UND WASSERSPIEGELVERÄNDERUNG IM LAUFE DER ZEIT IM RIBBERINK-EXPERIMENT | 45 |
| ABB. 36: RESULTATE DES RIBBERINK-EXPERIMENTS | 46 |
| ABB. 37: TOTALE SOHLENVERÄNDERUNG IM RIBBERINK-EXPERIMENT (ENDSITUATION)..... | 47 |
| ABB. 38: SOHLENVERÄNDERUNG IM LAUFE DER ZEIT IM RIBBERINK-EXPERIMENT..... | 48 |
| ABB. 39: TOTALER SEDIMENTTRANSPORT IM LAUFE DER ZEIT IM RIBBERINK-EXPERIMENT | 48 |
| ABB. 40: ANTEIL DER FRAKTION 1 IM TRANSPORTIERTEN MATERIAL IM LAUFE DER ZEIT IM RIBBERINK-EXPERIMENT | 49 |
| ABB. 41: ANTEIL VON FRAKTION 1 IN DER TRANSPORTSCHICHT IM LAUFE DER ZEIT IM RIBBERINK-EXPERIMENT | 50 |

Liste der Tabellen

| | |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| TABELLE 1: UNTERSUCHTE SEDIMENTTRANSPORTFORMELN | 21 |
| TABELLE 2: WERTUNGEN DER UNTERSUCHTEN TRANSPORTFORMELN (TRANSPORTGRÖÙE) | 26 |
| TABELLE 3: WERTUNGEN DER UNTERSUCHTEN TRANSPORTFORMELN (KORNZUSAMMENSETZUNG DES TRANSPORTIERTEN MATERIALS) | 28 |

1 Die Morphologie des Rheins von Iffezheim flussabwärts

Wenn wir über den Rhein sprechen, dann sprechen wir über einen Fluss mit sehr unterschiedlichen Charakteren. Diese umfassen die gesamte Spannweite vom Gebirgsfluss bis hin zum Flachlandfluss. Aus morphologischer Sicht verhält sich ein Gebirgsfluss völlig anders als ein Flachlandfluss und ebenso alle Übergänge. Um einen Einblick in die Morphologie des Rheins zu erhalten, geben wir im folgenden eine kurze Beschreibung des Rheins und der Probleme, denen wir auf dem Gebiet der Morphologie begegnen. Hierbei konzentrieren wir uns auf den frei strömenden Rhein von Iffezheim flussabwärts.

Ein auffälliger Prozess ist die ständige Erosion und das damit verbundene Eintiefen der Rheinsohle. Diese Entwicklung ist bereits seit Jahrzehnten im Rhein festzustellen und wird sich noch viele Jahre so fortsetzen, falls keine Gegenmaßnahmen getroffen werden.

Das Eintiefen der Flusssohle und die damit zusammenhängende Senkung der Niedrigwasserstände kann auf lange Sicht viele Probleme verursachen. Untiefen im Fluss und Schleusendempel bilden Hindernisse, wodurch Schiffe nicht so stark beladen werden können. Auch Häfen werden schlechter zugänglich. Die Stabilität der Uferschutzbauten gerät in Gefahr, und in Überschwemmungsgebieten entlang des Flusses, in denen gerade versucht wird die Natur wiederherzustellen, kommt es zur Austrocknung, weil niedrigere Wasserstände im Fluss tiefere Grundwasserstände zur Folge haben. Bei höheren Abflüssen hat das Niedrigwasserbett stets mehr Wasser zu verarbeiten, wodurch Hochwasserwellen schneller fließen und flussabwärts höhere Wasserstände entstehen. Flussaufwärts werden die Überschwemmungsgebiete nicht so oft überströmt, was wiederum ihrer ökologischen Dynamik im Wege stehen kann. Schließlich kann die Erosion der oft kiesigen (Pleistozän-) Flusssohle zur Folge haben, dass zu einem bestimmten Zeitpunkt darunter liegende feine (tertiäre) Sandablagerungen angeschnitten werden. Dieses Feinmaterial kann durch die Strömung leichter erodiert werden, wodurch sich die Sohle schneller eintieft.

Mit diesen Problemen wird man in Deutschland und in den Niederlanden bereits in mehr oder weniger starkem Ausmass konfrontiert. Die Eintiefung der Flusssohle variiert deutlich in den Flußabschnitten. Im nördlichen Oberrhein (Iffezheim - Bingen) und Mittelrhein (Bingen - Köln) beträgt die Erosionsgeschwindigkeit über große Strecken 0.5 bis 1.0 cm pro Jahr, im Niederrhein (Köln - Lobith) sind es 1 bis 2 cm pro Jahr, mit Abweichungen bis immerhin 5 cm pro Jahr, die eine Zeit lang in der Umgebung von Rees aufgetreten sind. Die Erosionsgeschwindigkeit, die eigentlich naturgemäß zu einem relativ jungen Fluss wie dem Rhein gehört, wird auf < 1 mm pro Jahr geschätzt.

Die verstärkte Eintiefung der Flusssohle ist die Folge eines komplexen Zusammenspiels von verschiedenen Faktoren: ausgeführte Begradigungsarbeiten, durch die der Fluss in ein festes und schmales Bett gezwungen wird, Sand- und Kiesgewinnung im Niedrigwasserbett, das Baggern von Untiefen für die Schifffahrt, die Einfluss von Bergsenkungen und nicht zuletzt die Anlage von Wehren und Staudämmen. Diese Arbeiten bilden eine unüberwindbare Barriere für das grobe Sohlenmaterial, wodurch dem Rhein nur noch die feineren Sande zugeführt werden. Dies wurde beispielsweise in der Mosel festgestellt. Flussabwärts von Koblenz, wo die Mosel in den Rhein mündet, kompensiert der Rhein das Fehlen von grobem Sediment in seinem Transport, indem er dieses Material aus der Sohle aufnimmt. Die Sohle wird dadurch abgesenkt, wobei nach einiger Zeit nur noch grober Kies und Steine (Oberschicht) zurückbleiben. Der Prozess verschiebt sich hierdurch weiter flussabwärts.

Im gestauten südlichen Oberrhein (Basel - Iffezheim) wurde der Erosionsprozess nach der Kanalisation mehr oder weniger zum Stillstand gebracht. Ein unerwünschter Nebeneffekt ist jedoch, genau wie in den Nebenflüssen, dass das Sohlenmaterial die Wehre nicht passieren kann, wodurch der Rhein flussabwärts des letzten Wehrs bei Iffezheim ohne (Sediment-) Fracht seinem Weg folgen muss. Um dies zu kompensieren, nimmt der Fluss wieder Sohlenmaterial auf, wodurch die Flusssohle immer weiter eintieft.

In einem Versuch, das Gleichgewicht zwischen dem Transport von Wasser und Sediment wiederherzustellen, werden seit 1978 jährlich ca. 170.000 m³ Kies ab Iffezheim flussabwärts an den Rhein "zurückgegeben". Der Kies wird aus Gruben in der Umgebung antransportiert. Dieser Versuch scheint Erfolg zu haben: die Flusssohle stabilisiert sich, obwohl sich die Auskolkung weiter stromabwärts

im nördlichen Oberrhein fortsetzt. Seit 1991 wird dem Rhein darum bei Iffezheim anstelle von Kies eine Mischung aus Sand und Kies zugefügt. Der Zeitraum bis heute ist zu kurz, um bereits Schlussfolgerungen über den Erfolg ziehen zu können.

Eine vergleichbare Aktivität, um die natürliche Morphologie des Rheins so gut wie möglich wiederherzustellen, findet in der Nähe von Mainz statt, wo der Mittelrhein in einem festen, felsigen Bett eine scharfe Krümmung nach Westen macht, um kurz darauf wieder nach Norden abzubiegen. Stromaufwärts von dieser Biegung ist das Sohlengefälle relativ klein und die Strömungsgeschwindigkeit nimmt ab, wodurch Aufsandungen stattfinden.

In der Vergangenheit wurden diese Aufsandungen der Schifffahrt wegen aus dem Fluss gebaggert. Die Folge hiervon war, dass der Rhein flussabwärts der Biegung seinen Sedimentmangel mit Sand aus dem Flussbett auffüllte, was wiederum zur Eintiefung der Sohle führte. Jetzt wird der gebaggerte Sand in Schiffen abtransportiert und hinter der Biegung wieder an den Fluss zurückgegeben.

Kürzlich wurde nach einer gründlichen Untersuchung der Sohlenentwicklung ein Plan vorgestellt, um die Morphologie des Rheins in Deutschland dauerhaft wiederherzustellen. Es wird erwartet, dass der Eintiefung der Flusssohle Einhalt geboten werden kann, indem dem Fluss jährlich an verschiedenen Stellen insgesamt ungefähr 500.000 m³ Sand und Kies zugefügt werden. Ergänzende Maßnahmen sind unter anderem die Befestigung der Sohle an Stellen, an denen sich dicht unter der Oberfläche feine, leicht erodierbare Schichten befinden, sowie das Senken von Buhnen. Ferner gehört die kommerzielle Sand- und Kiesgewinnung aus dem Niedrigwasserbett des Flusses definitiv der Vergangenheit an. Eine Voraussetzung für den Erfolg dieser Massnahmen ist, dass der Plan zusammenhängend und in seiner Gesamtheit ausgeführt wird.

Um die Eintiefung der Flusssohle zum Stillstand zu bringen, wird dem Fluss zur Zeit auch im Niederrhein künstlich Sediment zugeführt. Dieser Plan ist auch in den Niederlanden von großer Bedeutung. Morphologische Prozesse verlaufen träge, können aber auf lange Sicht weitreichende Folgen haben. Der Fluss stört sich dabei nicht an Landesgrenzen. Langsam wird darum auch deutlich, dass außer der Wasserqualität, der Ökologie und dem Hochwasserschutz auch die Morphologie im Strömungsgebiet des Rheins eine internationale Vorgehensweise verlangt.

Auch in den Niederlanden sinkt die Flusssohle nach und nach als Folge des Zusammenspiels der zuvor genannten Faktoren. Als Reaktion hierauf ist es seit 1991 verboten, den stromaufwärts gelegenen Abschnitten des Rheins Sedimente zu entziehen. Das Sediment, das bei Untiefen weggebaggert wird (für die Schifffahrt), wird dem Fluss an tieferen Stellen wieder zurückgegeben.

Es wird erwartet, dass die unerodierbaren Schicht bei Nijmegen und in geringerem Maße die Sohlenbuhnen bei Erlecom in Zukunft immer mehr zu einem Hindernis für die Schifffahrt werden. Im Gegensatz zu den Gebieten mit sich eintiefender Sohle und proportional dazugehöriger Senkung der Wasserstände, bilden die unerodierbaren Schichten und Sohlenbuhnen Erosionbasen, wo sich die Sohle nicht eintiefen kann.

Messungen machen deutlich, dass die Eintiefung der Sohle noch immer nicht zum Stillstand gekommen ist und sich weiter fortsetzt (Ten Brinke & Götz, 2001). Auch Modellsimulationen mit einem Einkorn morphologischen 1-D-Modell zeigen, dass sich das Absenken der Sohle der Rhein-abschnitte in Zukunft wahrscheinlich fortsetzen wird (Kroekenstoel, 2001), siehe Abb. 1:

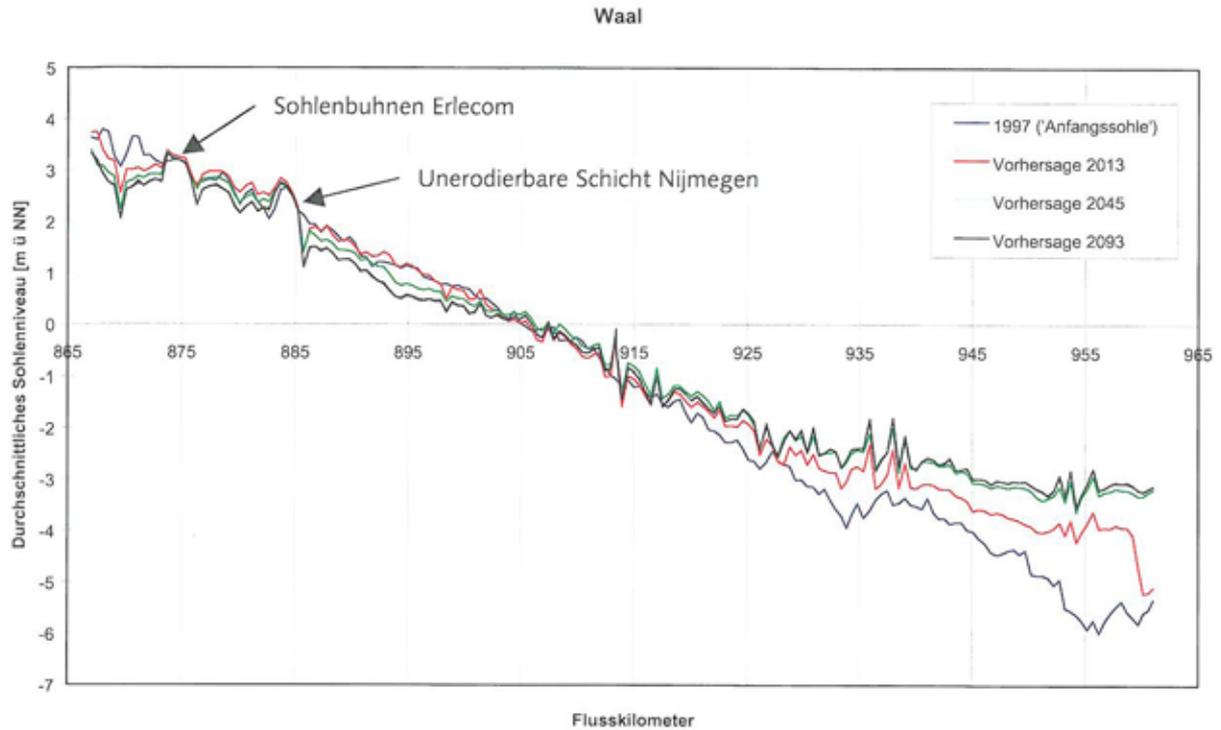


Abb. 1: Vorausgesagte zukünftige Sohlenentwicklung der Waal

Um das Eintiefen der Flusssohle in den Niederlanden zum Stillstand zu bringen, kann man - genau wie in Deutschland - ein Hinzufügen von Sand und Kies in Erwägung ziehen.

Bei der Lösung der genannten Probleme werden morphologische Modelle eine wichtige Rolle spielen. Mit diesen Modellen kann ersichtlich gemacht werden, ob die gewünschten Effekte tatsächlich erreicht werden und ob es nicht zu unerwünschten Nebeneffekten kommen wird.

2 Berechnungen mit Sedimentmischungen in Flüssen

2.1 Konzeptuelle Probleme bei Berechnungen mit Sedimentmischungen

2.1.1 Einleitung

Der Sedimenttransport ist ein äußerst komplexer Vorgang. Die Wechselwirkung zwischen der Wasserbewegung und den Körnern untereinander wird noch längst nicht in ihrem vollen Umfang verstanden. Die sich im Umlauf befindenden gängigen Konzepte zur Beschreibung des Sedimenttransports haben daher auch einen stark empirischen Charakter.

Wir haben es mit dem Transport von Sedimentmischungen zu tun. In den gängigen Konzepten wird der Transport als die Summe der einzelnen Transporte der verschiedenen Fraktionen verstanden. Der Transport pro Fraktion wird dann wiederum mit den (empirischen) Konzepten beschrieben, die für den Einkornmaterial entwickelt wurden. In diesen Konzepten ist die antreibende Kraft für den Sedimenttransport die Sohlschubspannung ($\tau = u^2/C^2\Delta D$).

Die Energie, die das Wasser auf die Sohle überträgt, wird nicht in vollem Umfang als Antriebsenergie für den Sedimenttransport genutzt. Die auf der Sohle vorhandenen Transportkörper verbrauchen einen Teil der Energie, ohne dass dies zum Sedimenttransport beiträgt. Der Einfluss der Transportkörper äußert sich in einem Korrekturfaktor, der meist **Ripple-Faktor** genannt wird. Dieser Ripple-Faktor reduziert die Sohlschubspannung auf eine effektive Sohlschubspannung für den Transport.

Eine Fraktion kann sich dabei nur bewegen, wenn die Sohlschubspannung einen bestimmten Grenzwert überschreitet, **die kritische Sohlschubspannung vor Beginn der Bewegung**. Die gegenseitige Wechselwirkung zwischen den Fraktionen äußert sich in den sogenannten 'Hiding & Exposure'-Korrekturen. Größere Fraktionen werden den Kräften der Wasserbewegungen mehr ausgesetzt als kleinere Fraktionen. Die kleineren Fraktionen verbergen sich gleichsam hinter den größeren. Um diesen Effekt berechnen zu können, wird je nach Zusammensetzung der Fraktionen der Transport pro Fraktion mit dem sogenannten **Hiding & Exposure-Faktor** korrigiert. Diese Korrektur wurde erstmals von Einstein im Jahr 1950 vorgenommen.

Die drei Faktoren, kritische Schubspannung, Ripple-Faktor und Hiding & Exposure, sind in gewissem Sinne Sammelbegriffe, die den komplexen Zusammenhang zwischen hydraulischer Belastung, Sedimentzusammensetzung und Sedimenttransport zum Ausdruck bringen, nämlich:

- Den Transport bei niedrigen relativen Schubspannungen/Mobilisierung (kritische Schubspannungen)
- Die Wechselwirkung zwischen Transportkörper und Sedimenttransport (Ripple-Faktor)
- Den Einfluss der Sohlzusammensetzung auf den Transport (Hiding & Exposure)

In fast allen Sedimenttransportvorhersagen (siehe Anlage 1) finden wir diese Begriffe dann auch in irgendeiner Form wieder.

2.1.2 Transport bei niedrigen Schubspannungen

In der deterministischen Annäherung bildet die effektive Schubspannung einen Grenzwert für den Transport, wobei der Transport der Fraktion Null ist, wenn die Schubspannung kleiner als dieser Wert ist. In Wirklichkeit besteht keine klare feste Grenze zwischen dem Bewegen oder nicht Bewegen eines Sediments (Fraktionen) bei einer bestimmten Schubspannung. Es gibt eine Reihe von Phänomenen, die hierfür verantwortlich sind:

- Auf Grund von Turbulenzerscheinungen (unter anderem Bursts) in der Nähe der Sohle entstehen Druck- und Schubspannungsfluktuationen, sowohl in den Poren des Sediments als auch im Wasser direkt über dem Sediment. Diese Druck- und Schubspannungsfluktuationen können dafür sorgen, dass Körner viel schneller in Bewegung kommen oder aus der Mischung gesogen werden. Die Transportkörper sind ein wichtiger Initiator von Turbulenzen und daher auch ein bedeutender Faktor für den Grenzwert der Schubspannung.

- Die Korngrößenverteilung s. Sieblinie, die Packung des Materials und die Form der individuellen Körner (rund, scharfkantig usw.) haben ebenfalls einen Einfluss auf den Transport bei niedrigen Schubspannungen oder auf die Mobilisierung.

Dies alles führt dazu, dass Mobilisierung nicht mit einem festen Grenzwert angegeben werden kann. Durch die hier beschriebenen Einflüsse können in der Natur Variationen der dimensionslosen kritischen Schubspannung, zwischen **0.025** und **0.08** entstehen. Bei Flüssen im Voralpenbereich mit Gefällen zwischen 1 und 4 ‰ liegen die dimensionslosen Schubspannungen an vielen Tagen im Jahr zwischen 0.025 und 0.08. Der Wahl des Wertes für die kritische dimensionslose Schubspannung kommt darum eine grosse Bedeutung zu, da die berechneten Jahresfrachten direkt von der Wahl dieses Wertes abhängen.

Es gibt zwei Arten, um die vorstehenden Ausführungen zu berechnen:

Die Methode des 'Weak Transport': Eine noch deterministische Annäherung, in der die Transportfunktion korrigiert wird. Ab der Schubspannung 0 nimmt der Transport allmählich zu. Siehe die folgende Definitionsskizze:

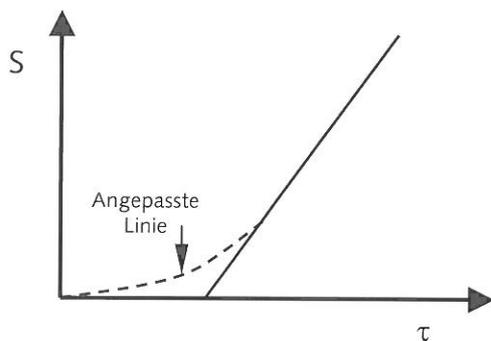


Abb. 2: Definition des 'Weak Transport'

In einer anderen Methode wird die Schubspannung als eine stochastische Größe aufgefasst. (Kleinhaus & Van Rijn, 2002), rund um den durchschnittlichen Wert, der sich aus $\tau = \rho g h i$ ergibt.

Wir müssen uns hier vor Augen führen, dass die turbulenten Fluktuationen stark von der Sohlenbeschaffenheit und den örtlichen Gegebenheiten abhängen (Rauheit, geometrische Variationen usw.). Die Formulierungen für den Weak Transport oder die stochastischen Parameter sind also ebenfalls von den örtlichen Gegebenheiten abhängig. Indem die Prozessparameter von der (Körnung) Reynoldszahl abhängig gemacht werden, werden diese lokale Abhängigkeiten indirekt erfaßt.

2.1.3 Wechselwirkung der Transportkörper, der Sohlenrauheit und des Transports

Es besteht eine starke Wechselwirkung zwischen den Transportkörper einerseits und dem Sedimenttransport andererseits. Hierfür sind zwei Ursachen zu nennen:

- Rauheitsentwicklung der Transportkörper
- Sortierungseffekte

Rauheitsentwicklung

Transportkörper sind eine Folge des Sedimenttransports. Je nach Transportkörper wird Fließenergie in Wärme umgewandelt die dann für den Transport des Sediments nicht mehr zur Verfügung steht. Auf diese Weise liegt also eine starke wechselseitige Beeinflussung zwischen Sedimenttransport und Transportkörper vor.

Die meisten Transportvorhersagemodelle teilen die gesamte Schubspannung auf der Sohle in einen Teil, der direkt auf die Körnung einwirkt, und in einen Teil, der durch Druckunterschiede rundum die Transportkörper auf die Sohle übertragen wird. Für den Sedimenttransport wird davon ausgegangen, dass vor allem die erstgenannte Komponente von Bedeutung ist. Dies führt zu der Hypothese der

Hysterese im Sedimenttransport; in der steigenden Phase der Hochwasserwelle sind die Transportkörper noch nicht gut entwickelt (die Entwicklung der Dünenhöhe ist bei Zunahme der Schubspannung hinterherlaufend) und der Energieverbrauch durch die Transportkörper ist noch nicht allzu groß. Der Anteil der körnungsbezogenen Schubspannung ist dann groß. In der sinkenden Phase der Hochwasserwelle sind die Transportkörper stark entwickelt und verbrauchen viel Energie. Die körnungsbezogene Schubspannung ist dann kleiner. Dies hat zur Folge, dass der Sedimenttransport bei demselben Abfluss in der steigenden Phase größer sein kann als in der sinkenden Phase (Hysterese im Sedimenttransport zugunsten der Rauheitsentwicklung).

Sortierungseffekte

Als Folge der Transportkörper tritt eine vertikale Sortierung auf. Das Sohlenmaterial ist relativ gröber in der Tiefe, relativ feiner in den Dünenkämmen sowie relativ gröber in den Dünentälern und unter den Dünen. Siehe die vereinfachte Darstellung in Abb. 3:

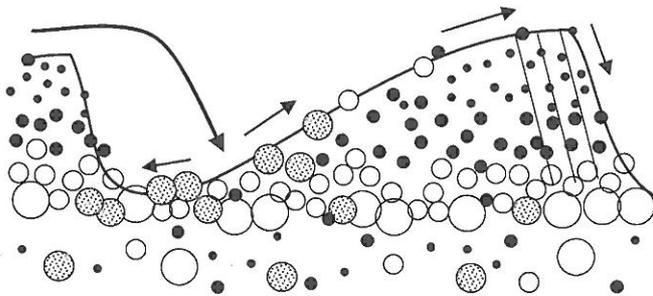


Abb. 3: Vertikale Sortierung in Dünen (Quelle: Blom et al, 2003)

Diese vertikale Sortierung beeinflusst ihrerseits wieder den Sedimenttransport. Dies ist vor allem nach dem Passieren des Scheitelpunkts einer Hochwasserwelle wichtig. Die Schubspannungen nehmen dann ab und die groben Fraktionen haben die Neigung, sich in den tieferen Mulden der Dünenbildungen abzusetzen. Bei abnehmenden Schubspannungen bleibt nicht genügend Energie übrig, um das grobe Sediment in den tiefen Mulden aufzunehmen. Auf diese Weise entsteht eine allmähliche Verfeinerung der Oberfläche, mit einem relativ zunehmendem Sedimenttransport als Folge, weil die feinen Fraktionen sich leichter transportieren lassen als die groben Fraktionen (Hysterese im Sedimenttransport als Folge von Sortierungseffekten).

Die beiden vorgenannten Phänomene und die Hysterese im Wasserbewegung (Abflussganglinie) bei Hochwasserwellen sind damit aller Wahrscheinlichkeit nach die Ursache der sogenannten Hysterese im Sedimenttransport. Die Hysterese durch die Rauheitsentwicklung und die Abflussganglinie steht im Gegensatz zur Hysterese als Folge von Sortierungseffekten. In den niederländischen Rheinarmen scheint auf der Basis von Messungen während Hochwasserwellen die letztgenannte Hysterese die größere Bedeutung zu haben, obwohl auch örtliche Phänomene (beispielsweise eine Sandwellen-Passage) die Hysterese beeinflussen können (Kleinhans, 2002).

Durch den Einfluss der Transportkörper und der vertikalen Sortierung besteht kein direktes Verhältnis zwischen Abfluss und Sedimenttransport. In der Praxis wird diese Art von Unterschieden kaum oder überhaupt nicht berücksichtigt.

In großen Teilen des Rheins (vor allem im deutschen Rhein) spielen die Transportkörper eine weniger wichtige Rolle. Im stromabwärts liegenden Teil des Rheins (Niederlande) sind sie jedoch von großer Bedeutung und stellen einen komplizierten Faktor bei der Vorhersage des Sedimenttransports dar. Weil die Entwicklung von Transportkörper und die dazugehörigen Sedimenttransporte, sicherlich für praktische Anwendungen, immer noch nicht vollständig erfasst werden, werden wir auch hier für die praktische Anwendung stets noch Zuflucht in stark empirischen Annäherungen suchen müssen, mit den allen damit verbundenen Nachteilen. Die Forschung in Bezug auf vertikale Sortierung in Situationen, in denen es zu Dünenbildung kommt, befindet sich noch in einer Phase (vielversprechender) theoretischer Konzepte (Kleinhans 2002, Blom, 2003).

2.1.4 Einfluss der Sohlenzusammensetzung auf den Transport

Es gibt eine klare Ursache dafür, dass eine Sedimentfraktion in einer Mischung eine abweichende Transportrate hat, verglichen mit dem Transport eines Einkornmaterials mit denselben Eigenschaften wie die betrachtete Fraktion. Dies ist der sogenannte Hiding & Exposure-Effekt.

Kleine Körner verstecken sich hinter großen Körnern und große Körner werden auf diese Weise den Schubkräften des Wassers mehr ausgesetzt als die kleinen Körner (Hiding & Exposure). Hierdurch können kleine Körner manchmal schwieriger in den Transport gelangen, während dies für die größeren Körner vergleichsweise einfacher ist. Die Mobilitätsunterschiede zwischen den Körnern werden ausgeglichen ('microscopic hiding'). Das Zusammenspiel der Neuverteilung der Zusammensetzung der Oberschicht und des Hiding & Exposure-Prinzips sorgt dafür, dass im Sedimenttransport gleichsam ein dynamisches Gleichgewicht entsteht. So wird die Abnahme der feinen Fraktion in der Oberschicht so lange weitergehen, bis so viele Körner der feinen Fraktionen hinter den großen Körnern verborgen sind (hiding), dass wieder ein neues Gleichgewicht im Sedimenttransport dieser Fraktion entsteht bis der Transport zum Erliegen kommt ('macroscopic hiding'). Wenn sich die hydraulischen Bedingungen verändern, beginnt der Prozess erneut. Die Oberschicht wird auch eine 'mobile' Abpflasterungsschicht oder 'mobile' Deckschicht genannt (bis der Transport zum Erliegen kommt). Dieser Name ist darauf zurückzuführen, dass die Zusammensetzung der Deckschicht durchschnittlich gröber ist als das darunter liegende Basissediment. Die gröbere Deckschicht pflastert also die Sohle, obwohl das Sediment der mobile Deckschicht in Bewegung ist.

In Fachkreisen wird regelmäßig der Begriff 'equal mobility' verwendet. Dies bedeutet, dass das transportierte Material dieselbe Zusammensetzung hat, wie das ursprüngliche (Untergrund) Material. Das ist nur möglich, wenn alle Fraktionen in gleichem Maße mobil sind, daher der Begriff 'equal mobility'. Equal mobility ist ein Transportzustand, welcher nur unter Gleichgewichtsbedingungen erreicht wird. Es handelt sich daher um einen theoretischen Zustand, da in der Natur der Gleichgewichtszustand quasi nicht vorkommt. 'Equal mobility' ist das Resultat der 'microscopic- und macroscopic hiding' –Effekte, welche die Mobilitätsunterschiede ausgleichen. Manche Forscher verwenden ihn als Ausgangspunkt für die Transportvorhersagemodelle (Hunziker, 1995). Es wird darüber diskutiert, ob das Prinzip der 'equal mobility' eine typische Eigenschaft des gewählten Sedimenttransportkonzepts ist (alle Fraktionen geraten bei derselben Schubspannung in Bewegung), oder ob es vielmehr eine Folge der unter bestimmten Voraussetzungen entstehenden Auswirkungen des Spiels zwischen Hiding & Exposure und der Neuverteilung der Sedimentzusammensetzung der Deckschicht ist.

Ein Extrem in der Abpflasterung durch Vergrößerung der Deckschicht ist die sogenannte statische Deckschicht. Das Material dieser Schicht wird nicht mehr transportiert. Hierbei ist die Deckschicht so grob geworden, dass die Schicht selbst nicht mehr in Bewegung ist (absolute Ruhe) und das darunter liegende Sediment vollständig vor Erosion geschützt wird. Der einzige Sedimenttransport, der dann noch auftreten kann, ist der Sedimenttransport, der stromaufwärts von der statischen Deckschicht angeboten wird (feiner Transport über eine grobe Oberschicht). Bei sehr hohen Schubspannungen kann eine solche Deckschicht aufgebrochen werden und alle Fraktionen können wieder am Sedimenttransport teilnehmen. Vor allem Letzteres ist noch immer schlecht erfasst und sollte als gesondertes Phänomen in die Transportkonzepte aufgenommen werden.

Die vorstehende Ausführung bezieht sich auf die Situation mit einer flachen Sohle. Im Falle von Dünen ist die Situation noch eine Stufe komplexer. Der Hiding & Exposure-Faktor hängt dann nicht nur von der durchschnittlichen Sedimentzusammensetzung ab, sondern auch von der vertikalen Sortierung in den Dünen. Dieses liegt darin begründet, dass die Sortierung die Zusammensetzung des Sediments an der Oberfläche der Dünen bestimmt (Kleinhaus, 2002).

In praktischen Situationen wird die Sohlenzusammensetzung also räumlich (sowohl auf der horizontalen als auch vertikalen Ebene) und zeitlich variieren. Die **Vorgeschichte**, beispielsweise das Aufbrechen von statischen Deckschichten auf Grund eines kürzlich stattgefundenen Hochwassers, spielt hierbei eine wichtige Rolle. Der Einfluss von **Sortierungseffekten** und auch der Entwicklung von **Transportkörpern** auf die Größe des Sedimenttransports ist beträchtlich und führt dazu, dass kein eindeutiges Verhältnis

zwischen der auf die Sohle wirkenden Schubspannung oder den Abfluss und dem Sedimenttransport besteht. Selbst wenn mit einfachen Transportvorhersagemodellen gearbeitet wird, bei denen das Aufbrechen von Deckschichten, die Wechselwirkung mit den Transportkörper usw. nicht miteinbezogen werden, besteht schon allein durch Hiding und Exposure-Effekte unter nahezu denselben hydraulischen Bedingungen eine starke Streuung der Daten sichtbar, siehe Abb. 4.

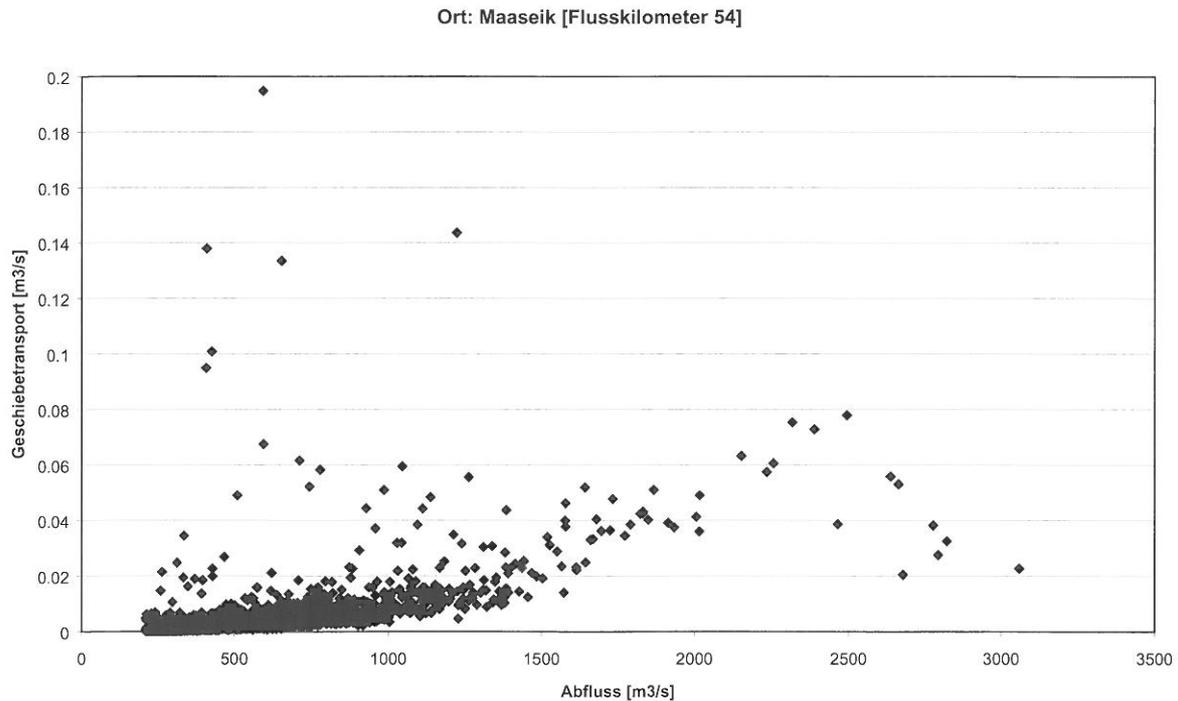


Abb. 4: Mit Mehrkorn-Modell berechneter Sedimenttransport in der Maas als Funktion des Abflusses (Ort: Maaseik [km 54])

Ferner hängt der Sedimenttransport in starkem Maße von der lokalen hydraulischen Belastung und der lokalen Sohlenzusammensetzung ab. Da die lokale hydraulische Belastung im Querschnitt des Flusses stark differieren kann (beispielsweise der Gleithang im Vergleich zum Prallhang), kommen im Querschnitt des Flusses auch starke Variationen in der Zusammensetzung der Oberschicht vor. So können unter bestimmten hydraulischen Belastungen große Teile des Querprofils keinen Beitrag zum Sedimenttransport liefern. Außerdem sind auch die Dünen selbst eine Quelle von lokalen Variationen in der Sohlenzusammensetzung, nicht nur in vertikaler Richtung (siehe Kapitel 2.1.3), sondern auch in horizontaler Richtung, wenn nach einem Hochwasser die Dünentäler mit feinem Material aus den abgeschliffenen Dünenkämmen angefüllt werden (die Düne wird inaktiv und ist nicht in der Lage, sich dem veränderten Abfluss anzupassen). Dies kann zu einem Muster aus abwechselnd groben und feinen Stellen führen, zumal auf Grund der vertikalen Sortierung in den Dünen der oberste Teil einer Düne viel feiner ist als der darunter liegende Teil (Kleinhaus, 2002).

Dies sind zusätzliche Erscheinungen, die vor allem eine Simulation des Sedimenttransports mit eindimensionalen Modellen stark erschweren.

2.1.5 Vertikale Sortierung

Bei der vertikalen Sortierung müssen zwei verschiedene Situationen unterschieden werden, einerseits eine Situation ohne Transportkörper (flacher Sohle) und andererseits eine Situation mit Transportkörper (Dünen).

Bei einer flachen Sohle kann sich die vertikale Sortierung bei Anwesenheit einer groben Oberschicht durch Auswieben der feinen Fraktionen äussern. Diese grobe Schicht wird auch Abpflasterungsschicht oder Deckschicht genannt.

Bei den Transportkörper (Dünen) weist das Sohlenmaterial eine Vergröberung in der Tiefe auf, mit relativ feinem Material in den Dünenkämmen und relativ grobem Material in den Dünentälern und unter den Dünen, siehe Abb. 5:

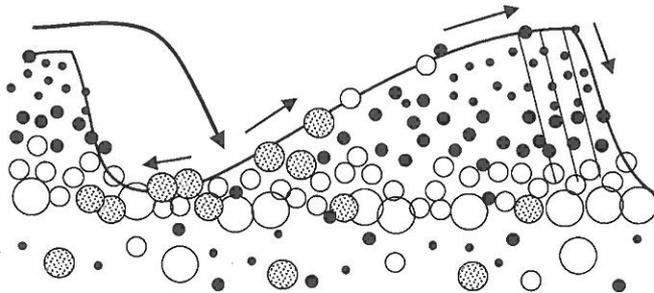


Abb. 5: Vertikale Sortierung in Dünen (Quelle: Blom, 2003)

Diese Vergröberung mit der Tiefe entsteht durch eine Reihe unterschiedlicher Prozesse (Kleinhaus, 2002):

Erstens durch selektive Transportprozesse an der Luvseite der Düne. Feine Körner werden leichter von der Strömung aufgegriffen und zur Spitze der Düne transportiert als die groben Körner.

Zweitens durch selektive Transportprozesse an der Leeseite der Düne. Grobe Körner rollen weiter von der Leeseite der Düne ab, als das bei den feinen Körner auf Grund ihrer höheren Geschwindigkeit, geringen Reibung und ihrer geringeren Möglichkeiten, sich an andere (grobere) Körner anzulehnen, der Fall ist. Neben diesem Prozess spielt auch noch ein anderer Sortierungsprozess an der Leeseite der Düne eine Rolle, der zur vertikalen Sortierung in den Dünen beiträgt, nämlich die sogenannte kinematische Sortierung von Körner (Abb. 6). Im Falle einer lawinenartigen Verschiebung von der Spitze der Düne kommen die groben Körner an der Oberfläche der Lawine zu liegen, wobei sie über die feine Körnung nach unten rollen und die feinen Körner somit eher an der Leeseite der Düne stecken bleiben.

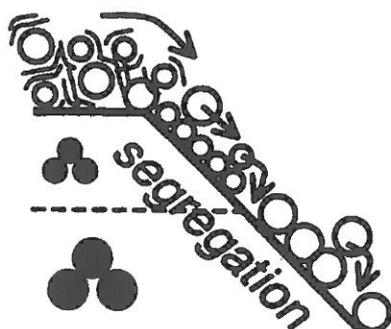


Abb. 6: Kinematische Sortierung von Körner (Quelle: Kleinhaus, 2002)

Drittens durch selektive Transportprozesse in den Dünentälern, wobei die feinen Körner auswaschen und durch die grobe Schicht in die Dünenmulde hinein transportiert werden. Hierdurch sackt die Abpflasterungsschicht langsam nach unten und wird gleichzeitig dicker. Dabei entsteht unter den Dünen gleichsam eine erosionsbeständige "Abpflasterungsschicht" (Klaassen, 1990).

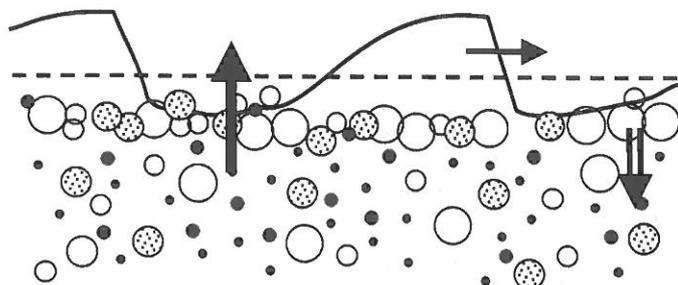


Abb. 7: Vertikaler Austausch in der Dünenmulde (Quelle: Blom, 2003)

Diese Sortierungsprozesse haben zur Folge, dass in der Tiefe eine vertikale Sortierung mit relativ grobem Material an der Unterseite der Düne und relativ viel feinem Material an der Oberseite der Düne entsteht.

Unter bestimmten Randbedingungen, wenn die Schubspannung nicht stark genug ist, um auch die größten Fraktionen in den Dünentälern in Bewegung zu bringen, kann sich unter den wandernden Dünen eine unbewegliche Abpflasterungsschicht entwickeln, die die Aufnahme von feinem Material behindert, das unter dieser Schicht liegt. Die Dünen bewegen sich dann über die gebildete Abpflasterungsschicht hinweg.

Nach einem Hochwasser, wenn die Dünen wieder kleiner werden und die Dünentäler sich wieder füllen (mit im Laufe der Zeit immer feiner werdendem Material), bleibt diese unbewegliche Abpflasterungsschicht als eine Vergrößerung auf der Sohle als Relikt zurück. Dies wird in Abb. 8 verdeutlicht, in der der Effekt von 2 aufeinanderfolgenden Hochwasserereignissen kleiner werdenden Ausmaßes nach vertikaler Sortierung schematisch wiedergegeben wird:

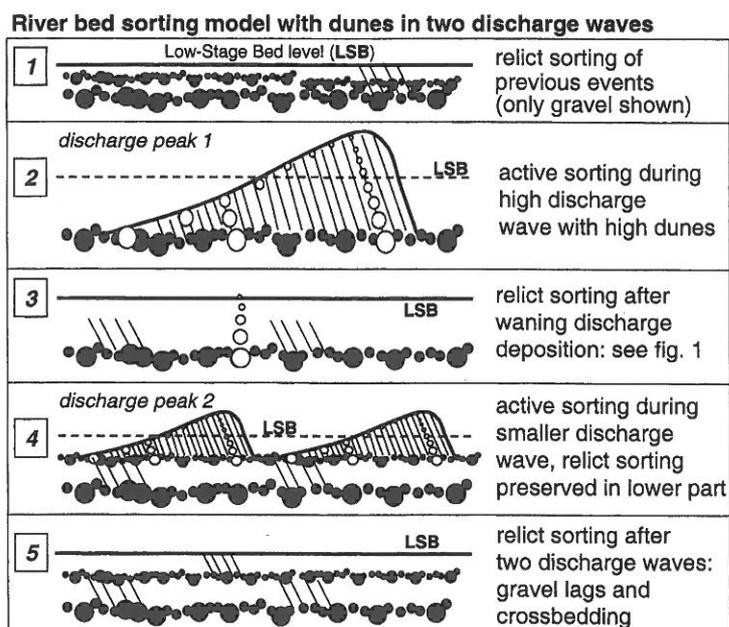


Abb. 8: Rolle der Dünen bei der Sedimentsortierung während und nach einem Hochwasser (Quelle: Kleinhaus, 2001)

Es ist darum von großer Wichtigkeit, für den Fall eines neuen Hochwassers die **Vorgeschichte** und somit den vertikalen Aufbau der Sohle zu kennen, da diese alte Abpflasterungsschicht großen Einfluss auf die auftretenden morphologischen Veränderungen haben kann.

Die eben erwähnten Prozesse spielen sich alle in der Längsrichtung/Strömungsrichtung des Flusses ab. Daneben gibt es noch eine Reihe lateraler Prozesse, die zur vertikalen Sortierung beitragen. Erwähnenswert ist hier die laterale Sortierung unter dem Einfluss von Sekundair / Spiralströmungen und Querhangeffekte. Der Netto-Effekt besteht darin, dass sich relativ grobes Material am Prallhang und relativ feines Material am Gleithang befindet.

2.1.6 Transportvorhersagemodelle

Die vorstehend beschriebenen Mechanismen sind so komplex, dass es immer noch nötig ist, Sedimenttransportvorhersagemodelle mit hohem empirischen Gehalt zu benutzen. Hinzu kommt noch, dass viele Transportvorhersagemodelle nur auf Basis von Laborexperimenten abgeleitet sind.

Morphologen müssen jedoch erkennen, dass solche Sedimenttransportvorhersagemodelle nur für die Randbedingungen gültig sind, für die sie bestimmt sind, und nur in Kombination mit der an die Vorhersage gekoppelten Methode der Schubspannungsberechnung und der Hiding & Exposure-Korrektur. Bei Anwendung in einem anderen Gebiet oder einem anderen Bereich muss man sich darüber im klaren sein und im Hinblick auf die zu kalibrierenden Größen eine vernünftige Wahl treffen. Für die praktische Anwendung (im Prototyp) ist daher eigentlich immer Sorgfalt und Kalibrierung erforderlich.

Von Kleinhans wird angemerkt, dass das Fehlen von guten Rauheitsvorhersagemodellen einen großen Mangel darstellt. Variationen in den Prognosen verschiedener Transportvorhersagemodelle entstehen vor allem durch Unterschiede in der Methode der Schubspannungsberechnung und der Behandlung des kritischen Shieldsparameters für die diversen Sedimentfraktionen (pers. Kommentar. M. Kleinhans, 2003).

Sedimenttransportvorhersagemodelle sind global in Gruppen zu unterteilen. Zuerst kann man einen Unterschied zwischen probabilistischen und deterministischen Vorhersagemodellen machen. Der probabilistische Charakter kommt beispielsweise in einer Wahrscheinlichkeitsverteilung der auf der Sohle wirkenden Schubspannungen zum Ausdruck, um vor allem den Effekt von turbulenten Bewegungen dicht oberhalb der Sohle auszudrücken (Kleinhans, 2002). Die probabilistischen Modelle befinden sich noch in den Kinderschuhen und es existieren noch kaum Erfahrungswerte hiermit. Anders ist es bei den deterministischen/empirischen Modellen. Diese werden auf der ganzen Welt vielfach angewendet.

Eine im Rheinstromgebiet vielgebrauchte Formel ist die von Meyer-Peter & Müller, ein Modell aus der erstgenannten Kategorie, hier noch für Einkornmaterial stehend. Dieses Modell wird hier als Beispiel für das Zustandekommen einer Transportformel für Sedimentmischungen gebraucht.

Meyer-Peter & Müller für Einkornmaterial:

$$\phi_b = 8 \cdot (\mu_{MPM} \cdot \theta_m - 0.047)^{3/2}$$

Die Zahl 0.047 ist hier die kritische dimensionslose Schubspannung, ab der der Bewegungsbeginn anfängt.

mit:

$$\Phi_b = \text{Dimensionsloser Sedimenttransport, definiert als } \phi_b = \frac{q_b(1-\varepsilon)}{\sqrt{g\Delta D^3}}$$

$$\theta_m = \text{Shieldsparameter für } D_m$$

$$\mu_{MPM} = \text{Reduktionskoeffizient für Transportkörper}$$

Für weitere Informationen über die Meyer-Peter & Müller-Transportformel verweisen wir auf Anlage 1.

Das Transportvorhersagemodell von Meyer-Peter & Müller wurde für Sedimentmischungen abgeleitet, aber wurde in der ursprünglichen Form aber nicht fraktionsweise angewendet. Um es für Sedimentmischungen brauchbar zu machen, wird die Formel anstatt für die gesamte Mischung pro Fraktion angewendet und mit einer Hiding & Exposure-Funktion ξ_i versehen. Das Modell für den Sedimenttransport der Fraktion i erhält dann folgende Formel:

$$\phi_{b,i} = p_i \cdot 8 \cdot (\mu_{MPM} \cdot \theta_i - \xi_i \cdot 0.047)^{3/2}$$

mit:

p_i = Anteil der Fraktion i im Sohlenmaterial

Hierin erkennen wir den/die in Paragraph 2.1.1 erwähnte(n):

- Transport bei niedrigen relativen Schubspannungen/Beginn der Bewegung (0.047)
- Wechselwirkung zwischen Transportkörper - Sedimenttransport (μ_{MPM})
- Einfluss der Sohlenzusammensetzung auf den Transport (ξ_i)

Die Hiding & Exposure-Funktion ξ_i kann viele Formen haben. Diverse Forscher haben Funktionen vorgeschlagen (siehe u.a. Sutherland, 1991). Im Rheinstromgebiet wird die Formel von Meyer-Peter & Müller häufig in Kombination mit der Hiding & Exposure-Funktion von Egiazaroff / Ashida & Michiue angewendet. Eine Beschreibung dieses Ausdrucks finden Sie in Anlage 1.

Es gibt eine Reihe von Varianten für die Formel von Meyer-Peter & Müller, die auch regelmäßig auf den Rhein angewendet werden, beispielsweise die Formel von Hunziker (1995).

Formel von Hunziker:

$$\phi_{b,i} = p_i \cdot 5 \cdot (\xi_i (\theta_{ms}^* - \theta_{cm}))^{3/2}$$

mit:

- θ_{ms}^* = adaptierte Shieldsparameter für D_m , definiert als $\mu_H \cdot \theta_{ms}$
- θ_{cm} = adaptierte Grenswert des Bewegungsbeginns, definiert als $\theta_{ce}(d_{mo}/d_{ms})^{0.33}$
- μ_H = Reduktionskoeffizient für Transportkörper
- θ_{ce} = kritische dimensionslose Schubspannung für Einheitskorn
- d_{ms} = charakteristischer Korndurchmesser der Deckschicht (Index 's'), $d_{ms} = \sum p_i \cdot D_i$
- d_{mo} = charakteristischer Korndurchmesser der Unterschicht (Index 'o'), $d_{mo} = \sum p_i \cdot D_i$

Hierbei fällt auf, dass die Schubspannungsterme $(\theta_{ms}^* - \theta_{cm})$ nicht pro Fraktion bestimmt werden, sondern auf Basis des d_m der Mischung, und dass der Hiding und Exposure-Term ξ_i nicht die kritische Schubspannung korrigiert, sondern den gesamten Term $(\theta_{ms}^* - \theta_{cm})$. Diese Vorgehensweise basiert auf dem Gedanken der "equal mobility" und Untersuchungen von Wilcock über den Transportbeginn von unimodalen Mischungen. Der Beginn der Bewegung entsteht für alle Fraktionen bei derselben Schubspannung. Für mehr Details über die Formel von Hunziker verweisen wir auf Anlage 1.

Eine erst kürzlich zur Verfügung gestellte Formel ist die Formel von Wu et al. (2000).

Formel von Wu et al.:

$$\phi_{b,i} = p_i \cdot 0.0053 \cdot \left[\left(\frac{n'}{n} \right)^{3/2} \cdot \frac{\theta_i}{\xi_i \cdot \theta_c} - 1 \right]^{2.2}$$

Diese Formel wurde von Wu et al. im Jahr 2000 publiziert. Auch hierin ist die Formel von Meyer-Peter & Müller noch zu erkennen. Wu et al. erhält **im Durchschnitt** die beste Wertung einer Verifikationsstudie mit Laborexperimenten (siehe Kapitel 3). Dies ist zu einem wesentlichen Teil eine Folge des großen Datensatzes, den Wu et al. verwendet haben, um ihre Formel abzuleiten. Die Formel hat somit auch ein umfangreiches Anwendungsgebiet. Aber auch für die Formel von Wu et al. gilt genau wie bei allen anderen Transportvorhersagemodelle, dass abhängig von den lokalen Gegebenheiten große Fehler in der Vorhersage des Transports gemacht werden können (Quantität und Zusammensetzung).

2.1.7 Schichtkonzepte für die vertikale Sortierung

Die Interaktion zwischen selektivem Transport von Sedimentfraktionen, Sohlenniveauveränderungen und vertikaler Sortierung wird in numerischen Modellen meist durch sogenannte Sedimentkontinuitätsmodelle beschrieben, wie beispielsweise das Aktiv-Schicht-Konzept von Hirano (1971) oder das 2-Schicht-Modell von Ribberink (1987).

Im 1-Schicht-Modell von Hirano wird die Sohle in eine aktive Schicht mit (konstanter) Dicke L_a und eine unbewegliche Unterschicht (auch 'Substratum' genannt) mit Niveau η_0 schematisiert. Beide haben dabei eine bestimmte Zusammensetzung (in Abb. 9 mit respektive $F_{i,a}$ und $F_{i,0}$ angedeutet).

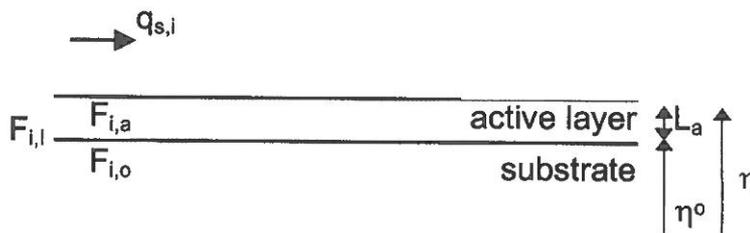


Abb. 9: Das Aktiv-Schicht-Konzept von Hirano (1971)

Bei einer Veränderung des Sohlenniveaus η im Laufe der Zeit tritt zwischen der aktiven Schicht und dem Substratum ein vertikaler Sedimentfluss auf. Dieses Sohlenniveau kann sich verändern, beispielsweise im Falle einer Netto-Erosion oder Sedimentation.

Andere Begriffe in der Literatur für aktive Schicht sind "Transportschicht", "Mischungsschicht", "Austauschschicht" oder Deckschicht (im Fall von Abpflasterung). In diesem Bericht werden die Begriffe Transportschicht und Deckschicht verwendet.

Neben dem 1-Schicht-Modell von Hirano (1971) wurde von Ribberink (1987) ein 2-Schichten-Modell entwickelt, da Rinnen-Experimente zeigten, dass der Einfluss von unregelmäßigen, tiefen Mulden auf den vertikalen Sortierungsprozess nicht zu vernachlässigen ist. Außerdem zeigte sich, dass das 1-Schicht-Modell bei einer Erosion in Kombination mit einer feinen Unterschicht unter einer gröberen aktiven Schicht einen mathematisch-elliptischen Charakter bekam. Dieses elliptische Verhalten führt zu numerischer Instabilität. Um diese Effekte zu berücksichtigen, wurde von Ribberink zwischen der aktiven Schicht und dem Substratum eine zusätzliche Schicht platziert. Siehe Abb. 10.

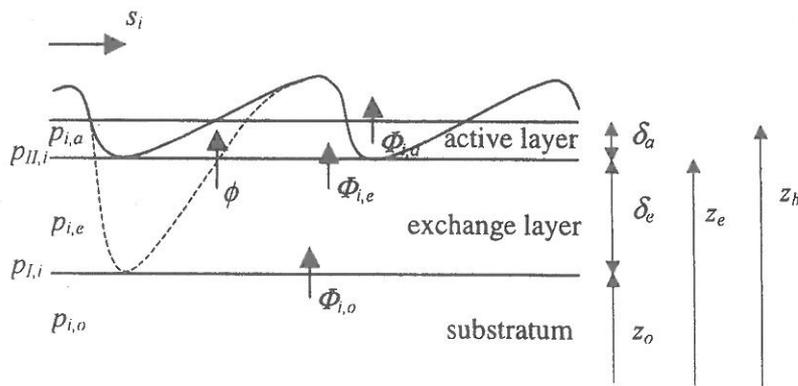


Abb. 10: 2-Schichten-Modell von Ribberink (1987)

Der Nachteil nahezu aller dieser 1-Schicht-Modelle besteht darin, dass sie nicht in der Lage sind, die hier beschriebenen vertikalen Sortierungsprozesse und den Einfluss dieser Sortierungsprozesse auf den Sedimenttransportprozess adäquat zu beschreiben. Daneben tritt in fast allen diesen Modellen nur ein vertikaler Sedimentfluss auf, wenn von einer Netto-Veränderung des Sohlenniveaus die Rede ist, also im Falle einer Erosion oder Sedimentation. Untersuchungen haben ergeben, dass dies keine Bedingung für den vertikalen Austausch von Sedimenten sein muss. Weitere Einzelheiten finden Sie bei Blom et al. (2003). Im Gegensatz zum 1-Schicht-Modell von Hirano (1971) ist beim 2-Schichten-Modell von Ribberink (1987) sehr wohl ein vertikaler Austausch/Neuverteilung des Sediments zwischen den verschiedenen Schichten möglich, ohne dass sich das Sohlenniveau im Laufe der Zeit verändert.

Neben dem 1-Schicht-Modell von Hirano (1971) und dem 2-Schichten-Modell von Ribberink (1987) wurden allerlei Varianten zum 1-Schicht-Modell von Hirano (1971) entwickelt. Es führt jedoch zu weit, auf all diese Varianten einzugehen.

Vor einige Jahre hat man im Modellinstrumentarium SOBEK-Graded das 1- und 2-Schichtenmodell mit einer sogenannten 'Unterschichtbilanz' erweitert. Hierbei kann der Untergrund in eine große Anzahl von dünnen Schichten aufgeteilt werden, die jeweils eine andere Zusammensetzung haben können. Auf diese Weise kann man die vertikale Schichtung der Sohle berücksichtigen und bei Erosion oder Sedimentation geht keine Information verloren (Gedächtniseffekt). z.B. auch das Morphodynamische Simulationssystem TIMOR (Zanke, Mewis, 2002) arbeitet mit einer sogenannten 'Unterschichtbilanz', hier "3D-Sohle" genannt, wobei dem Untergrund auch in sehr viele Schichten und Fraktionen aufgeteilt werden kann. Im Hinblick auf die alte Situation mit nur einer großen Unterschicht ist dies eine sehr wichtige Verbesserung.

Eine neue Entwicklung ist die Grundsatzarbeit von Parker et al. (2000). Diese geht von der Kontinuität des Sediments ohne Unterschied in den einzelnen Sohlenschichten aus. Sie basiert auf der Wahrscheinlichkeitsdichte von Sohlhöhen und beschreibt das vertikale Sortierungsprofil und die vertikalen Sedimentflüsse kontinuierlich über die Tiefe.

Durch Blom (2003) wurde auf der Basis der Grundsatzarbeit von Parker et al. (2000) ein neues Sedimentkontinuitätsmodell für die vertikale Sortierung entwickelt, das speziell auf Bedingungen ausgerichtet ist, in denen Dünen dominieren. Ein Modell, das auf jeden Fall die zuvor beschriebenen vertikalen Sortierungsprozesse berücksichtigt. Es führt hier jedoch zu weit, darauf gründlicher einzugehen. Mehr Details sind in Blom (2003) zu finden.

2.2 Praktische Probleme bei Berechnungen mit Sedimentmischungen

2.2.1 Einleitung

Ansätze zur morphologischen Berechnung von Sedimentmischungen ('Mehrkornmodellen') stecken noch in den Kinderschuhen. Es bestehen noch zahlreiche Wissenslücken, die die erfolgreiche Anwendung dieser Art von Modellen einschränken. Das Modellinstrumentarium befindet sich noch in der Entwicklung und Felddaten mit dem richtigen Maß an Detailliertheit sind nur spärlich vorhanden.

Trotz aller Probleme überwiegen die Vorteile und Chancen der fraktionsweiser Berechnung der Transportraten von Sedimentmischungen bei weitem die Nachteile, da die Alternative (Einkorn morphologische Berechnung) im Falle einer fraktionierten Sohlenzusammensetzung ihre Grenzen hat, wenn selektive Transportprozesse eine Rolle spielen.

Beim Gebrauch von Mehrkornmodellen muss eine große Anzahl von Entscheidungen getroffen werden: Welche Modellkonzepte will ich gebrauchen, wie schematisiere ich den Untergrund usw.. Vor allem bei der Anwendung von Mehrkornmodellen benötigt man viele Informationen, die in der Praxis selten zur Verfügung stehen. Die gewählten Modellkonzepte werden immer noch einen stark empirischen Charakter haben und darum nie speziell für die lokalen Gegebenheiten des Studiengebiets abgeleitet sein. Darum muss kalibriert werden, aber wie? An welchen Schrauben darf man drehen und an welchen nicht?

Kurzum: Ein Modellierer stößt auf viele konzeptuelle und praktische Probleme. Weil es noch einer Vielzahl an Erfahrungen bedarf, kann noch lange nicht für alles eine Lösung angeboten werden. Der Einsatz des gesunden Menschenverstands und die Einsicht in die Einschränkungen des Modellsystems sind eine erste Voraussetzung, um erfolgreich modellieren zu können.

2.2.2 Praktische Probleme bei 1-D fraktionsweiser Berechnung der Transportraten

In Paragraph 2.1 wurde darauf hingewiesen, dass an den Konzepten, die den Sedimenttransport beschreiben, noch viele Unvollkommenheiten haften. Diese Unvollkommenheiten sind in der Praxis so groß, dass man noch immer in mehr oder weniger empirischen Vorgehensweisen Zuflucht suchen muss. Dies bedeutet gleichzeitig, dass die Konzepte nur deshalb einen beachtlichen Wert haben, weil die eingebrachte Empirie häufig auf Laborversuchen oder auf sehr spezifischen Felddaten basiert. Dies macht es einerseits erforderlich, die Transportvorhersagemodelle in dem Gebiet zu kalibrieren in dem sie angewendet werden. Andererseits muss man sich vor der Studie der Einschränkungen der gegenwärtigen Modellkonzepte bewusst werden, damit die Probleme in Angriff genommen werden können. Viele der folgenden Probleme sind nicht nur ein Problem bei 1-D-Modellen, sondern gelten auch für 2-D-Modelle.

Analyse des Problems

Was sind nun die wichtigsten praktischen Probleme, und welche Wahl muss man bei der Anwendung von 1-D-Mehrkornmodellen für fließgewässerwissenschaftliche Probleme treffen?

In erster Instanz muss natürlich beurteilt werden, ob sich das Problem dazu eignet, mit einem 1-D morphologischen Modell gelöst zu werden. Für kleinere Probleme oder Probleme, die in einem wesentlichen Maße durch zweidimensionale Prozesse bestimmt werden, ist es sinnvoll, sich gleich auf die 2 oder 3-dimensionalen morphologischen Modelle zu konzentrieren. Die zentrale Frage ist, ob mit der gewählten Modell die wahrgenommene Sohlenveränderung und Sohlenzusammensetzung reproduziert werden kann. Nur in dieser Situation kann man ausreichend darauf vertrauen, dass der Prozess mit ausreichender Genauigkeit beschrieben wird.

So können starke Querschnittänderungen in der Fließgewässer-Geometrie (beispielsweise ein "Flaschenhals" gefolgt von einer starken Verbreiterung) bei 1-D morphologischen Berechnungen Probleme schaffen. Als Folge der hohen Fließgeschwindigkeiten findet bei den "Flaschenhälsen" Erosion statt. Weiter stromabwärts, wenn der Fluss wieder etwas breiter wird und die Fließgeschwindigkeiten niedriger sind, wird dieses erodierte Material wieder abgelagert. Bei sehr großen

Verbreiterungen geht man das Risiko ein, dass im morphologischen Modell die auftretenden Schubspannungen so niedrig sind, dass überhaupt kein Sediment mehr transportiert wird, auch nicht bei Hochwasser, was zur Folge hat, dass das Profil langsam 'verschlammt' und die morphologische Berechnung abbricht. In Wirklichkeit bahnt sich der Fluss einen neuen Weg, jedoch lassen sich derartige 2-D-Situationen nicht mit einem 1-D morphologischen Modell simulieren.

Wenn sich das Problem für eine eindimensionale Modellanwendung eignet, müssen viele Entscheidungen getroffen werden. Hierbei wird angemerkt, dass eine Entscheidungsfreiheit nicht immer vorhanden ist, weil das Softwarepaket, mit dem gearbeitet wird, gewisse Einschränkungen hat. Manchmal stellen morphologische Berechnungen zusätzliche Anforderungen im Hinblick auf die Modellschematisierung. So muss beispielsweise eine regelmäßige Rechenbasis vorhanden sein, etwas, was für die Hydraulik nicht zwingend erforderlich ist.

Wahl des Schichtenkonzepts für die Beschreibung des vertikalen Sediment austauschs

Für die Beschreibung des vertikalen Austauschs der Sedimentfraktionen zwischen dem transportierten Sediment und der Sohle einerseits und den verschiedenen Schichten in der Sohle andererseits wird von einem sogenannten Schichtenkonzept Gebrauch gemacht, das auf Basis der Kontinuität der verschiedenen Sedimentfraktionen arbeitet.

Es wurden verschiedene Schichtenkonzepte entwickelt, wovon jedes seine Einschränkungen hat (beispielsweise das 1-Schicht-Modell von Hirano (1971) oder das 2-Schichten-Modell von Ribberink (1987), siehe Paragraph 2.1.7). Obwohl mit derartigen Modellkonzepten positive Erfahrungen gemacht wurden, besteht noch immer viel Unsicherheit über die Gültigkeit und Anwendbarkeit dieser Modellkonzepte in Flüssen mit stark fraktioniertem Sediment (weite Sieblinie). Außerdem werden viele vertikale Austauschprozesse noch nicht gut erfasst.

Der Modellierer muss mit diesen Einschränkungen leben und eine Wahl aus den verfügbaren Sohlenschichtenkonzepten treffen.

Wahl der Anzahl Fraktionen und der Fraktionsgrenzen

Informationen über die Sohlenszusammensetzung und die Zusammensetzung des Sedimenttransports sind häufig begrenzt. Trotz dieser Begrenzungen muss eine Wahl getroffen werden, wie viele Sedimentfraktionen man unterscheidet und wo die Grenzen dieser unterschiedenen Sedimentfraktionen liegen.

Die mindestens benötigte Anzahl Fraktionen N kann man abschätzen, indem man die Faustregel von Khin Ni Ni Thein (1989) anwendet:

$$N = 5 + 6 \cdot \text{Log}(\sigma_g)$$

Hierbei ist σ_g die geometrische Standardabweichung, die definiert ist als:

$$\sigma_g = \frac{1}{2} \left(\frac{D_{84}}{D_{50}} + \frac{D_{50}}{D_{16}} \right)$$

Die dazu gehörigen Fraktionsgrenzen hängen unmittelbar von den verfügbaren Kornverteilungskurven und Kornverteilungsdurchmesser ab.

Wahl der Transportschichtmächtigkeit

Die Mächtigkeit der Transportschicht (in die Literatur auch mit "Mischungsschicht", "Austauschschicht" oder "aktiven Schicht" bezeichnet) hat Einfluss auf die Geschwindigkeit, mit der sich das Sohlenmaterial an die vorherrschenden Gegebenheiten anpasst und die Geschwindigkeit, mit der die Veränderung der Sohlenszusammensetzung sich in Richtung flussabwärts fortpflanzt. In einer dünnen Transportschicht erfolgt diese Anpassung relativ schnell im Vergleich zu einer mächtigen

Transportschicht. Die Mächtigkeit der Transportschicht hat über die Sohlenzusammensetzung einen starken Einfluss auf die Größe der berechneten morphologischen Veränderungen. Beispielsweise wird eine dünne Transportschicht im Fall von Erosion eher abpflastern und somit die Erosion schneller zum Stillstand bringen als eine dicke Transportschicht.

Gewöhnlich geht man bei der Mächtigkeit der Transportschicht so vor, dass man deren Wert mit dem der durchschnittlichen Dünenhöhe gleichsetzt. In dem Maße, in dem die Amplitude der Dünen zunimmt, nimmt auch die morphologisch aktive Schicht an Mächtigkeit zu. Häufig wird angenommen, dass die Mächtigkeit der Transportschicht ungefähr der Hälfte der Dünenhöhe entspricht.

In Mehrkornmodellen muss man sich entscheiden, ob man die Mächtigkeit der Transportschicht im Laufe der Zeit als konstant voraussetzt oder ob man diese variabel macht, indem man sie an ein Dünenhöhenvorhersagemodell koppelt.

Im Allgemeinen tritt bei grobem Sohlenmaterial mit einer starken Gradierung keine oder nur eine sehr geringe Dünenbildung auf. In derartigen Fällen kann man sich für eine *konstante* Transportschichtmächtigkeit entscheiden (indem beispielsweise die Mächtigkeit der Transportschicht auf D_{90} oder D_m des Sohlenmaterials basiert).

Für den Fall, dass das Sohlenmaterial in der Längsrichtung des Flusses feiner ist oder feiner wird, spielt die Dünenbildung jedoch sehr wohl eine Rolle und beeinflusst in starkem Maße den vertikalen Sediment austausch. Die Größe der Dünen hängt dabei unmittelbar von der Größe des Abflusses (Hochwasser!) ab. In derartigen Fällen kann man sich für eine *variable* Transportschichtmächtigkeit entscheiden, wobei die Transportschichtmächtigkeit mit einem Dünenhöhenvorhersagemodell unmittelbar an die Dünenhöhe gekoppelt wird (eventuell begrenzt durch ein Minimum der Transportschichtmächtigkeit).

Ein Nachteil ist jedoch, dass viele der existierenden Dünenhöhenvorhersagemodelle auf Experimenten mit Einkornmaterial basieren, woraus eine große Unsicherheit darüber resultiert, ob diese Modelle im Falle von Sedimentmischungen ohne weiteres gebraucht werden dürfen. Außerdem ist die Bildung von Transportkörpern noch nicht in ausreichendem Maße erfasst, um qualitativ zuverlässige Aussagen zu machen. Es ist sehr wünschenswert, in Situationen, in denen Transportkörper entstehen, auch Messungen der Transportkörper unter diversen Randbedingungen zur Verfügung zu haben. Ferner ist es zu empfehlen, die Empfindlichkeit der verschiedenen Vorgehensweisen im Modell zu testen.

Schematisierung des Untergrunds (Unterschichten)

Einige Programmpakete bieten die Möglichkeit, die Sohle in eine Reihe von Unterschichten aufzuteilen, wobei pro Gitterpunkt jeder definierten Unterschicht eine andere Fraktionsverteilung zugeordnet werden kann ("Unterschichtenbuchhaltung" oder "3D-Sohle" genannt). Dies ist ein großer Vorteil für den Fall, dass die Sohlenzusammensetzung in der Tiefe eine starke Schichtung aufweist. Daneben kann auch die während einer berechneten Sedimentation aufgebaute Schichtung simuliert werden. Mit dieser Unterschichtenbuchhaltung ist es möglich, die morphologischen Effekte des Anbrechens einer feinen Unterschicht zu berechnen oder alte, tief gelegene Abpflasterungsschichten oder Ablagerungen zu berücksichtigen.

Hierbei muss der Modellierer die Anzahl der Unterschichten und die Mächtigkeit dieser Unterschichten auswählen. Je größer die Anzahl der Unterschichten ist, um so mehr Informationen müssen in das morphologische Modell eingeführt werden. Dem steht gegenüber, dass durch das Definieren von Unterschichten fraktionierte morphologische Prozesse viel besser simuliert werden können. Es hängt jedoch viel vom Ausmaß und der Detailliertheit der verfügbaren Sohleninformationen ab.

Im allgemeinen ist zu empfehlen, eine Mächtigkeit für die Unterschichten zu wählen, die gleich oder größer ist als die Mächtigkeit der Transportschicht. Man denke dabei an eine Spanne von 10 – 20 cm. Sollten derartige detaillierte Sohleninformationen nicht verfügbar sein, was nahezu immer der Fall ist, dann kann mehreren Unterschichten dieselbe Fraktionsverteilung zugeordnet werden. Beim Schematisieren der Sohle über beispielsweise eine Tiefe von 4 m bedeutet dies eine Definition von 20 bis 40 Unterschichten.

Die Wahl des Sedimenttransportvorhersagemodells

In der Literatur findet man eine große Auswahl an Sedimenttransportvorhersagemodellen. Jede Transportformel wurde mit einem spezifischen Ziel vor Augen entwickelt und hat ihren eigenen Anwendungsbereich. Einige Transportformeln wurden für die Beschreibung des Transports von grobem Sohlenmaterial entwickelt, andere für feines Sohlenmaterial. Manche Transportformeln dürfen nur im Falle von enge Sieblinien gebraucht werden (Einkornmaterial), andere wurden speziell für weite Sieblinien entwickelt (Kornmischung bzw. Mehrkornmaterial).

Bei der Wahl einer Transportformel muss darum kritisch auf das Anwendungsgebiet dieser Formeln und die daran gekoppelte Rauheitsformulierung sowie die Hiding/Exposure-Formulierung geachtet werden (siehe Kapitel 3 und Anlage 1).

Es ist noch wenig bekannt über die Frage, welche Transportformel unter welchen Randbedingungen die beste Leistung erbringt. Hinsichtlich der KHR hat Van der Scheer et al. (2002) eine große Anzahl von Transportformeln miteinander verglichen. In Kapitel 3 wird hierauf näher eingegangen.

Die Wahl der Kalibrierungsparameter

Es gibt zwei Möglichkeiten für die Kalibrierung :

- a) Kalibrierung durch Anpassung der Formeln (Konstanten, hiding und ripple faktor, etc.)
- b) Kalibrierung durch Anpassung der gewässerspezifischen Parameter (Kornverteilung, k-Werte, etc.)

Ad. a):

Es wird viel über die Frage diskutiert, ob eine Transportformel für lokale Gegebenheiten kalibriert werden darf, und wenn ja, welche Faktoren dann für die Kalibrierung verwendet werden dürfen. Faktoren, die für die Kalibrierung in Betracht kommen, sind:

- die dimensionslose kritische Schubspannung
- Faktoren in der vorgeschlagenen Hiding/Exposure-Funktion
- der Ripple-Faktor
- der Faktor α vorausgehend die ganze Formel, die die Menge des Sedimenttransports anpasst.

In der Praxis verfügt man im allgemeinen nicht über sehr umfangreiche Messungen. Die Hiding/Exposure-Formulierung zu bearbeiten, erweist sich aus diesem Blickwinkel schon fast als unmöglich.

Für eine gute Einschätzung des Ripple-Faktors ist die Kenntnis der tatsächlich auftretenden örtlichen Rauheit unter den zu berücksichtigenden hydraulischen Bedingungen erforderlich. Diese Rauheit basiert meist auf der Kenntnis der Gefällelinien unter verschiedenen hydraulischen Bedingungen (Kalibrieren auf Wasserbewegung).

Ad.b):

Mit der Anpassung der Korngrößenverteilung sollte man bei der Kalibrierung eine Modells sehr vorsichtig sein. Die Anpassung sollte sich deutlich innerhalb den Grenzbereiches der gemessenen Korngrößenverteilung befinden.

Unter Sachverständigen wird viel über die Rolle der Rauheit bei der Vorhersage von Sedimenttransporten diskutiert. Vor allem wird über den Gebrauch von auf Wasserbewegung kalibrierten Rauheiten in den Sedimenttransportvorhersagemodelle diskutiert. Dabei geht es um die Idee, dass die kalibrierte Rauheit nicht mit der echten Rauheit der Sohle übereinstimmt. Fehler in Schematisierungen usw. können schließlich für die Tatsache verantwortlich sein, dass die echte Rauheit stark von der kalibrierten Rauheit abweicht.

Hierbei sei angemerkt, dass für die Transportvorhersagemodelle des Typs

$\phi = f\left(\theta, \frac{\theta}{\theta_c}\right)$ die Diskussion vor allem für den Wert des Ripple-Faktors μ relevant ist.

Dies, weil θ umgeschrieben werden muss in:

$$\theta_i = \frac{\bar{u}^2}{C^2 \cdot \Delta \cdot D_i}$$

und mit Hilfe von Chézy $\bar{u} = C \cdot \sqrt{h \cdot i}$ (im Falle von stationär, gleichförmiger Strömung) umzuschreiben ist in:

$$\theta_i = \frac{h \cdot i}{\Delta \cdot D_i}$$

Oder die antreibenden Kräfte für den Sedimenttransport sind das Wasserspiegelgefälle und die Wassertiefe. Dies sind genau die Größen, die durch Kalibrieren mit der Wirklichkeit in Übereinstimmung gebracht werden. Für den Ripple-Faktor gilt:

$$\mu = f\left(\frac{C}{C_{\text{korn}}}\right)$$

Hier wird beim Gebrauch der kalibrierten Rauheit als C-Wert also sehr wohl ein Fehler gemacht.

Um dieses Problem zu vermeiden, wird in der Praxis häufig mit einem festen Ripple-Faktor gearbeitet, der mit den durchschnittlichen Gegebenheiten übereinstimmt. Es ist jedoch nicht logisch, den Ripple-Faktor als einzige Kalibrierungsparameter für den Sedimenttransport anzusehen.

Meistens werden der dimensionslose Shieldswert θ_c und der Faktor α als Kalibrierungsfaktoren verwendet, häufig in Kombination miteinander. Manchmal verwendet man jedoch auch den Ripple-Faktor. Die Meinungen hierüber sind geteilt.

So zeigte eine in Kapitel 4 präsentierte Untersuchung (die numerische Simulation des Günter und Ribberink Versuchs), dass es nötig ist, den kritischen Shieldswert bei den verschiedenen Modellkonzepten anzupassen, um die gemessenen Veränderungen angemessen zu simulieren.

Wahl der sedimentführenden Breite

Der Transport von Sediment beschränkt sich bei einem Hochwasser oftmals nicht auf das Hauptbett. Daneben entspricht die sedimentführende Breite nicht definitionsgemäß dem morphologisch aktiven Teil des Flusses. Gewöhnlich wird die sedimentführende Breite mit der Breite des Niedrigwasserbetts des Flusses gleichgesetzt.

Morphologische Randbedingung an der Obergrenze

Die morphologische Randbedingung muss vorzugsweise so weit wie möglich vom Interessensgebiet weg gelegt werden, um sogenannte "Randbedingungs"-Effekte im Interessensgebiet zu vermeiden.

Wahlweise kann man an der Obergrenze des Modells das Sohlenniveau oder den Sedimenttransport als morphologische Randbedingung festlegen. Wenn das Sohlenniveau als morphologische Randbedingung festgelegt wird, bestimmt die definierte Sohlenszusammensetzung vor Ort die Größe und die Zusammensetzung des hereinkommenden Sedimenttransports. Die definierte Sohlenszusammensetzung an der Obergrenze muss also sorgfältig ausgewählt werden.

Wenn der Sedimenttransport als morphologische Randbedingung festgelegt wird, muss man den Transport pro definierte Fraktion im Laufe der Zeit definieren, beispielsweise in der Form einer Q-S-Relation. Dann wird aber zur Bedingung gemacht, dass hierüber genügend Informationen bekannt sind.

Begrenzte Informationen über die Sohlenzusammensetzung

Morphologische Berechnungen von Kornmischungen stellen hohe Anforderungen an die Detailliertheit der Sohlenschematisierung. Pro Gitterpunkt muss pro definierter Sohlenschicht eine komplette Fraktionsverteilung angegeben werden. Im allgemeinen stehen derart detaillierte Informationen nicht zur Verfügung und müssen hinsichtlich der Sohlenzusammensetzung in der Längsrichtung und in der Tiefe abgeschätzt werden. Außerdem ist die Sohlenzusammensetzung in der Achse des Flusses gewöhnlich anders als an den Ufern, am Prallhang anders als am Gleithang und nach einem Hochwasser anders als vor dem Hochwasser (Aufbrechen der weiterentwickelte Deckschicht). In einem 1-D-Modell muss man sich entscheiden, wie mit diesen Variationen in der Querrichtung umgegangen werden soll.

Begrenzte Informationen über die Größe und die Zusammensetzung des Sedimenttransports

Im günstigsten Fall stehen Sedimenttransport-Informationen einer begrenzten Anzahl von Orten zur Verfügung, und dann noch verteilt auf eine begrenzte Anzahl von Ereignissen im Laufe der Zeit. Daten über die Kornzusammensetzung des transportierten Materials (Fraktionsverteilung) sind noch spärlicher. Dies erschwert eine gute Kalibrierung eines Mehrkornmodells.

Begrenzte Informationen über das Sohlenniveau im Laufe der Zeit

Gewöhnlich steht nur eine begrenzte Anzahl von Sohlenniveaus verschiedener Ereignisse im Laufe der Zeit zur Verfügung. Es bestehen nur wenige Informationen über zeitabhängige Prozesse. Dies erschwert eine gute Kalibrierung eines Mehrkornmodells.

Sedimentverteilung bei Verzweigungspunkten

In einem eindimensionalen Mehrkornmodell muss bei Verzweigungspunkten pro berücksichtigter Sedimentfraktion eine Verteilung angegeben werden: wieviel Prozent geht zum linken Flußarm und wieviel Prozent zum rechten Flußarm? Häufig sind hierüber keine Informationen bekannt und die Verteilung muß geschätzt werden.

Stabilität der morphologischen Berechnung

Starke Veränderungen der definierten Sohlenzusammensetzung in der Tiefe und der Längsrichtung des Flusses können, genau wie starke Veränderungen in der Flussgeometrie (lokale Verengung, gefolgt von einer lokalen Ausbreitung) zu Stabilitätsproblemen bezüglich der morphologischen Simulation führen. Lokal kann die Sedimentation so große Ausmaße annehmen, dass das gesamte Niedrigwasserbett als Folge des Abbruchs der numerischen Simulation verschlammt.

3 Vergleichende Untersuchung von Transportformeln

3.1 Einleitung

Bei eindimensionalen Morphologische Berechnungen von Kornmischungen ergeben sich, wie bereits in Kapitel 2 erwähnt, eine Reihe von praktischen Problemen, mit denen der Modellierer konfrontiert wird. Eines dieser praktischen Probleme ist die Wahl einer geeigneten Sedimenttransportformel.

In der Literatur steht eine sehr große Auswahl an Sedimenttransportformeln zur Verfügung. Einige Transportformeln wurden für die Beschreibung des Transports von grobem Sohlenmaterial und andere für die Beschreibung des Transports von feinem Sohlenmaterial entwickelt. Manche Transportformeln dürfen nur verwendet werden, wenn es sich um Einkornmaterial (enge Sieblinie) handelt, andere eignen sich nur für Sedimentmischungen (weite Sieblinie).

Hinzu kommt, dass die Flusssohle selten vollständig Einkorn oder fraktioniert ist oder überall dieselbe Korngröße(nverteilung) in der X-,Y- und Z-Richtung hat. Dies macht die Entscheidung für eine Sedimenttransportformel noch schwerer. Außerdem ist man an die Beschränkungen der verwendeten Software gebunden. Die Anzahl der Transportformeln, aus denen gewählt werden kann, ist häufig begrenzt.

Um die Entscheidung für eine geeignete Sedimenttransportformel besser untermauern zu können, wurde im Auftrag der KHR eine Studie durchgeführt, bei der eine große Anzahl verschiedener Transportformeln auf ihren Gültigkeitsbereich, ihr Verhalten und ihre Leistung untersucht wurden (Van der Scheer et al., 2002).

3.2 Aufbau

Bei der Studie von Van der Scheer et al. (2002) wurden sowohl fraktionierte Versionen von Einkorn-Transportformeln als auch spezifisch für Kornmischungen entwickelte Transportformeln untersucht. Ziel war es, so viele Transportformeln wie möglich in die vergleichende Untersuchung einzubeziehen.

Die Transportformeln wurden verifiziert, indem die berechnete Sedimenttransportrate und die berechnete Zusammensetzung des transportierten Materials mit Messungen aus Laborexperimenten verglichen wurden. Die selektierten Experimente wurden alle in Laborgeräten mit Sedimentrückführung durchgeführt. Hierbei wurden nur die Daten aus der Gleichgewichtsphase der verschiedenen Experimente verwendet.

3.2.1 Untersuchte Transportformeln

Bei der Studie von Van der Scheer et al. (2002) handelte es sich um folgende Sedimenttransportformeln:

Tabelle 1: Untersuchte Sedimenttransportformeln

| Transportformel | Transport | Einkorn/Mehrkorn | Hiding/Exposure-Korrektur |
|----------------------------------------|--------------|------------------|------------------------------|
| Ackers & White (1973) | Gesamtfracht | Einkorn | |
| Ackers & White (1973) | Gesamtfracht | Mehrkorn | Day (1980) |
| Ackers & White (1973) | Gesamtfracht | Mehrkorn | Proffitt & Sutherland (1983) |
| Parker (1990) | Geschiebe | Mehrkorn | Parker (1990) |
| Engelund & Hansen (1967) | Gesamtfracht | Einkorn | |
| Engelund & Hansen (1967) | Gesamtfracht | Mehrkorn | |
| Meyer-Peter & Müller (1948) | Geschiebe | Einkorn | |
| Meyer-Peter & Müller (1948) | Geschiebe | Mehrkorn | Egiazaroff (1965) |
| Meyer-Peter & Müller (1948) | Geschiebe | Mehrkorn | Ashida & Michiue (1973) |
| Van Rijn (1984a,b) | Geschiebe | Einkorn | |
| Van Rijn (1984a,b) | Geschiebe | Mehrkorn | |
| Hunziker / Meyer-Peter & Müller (1995) | Geschiebe | Mehrkorn | Hunziker (1995) |

| | | | |
|--------------------------|-----------|----------|------------------------|
| Gladkow & Söhngen (2000) | Geschiebe | Mehrkorn | |
| Wu et al. (2000) | Geschiebe | Mehrkorn | Wu et al. (2000) |
| Wilcock & Crowe (2001) | Geschiebe | Mehrkorn | Wilcock & Crowe (2001) |
| Ribberink (1998) | Geschiebe | Einkorn | |

Die Transportformeln von Ackers & White, Engelund & Hansen, Meyer-Peter & Müller, Van Rijn und Ribberink wurden fraktionell erstellt, indem das Ausmaß des Vorkommens einer bestimmten Fraktion i im Sohlenmaterial berücksichtigt wurde, hier angegeben durch p_i :

$$q_i = p_i \cdot q_{i,uniform}$$

In Anlage 1 werden alle untersuchten Transportformeln wiedergegeben.

3.2.2 Selektierte Laborexperimente

Folgende Laborexperimente wurden für die Verifizierung verwendet:

- Blom and Kleinhans, [1999], *Non-uniform sediment in morphological equilibrium situations - Data report Sand Flume experiments 97/98*, Research report CiT 99R-002/MICS-001, Civil Engineering and Management, University of Twente.
Serie 1 der Experimente wurde 1997/1998 in der Sandkanal-Anlage von WL I Delft Hydraulics durchgeführt. Fünf Experimente wurden mit einer Sedimentmischung aus dem Rhein vorgenommen.
- Blom, [2000], *Flume experiments with a trimodal sediment mixture – Data report Sand Flume experiments 99/00*, Research report CiT: 2000R-004/MICS-013, Civil Engineering & Management, University of Twente.
Serie 2 der Experimente wurde 1999/2000 in der Sandkanal-Anlage von WL I Delft Hydraulics durchgeführt. Vier Experimente wurden mit einer tri-modalen Mischung vorgenommen.
- Klaassen, [1991], *Experiments on the effect of gradation and vertical sorting on sediment transport phenomena in the dune phase*, Proc. Grain Sorting Seminar, Ascona, Switzerland, Seiten 127-145.
Sechs Experimente wurden 1990 mit einer Sedimentmischung in der Sandkanal-Anlage von WL I Delft Hydraulics durchgeführt.
- Day, [1980], *A study of the transport of graded sediments*, HRS Wallingford, Report No. IT 190.
Serie HRS A, 11 Experimente mit einer Sedimentmischung, ausgeführt von Day im Kanal von HR Wallingford.
Serie HRS B, 9 Experimente mit einer Sedimentmischung, ausgeführt von Day im Kanal von HR Wallingford.
- Wilcock and McArdeil, [1993], *Surface-Based Fractional Transport Rates: Mobilization Thresholds and Partial Transport of a Sand-Gravel Sediment*, Water Resources Research, Vol. 29, No. 4, Seiten 1297-1312.
Bed Of Many Colours (BOMC): Zehn Experimente mit einem Sand-Kies-Gemisch, ausgeführt an der Johns Hopkins University, USA.
- Wilcock et al., [2001], *Experimental Study of the Transport of Mixed Sand and Gravel*, Water Resources Res., Vol. 37, No. 12, Seiten 3349-3358.
Vier Experiment-Serien mit verschiedenen Sand-Kies-Mischungen, ausgeführt an der Johns Hopkins University. 37 Experimente wurden für die Verifizierung verwendet.

Weitere Details sind bei Van der Scheer et al. (2002) zu finden. Insgesamt wurden für die Verifizierung 82 Experimente herausgezogen.

Bei der Verifizierung wurde die ursprüngliche Zusammensetzung des Untergrunds und nicht die der Transportschicht / der aktiven Schicht als Input für die Transportvorhersagemodelle verwendet. Das liegt daran, dass bei den meisten Laborexperimenten nur die Zusammensetzung des Untergrunds bekannt war und die Zusammensetzung der Transportschicht / der aktiven Schicht in der Gleichgewichtsphase nicht gemessen wurde. Für die Experimente, bei denen die Zusammensetzung der aktiven Schicht in der Gleichgewichtsphase doch bekannt war, wurde in einer späteren Phase noch geprüft, inwieweit dies die Resultate der Verifizierung beeinflusst.

3.2.3 Klassifikationsmethode

Um die verschiedenen untersuchten Transportformeln objektiv miteinander vergleichen zu können, wurde von Van der Scheer et al. (2002) sowohl für die Transportgröße als auch für die Transportzusammensetzung eine Klassifikationsmethode erarbeitet.

Pro Experiment wurde die berechnete Transportrate mit der gemessenen Transportrate verglichen und eine Wertung zwischen 0 und 1 pro Transportformel festgelegt:

Zuerst wird zwischen der berechneten und der gemessenen Transportgröße eine "Ratio" (Verhältnis) bestimmt:

$$Ratio = \frac{q_s(\text{berechnet})}{q_s(\text{gemessen})} = \frac{\sum_i q_{s,i}(\text{berechnet})}{q_s(\text{gemessen})} \quad (1)$$

Die jeweilige "Wertung" pro Transportformel, die Summe aller Experimente, wurde anschließend folgendermaßen bestimmt:

$$Wertung = \frac{\sum_{j=1}^n Faktor(j)}{n} \quad (2)$$

$$Faktor(j) = \begin{cases} Ratio(j) & \text{wenn } Ratio(j) \leq 1 \\ 1/Ratio(j) & \text{wenn } Ratio(j) > 1 \end{cases} \quad (3)$$

Hierbei ist 'n' die Gesamtzahl der Experimente und 'j' das spezifische Experiment.

Je höher diese 'Gesamtwertung' ist, umso besser sagt die untersuchte Transportformel die Größe des gesamten Sedimenttransports vorher. Eine Wertung von 0.5 bedeutet demnach, dass die gesamte Transportgröße durchschnittlich mit einem Faktor 2 unter- oder überschätzt wird, eine Wertung von 0.3 bedeutet, dass die gesamte Transportgröße durchschnittlich mit einem Faktor 3 unter- oder überschätzt wird. Die Höchstwertung ist 1.

Für die Zusammensetzung des transportierten Materials wird eine vergleichbare Methodik verwendet. Das Verhältnis wird folgendermaßen bestimmt:

$$Ratio = \frac{D_m T(\text{berechnet})}{D_m T(\text{gemessen})} = \frac{\sum_i \left(\frac{q_{s,i}}{q_{s,total}} \cdot D_i(\text{berechnet}) \right)}{\sum_i (p_i \cdot D_i(\text{gemessen}))} \quad (4)$$

Wobei:

- $D_m T$ = durchschnittliche Korngröße des transportierten Materials (m)
- $q_{s,i}$ = Sedimenttransport der Fraktion i (m^2/s)
- $q_{s,total}$ = Gesamttransport der Fraktionen (m^2/s) = $\sum q_{s,i}$
- p_i = Anteil der Fraktion i im transportierten Materials (-)
- D_i = mittlere Korngröße der Fraktion i (m)

Anschließend wird die Wertung pro Transportformel wiederum mit Formel (2) und (3) bestimmt. Auch hier gilt: je höher die Wertung ist, umso besser wird die Zusammensetzung des Sedimenttransports durch die untersuchte Transportformel vorhergesagt.

3.2.4 Anwendungsbereich der Transportformeln

In der Studie von Van der Scheer et al. (2002) wurde weiterhin untersucht, für welche Situationen die betreffenden Transportformeln und ihre 'Hiding/Exposure'-Korrekturen abgeleitet wurden. Der Anwendungsbereich zeigt, für welchen Sedimenttyp und welche hydraulischen Randbedingungen die betreffende Transportformel kalibriert wurde und somit eine gute Vorhersage liefern müsste.

Es wurden drei verschiedene Parameter gewählt, um den Anwendungsbereich einer Transportformel anzuzeigen, nämlich:

1. Die mittlere Korngröße des Sohlenmaterials (D_{50})
2. Die geometrische Standardabweichung des Sohlenmaterials (σ_g)
3. Der Shieldsparameter basiert auf D_{50} des Sohlenmaterials (θ_{50}) ($\theta_{50} = u^2 / C^2 \Delta D_{50}$)

Die Resultate dieser Analyse sind in Abb. 11 und Abb. 12 zusammengefasst:

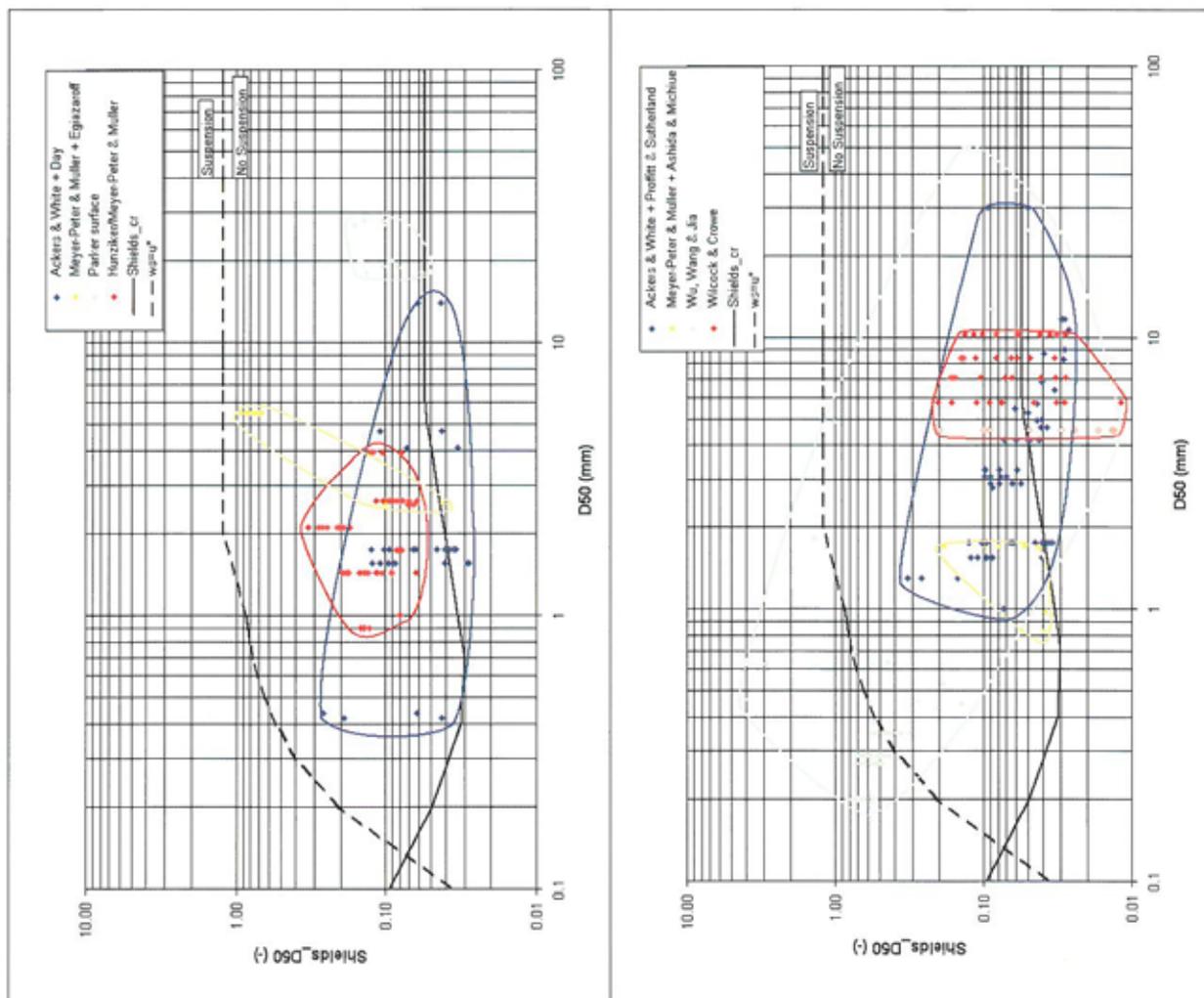


Abb. 11: Gültigkeitsbereich der Transportformeln als Funktion von Korndurchmesser (D_{50}) und Shieldsparameter (θ_{50})

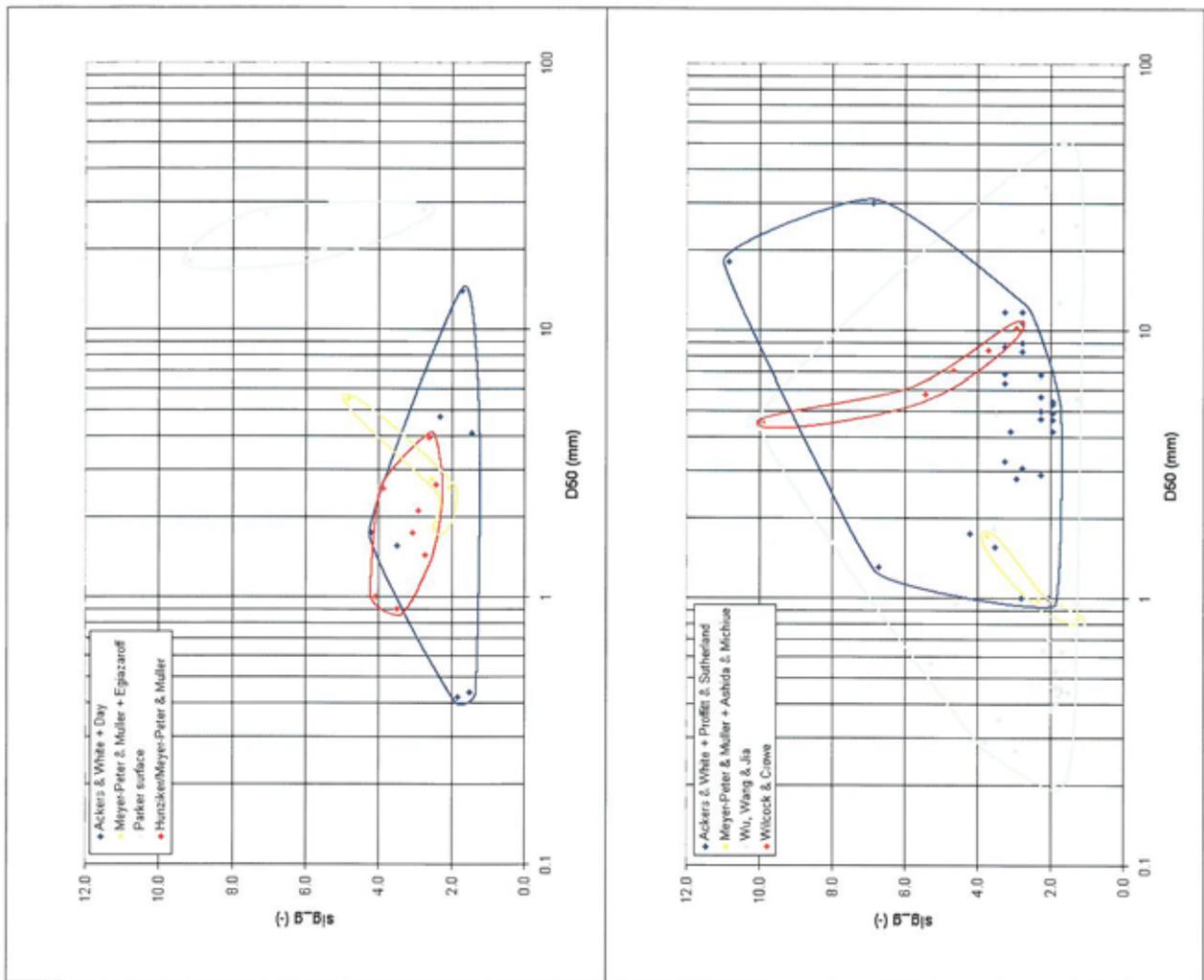


Abb. 12: Gültigkeitsbereich der Transportformeln als Funktion von Korndurchmesser (D_{50}) und geometrischer Standarddeviation (σ_{50})

Diese Analyse zeigt, dass die Transportformeln von Wu et al. und die von Ackers & White (mit der Hiding/Exposure-Korrektur von Day oder Profitt & Sutherland) den größten Anwendungsbereich haben. Dies wird durch die im Vergleich zu den anderen Transportformeln große Anzahl von Experimenten und Felddaten für die Kalibrierung begründet.

3.3 Resultate

3.3.1 Größe des Transports

In der folgenden Tabelle sind die Wertungen der untersuchten Transportformeln in Bezug auf die Vorhersage der Größe des Sedimenttransports zusammengefasst:

Tabelle 2: Wertungen der untersuchten Transportformeln (Transportgröße)

| Transportformel | Wertung | Platzierung |
|-----------------------------------------|---------|-------------|
| Ackers & White Einkorn | 0.34 | 5 |
| Ackers & White + Day | 0.36 | 3 |
| Ackers & White + Proffitt & Sutherland | 0.32 | 7 |
| Parker | 0.21 | 13 |
| Engelund & Hansen Einkorn | 0.37 | 2 |
| Engelund & Hansen Mehrkorn | 0.33 | 6 |
| Meyer-Peter & Müller | 0.24 | 10 |
| Meyer-Peter & Müller + Egiazaroff | 0.27 | 8 |
| Meyer-Peter & Müller + Ashida & Michiue | 0.26 | 9 |
| Van Rijn Einkorn | 0.22 | 12 |
| Van Rijn Mehrkorn | 0.17 | 15 |
| Hunziker/Meyer-Peter & Müller | 0.22 | 11 |
| Gladkow & Söhngen | 0.11 | 17 |
| Wu et al. | 0.41 | 1 |
| Wilcock & Crowe | 0.36 | 3 |
| Ribberink Einkorn | 0.14 | 16 |
| Ribberink + Ashida & Michiue | 0.18 | 14 |

Aus Tabelle 2 wird ersichtlich, dass die Transportformel von Wu et al. im Vergleich mit den anderen untersuchten Transportformeln die Größe des Sedimenttransports am besten vorhersagt. Die Transportformel von Wu et al. neigt jedoch dazu, die Größe des Sedimenttransports bei niedrigen Shieldswerten, ($\theta < 0.10$) systematisch zu überschätzen, siehe Abb. 13:

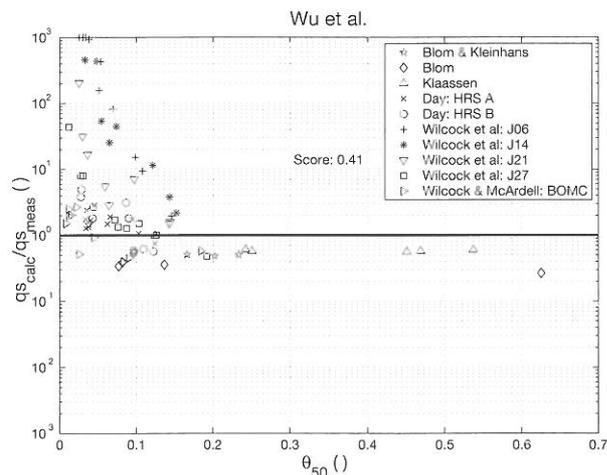


Abb. 13: Berechnet in Bezug auf den gemessenen Sedimenttransport: Formel von Wu et al.

Auch die Transportformeln von Wilcock & Crowe und die von Ackers & White, mit der Hiding/Exposure-Korrektur von Day sind ziemlich gut in der Lage, die Transportrate vorherzusagen. Bei niedrigen Shieldswerten ($\theta < 0.10$) findet jedoch eine beträchtliche Streuung statt und die Transportgröße wird stark unter- oder überschätzt (bis zu mehr als einem Faktor 1000). Siehe Abb. 14.

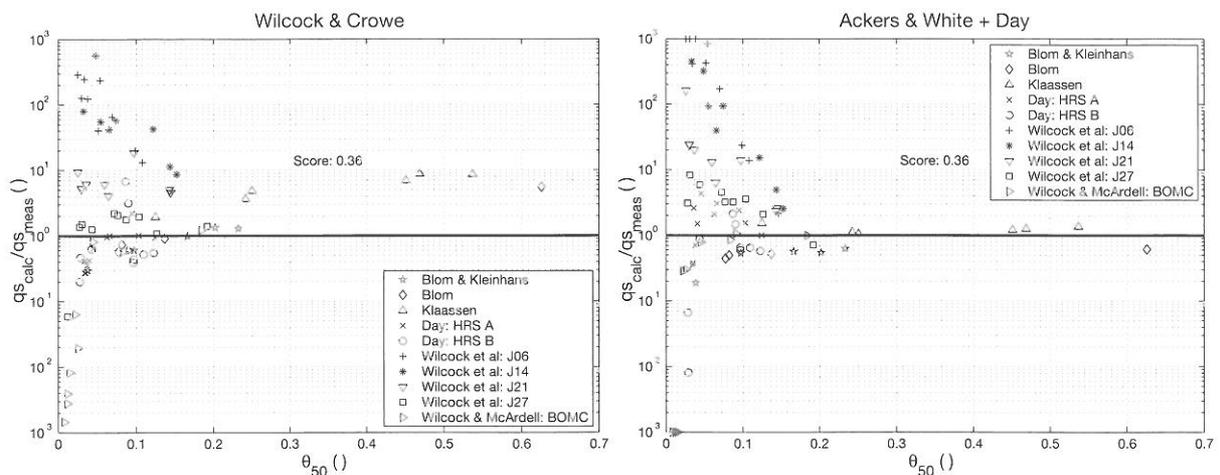


Abb. 14: Berechnet in Bezug auf den Sedimenttransport: Formel von Wilcock & Crowe und Ackers & White

Die Studie zeigt deutlich, dass die untersuchten Transportformeln sehr viel Schwierigkeiten damit haben, die Größe des Sedimenttransports bei niedrigen Shieldswerten ($\theta < 0.10$) korrekt vorherzusagen.

Einige Transportformeln, wie die von Ackers & White (mit Day), Engelund & Hansen, Van Rijn und Wu et al., überschätzen den Sedimenttransport bei niedrigen Shieldswerten ($\theta < 0.10$) stark. Diese Überschätzung kann bis zu mehr als einem Faktor 1000 betragen. Siehe u.a. Abb. 13 (Formel Wu et al.) und Abb. 14 (Formel Ackers & White). Bei anderen Transportformeln hingegen, wie der von Meyer-Peter & Müller, Hunziker und Gladkow & Söhngen, wird bei niedrigen Shieldswerten ($\theta < 0.10$) dort, wo die Messungen noch einen Transport anzeigen, oft kein Sedimenttransport berechnet. Siehe Abb. 15:

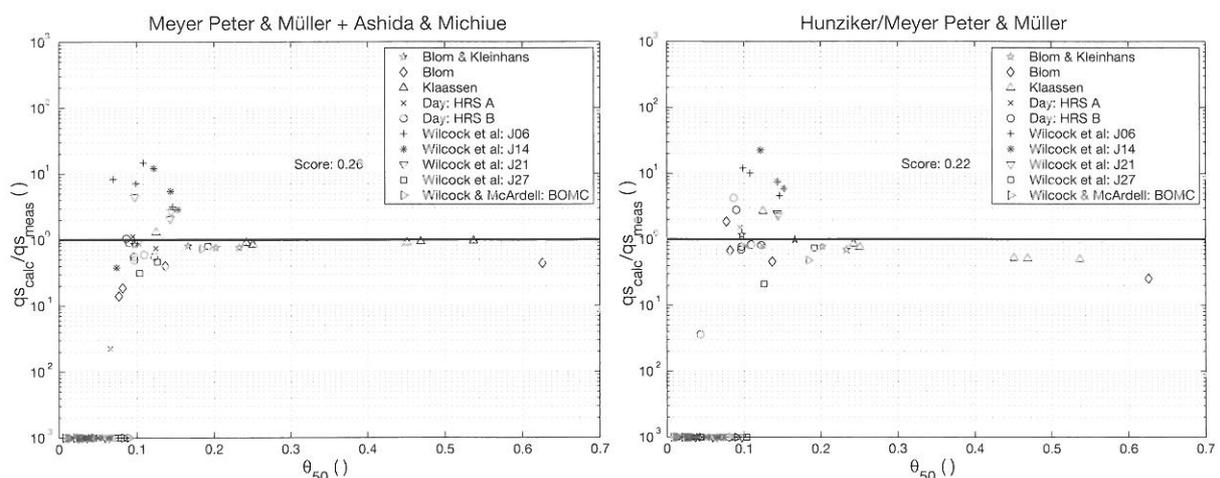


Abb. 15: Berechnet in Bezug auf den gemessenen Sedimenttransport: Formel von Meyer-Peter & Müller und Hunziker

Bei höheren Shieldswerten ($\theta > 0.20$) arbeiten die untersuchten Transportformeln im allgemeinen um einiges besser. Für weitere Details und die Abbildungen der anderen untersuchten Transportformeln verweisen wir auf Van der Scheer et al. (2002).

3.3.2 Kornzusammensetzung des transportierten Materials

In der folgenden Tabelle sind die Wertungen der untersuchten Transportformeln in Bezug auf die Vorhersage der Kornzusammensetzung des transportierten Materials zusammengefasst:

Tabelle 3: Wertungen der untersuchten Transportformeln (Kornzusammensetzung des transportierten Materials)

| Transportformel | Wertung | Platzierung |
|-----------------------------------------|---------|-------------|
| Ackers & White + Day | 0.59 | 4 |
| Ackers & White + Proffitt & Sutherland | 0.54 | 6 |
| Parker | 0.58 | 5 |
| Engelund & Hansen Mehrkorn | 0.54 | 6 |
| Meyer-Peter & Müller + Egiazaroff | 0.34 | 11 |
| Meyer-Peter & Müller + Ashida & Michiue | 0.27 | 12 |
| Van Rijn Mehrkorn | 0.45 | 9 |
| Hunziker/Meyer-Peter & Müller | 0.35 | 10 |
| Gladkow & Söhngen | 0.53 | 8 |
| Wu et al. | 0.79 | 1 |
| Wilcock & Crowe | 0.67 | 2 |
| Ribberink + Ashida & Michiue | 0.62 | 3 |

Tabelle 3 zeigt, dass die Transportformel von Wu et al. im Vergleich mit den anderen untersuchten Transportformeln die Kornzusammensetzung des transportierten Materials am besten vorhersagt. Diese Transportformel ergibt jedoch bei niedrigen Shieldswerten eine kleine Unterschätzung der Kornzusammensetzung des transportierten Materials, siehe Abb. 16:

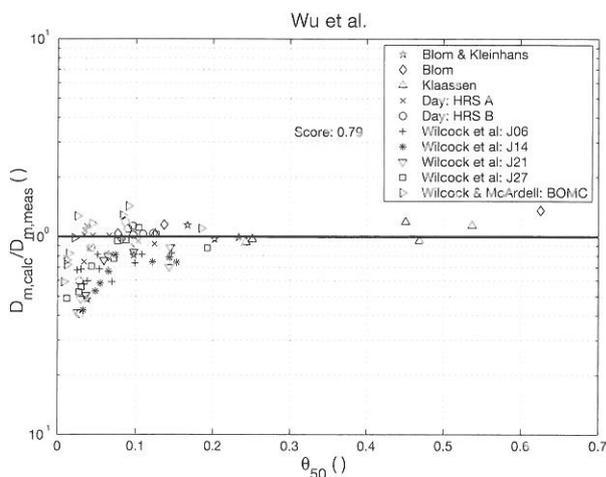


Abb. 16: Berechnet in Bezug auf die gemessene Kornzusammensetzung des transportierten Materials: Formel von Wu et al.

Alle untersuchten Transportformeln scheinen Probleme mit der Vorhersage der Transportzusammensetzung bei niedrigen Shieldswerten ($\theta < 0.20$) zu haben. Manche Transportformeln sagen keinen oder nur einen geringen Sedimenttransport voraus (vor allem die Formeln vom Typ Meyer-Peter & Müller), oder sie zeigen in der vorhergesagten Kornzusammensetzung (viel zu grob / viel zu fein) eine sehr große Variation. Siehe beispielsweise Abb. 17 (Transportformeln von Meyer-Peter & Müller und Ackers & White):

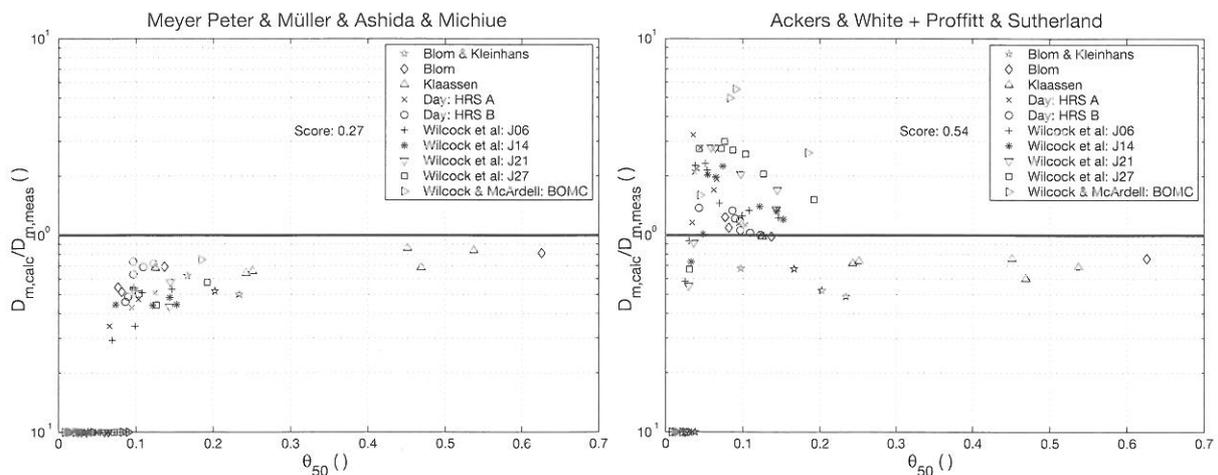


Abb. 17: Berechnet bezüglich der gemessenen Kornzusammensetzung des transportierten Materials: Formel v. Meyer-Peter & Müller und Ackers & White

Nur die Transportformel von Wu et al. liefert bei niedrigen Shieldswerten in Bezug auf die Kornzusammensetzung des transportierten Materials gute und stabile Vorhersagen. Siehe Abb. 16.

Bei höheren Shieldswerten ($\theta > 0.20$) arbeiten die untersuchten Transportformeln im allgemeinen um einiges besser. Für weitere Details und die Abbildungen der anderen untersuchten Transportformeln verweisen wir wiederum auf Van der Scheer et al. (2002).

3.4 Schlussfolgerungen

3.4.1 Transportgröße

Die Transportformel von Wu et al. liefert im Vergleich mit den anderen untersuchten Transportformeln im Durchschnitt die beste Vorhersage der Größe des Sedimenttransports. Ein guter zweiter Platz sind die Transportformeln von Wilcock und Crowe und von Ackers & White.

Es zeigt sich, dass die untersuchten Transportformeln viel Schwierigkeiten damit haben, die Größe des Sedimenttransports bei niedrigen Shieldswerten ($\theta < 0.10$) korrekt vorherzusagen. Manche Transportformeln überschätzen den Sedimenttransport bei niedrigen Shieldswerten ($\theta < 0.10$) stark, während bei anderen Transportformeln bei niedrigen Shieldswerten ($\theta < 0.10$) dort, wo die Messungen noch einen Transport anzeigen, häufig kein Sedimenttransport berechnet wird. Bei höheren Shieldswerten hingegen ($\theta > 0.20$) arbeiten die untersuchten Transportformeln im allgemeinen um einiges besser.

3.4.2 Kornzusammensetzung des transportierten Materials

Die Transportformel von Wu et al. liefert im Vergleich zu den anderen untersuchten Transportformeln deutlich die beste Vorhersage der Kornzusammensetzung des transportierten Materials und überragt die anderen Transportformeln bei weitem.

Es zeigt sich, dass alle untersuchten Transportformeln Probleme mit der Vorhersage der Kornzusammensetzung des transportierten Materials bei niedrigen Shieldswerten ($\theta < 0.20$) haben. Bei höheren Shieldswerten ($\theta > 0.20$) arbeiten die untersuchten Transportformeln im allgemeinen um einiges besser.

3.4.3 Allgemeines

Was bei der Studie also auffällt ist, dass die untersuchten Transportformeln große Schwierigkeiten mit der Vorhersage der Transportgröße und der Transportzusammensetzung im Falle von Bedingungen gleich zu Beginn der Bewegungen haben, also bei niedrigen Shieldswerten (im allgemeinen $\theta < 0.20$). Dies bedeutet, dass man es als Modellierer vor allem bei niedrigen Shieldswerten (gerade dort, wo fraktionierte Prozesse eine wichtige Rolle spielen) mit sehr großen Unsicherheiten und unzuverlässigen Vorhersagen zu tun hat. Bei höheren Shieldswerten zeigt sich, dass die untersuchten Transportformeln im allgemeinen um einiges besser arbeiten. Eine Unter- oder Überschätzung der Transportgröße oder der Transportzusammensetzung mit mindestens einem Faktor 2 oder 3 ist jedoch das beste erreichbare Ergebnis.

3.5 Diskussion

3.5.1 Transportgröße

Die Studie von Van der Scheer et al. (2002) hat ergeben, dass die Transportformeln vom Typ Meyer-Peter & Müller bei niedrigen Shieldswerten ($\theta < 0.10$) kaum oder überhaupt keinen Sedimenttransport vorhersagen, vor allem bei stark fraktionierten Sedimentmischungen, während andere Transportformeln dies tun. Wahrscheinlich ist dies vor allem auf die große Mobilität der feinsten Fraktionen zurückzuführen. Darüber hinaus bildet sich relativ schnell eine Abpflasterungsschicht / Deckschicht aus. Die Kombination von MPM mit den gebrauchten Hiding and Exposure-Konzepten muss noch einmal kritisch überprüft werden.

3.5.2 Transportzusammensetzung

Wie bereits in Paragraph 3.2.2 erwähnt, wurde bei der Verifizierung der verschiedenen Transportformeln die ursprüngliche Zusammensetzung des Untergrunds und nicht die der Transportschicht / aktiven Schicht als Input für die Transportvorhersagemodelle gebraucht. Von den meisten Laborexperimenten war nämlich nur die Zusammensetzung des Untergrunds bekannt und wurde die Zusammensetzung der Transportschicht / aktiven Schicht in der Gleichgewichtsphase nicht gemessen.

Für die Experimente, bei denen die Zusammensetzung der aktiven Schicht in der Gleichgewichtsphase bekannt war, wurde in einer späteren Phase noch nachträglich festgestellt, inwieweit dies die Resultate der Verifizierung beeinflusst. Aus diesem Vergleich kann geschlossen werden, dass die Vorhersage der untersuchten Transportformeln im allgemeinen besser wird, wenn anstelle der ursprünglichen Zusammensetzung des Untergrunds die Zusammensetzung der aktiven Schicht als Input für die Transportformeln gebraucht wird. Dies gilt sowohl für die Größe als auch für die Zusammensetzung des vorhergesagten Sedimenttransports. Diese Feststellung hat jedoch keinen Einfluss auf die früheren Schlussfolgerungen in Paragraph 3.4.

4 Fallstudien: Simulation mit Laborexperimenten

4.1 Einleitung

In der Arbeitsgruppe Morphologische Modelle der KHR wurde die Idee vorgebracht, mit zwei im Rheinstromgebiet häufig verwendeten morphologischen Softwarepaketen (beide eindimensional und fraktioniert) zwei Laborexperimente durchzurechnen. Hiermit wird bezweckt, einander bei der Behandlung eines morphologischen Problems in die 'Töpfe' schauen zu können und zu zeigen, dass die Verwendung verschiedener Programmpakete verschiedene Resultate liefern kann.

In dieser Studie wurden mit morphologischen Modellen folgende Laborexperimente numerisch simuliert:

1. Rinnen-Experiment Günter (1971)¹: ein Erosionsexperiment mit Abpflasterung
2. Rinnen-Experiment Ribberink (1987): ein Sedimentationsexperiment

Die Simulationen wurden mit den folgenden zwei Softwarepaketen ausgeführt:

1. MORMO: ein in der Schweiz entwickeltes Softwarepaket, das häufig im Rheinstromgebiet angewendet wird (z.B. Alpenrhein, Oberrhein).
2. SOBEK-Graded: ein von RIZA und WL / Delft Hydraulics entwickeltes Softwarepaket, das ebenfalls häufig im Rheinstromgebiet angewendet wird (z.B. Niederrhein, Rheinzweige).

In MORMO wurde die Transportformel von Hunziker (1995) angewendet.

In SOBEK-Graded wurden die Transportformeln von Meyer-Peter & Müller (1948) und von Wu et al. (2000) angewendet.

Die Transportformel von Meyer-Peter & Müller (1948) wird bereits seit Jahrzehnten sehr regelmäßig in der Praxis angewendet. Sie ist eine der gebräuchlichsten Transportformeln. Außerdem zeichnet sich diese Transportformel durch ihre Einfachheit aus und ist in ihrer Arbeitsweise leicht zu begreifen. In SOBEK-Graded wurde die Hiding-/Exposure-Korrektur von Ashida & Michiue an die Transportformel von Meyer-Peter & Müller gekoppelt.

Die Transportformel von Hunziker (1995) wurde von der Meyer-Peter & Müller-Transportformel abgeleitet und speziell für Sedimentmischungen entwickelt. Das Besondere an dieser Transportformel ist, dass sie vom Prinzip der 'Equal Mobility' ausgeht, dass also alle Fraktionen in einer Mischung ein und dieselbe kritische Schubspannung haben und sich somit bei derselben Schubspannung in Bewegung setzen.

Die Transportformel von Wu et al. (2000) erhält nach der Untersuchung von Van der Scheer et al. (2002) eine sehr gute Beurteilung. Sowohl die Größe des Sedimenttransports als auch dessen Zusammensetzung wurden durch die Formel von Wu et al. besser vorausgesagt als durch die anderen untersuchten Transportformeln (darunter die von Hunziker und von Meyer-Peter & Müller).

Für eine Beschreibung dieser drei Transportformeln verweisen wir auf Anlage 1.

Das Ziel der numerischen Simulation beider Laborexperimente ist folgendes:

1. Die bestmögliche Simulation der gemessenen Veränderung des Sohlenniveaus, des Sohlengefälles, der Sohlzusammensetzung sowie der Sedimenttransportgröße und -zusammensetzung.
2. Der Vergleich der Berechnungsergebnisse der 3 untersuchten Transportformeln.

In Paragraph 4.2 respektive Paragraph 4.3 werden die zwei Laborexperimente beschrieben und die Resultate der numerischen Simulation wiedergegeben. In Paragraph 4.4 folgen die wichtigsten Schlussfolgerungen. Dieses Kapitel wird in Paragraph 4.5 mit einer Diskussion abgeschlossen.

¹ In früheren Veröffentlichungen auch schön numerisch simuliert, z.B. Hunziker, 1995, oder Zanke, 1995.

4.2 Günter-Experiment

4.2.1 Beschreibung des Experiments

1971 führte Günter in einer Kiprinne der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH in Zürich (Länge: 40 m) eine Reihe von Versuchen mit Sedimentmischungen (6 Fraktionen) durch. Günter war auf der Suche nach der maximalen Vergrößerung der Transportschicht (Abpflasterung, Deckschichtbildung). Bei allen Experimenten war der Geschiebeeintrag von oberstrom gleich Null, mit Sohlenerosion als Folge hiervon. Eines dieser Experimente, Versuch Nr. 3, wird hier im Detail beschrieben.

Im Prinzip kann man eine maximale Abpflasterung der Sohle auf 2 verschiedene Arten erhalten:

1. Bei einem bestimmten ursprünglichen Sohlengefälle und niedriger ursprünglicher Strömungsgeschwindigkeit lässt man die ursprüngliche Strömungsgeschwindigkeit langsam allmählich zunehmen, bis in der Transportschicht alle feinen Teilchen ausgewaschen sind und die Sohlen völlig abgepflastert ist (steigende Schubspannung im Laufe der Zeit).
2. Man beginnt mit einem relativ steilen Sohlengefälle (das steiler als das zu erreichende Gleichgewichtsgefälle ist) und einer hohen (konstanten) Strömungsgeschwindigkeit (so hoch, dass alle Fraktionen in Bewegung sind, $\tau \gg \tau_c$), wobei eine rotationsartige Erosion der Sohle auftritt, bis eine neue Gleichgewichtssituation erreicht wird ($\tau = \tau_c$), und die Sohle maximal abgepflastert ist (sinkende Schubspannung im Laufe der Zeit).

Günter folgte der unter Punkt 2 beschriebenen Weise, jedoch mit einer kleinen Anpassung, um am Ende des Experiments den Normalabfluß zu erreichen (d.h. eine gleichförmiger Strömung über die gesamte Länge des Kanals). Auf Grund des Wandeneinflusses bleibt ein wenig Sediment an den Wänden liegen und würde dieser Effekt auf den oberen Rand (mehr Erosion) ohne die Anpassung von Günter größer sein als auf den unteren Rand (weniger Erosion). Siehe Abb. 18.

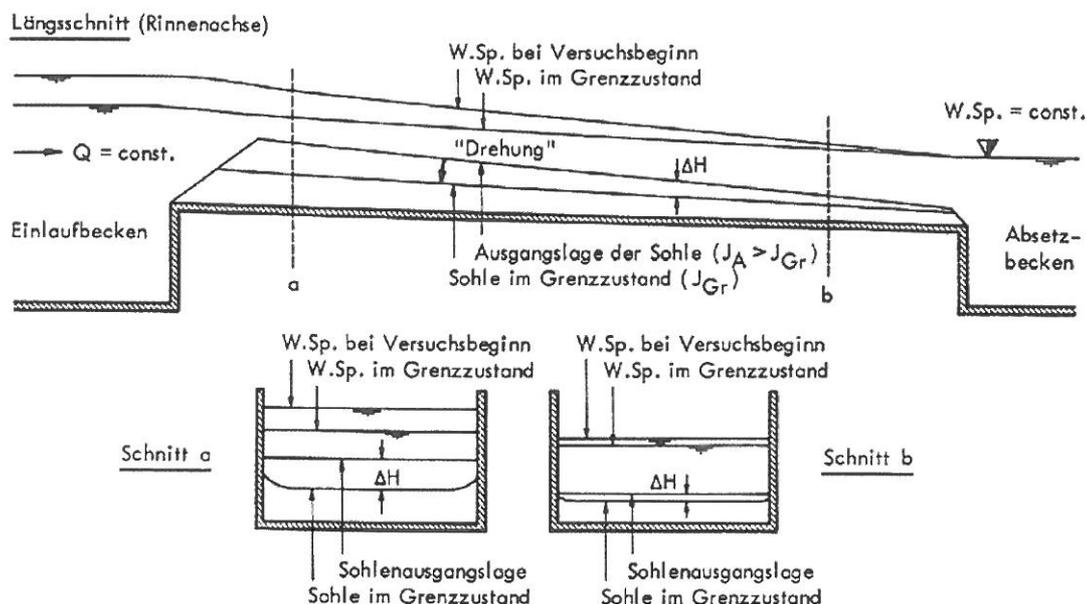


Abb. 18: Prinzip des Günter-Experiments

Die Anpassung besteht aus der Einstellung eines anfänglichen Sohlengefälles, das ungefähr dem zu erwartenden neuen Gleichgewichtsgefälle der Sohle entspricht, jedoch mit einem relativ niedrigen Wasserstand stromabwärts, wodurch im Abflusskanal anfangs ein Gefälle entsteht. Hierdurch wird zu Beginn der untere Rand erodieren, mit einer anschließend rückschreitenden Sohlenerosion. Auf diese Weise erreichte Günter eine Erosion (eine Abpflasterung), die im Prinzip über die gesamte Länge des Abflusskanals gleichbleibt. Siehe Abb. 19.

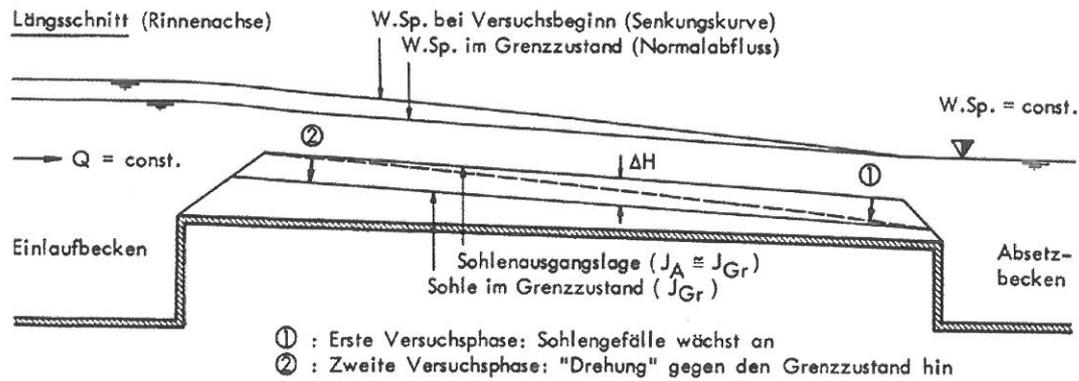


Abb. 19: Letztendlicher Aufbau des Günter-Experiments

Am Ende des Experiments (nach 4 bis 6 Wochen) wurde das Ausmaß der Erosion, das neue Gleichgewichtsohlengefälle und die Kornverteilung der statische Deckschicht von Günter gemessen.

Ziel der numerischen Simulation ist dann auch, das Ausmaß der Erosion (Rotation), das neue Endgefälle und die neu entstandene Kornverteilung der statische Deckschicht mit den drei bereits genannten Transportformeln zu simulieren.

Eine wesentliche Unsicherheit des Günter-Experiments ist die Mächtigkeit der Deckschicht und die Zusammensetzung der Deckschicht in der Längsrichtung des Kanals am Ende des Experiments. Hierüber sind nur sehr begrenzte Messdaten verfügbar. Auch sind weder Messungen des Sedimenttransports, noch der Größe, noch der Zusammensetzung bekannt, was eine gute Kalibrierung erschwert.

Im allgemeinen wurden pro Experiment an verschiedenen Stellen in der Längsrichtung des Abflusskanals 4 Sohlenproben genommen, ungefähr alle 5 Meter, wobei die Unterschiede bei der Kornverteilung der 4 Sohlenproben nicht groß waren (Günter, 1971). Von Experiment Nummer 3 ist nur eine durchschnittliche Kornverteilung des Endzustands bekannt (der Durchschnitt von 4 Sohlenproben in der Längsrichtung). Nicht bekannt ist, inwieweit die Kornverteilung der Deckschicht in der Längsrichtung des Abflusskanals variierte.

Während des Experiments wurden keine Transportkörper beobachtet, die Mächtigkeit der Deckschicht wird also ungefähr 1 bis 2 mal der D_{90} von der Sedimentmischung gewesen sein.

Während des Experiments wurde folgendes beobachtet:

Anfänglich findet vor allem der Transport von feinem Sohlenmaterial statt, wonach die Zusammensetzung des transportierten Materials langsam immer gröber wird, bis in der Endsituation die Zusammensetzung des transportierten Materials (D_{mT}) nahezu der Unterschicht D_{mo} entspricht (deren Zusammensetzung die gleiche ist, wie die der anfänglichen Sohlenzusammensetzung): $D_{mT} \approx D_{mo}$. Siehe Abb. 20.

Es entsteht eine Art mobile Deckschicht, wobei der Anteil der groben Körnung an der Oberfläche auf Kosten der feinen Körnung immer mehr zunimmt, bis die Deckschicht die maximale Vergrößerung erreicht hat (statische Deckschicht) und der Sedimenttransport auf Null reduziert ist (asymptotische Abnahme). Während dieses Prozesses sind in der Deckschicht und im transportierten Material stets alle Fraktionen anwesend, wenn auch in verschiedenen Konzentrationen. Es ist die Rede von 'Equal Mobility'.

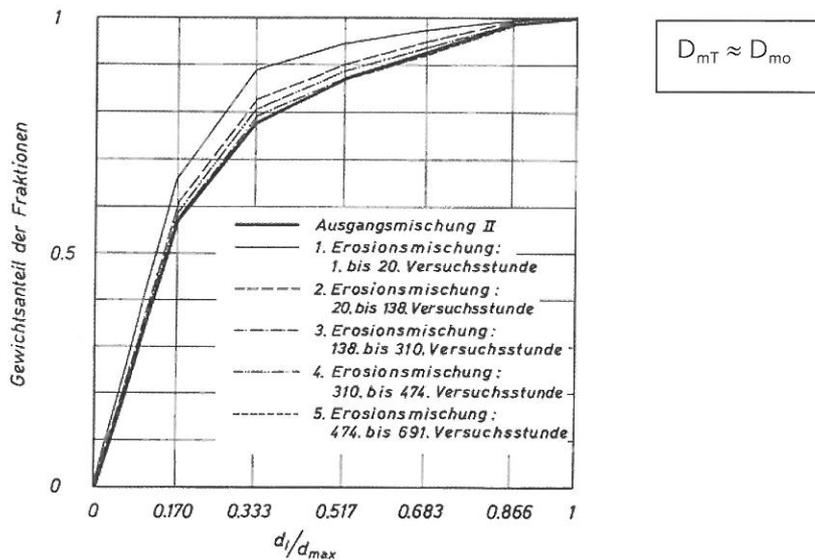


Abb. 20: Zusammensetzung des transportierten Materials während des Günter-Experiments Nummer 6

Weiterhin zeigt Experiment 3, dass die totale Erosion (ungefähr 2 cm) viel größer als die Mächtigkeit der Deckschicht ist (1 bis 2 mal D_{90} , was ungefähr 4.8 mm sind). Hieraus folgt unmittelbar, dass die Zusammensetzung des transportierten Materials (D_{mT}) nahezu der der Unterschicht (D_{mo}) entspricht: $D_{mT} \approx D_{mo}$. In Wirklichkeit muss D_{mT} etwas feiner als D_{mo} sein, weil ein Teil des groben Materials für die Abpflasterung der Deckschicht gebraucht wird und somit nicht am Transport beteiligt ist.

Abb. 21 gibt eine Indikation der aufgetretenen Sohlenerosion und der Veränderung des Wasserspiegels im Laufe der Zeit bei einem der Experimente von Günter (in diesem Fall Experiment Nummer 5):

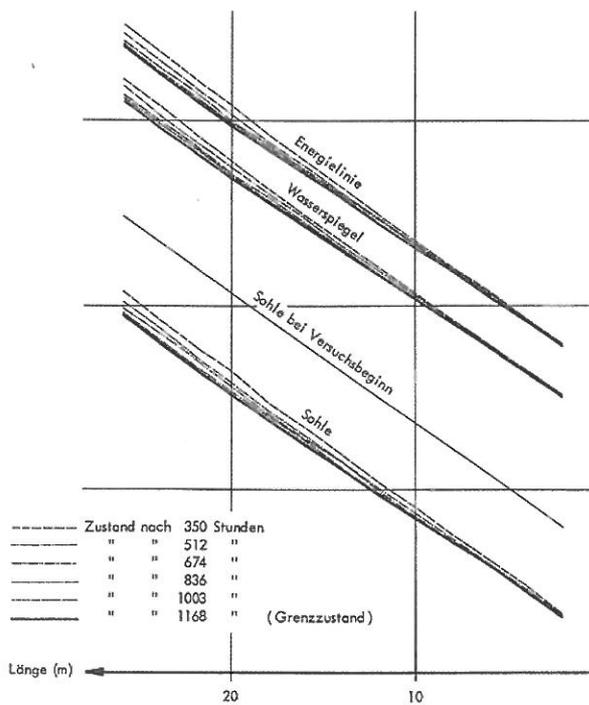


Abb. 21: Aufgetretene Sohlenerosion und Veränderung des Wasserspiegels während des Günter-Experiments

Für die in der numerischen Simulation des Günter-Experiments gebrauchten Parameterwerte verweisen wir auf Anlage 2.

4.2.2 Resultate der numerischen Simulation

Das Günter-Experiment wurde im SOBEK und MORMO simuliert wobei 3 verschiedenen Transportformeln ausgewählt sind, nämlich:

1. Der Transportformel von Meyer-Peter & Müller (1948) mit der Hiding/Exposure-Korrektur von Ashida & Michiue (1973). Der kritische Shieldswert betrug 0.038, der Ripple-Faktor ist konstant und entspricht 1, der Multiplikationsfaktor des Sedimenttransports entsprach 1.
2. Der Transportformel von Hunziker (1995). Der kritische Shieldswert ist eine Funktion der dimensionslosen Korngröße und wird mit Hilfe des Ausdrucks von Iwagaki (1956) bestimmt, der Ripple-Faktor ist konstant und entspricht 1, der Multiplikationsfaktor des Sedimenttransports entsprach 1.
3. Der Transportformel von Wu et al. (2000). Der kritische Shieldswert betrug 0.044, der Multiplikationsfaktor des Sedimenttransports entsprach 1.

Die Transportformeln von Meyer-Peter & Müller und Wu et al. wurden an Hand der insgesamt aufgetretenen Erosion und des gemessenen Sohlfalles kalibriert. Dabei wurde der kritische Shieldsparameter als Kalibrierungsparameter gebraucht. Ohne Anpassung des kritischen Shieldsparameters war das Günter-Experiment nicht hinreichend zu reproduzieren. Die Transportformel von Hunziker konnte ohne Kalibrierung angewendet werden (weil sie mit dem Günter-Experiment kalibriert wurde).

In den Abbildungen 22 bis 29 stehen die Resultate der numerischen Simulation des Günter-Experiments.

Folgendes wird nacheinander behandelt:

1. Die berechnete Sohlenveränderung
2. Der berechnete mittlere Korndurchmesser der Deckschicht D_m ($D_m = \sum p_i * D_i$)
3. Der berechnete mittlere Korndurchmesser des transportierten Materials D_{mT}
 $D_{mT} = \sum (q_{s,i} / q_{s,total} * D_i)$
4. Die berechnete Kornverteilung der Deckschicht am Ende des Experiments

(1) Berechnete Sohlenveränderung

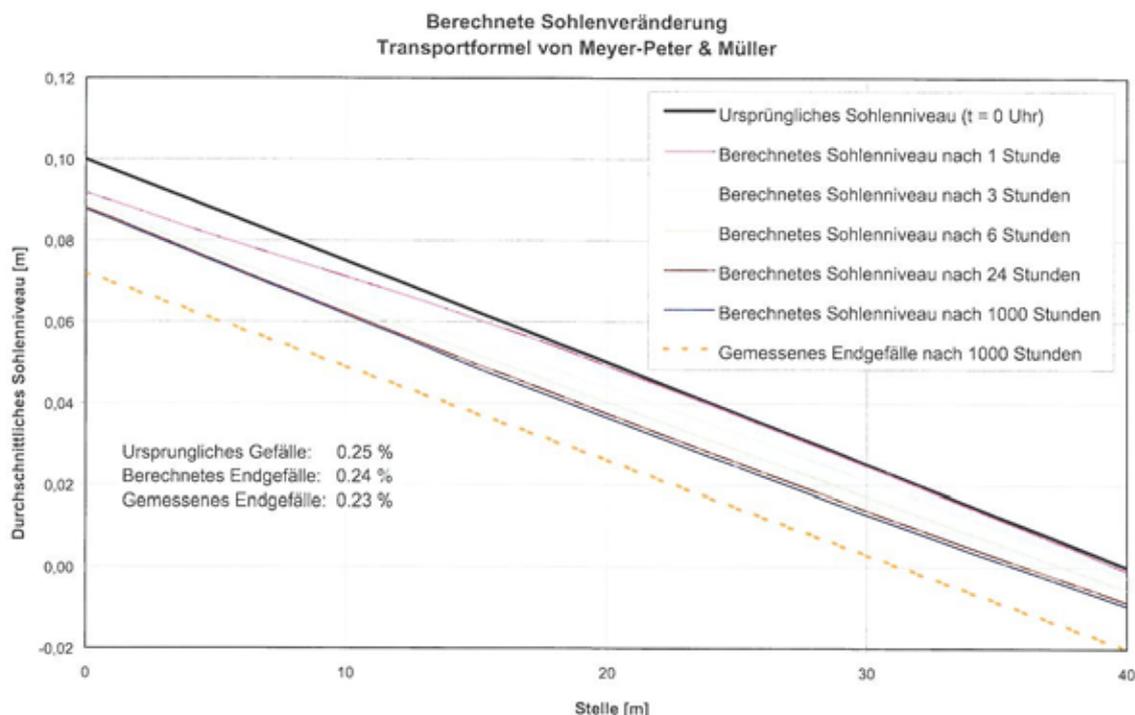


Abb. 22: Berechnete Sohlenveränderung im Günter-Experiment (Transportformel von Meyer-Peter & Müller)

In Abb. 22 ist zu sehen, dass mit den Transportformeln von Meyer-Peter & Müller (1948) die Erosion und das Gefälle des Günter-Experiments gut simuliert werden können. Das berechnete Endgefälle entspricht nahezu dem gemessenen Endgefälle. Es tritt jedoch relativ wenig Erosion auf (ungefähr 1 cm).

Die orangefarbene gepunktete Linie gibt das gemessene Gefälle am Ende des Experiments wieder und nicht das gemessene Sohlenniveau. Über das gemessene Sohlenniveau am Ende des Experiments stehen leider keine detaillierten Informationen zur Verfügung. Diese fehlen darum auch in den Abbildungen 22 bis 24. Die orangefarbene gepunktete Linie wurde daher nur als Referenz hinzugefügt, so dass mit einem Blick deutlich wird, ob eine bestimmte Transportformel mehr oder weniger Erosion voraussagt als eine andere.

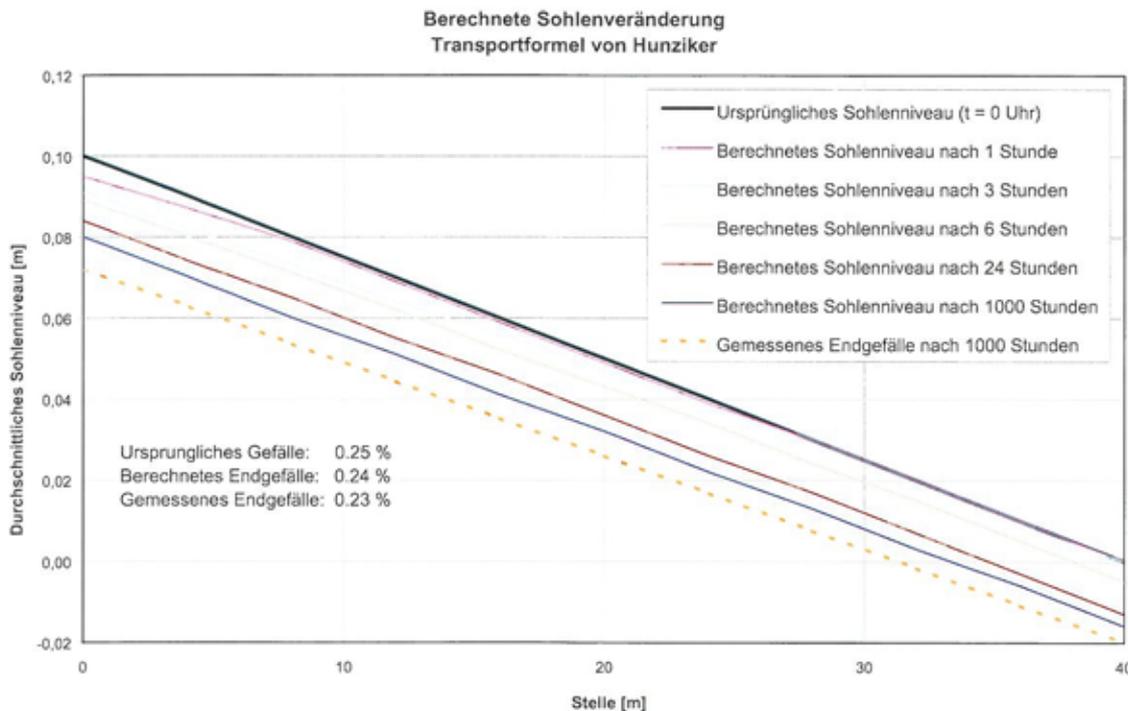


Abb. 23: Berechnete Sohlenveränderung im Günter-Experiment (Transportformel von Hunziker)

In Abb. 23 ist zu sehen, dass auch mit der Transportformel von Hunziker (1995) die Erosion und das Gefälle des Günter-Experiments gut simuliert werden können. Es fällt auf, dass die berechnete totale Erosion etwas größer ist als bei der Meyer-Peter & Müller Transportformel (durchschnittlich 1 cm mehr). Dagegen verläuft der Erosionsprozess in der Zeit weiter verteilt / langsamer im Vergleich zur Meyer-Peter & Müller-Transportformel.

In Abb. 24 ist zu sehen, dass die Transportformel von Wu et al. (2000) das Endgefälle des Günter-Experiments nahezu perfekt reproduziert, genauso gut wie die Transportformeln von Meyer-Peter & Müller und Hunziker. Das berechnete Endgefälle entspricht dem gemessenen Endgefälle.

Es fällt auch auf, dass die berechneten Sohlenveränderungen bei der Transportformel von Wu et al. viel träger verlaufen als bei den Transportformeln von Meyer-Peter & Müller und Hunziker. Dies ist eine unmittelbare Folge der relativ niedrigen Sedimenttransporte, die durch die Transportformel von Wu et al. vorhergesagt werden (anfänglich eine Skala 10 niedriger). Leider sind beim Günter-Experiment keine Informationen über den Sedimenttransportrate und/oder das Sohlenniveau im Laufe der Zeit bekannt, so dass nicht gesagt werden kann, welche der drei Transportformeln den Erosionsprozess im Laufe der Zeit am besten beschreibt.

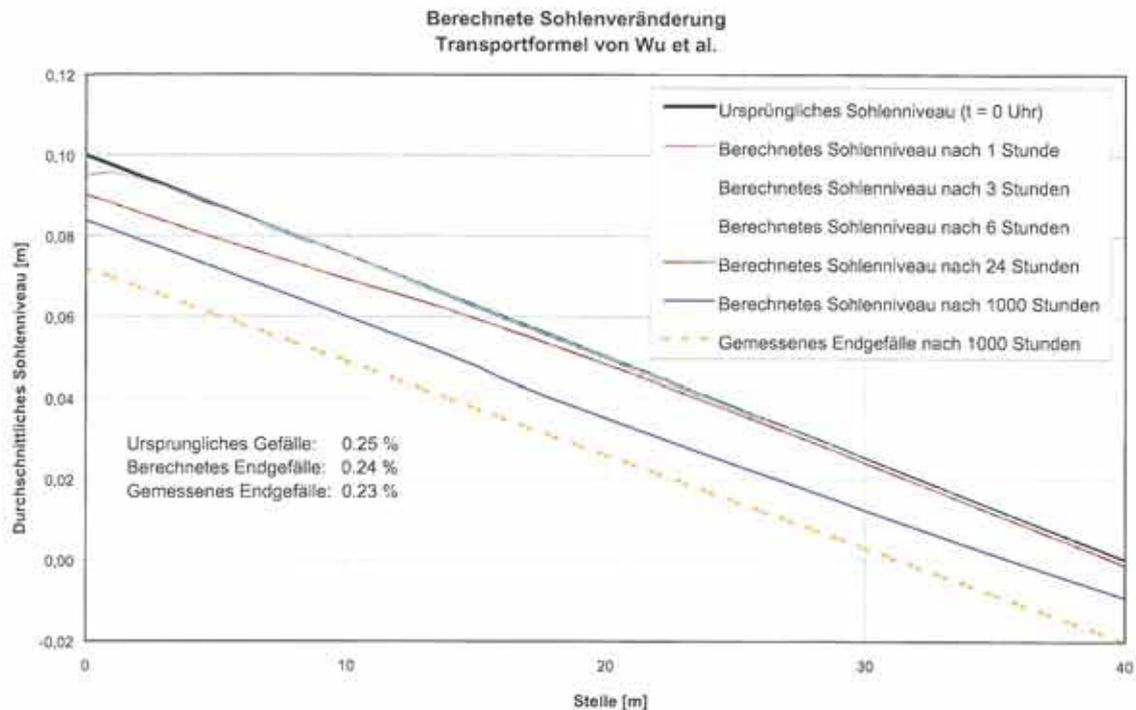


Abb. 24: Berechnete Sohlenveränderung im Günter-Experiment (Transportformel von Wu et al.)

Zusammenfassend kann gefolgert werden, dass das Endgefälle und die totale Erosion mit jeder dieser drei untersuchten Transportformeln gut reproduziert werden kann.

(2) Berechneter mittlerer Korndurchmesser der Deckschicht (D_m)

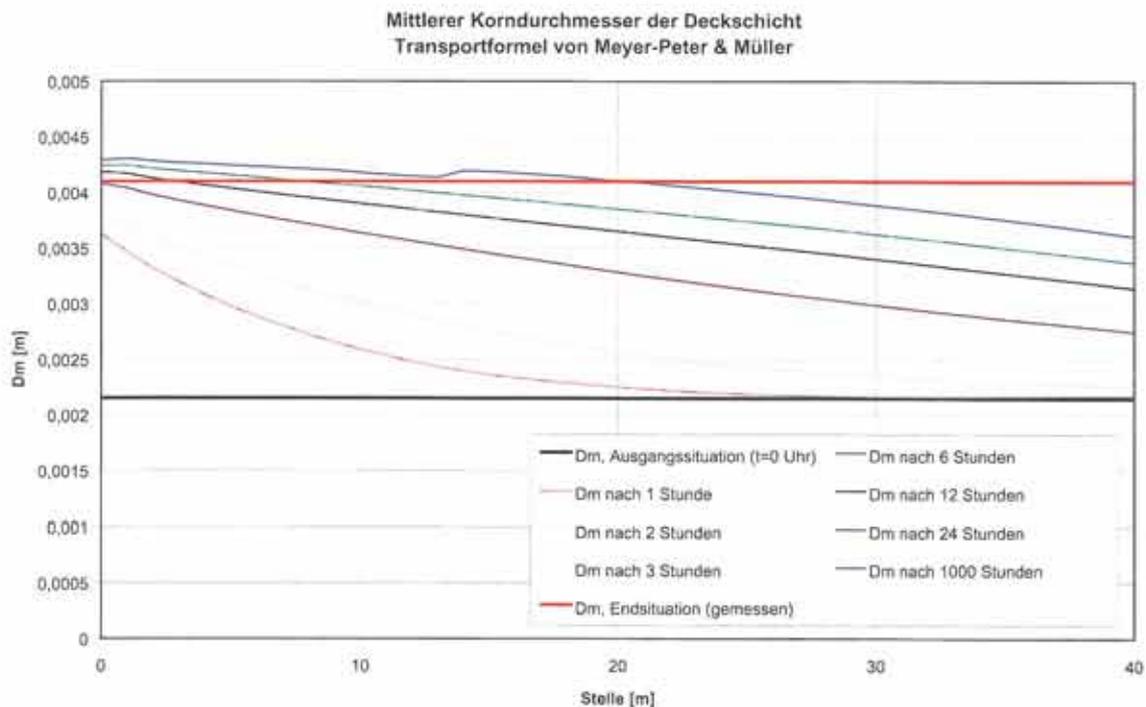


Abb. 25: Mittlerer Korndurchmesser der Deckschicht im Günter-Experiment (Transportformel von Meyer-Peter & Müller)

Abb. 25 zeigt die zeitabhängige Zusammensetzung der Deckschicht entsprechend der Transportformel von Meyer-Peter & Müller (1948). Die rotgefarbene Linie gibt das gemessene *mittlere* Zusammensetzung der Deckschicht am Ende des Experiments wieder, basiert auf nur 4 Sohlenproben. Es ist zu sehen, dass der obere Rand gröber wird als der untere Rand, und dass der berechnete Korndurchmesser in der Endsituation gut mit dem bekannten Messwert übereinstimmt. Inwieweit der zeitabhängige Verlauf dieser Vergrößerung gut reproduziert wird, ist auf Grund des Fehlens der diesbezüglichen Messdaten nicht bekannt.

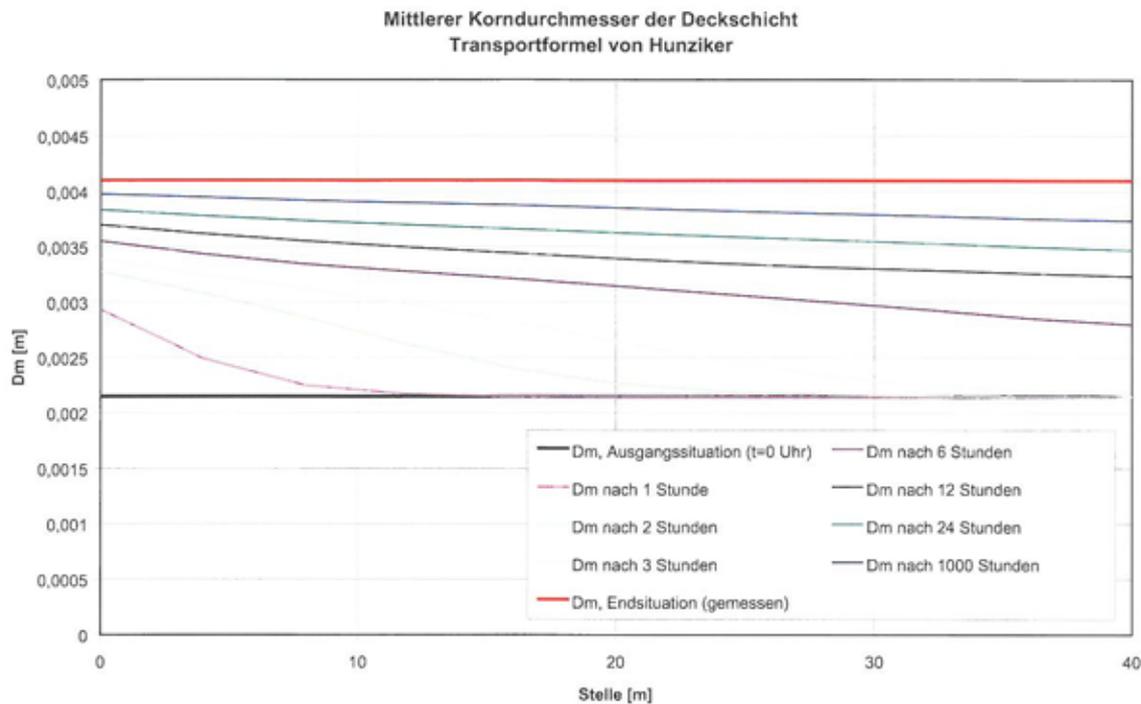


Abb. 26: Mittlerer Korndurchmesser der Deckschicht im Günter-Experiment (Transportformel von Hunziker)

Abb. 26 zeigt die zeitabhängige Zusammensetzung der Deckschicht entsprechend der Transportformel von Hunziker (1995). Auch hier ist zu sehen, dass der obere Rand gröber wird als der untere Rand. Allerdings ist der Unterschied zwischen dem oberen und unteren Rand nicht so groß wie bei der Transportformel von Meyer-Peter & Müller und der Vergrößerungsprozess verläuft anfangs weniger schnell. Ferner ist zu sehen, dass der berechnete mittlere Korndurchmesser in der Endsituation mehr oder weniger mit dem berechneten Messwert übereinstimmt, wenn auch systematisch etwas niedriger.

Abb. 27 zeigt die zeitabhängige Zusammensetzung der Deckschicht entsprechend der Transportformel von Wu et al. (2000). Auch hier ist zu sehen, dass der obere Rand gröber wird als der untere Rand. Ferner fällt auf, dass der Vergrößerungsprozess bei der Transportformel von Wu et al. sehr viel langsamer verläuft als bei den anderen zwei untersuchten Transportformeln, während die maximale Vergrößerung etwas größer ist.

Zusammenfassend kann gefolgert werden, dass mit jeder der drei untersuchten Transportformeln die letztendliche Zusammensetzung der Deckschicht gut reproduziert werden kann. Inwieweit der zeitabhängige Verlauf und die Variation in der Längsrichtung gut reproduziert werden, ist auf Grund des Fehlens der diesbezüglichen Messdaten nicht bekannt.

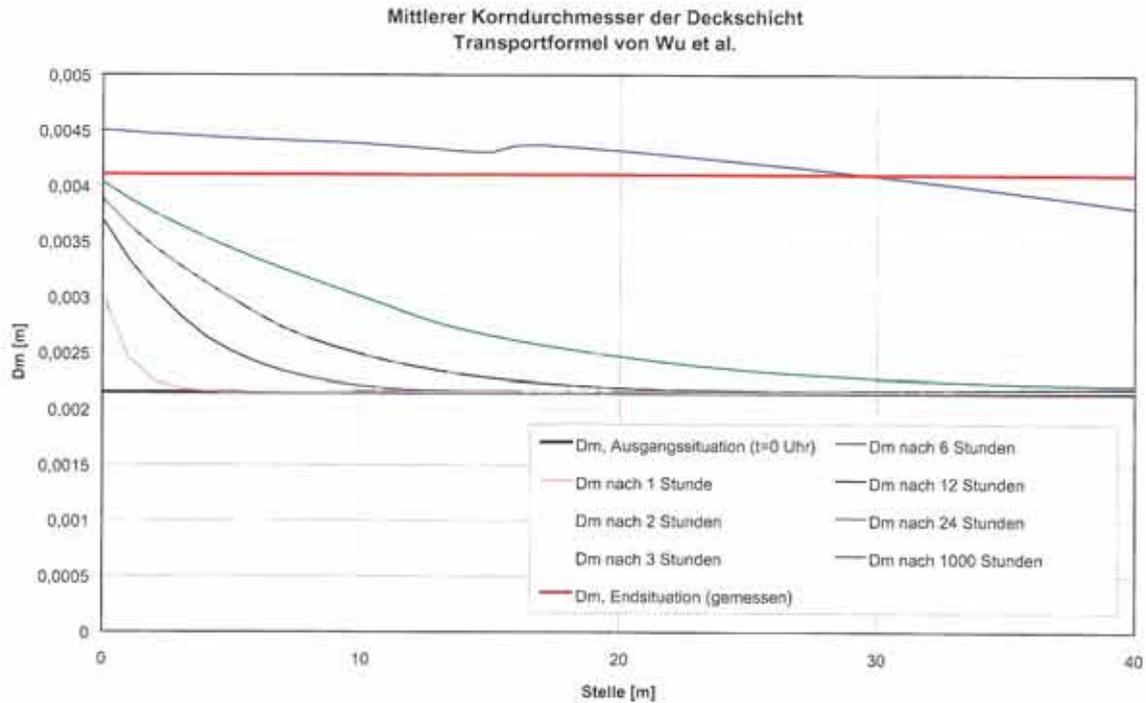


Abb. 27: Mittlerer Korndurchmesser der Deckschicht im Günter-Experiment (Transportformel von Wu et al.)

(3) Berechneter mittlerer Korndurchmesser des transportierten Materials

Abb. 28 zeigt für jede der drei untersuchten Transportformeln den berechneten mittleren Korndurchmesser der Deckschicht und des transportierten Materials an einer einzigen Stelle (12 m vom oberen Rand).

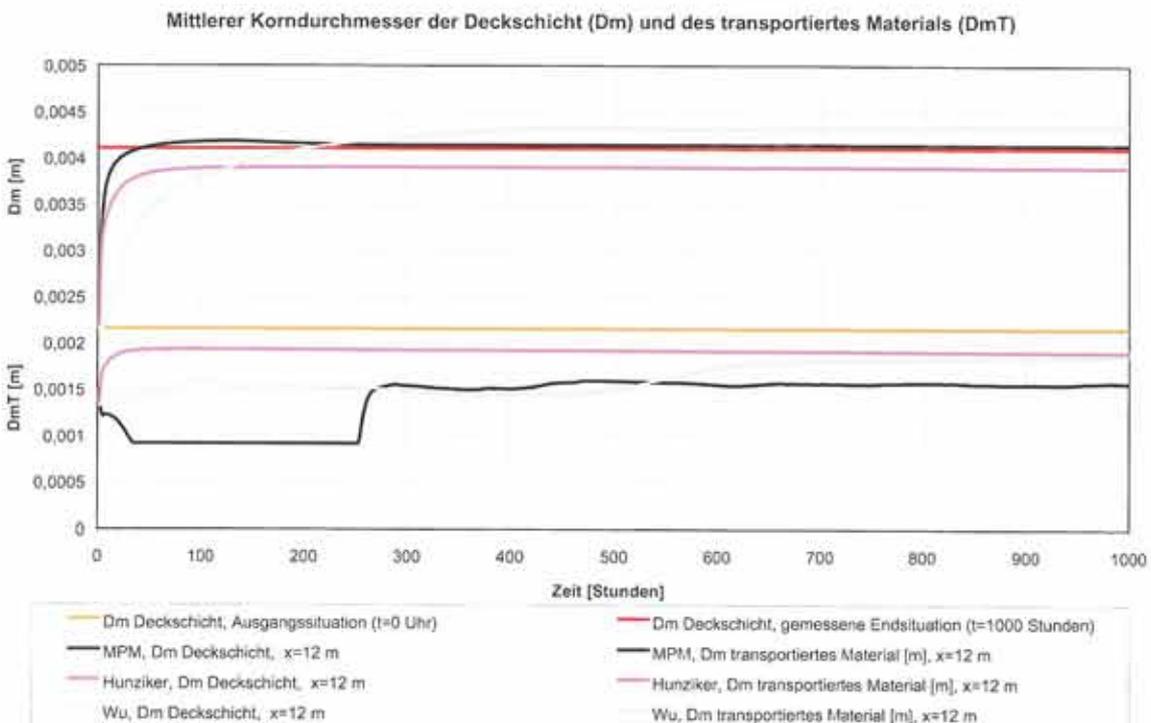


Abb. 28: Berechneter mittlerer Korndurchmesser der Deckschicht und des transportierten Materials im Günter-Experiment

Es ist zu sehen, dass bei der Transportformel von Meyer-Peter & Müller (1948) die Transportchicht sehr schnell abpflastert (Deckschichtbildung) und dass der berechnete Korndurchmesser des transportierten Materials systematisch viel geringer ist als der anfängliche mittlere Korndurchmesser der Transportschicht (0.0015 m statt 0.0021 m). Angesichts der gemessenen Erosion (ungefähr 2 cm) und der Mächtigkeit der Transportschicht (in der numerischen Simulation als einmal D_{90} , oder 4.8 mm) muss dies zur Folge haben, dass die Zusammensetzung des transportierten Materials sich der Unterschicht annähern muss, wenn auch etwas feiner, weil ein Teil des groben Materials für die Abpflasterung der Deckschicht gebraucht wird und somit nicht am Transport beteiligt ist. Die Transportformel von Meyer-Peter & Müller ist klar erkennbar nicht in der Lage, diesen Prozess gut wiederzugeben (Meyer-Peter & Müller wurde für Gleichgewichtstransport entwickelt).

Dagegen ist die Transportformel von Hunziker (1995) sehr wohl in der Lage, diesen Prozess gut wiederzugeben, und zeigt einen Transport, dessen Zusammensetzung sich dem des Untergrunds annähert. Die Erklärung hierfür ist erstens in der Tatsache zu suchen, dass diese Transportformel als einzige vom Prinzip der 'Equal Mobility' ausgeht, d.h., dass sich alle Fraktionen einer Mischung bei derselben Schubspannung in Bewegung setzen, wenn auch in anderem Maße. Zweitens ist die Transportformel von Hunziker auch mit dem Günter-Experiment kalibriert.

Die Transportformel von Wu et al. (2000) sagt eine Transportzusammensetzung voraus, die sich den Transportformeln von Hunziker und des Untergrunds nähert, aber der Vergrößerungsprozess verläuft relativ träge.

Zusammenfassend kann gefolgert werden, dass die Transportformel von Hunziker und die von Wu et al. das transportierte Material im Laufe der Zeit am besten simulieren, obwohl die gemessene Endzustand nicht vollständig erreicht wird. Die Transportformel von Meyer-Peter & Müller macht hier einen klaren Fehler.

(4) Berechnete Kornverteilung der Deckschicht am Ende des Experiments

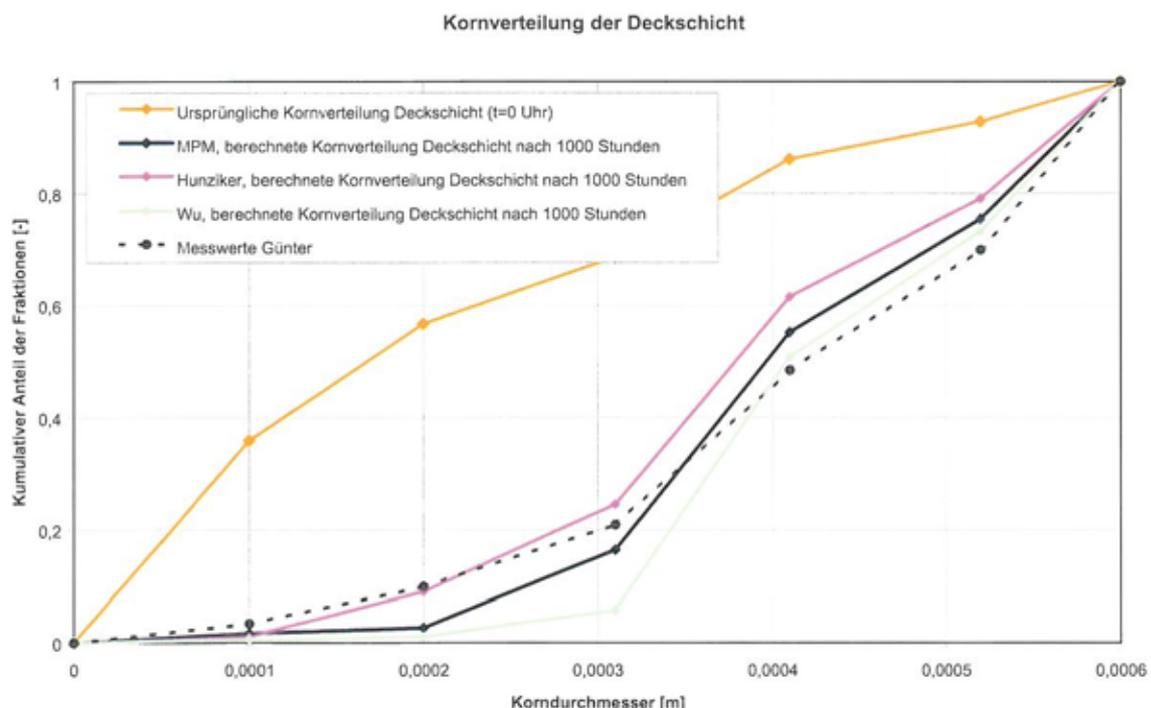


Abb. 29: Berechnete Kornverteilung der Deckschicht im Günter-Experiment

Abb. 29 zeigt die berechnete und gemessene Kornverteilung der Deckschicht in der Endsituation. Alle drei untersuchten Transportformeln haben Schwierigkeiten, sich der gemessenen Kornverteilung anzunähern. Vor allem die Transportformel von Wu et al. zeigt ein abweichendes Verhalten: die feinen Fraktionen sind nahezu vollständig aus der Deckschicht gewaschen. Die Transportformel von Meyer-

Peter & Müller zeigt dies in einem etwas geringeren Ausmaß. Die Transportformel von Hunziker hingegen bietet eine gute Repräsentation der Anwesenheit der feinsten Fraktionen in der Deckschicht, jedoch sind die mittleren Fraktionen übervertreten und die größte Fraktion untervertreten (und gerade dass ist in einer Pflasterung doch erheblich).

Zusammenfassend kann daraus gefolgert werden, dass die drei untersuchten Transportformeln nicht in der Lage sind, die gemessene Kornverteilung der Deckschicht am Ende des Experiments gut zu simulieren. Die Transportformel von Hunziker liefert als einzige eine gute Repräsentation der Anwesenheit der feinsten Fraktionen in der Deckschicht, aber verfehlt dagegen die größeren Fraktionen.

4.2.3 Empfindlichkeit der Transportformel von Meyer – Peter & Müller für kritische Shieldsparameter

Bei der numerischen Simulation des Günter-Experiments wurde die Transportformel von Meyer-Peter & Müller kalibriert, indem man den Wert des kritischen Shieldsparameters variierte und die restlichen Modellparameter konstant hielt. Das Sohlenniveau und die Kornverteilung der Deckschicht reagieren wie folgt auf eine Veränderung des kritischen Shieldsparameters, siehe Abb. 30 und Abb. 31.

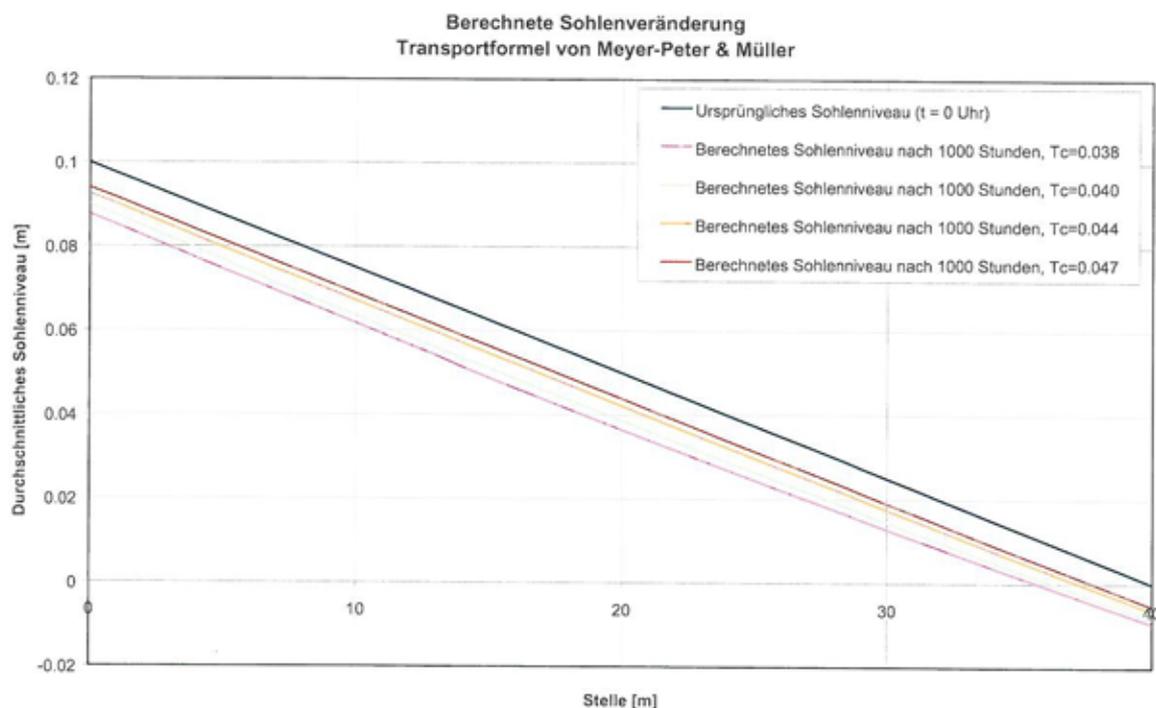


Abb. 30: Sohlenniveau im Günter-Experiment bei Variation des kritischen Shieldsparameters in der Transportformel von Meyer-Peter & Müller

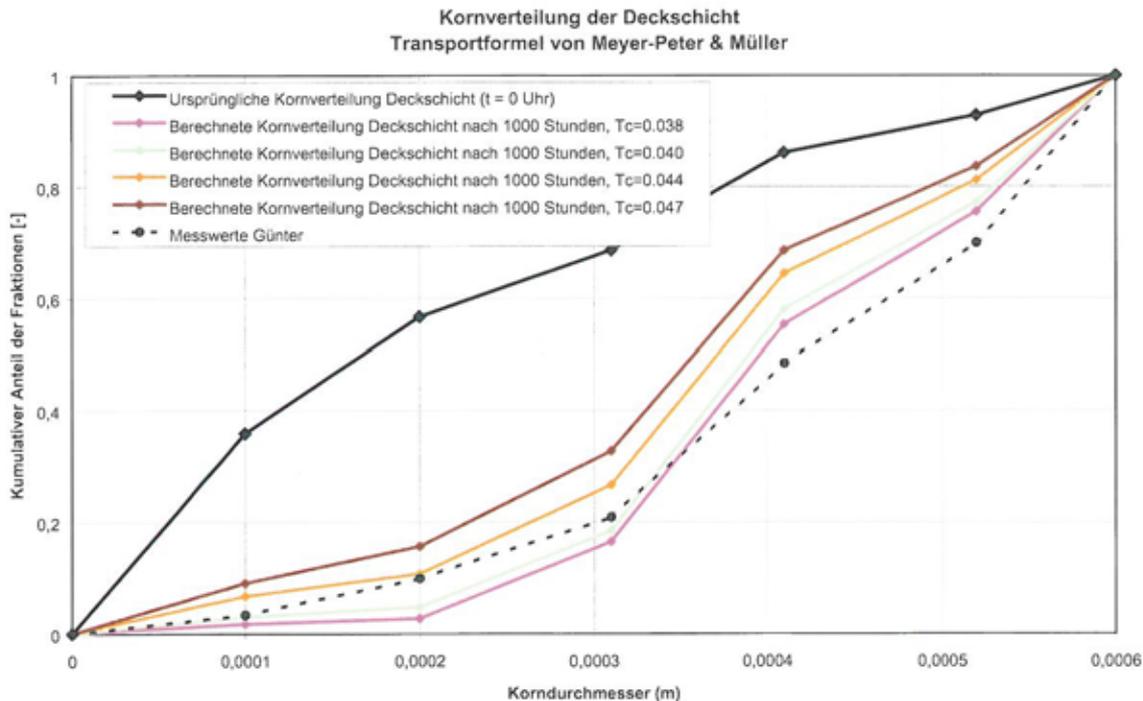


Abb. 31: Kornverteilung der Deckschicht im Günter-Experiment bei Variation des kritischen Shieldsparameters in der Transportformel von Meyer-Peter & Müller

Es ist zu sehen, dass eine Senkung des kritischen Shieldswertes in der Meyer-Peter & Müller-Transportformel zu größerer Erosion und einer sehr kleinen Veränderung des Sohlengefälles führt (das Sohlengefälle nimmt etwas ab). Gleichzeitig kommt es zu einer Vergrößerung der Deckschicht und ist eine bessere Übereinstimmung mit der gemessenen Kornverteilung der Deckschicht festzustellen (siehe Abb. 31). Der Anteil der feinsten Fraktionen nimmt ab, während der Anteil der groben Fraktionen zunimmt. Die Senkung des kritischen Shieldswertes in der Meyer-Peter & Müller -Transportformel führt also zu besseren Resultaten für die numerische Simulation des Günter-Experiments.

Angesichts der aufgetretenen Erosion während des Günter-Experiments (1 bis 2 cm), der Verkleinerung des Sohlengefälles und der gemessenen Kornverteilung der Deckschicht am Ende des Experiments muss bei der Meyer-Peter & Müller-Transportformel somit der Wert des kritischen Shieldsparameters gesenkt werden, will man das Günter-Experiment mit dieser Transportformel passend simulieren können.

4.2.4 Empfindlichkeit der Transportformel von Wu et al. für die Potenz in der Hiding/Exposure-Formulierung

Bei der numerischen Simulation des Günter-Experiments wurde die Transportformel von Wu et al. kalibriert, indem man den Wert des kritischen Shieldsparameters variierte und die übrigen Modellparameter konstant hielt, genau wie bei der Meyer-Peter & Müller-Transportformel.

Eine andere Art, die Transportformel von Wu et al. zu kalibrieren, ist das Variieren der Potenz in der Hiding/Exposure-Formulierung rund um den 'Default'-Wert von 0.6. Der kritische Shieldswert wurde hierbei auf 0.044 gesetzt, da niedrigere Werte bei der numerischen Simulation zuviel Erosion verursachen. Das Resultat dieses Vorgehens ist in Abb. 32 und Abb. 33 zusammengefasst.

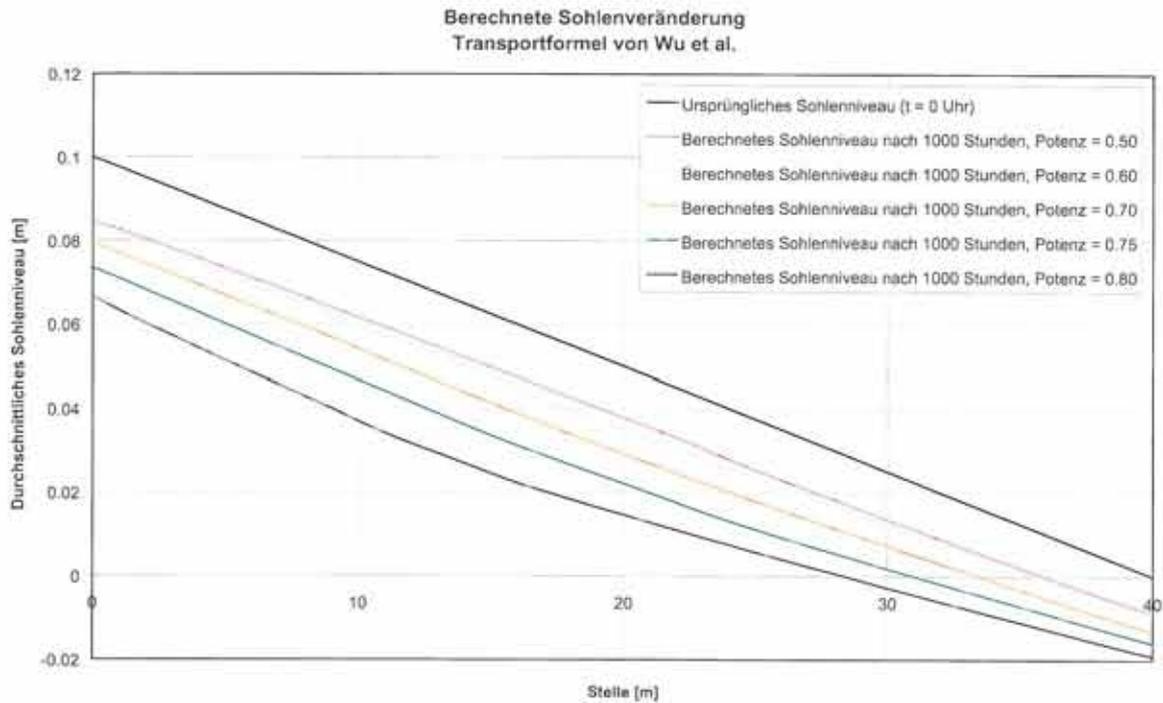


Abb. 32: Sohlenniveau im Günter-Experiment bei Variation der Potenz der Hiding/Exposure-Formulierung in der Transportformel von Wu et al.

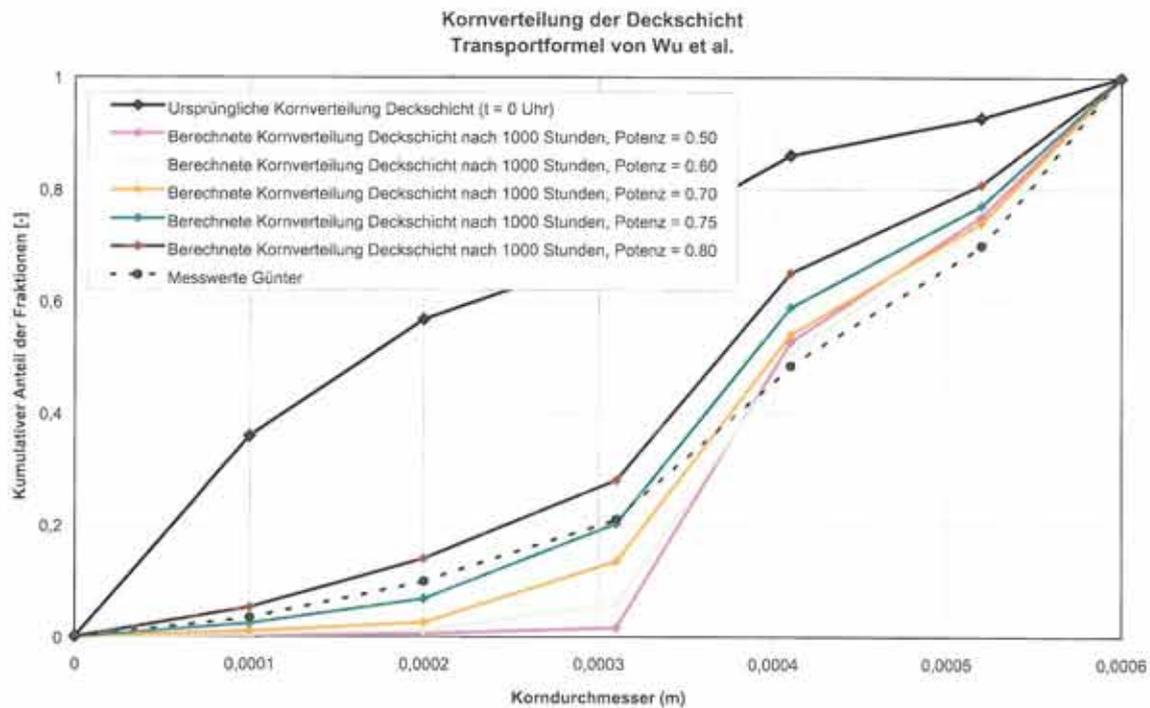


Abb. 33: Kornverteilung der Deckschicht im Günter-Experiment bei Variation der Potenz der Hiding/Exposure-Formulierung in der Transportformel von Wu et al.

Es ist ersichtlich, dass weniger Erosion vorhergesagt wird, wenn die Potenz in der Hiding/Exposure-Formulierung verkleinert wird (von 0.60 auf 0.50). Das Sohlengefälle bleibt nahezu gleich. Gleichzeitig tritt eine Vergrößerung der Deckschicht auf und die Übereinstimmung mit der gemessenen Kornverteilung der Deckschicht verschlechtert sich. Der Anteil der feinsten Fraktionen nimmt noch

weiter ab. Das Verkleinern der Potenz führt also zu schlechteren Resultaten für die numerische Simulation des Günter-Experiments.

Eine kleine Vergrößerung der Potenz in der Hiding/Exposure-Formulierung der Transportformel von Wu et al. (von 0.6 auf 0.7) liefert eine bessere Übereinstimmung mit den Messresultaten. Dies gilt vor allem für die berechnete Kornverteilung der Deckschicht in der Endsituation (siehe Abb. 33). Die Anzahl der feinsten Fraktionen nimmt zu. Gleichzeitig nimmt auch die berechnete Erosion ein wenig zu, während das Sohlengefälle nahezu gleich bleibt.

Eine weitere Vergrößerung der Potenz in der Hiding/Exposure-Formulierung der Transportformel von Wu et al. (> 0.70) führt zu einer Verschlechterung sowohl des vorhergesagten Sohlenniveaus als auch der Kornverteilung der Deckschicht. Es wird zuviel Erosion vorhergesagt, das Sohlengefälle wird weniger steil und die Anzahl der feinsten Fraktionen in der Deckschicht wird zu groß, während die der groben Fraktionen zu klein wird.

Es kann daraus gefolgert werden, dass eine kleine Vergrößerung der Potenz in der Hiding/Exposure-Formulierung der Transportformel von Wu et al. zu einer etwas besseren numerischen Simulation des Günter-Experiments führt, vor allem im Hinblick auf die Kornverteilung der Deckschicht am Ende des Experiments.

4.2.5 Schlussfolgerungen aus der Simulation des Günter-Experiments

Für das Günter-Experiment gilt, dass die gemessene Endsituation am besten mit der Transportformel von Hunziker wiedergegeben wird. Vor allem in Bezug auf die Zusammensetzung des transportierten Materials und die letztendliche Kornverteilung der Deckschicht erhält diese Transportformel mehr Punkte als die Transportformeln von Meyer-Peter & Müller und Wu et al.

Mit allen 3 untersuchten Transportformeln ist es möglich, die gemessene Erosion, das Sohlengefälle und den mittleren Korndurchmesser der statische Deckschicht (D_m) am Ende des Experiments genau zu simulieren. Alle 3 untersuchten Transportformeln haben Schwierigkeiten mit der Kornverteilung der Deckschicht in der Endsituation (Anteil jeder *Fraktion* in der statische Deckschicht).

Das Verkleinern des kritischen Shieldsparameters in der Transportformel von Meyer-Peter & Müller ist nötig, wenn man das Günter-Experiment mit dieser Transportformel hinreichend simulieren können will. Diese Verkleinerung des kritischen Shieldsparameters hat etwas mehr Erosion und eine sehr kleine Veränderung des Sohlengefälles zur Folge (das Sohlengefälle nimmt ein wenig ab). Gleichzeitig tritt eine beträchtliche Vergrößerung der Deckschicht auf. Durch das Variieren des kritischen Shieldsparameters in der Transportformel von Meyer-Peter & Müller kann man das Ausmaß der Erosion, die Veränderung des Sohlengefälles und vor allem die Kornverteilung der Deckschicht korrigieren.

Durch das Variieren der Potenz in der Hiding/Exposure-Formulierung der Transportformel von Wu et al. kann man die berechnete Kornverteilung der Deckschicht korrigieren. Eine zu große Veränderung hat jedoch einen negativen Einfluss auf die Resultate der numerischen Simulation. Sowohl die berechnete Kornverteilung als auch die berechnete Erosion reagieren ziemlich stark auf eine Veränderung dieser Potenz. Angesichts der hohen Empfindlichkeit der Modellresultate in Bezug auf eine Veränderung der Potenz in der Hiding/Exposure-Formulierung bei der Transportformel von Wu et al. ist es anzuraten, diesen Parameter nur innerhalb sehr kleiner Spielräume zu variieren.

4.3 Ribberink-Experiment

4.3.1 Beschreibung des Experiments

Ribberink (1987) führte eine Reihe von Experimenten in einem Abflusskanal der TU Delft durch. Er verwendete hierbei eine aus 2 Fraktionen bestehende Sedimentmischung, nämlich aus einer groben und einer feinen Fraktion, die keine oder kaum Überlappung aufweisen. Eines dieser Experimente, Experiment E8 -> E9, betraf den Übergang von der einen Gleichgewichtssituation in die nächste Gleichgewichtssituation.

Bei einem konstanten Abfluss und einer konstanten totalen Sedimentzufuhr am oberen Rand wurde der Anteil der feinsten Fraktion im Laufe der Zeit langsam von 50 % auf 0 % reduziert (und der Anteil der groben Fraktion proportional vergrößert).

Die Veränderung des Sohlenniveaus, des Wasserspiegels, der Kornverteilung der Transportschicht, der Kornverteilung des transportierten Materials, des totalen Sedimenttransports und der Dünenhöhe im Laufe der Zeit wurden von Ribberink gemessen. Die gebrauchte Laboraufstellung entnehmen Sie Abb. 34:

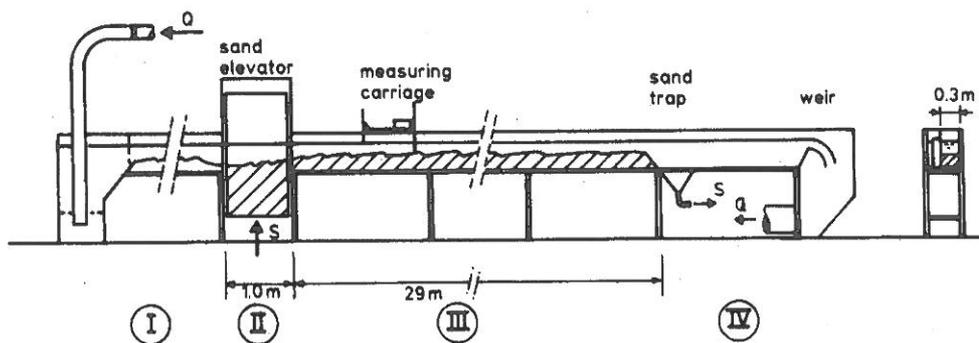


Abb. 34: Aufbau des Ribberink-Experiments

Beobachtungen während des Experiments:

Die Vergrößerung des zugefügten Sediments am oberen Rand resultierte in einer Sedimentation von ein paar Zentimetern und einer leichten Zunahme des Sohlengefälles. Siehe Abb. 35:

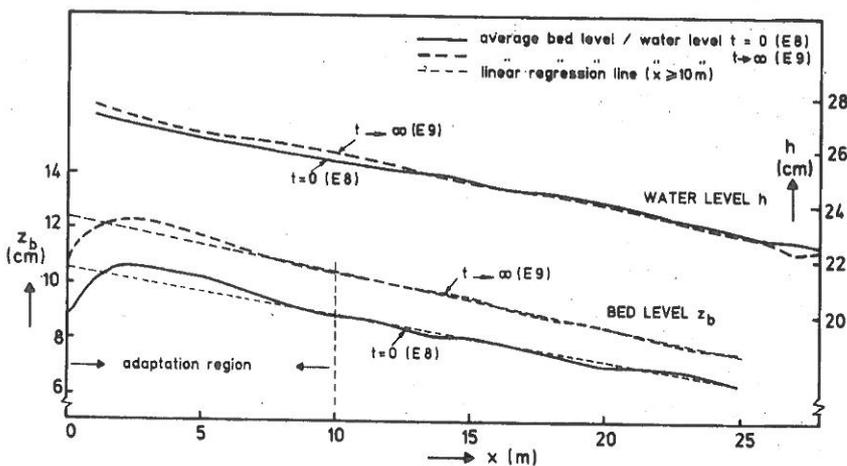


Abb. 35: Aufgetretene Sohlenerosion und Wasserspiegelveränderung im Laufe der Zeit im Ribberink-Experiment

Außerdem entwickelte sich eine Erosionswelle, gefolgt von einer Sedimentationswelle (siehe Abb. 36, linke Seite, Sohlenniveau im Laufe der Zeit für 5 verschiedene Stellen), der Anteil der feinsten Fraktion in der Transportschicht wurde geringer (siehe Abb. 36, rechts oben), die Größe des totalen Sedimenttransports nahm vorübergehend ab, bis ein neues Gleichgewicht erreicht war (siehe Abb. 36, rechts, Mitte) und der Anteil der feinsten Fraktion im transportierten Sediment reduzierte sich (siehe Abb. 36, rechts unten).

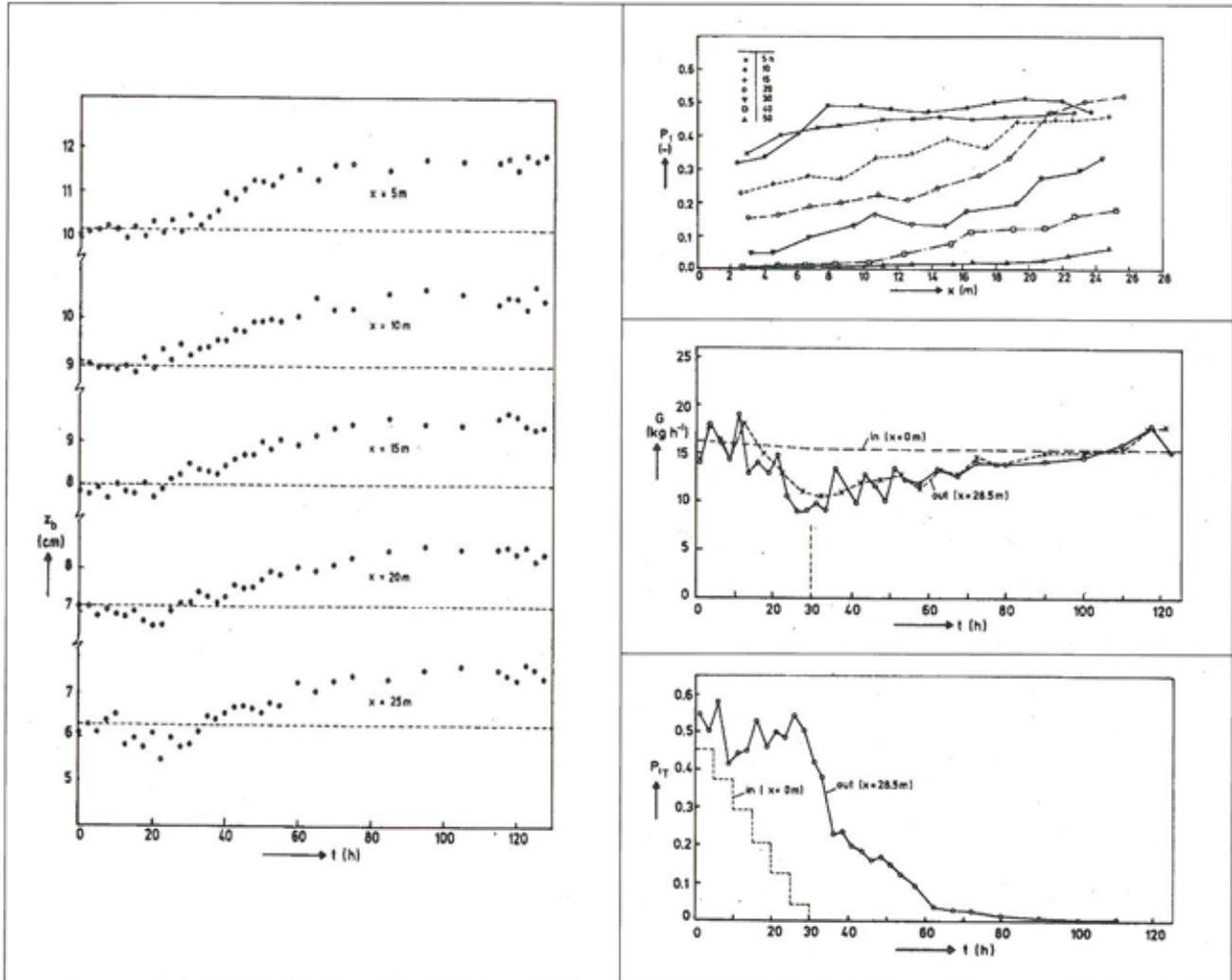


Abb. 36: Resultate des Ribberink-Experiments

Ziel der numerischen Simulation war dann auch, folgendes mit den drei bereits genannten Transportformeln zu simulieren:

1. Die totale Sedimentation am Ende des Experiments sowie die Sohlenveränderung im Laufe der Zeit
2. Das Sohlengefälle am Ende des Experiments
3. Die Veränderung der Kornverteilung der Transportschicht im Laufe der Zeit
4. Die Veränderung des totalen Sedimenttransports im Laufe der Zeit
5. Die Veränderung der Kornverteilung des transportierten Materials im Laufe der Zeit

Für die in der numerischen Simulation des Ribberink-Experiments gebrauchten Parameter verweisen wir auf Anlage 2.

4.3.2 Resultate der numerischen Simulation

Das Ribberink-Experiment wurde auch im SOBEK und MORMO simuliert, wobei 4 verschiedenen Transportformeln ausgewählt sind, nämlich:

1. Der Transportformel von Meyer-Peter & Müller (1948) mit der Hiding/Exposure-Korrektur von Ashida & Michiue (1973). Hierbei wurden die 'originalen' Einstellungen gebraucht. Der kritische Shieldswert betrug 0.047, der Ripple-Faktor ist eine Funktion der totalen Rauheit und der Kornrauheit (White-Colebrook-Formulierung), der Multiplikationsfaktor des Sedimenttransports entsprach 1.
2. Der Transportformel von Meyer-Peter & Müller (1948) mit der Hiding/Exposure-Korrektur von Ashida & Michiue (1973). Hierbei wurden die Einstellungen benutzt, die Ribberink (1987) gefunden hat. Der kritische Shieldswert betrug 0.0307, der Ripple-Faktor ist konstant und entspricht 0.365, der Multiplikationsfaktor des Sedimenttransports betrug 1.1917.
3. Der Transportformel von Hunziker (1995). Der kritische Shieldswert ist eine Funktion der dimensionslosen Korngröße und wird mit Hilfe des Ausdrucks von Iwagaki (1956) bestimmt, der Ripple-Faktor ist konstant und entspricht 0.455, der Multiplikationsfaktor des Sedimenttransports entsprach 1.
4. Der Transportformel von Wu et al. (2000). Der kritische Shieldswert betrug 0.03 und der Multiplikationsfaktor des Sedimenttransports entsprach 3.4.

Die Transportformeln wurden an Hand der aufgetretenen Veränderung des Sohlenniveaus und der Sohlenneigung sowie des ursprünglichen Sedimenttransports (der Summe beider Fraktionen) kalibriert.

In den Abbildungen 37, 38, 39, 40 und 41 stehen die Resultate der numerischen Simulation des Ribberink-Experiments:

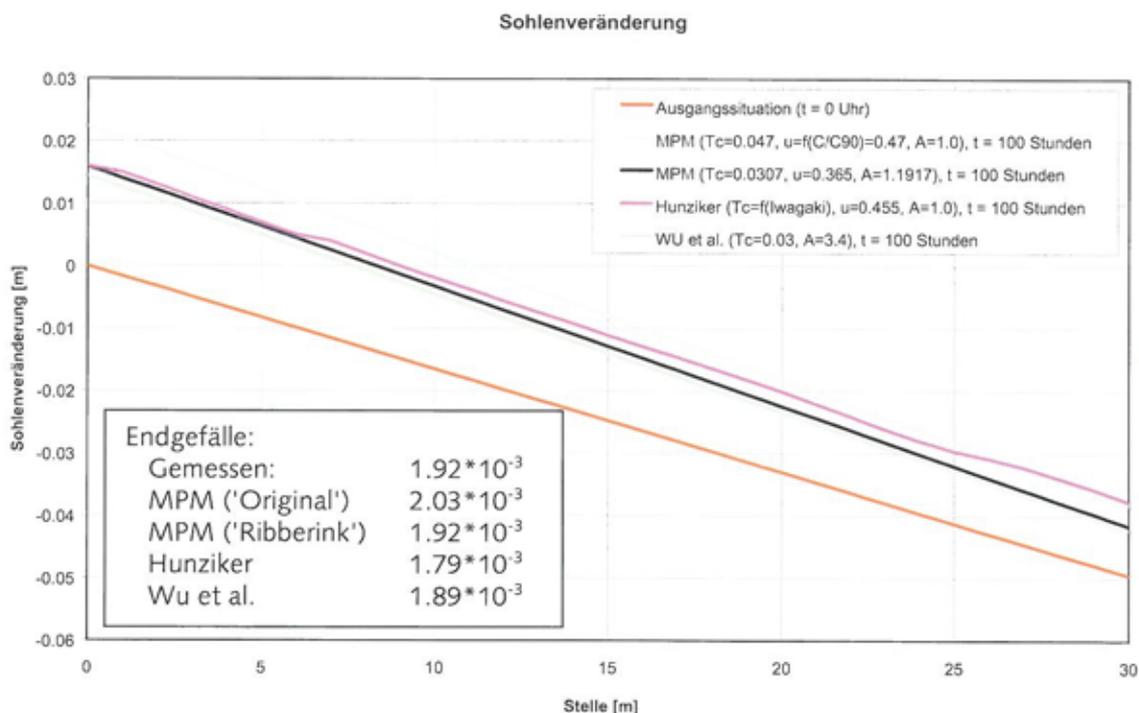


Abb. 37: Totale Sohlenveränderung im Ribberink-Experiment (Endsituation)

Wenn wir nach 100 Stunden die totale Sohlenveränderung betrachten (Abb. 37), dann stellen wir fest, dass jede der vier untersuchten Transportformeln eine vergleichbare Sedimentation von 1 (unterer Rand) bis 1.5-2 cm (oberer Rand) vorhersagt, in Übereinstimmung mit den Messwerten von Ribberink (durchschnittlich 1.5 cm) (siehe Abb. 35 und Abb. 37). Die Transportformeln von Wu et al. und MPM (mit Einstellungen von Ribberink) sagen ein Endgefälle voraus in Übereinstimmung mit den Messwerten von Ribberink.

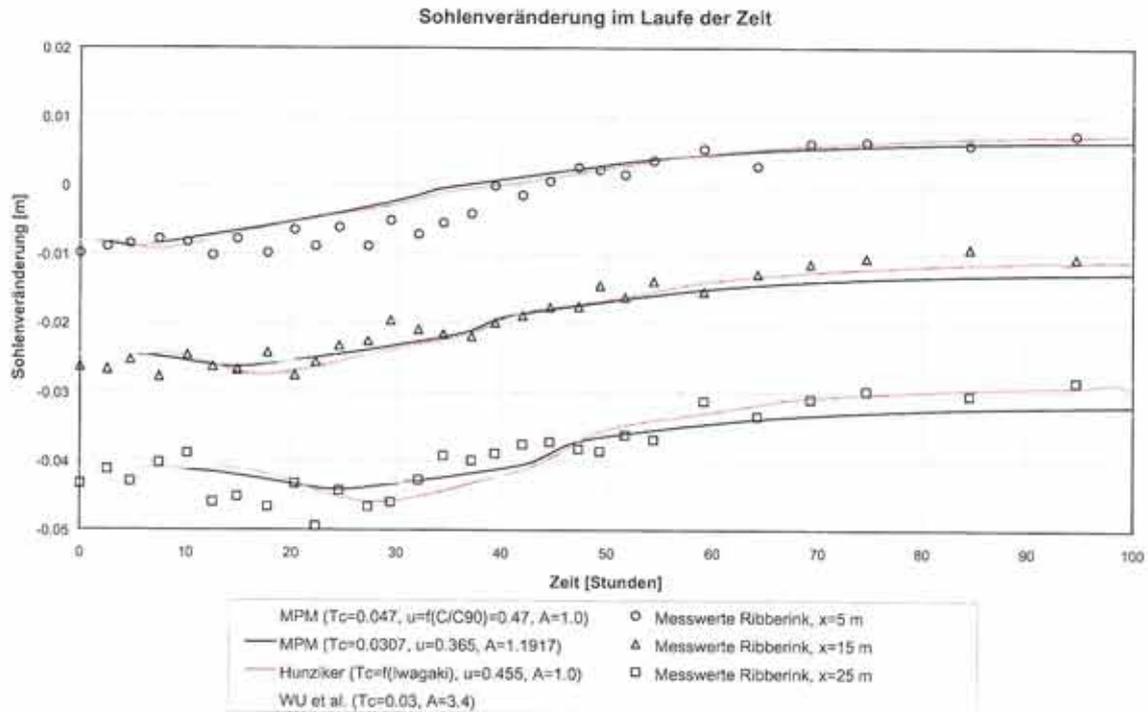


Abb. 38: Sohlenveränderung im Laufe der Zeit im Ribberink-Experiment

Wenn wir die Sohlenveränderung im Laufe der Zeit an drei verschiedenen Stellen ($x=5$, $x=15$ m und $x=25$ m, Abb. 38) betrachten, stellen wir fest, dass die 'originale' nicht kalibrierte Transportformel von Meyer-Peter & Müller sehr schlecht funktioniert. Die Transportformeln von Wu et al. und die kalibrierte Meyer-Peter & Müller-Formel erbringen eine bessere Leistung. Die Transportformel von Hunziker gibt die Sohlenveränderung im Laufe der Zeit am besten wieder und zeigt eine deutliche Erosionswelle, die in Übereinstimmung mit den Messungen der Sedimentationswelle vorangeht.

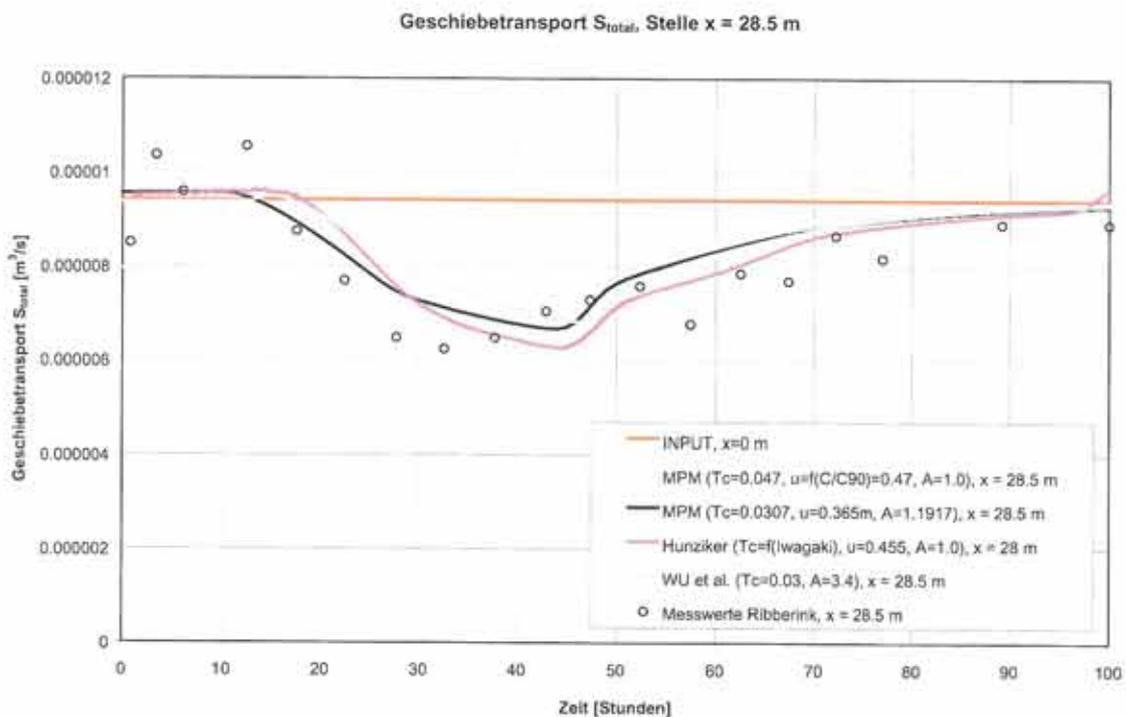


Abb. 39: Totaler Sedimenttransport im Laufe der Zeit im Ribberink-Experiment

Wenn wir den totalen Sedimenttransport im Laufe der Zeit an einer Stelle (Stelle $x=28.5$ m, Abb. 39) betrachten, stellen wir fest, dass die Transportformeln von Meyer-Peter & Müller (kalibriert), Hunziker und Wu et al. vergleichbare Resultate liefern, die ziemlich gut mit den Messwerten von Ribberink übereinstimmen, wenn die Abnahme des Sedimenttransports im Laufe der Zeit auch einigermaßen verlangsamt und die Zunahme einigermaßen beschleunigt ist.

Die 'originale' Meyer-Peter & Müller-Transportformel liefert anfangs einen deutlich zu niedrigen Sedimenttransport. Da diese Transportformel aber im Gegensatz zu den anderen drei Transportformeln nicht auf den Sedimenttransport kalibriert ist, ist das nicht verwunderlich.

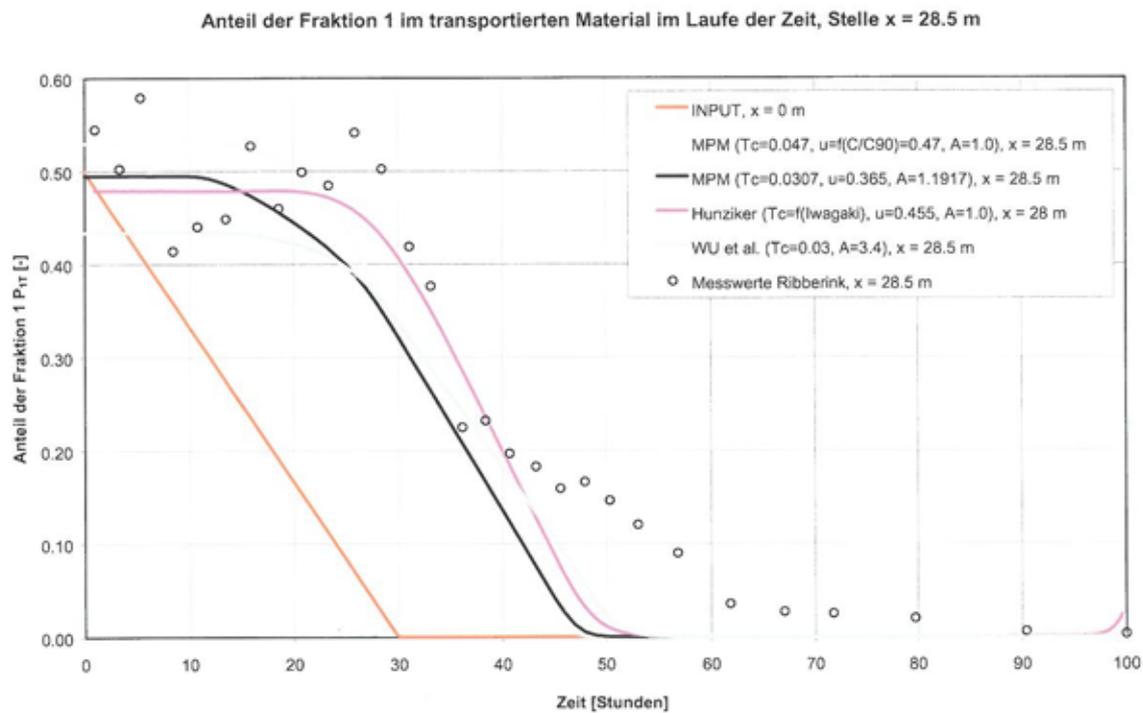


Abb. 40: Anteil der Fraktion 1 im transportierten Material im Laufe der Zeit im Ribberink-Experiment

Wenn wir an einer einzigen Stelle (Abb. 40) den Anteil der Fraktion 1 im transportierten Material im Laufe der Zeit betrachten, stellen wir fest, dass alle vier untersuchten Transportformeln ein vergleichbares Resultat liefern, obwohl die Transportformel von Wu et al. den Anteil der Fraktion 1 im transportierten Material anfangs ziemlich unterschätzt und die 'originale' Transportformel von Meyer-Peter & Müller anfangs eine leichte Überschätzung macht.

Alle vier untersuchten Transportformeln sind nicht in der Lage, die Abnahme des Anteils von Fraktion 1 im transportierten Material korrekt wiederzugeben. Die Abnahme erfolgt zu schnell. Die feinsten Teilchen waschen zu schnell aus. Dies wird vor allem durch das Fehlen des vertikalen Austauschs von Sediment zwischen der aktiven Schicht und der Unterschicht / Substratum in den für diese Simulation angewendeten 1-Schicht-Modellen für die vertikale Sortierung verursacht.

Wenn wir den Anteil von Fraktion 1 in der Transportschicht (Abb. 41) betrachten, dann stellen wir bei jeder der untersuchten Transportformeln fest, dass in der Transportschicht der Anteil der feinsten Fraktion zu schnell abnimmt. Dieses Resultat entspricht dem von Abb. 40. Die Transportformeln von Wu et al. und von Hunziker zeigen jedoch deutlich bessere Resultate als die Meyer-Peter & Müller-Transportformeln.

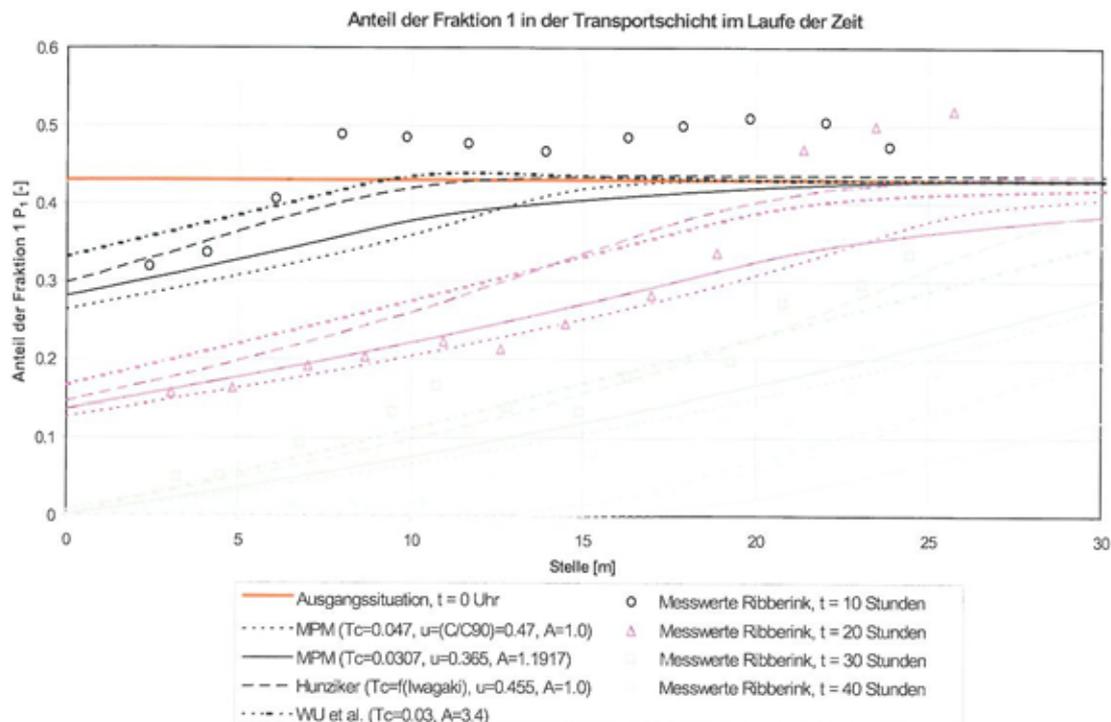


Abb. 41: Anteil von Fraktion 1 in der Transportschicht im Laufe der Zeit im Ribberink-Experiment

4.3.3 Schlussfolgerungen aus der Simulation des Ribberink-Experiments

Für das Ribberink-Experiment gilt, dass die wahrgenommenen Veränderungen am besten mit der Transportformel von Hunziker wiedergegeben werden. Vor allem bei der Sohlenveränderung im Laufe der Zeit und dem Sedimenttransport im Laufe der Zeit punktet diese Transportformel besser als die Transportformel von Wu et al., die den Vergleich ihrerseits als guter Zweiter besteht. Die Transportformeln von Meyer-Peter & Müller kommen im allgemeinen weniger gut weg.

Alle 4 untersuchten Transportformeln haben Schwierigkeiten mit der Wiedergabe des Anteils der feinen Fraktion in der Transportschicht und im transportierten Sediment. Die feinste Fraktion wäscht zu schnell aus, wodurch die Transportschicht zu schnell vergrößert. Vor allem die Meyer-Peter & Müller-Formeln funktionieren auf diesem Gebiet sehr schlecht. Die Transportformeln von Wu et al. und von Hunziker differieren nicht sehr stark voneinander und zeigen auf diesem Gebiet bessere Resultate.

4.4 Schlussfolgerungen

Sowohl für das Günter-Experiment als auch für das Ribberink-Experiment gilt, dass die wahrgenommene Endsituation in ihrer Allgemeinheit am besten mit der Transportformel von Hunziker wiedergegeben wird. Dies gilt vor allem in Bezug auf die Zusammensetzung des transportierten Materials und die letztendliche Kornzusammensetzung der Transportschicht (Günter-Experiment) sowie die Sohlenveränderung im Laufe der Zeit und in Bezug auf den totalen Sedimenttransport im Laufe der Zeit (Ribberink-Experiment). Die Transportformel von Wu et al. besteht den Vergleich als guter Zweiter. Die Transportformeln von Meyer-Peter & Müller schneiden im allgemeinen schlechter ab.

Alle untersuchten Transportformeln haben Probleme mit der Kornverteilung der Transportschicht in der Endsituation (Anteil einer jeden Fraktion in der Transportschicht) und der Kornverteilung des transportierten Sediments. Die feinste Fraktion wäscht zu schnell aus, wodurch die Deckschicht zu schnell vergrößert und das transportierte Sediment eine zu feine Zusammensetzung hat. Vor allem die Meyer-Peter & Müller-Formeln schneiden auf diesem Gebiet schlecht ab. Die Transportformeln von Hunziker und von Wu et al. unterscheiden sich nicht sehr stark und erweisen sich auf diesem Gebiet als

etwas besser. Es ist möglich, dass eine Anpassung der Transportschichtdicke zu einer Verbesserung auf dieser Ebene führt, jedoch wurde diese Analyse nicht durchgeführt.

Die Verkleinerung des kritischen Shieldsparameters in der Transportformel von Meyer-Peter & Müller ist notwendig, wenn man das Günter-Experiment mit dieser Transportformel hinreichend simulieren können will. Durch das Variieren des kritischen Shieldsparameters in der Transportformel von Meyer-Peter & Müller kann man das Ausmaß der Erosion, die Veränderung des Sohlengefälles und vor allem die *Kornverteilung* der Transportschicht korrigieren.

Durch das Variieren der Potenz in der Hiding/Exposure-Formulierung der Transportformel von Wu et al. kann man die berechnete *Kornverteilung* der Transportschicht korrigieren. Eine zu große Veränderung hat jedoch einen negativen Einfluss auf die Resultate der numerischen Simulation. Angesichts der großen Empfindlichkeit der Modellresultate in Bezug auf eine Veränderung der Potenz in der Hiding/Exposure-Formulierung in der Transportformel von Wu et al. ist es anzuraten, diesen Parameter nur innerhalb sehr enger Spielräume zu variieren.

4.5 Diskussion

Trotz der großen Unterschiede zwischen den verschiedenen Transportformeln und den schlechten Leistungen bei niedrigen Shieldswerten, die der Verifikation in Kapitel 3 zu entnehmen sind, ist man doch in der Lage, die Experimente von Günter und Ribberink mit den verwendeten Transportformeln hinreichend zu simulieren.

Es erweist sich jedoch als notwendig, bei den Transportformeln von Meyer-Peter & Müller (beide Experimente) und Wu et al. (nur das Günter-Experiment) den kritischen Shieldswert anzupassen. Auffallend ist, dass dieser bei der Meyer-Peter & Müller-Transportformel gesenkt (beide Experimente) und bei der von Wu et al. erhöht werden muss (nur das Günter-Experiment).

Es ist zu erwähnen, dass hier bei dieser numerischen Simulation nur 2 Laborexperimente betroffen sind, die nicht unbedingt repräsentativ sind für die Leistung und Qualität der untersuchten Transportformeln und/oder der gebrauchten Simulationsprogramme (in diesem Fall SOBEK und MORMO). Es ist darum gefährlich, auf der Basis dieser 2 Fallstudien feststehende allgemeine Schlussfolgerungen zu ziehen. Diese 2 Fallstudien unterstützen jedoch zu einem Großteil die Schlussfolgerungen aus Kapitel 3.

5 Schlussfolgerungen und Empfehlungen

5.1 Schlussfolgerungen

5.1.1 Konzeptuelle und praktische Probleme bei Berechnungen mit Sedimentmischungen

Beim Sedimentmischungen ist der Sedimenttransport in der Größe und Zusammensetzung eine äußerst komplexe Angelegenheit. Die Wechselwirkung zwischen Wasserbewegung und Körner sowie der Körner untereinander wird in ihrem vollen Umfang noch lange nicht erfasst.

Morphologische Berechnungen von Kornmischungen befinden sich noch in den Kinderschuhen. Es gibt noch viele Wissenslücken, die eine erfolgreiche Anwendung dieser Art von Modellen beschränken. Das Modellinstrumentarium ist noch in der Entwicklung und Felddaten mit dem richtigen Maß an Detailliertheit sind kaum vorhanden.

Die gängigen, sich im Umlauf befindenden Modellkonzepte zur Beschreibung des Sedimenttransports haben deshalb auch einen stark empirischen Charakter und sind daher niemals für die lokalen Randbedingungen des Studiengebiets abgeleitet. Aus diesem Grund muss kalibriert werden.

In diesen empirischen Modellkonzepten bringen gewöhnlich drei Faktoren den komplexen Zusammenhang zwischen hydraulischer Belastung, Sedimentzusammensetzung und Sedimenttransport zum Ausdruck. Dies sind die **kritische Schubspannung**, der **Ripple-Faktor** und die **Hiding & Exposure-Formulierung**. Daneben spielen auch die Rauheit und die Dünenhöhe bzw. Transportschichtmächtigkeit eine wichtige Rolle.

Die Verwendung morphologischer Modelle erfordert sehr viele Entscheidungen. Welche Modellkonzepte will ich gebrauchen, wie interpretiere ich die wenigen Felddaten, an welchen Schrauben darf ich drehen und an welchen nicht usw.

Kurzum: ein Modellierer findet viele konzeptuelle und praktische Probleme vor. Da noch der nötige Erfahrungssachverstand aufgebaut werden muss, ist noch lange nicht für alles eine Lösung gefunden. Die Nutzung des gesunden Menschenverstands und die Einsicht in die Beschränkungen des Modellsystems sind die erste Voraussetzung, um erfolgreich zu modellieren.

5.1.2 Vergleichende Studie der Transportformeln

Auf der Basis von Messdaten einer großen Anzahl von Laborexperimenten wurde eine vergleichende Studie von Transportformeln durchgeführt. Das Ergebnis dieses Vergleichs zeigt, dass mit den untersuchten Formeln die Größe und Zusammensetzung des Transports nur mit einer begrenzten Genauigkeit vorherzusagen ist. Vor allem im Bereich geringer Schubspannungen (Shieldswert kleiner als 0,2), in dem die fraktionierten Sedimentprozesse gerade sehr wichtig sind, erbringen die Formeln relativ schlechte Resultate. Angesichts der begrenzt zur Verfügung stehenden Informationen, die für den Vergleich gebraucht wurden (insbesondere für den Gebrauch der anfänglichen Zusammensetzung des Untergrunds anstelle der tatsächlichen Zusammensetzung der Transportschicht) müssen die Schlussfolgerungen in Bezug auf die Leistungen mit Vorsicht gehandhabt werden. Der Wert einer Transportformel kann besser in Interaktion mit der Entwicklung der Sohlenszusammensetzung, der Schichtdicken (Dünenhöhe), des Sohlenniveaus und der Rauheit festgestellt werden. Hierfür kann ein Rechenmodell gebraucht werden, in dem diese Interaktionen angewendet werden.

Aus der vergleichenden Studie von Transportformeln für Sedimentmischungen wird ersichtlich, dass die Transportformel von Wu et al. im Vergleich mit den anderen untersuchten Transportformeln im Durchschnitt die beste Vorhersage der Größe und Zusammensetzung des Sedimenttransports macht und dass diese Transportformel die anderen bei weitem übertrifft. Dies wird unter anderem durch die große Menge an Daten verursacht (mit großer Spannweite bei D_{50} und Shieldswert), die gebraucht würde, um diese Transportformel abzuleiten.

Es zeigt sich, dass alle untersuchten Transportformeln viel Schwierigkeiten damit haben, die Größe des Sedimenttransports im Bereich geringer Schubspannungen (Shieldswerten $\theta < 0.10$) korrekt vorherzusagen. Einige Transportformeln überschätzen stark den Sedimenttransport bei niedrigen Shieldswerten ($\theta < 0.10$), während von anderen Transportformeln dort, wo die Messungen sehr wohl noch einen Transport anzeigen, manchmal überhaupt kein Sedimenttransport berechnet wird. Bei höheren Shieldswerten hingegen ($\theta > 0.20$) funktionieren die untersuchten Transportformeln im allgemeinen um einiges besser.

Es ist auch festzustellen, dass alle untersuchten Transportformeln Probleme mit der Vorhersage der Transportzusammensetzung bei niedrigen Shieldswerten ($\theta < 0.20$) haben. Bei höheren Shieldswerten ($\theta > 0.20$) funktionieren die untersuchten Transportformeln im allgemeinen um einiges besser.

5.1.3 Fallstudien

Die Fallstudien geben an, dass trotz der schlechten Leistungen von Transportformeln in der vergleichenden Studie mit einer Modellanwendung doch sehr akzeptable Resultate erreicht werden können. Dies zeigt uns, dass mit einer sorgfältigen Eichung der Koeffizienten der Transportformel (wie des kritischen Shieldswertes) und der übrigen Modellparameter die Prozesse ziemlich gut produziert werden (obwohl es sich beim Laborversuche natürlich um idealisierten Bedingungen handelt und nicht realer Bedingungen!).

Sowohl für das Günter-Experiment als auch für das Ribberink-Experiment gilt, dass die wahrgenommene Endsituation in ihrer Allgemeinheit am besten mit der Transportformel von Hunziker wiedergegeben wird. Die Transportformel von Wu et al. erweist sich nach dem Vergleich als guter Zweiter. Die Transportformeln von Meyer-Peter & Müller erbringen im allgemeinen eine weniger gute Leistung. Die untersuchten Transportformeln haben Schwierigkeiten mit der Kornverteilung der Deckschicht in der Endsituation (Anteil einer jeden Fraktion in der Deckschicht) und der Kornverteilung des transportierten Sediments. Die feinste Fraktion wäscht schnell aus, wodurch die Deckschicht zu schnell vergrößert und das transportierte Sediment eine zu feine Zusammensetzung hat. Vor allem die Meyer-Peter & Müller-Formeln funktionieren auf diesem Gebiet schlecht. Die Transportformeln von Hunziker und von Wu et al. unterscheiden sich nicht sehr voneinander und erbringen eine etwas bessere Leistung auf diesem Gebiet.

Es muss erwähnt werden, dass beide Laborexperimente nicht unbedingt repräsentativ für die Resultate und die Qualität der untersuchten Transportformeln und/oder des gebrauchten Simulationsprogramms (in diesem Fall SOBEK und MORMO) sind. Darum ist es gefährlich, auf der Basis ausschließlich dieser 2 Fallstudien feststehende allgemeine Schlussfolgerungen zu ziehen. Diese 2 Fallstudien unterstützen wohl zu einem Großteil die Befunde aus Kapitel 3.

5.2 Empfehlungen

Um mehr über die Anwendungsbereiche der Transportformeln für Sedimentmischungen in Erfahrung zu bringen und um ein besseres Gefühl für den Einfluss der verschiedenen Parameter zu bekommen sowie mehr Erfahrungssachverstand mit Sedimentmischungen aufzubauen, ist es empfehlenswert, weitere **Fallstudien** durchzuführen:

Es geht darum, einerseits *kleine* Fallstudien durchzuführen, in denen die Empfindlichkeit einer begrenzten Anzahl von Parametern getestet wird (beispielsweise bei der numerischen Simulation des Günter-Experiments und des Ribberink-Experiments) und bei denen verschiedene Modellkonzepte getestet werden (beispielsweise der Transportvorhersage, die Hiding/Exposure-Formulierung, das Lagenkonzept der Sohle usw.).

Andererseits geht es darum, *größere* Fallstudien durchzuführen, bei denen Mehrkornmodelle von 'echten' Flüssen gemacht werden. Mit welchen Problemen wird man es dann zu tun bekommen? Was sind die "Do's" und "Don't's" beim Modellieren? Wie erstellt man eine gute Sohlenschematisierung? Dies sind allerlei praktische Probleme, für die man als Modellierer eine Antwort finden muss.

Da der fraktionsweiser Berechnung der Transportraten von Sedimentmischungen hohe Anforderungen an die Qualität des Modellinputs stellt, ist es empfehlenswert, genügend **Feldstudien** durchzuführen. Es ist schließlich ohne Felddaten nicht möglich, das Modell hinreichend zu kalibrieren und neue Modellkonzepte zu entwickeln. Man denke dabei beispielsweise an die Sohlenzusammensetzung in der Tiefe, an Sedimenttransportdaten, die Sedimentverteilung bei Verzweigungspunkten usw.

Im heutigen **Modellinstrumentarium** (beispielsweise SOBEK-Graded) befinden sich im allgemeinen nur Geschiebetransportformeln. Hiermit ist es nicht gut möglich, den Transport von feinem Material über eine abgepflasterte Sohle oder eine unerodierbaren Schicht zu simulieren. Es ist unbekannt, wie wichtig dieses Phänomen ist und welches die wichtigen Prozesse sind. Darum ist es empfehlenswert, mehr Untersuchungen über die Rolle des Schwebstofftransports über eine abgepflasterte Sohle auszuführen.

Viele fraktionierte Prozesse werden noch unzureichend erfasst und es bestehen noch enorme Wissenslücken, beispielsweise die Wechselwirkung zwischen der Wasserbewegung und den Sedimentkörner und der Sedimentkörner untereinander betreffend. Die gängigen Modellkonzepte haben noch immer einen stark empirischen Charakter. Darum ist eine gründliche **Prozessuntersuchung** wünschenswert.

Besondere Aufmerksamkeit muss hierbei der Methode zur Berechnung der Schubspannung zukommen. Große Unsicherheiten hierbei sind die Rauheit der Transportkörper und die Kornrauheit. Die letztgenannte Rauheit hängt beispielsweise von der Zusammensetzung der Oberschicht ab. Gleichzeitig muss man, um die Zusammensetzung dieser Oberschicht berechnen zu können, erst eine Schätzung über die Kornrauheit machen.

Die heutigen 1-Schichtkonzepte für die vertikale Sortierung kennen eine Reihe von Einschränkungen. Es ist empfehlenswert, mehr Erfahrung mit neuen Konzepten zu sammeln. Dabei kann man an das 2-Schichten-Modell von Ribberink (1987) und das erst kürzlich erschienene kontinuierliche Modell von Blom (2003) denken.

Schließlich sollte die Aufmerksamkeit der Interaktion zwischen den Transporten, der Zusammensetzung und den Dünenformen gelten. Die Modelle sind sehr empfindlich für die Interaktion. Das Konzept von Blom (2003) berücksichtigt dies in einer neuen Weise, die von den früheren Formen abweicht, und ist möglicherweise ein Ausgangspunkt. Angesichts der Unsicherheiten, die rund um die Modellkonzepte bestehen, ist es gut, sich mit diesen Unsicherheiten zu befassen. Man sollte beispielsweise wissen, welches die wichtigsten Quellen der Unsicherheit sind (Randbedingungen? Interaktionen?) und auf welche Weise die Kenntnis hierüber genutzt werden kann, um die Brauchbarkeit der Resultate zu vergrößern.

Literatur

Ackers, P. and White, W.R., (1973), Sediment transport: a new approach and analysis, Proc. ASCE, J. of the Hydr. Div., Vol. 99, HY11, S. 2041-2060.

Ashida, K. and Michiue, M., (1973), Studies on bed load transport rate in alluvial streams, Trans. JSCE, Vol. 4.

Blom, A. and Kleinhans, M., (1999), Non-uniform sediment in morphological equilibrium situations - Data report Sand Flume experiments 97/98, Research report CiT 99R-002/MICS-001, Civiele Technologie & Management, Universiteit Twente.

Blom, A., (2000), Flume experiments with a trimodal sediment mixture - Data report Sand Flume experiments 99/00, Research report CiT: 2000R-004/MICS-013, Civiele Technologie & Management, Universiteit Twente.

Blom, A., Ribberink, J.S., De Vriend, H.J., (2003), Vertical sorting in bed forms: Flume experiments with a natural and a tri-modal sediment mixture, Water Resources Research, 2001WR001088, in press.

Blom, A., (2003), A continuum vertical sorting model for rivers with non-uniform sediment and dunes. Ph.D. thesis, University of Twente, Enschede, The Netherlands.

Brinke, W.B.M. ten, Gölz, E., (2001), Bed level changes and sediment budget of the Rhine near the German – Dutch border. RIZA report 2001.044.

Colebrook C. F., (1939), Turbulent flow in pipes, with particular reference to the transition region between the smooth and rough pipe laws, Institution of Civ. Eng. journal v11, paper no. 5204.

Day, T.J., (1980), A study of the transport of graded sediments, HRS Wallingford, Report No. IT 190.

Egiazaroff, I.V., (1965), Calculation of non-uniform sediment concentrations, J. of Hydr. Div., ASCE, Vol. 91, No. 4, S. 225-248.

Engelund, F. and Hansen, E., (1967), A monograph on sediment transport in alluvial streams, Teknisk Forlag, Kopenhagen, Dänemark.

Gladkow, G.L., and Söhngen, B., (2000), Modellierung des Geschiebetransports mit unterschiedlicher Korngröße in Flüssen, Mitteilungsblatt der Bundesanstalt für Wasserbau, Vol. 82, S. 123-129.

Günter, A., (1971), Die kritische mittlere Sohlenschubspannung bei Geschiebemischungen unter Berücksichtigung der Deckschichtbildung und der turbulenzbedingten Sohlenschubspannungsschwankungen, Mitteilungen Nr. 3 der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich, Schweiz.

Hirano, M., (1971), River bed degradation with armouring. Trans. of JSCE, Vol. 3, Part 2.

Hunziker, R.P., (1995), Fraktionsweiser Geschiebetransport, Ph.D. thesis Mitteilungen Nr. 138 der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich, Zwitterland.

Iwagaki, Y., (1956), Hydrodynamical Study on Critical Tractive Force, Trans. of JSCE, Vol. 41, Tokio.

Klaassen, G.J., (1990), Sediment transport in armoured rivers during floods – literature survey, Technical Report Q790, Delft Hydraulics.

Klaassen, G.J., (1991), Experiments on the effect of gradation and vertical sorting on sediment transport phenomena in the dune phase, Proc. Int. Grain Sorting Seminar, Ascona, Schweiz, S. 127-145.

Khin, Ni Ni Thein, (1989), One-dimensional morphological modelling of graded sediments. Delft Hydraulics Report Q679.

Kleinkans, M.G., (2001), The key role of fluvial dunes in transport en deposition of sand-gravel mixtures, a preliminary note, Sedimentary Geology 143, S. 7-13.

- Kleinkans, M.G., (2002), Sorting out sand and gravel: sediment transport and deposition in sand-gravel bed rivers, Netherlands Geographical Studies report NGS 293 / Ph.D. thesis Utrecht University.
- Kleinhans, M.G., Rijn, L.C. van, (2002), Stochastic prediction of sediment transport in sand-gravel bed rivers. *J. of Hydr. Eng.* April 2002 S. 412 – 425.
- Kroekenstoel, D.F., (2001), Morfologische berekeningen t.b.v. Spankrachtstudie. RIZA, memo WSR / 2001 – 014.
- Meyer-Peter, E. Müller, R., (1948), Formulas for bed-load transport. Proc. 2nd Congress IAHR, Stockholm Sweden.
- Parker, G., (1990), Surface-based bedload transport relation for gravel rivers, *J. of Hydr. Res.*, Vol. 28, No. 4, S. 417-436.
- Parker, G., Paola, C., Leclair, S., (2000) Probabilistic sediment continuity equation for mixtures with no active layer. *J. of Hydr. Eng.*, ASCE, 126, 818-826.
- Proffitt, G.T. and Sutherland, A.J., (1983), Transport of non-uniform sediments, *J. of Hydr. Res.*, Vol. 21, No. 1, S. 33-43.
- Ribberink, J.S., (1987), Mathematical modelling of one-dimensional morphological changes in rivers with non-uniform sediment, Ph.D. thesis, Report No. 87-2, Comm. On Geot. And Hydr. Eng., Technische Universiteit Delft, Nederland.
- Ribberink, J.S., (1998), Bed-load transport for steady flows and unsteady oscillatory flows, *Coastal Eng.*, Vol. 34, S. 59-82.
- Rijn, L.C. van, (1984a), Sediment transport, Part I: Bed Load Transport, *J. of Hydr. Eng.*, ASCE, Vol. 110, No. 10, S. 1431-1456.
- Rijn, L.C. van, (1984b), Sediment transport, Part II: Suspended Load Transport, *J. of Hydr. Eng.*, ASCE, Vol. 110, No. 11, S. 1613-1641.
- Scheer, P. van der, Ribberink, J.S., Blom, A., (2002), Transport Formulas for Graded Sediment. Behaviour of Transport Formulas and Verification with Data. Universiteit Twente, Enschede, rapport 2002R-002.
- Strickler, A., (1923), Beiträge zur Frage der Geschwindigkeitsformel und der Rauheitszahlen für Ströme, Kanäle und geschlossene Leitungen, Mitt. No. 16 des Amtes für Wasserwirtschaft, Eidgenössisches Departement des Innern, Bern, Schweiz.
- Sutherland, A.J., (1991), Hiding functions to predict self armouring. University of Canterbury, New Zealand. Proc. Grain sorting seminar, Ascona, Switzerland, S. 274 – 298.
- Yalin, M.S., Scheuerlein, H., (1988), Friction Factors in alluvial rivers, Bericht Nr. 59, Institut für Wasserbau und Wassermengenenwirtschaft, Oskar van Miller Institut, Oberrach, Deutschland.
- Wilcock, P.R. and Crowe, J.C. (2001), A surface-based transport model for sand and gravel, submitted to *J. Hydr. Eng.*
- Wu, W., Wang, S.S.Y. and Jia, Y, (2000), Non uniform sediment transport in alluvial rivers, *J. of Hydr. Res.*, Vol. 38, No. 6, S. 427-434.
- Zanke, U., 1995. Sachstandsbericht zur Entwicklung eines Numerischen Modells mit beweglicher Sohle, II - Sohle aus Korngemisch.
- Zanke, U., Mewis, P., 2002. Morphodynamisches Simulationssystem TIMOR. *Wasser & Boden*, 54/4, 14-22.

Anlage 1: Beschreibung Transportformeln

Anlage 1 ist eine ungekürzte Wiedergabe von Van der Scheer et al.(2002), "Transport Formulas for Graded Sediment", Kapitel 3.

3 Sediment transport formulas

3.1 Introduction

Throughout the last fifty years, many researchers have proposed formulas to predict sediment transport rates and compositions. Most of these formulas have an empirical basis. They are mostly based on experiments with uniform bed material. However, natural sediment mostly consists of non-uniform material. A certain grain size is present in the bed material in a certain percentage, its probability. A simple method to determine the transport per size fraction is to multiply the transport calculated for uniform sediment of this size fraction by the probability of this size fraction in the bed:

$$q_{i,n} = p_i \cdot q_{i,u}$$

In which:

- $q_{i,n}$ volumetric sediment transport of fraction i in non-uniform sediment;
- p_i probability (volume fraction) of size fraction i being present in the transport layer;
- $q_{i,u}$ volumetric sediment transport of fraction i in uniform sediment with similar hydraulic conditions.

In general, this method is considered to be too simple because it does not take hiding and exposure effects into account. The following sections give an overview of the ten transport formulas, listed in Table 1.1, and of available hiding/exposure corrections. The data on which the several fractional transport formulas were originally calibrated are analysed to determine their validity ranges.

3.2 Ackers & White

3.2.1 General

Ackers & White [1973] proposed a formula to estimate the total load transport. No distinction was made between bed load and suspended load. This empirical formula is based on 925 sets of data of flume experiments with a grain size ranging from 0.04 mm to 4 mm. The water depth was mainly below 0.4 m. The analysis of the data showed that the transport of fine material (smaller than 0.04 mm) could be best determined using the shear velocity (u_*). The mean velocity (\bar{u}) appeared more suitable for coarser grains (larger than 2.5 mm). The method cannot be used for grain sizes smaller than 0.04 mm because of their cohesive properties. Ackers & White excluded data with Froude numbers exceeding 0.8. The method proved not to be sensitive to bed forms. The following sections present the formulas for uniform sediment and sediment mixtures.

3.2.2 Uniform transport

Ackers & White define the dimensionless transport rate as:

$$G_{gr} = \frac{X \cdot h}{s \cdot D} \cdot \left(\frac{u_*}{\bar{u}} \right)^n \quad \text{dimensionless sediment transport rate (-)} \quad (3.1)$$

$$G_{gr} = K \cdot \left(\frac{F_{gr}}{F_{gr,cr}} - 1 \right)^m \quad \text{dimensionless sediment transport rate (-)} \quad (3.2)$$

in which:

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

$$X = \frac{q_t \cdot \rho_s}{q \cdot \rho} \quad \text{mass flux per unit mass flow rate (-)}$$

Combining Equations 3.1 and 3.2 gives the following equation, with which the sediment transport volume without pore volume can be calculated:

$$q_t = K \cdot \bar{u} \cdot D \cdot \left(\frac{\bar{u}}{u_*} \right)^n \cdot \left(\frac{F_{gr}}{F_{gr,cr}} - 1 \right)^m \quad \text{total sediment transport (m}^2\text{/s)} \quad (3.3)$$

in which:

$$\bar{u} \quad \text{depth-averaged velocity (m/s)}$$

$$u_* = \sqrt{g \cdot h \cdot i_w} \quad \text{shear velocity (m/s)}$$

$$F_{gr} = \frac{u_*^n}{\sqrt{g \cdot \Delta \cdot D}} \cdot \left(\frac{\bar{u}}{\sqrt{32 \cdot \log(10 \cdot h/D)}} \right)^{1-n} \quad \text{sediment mobility number (-)}$$

$$\Delta = \frac{\rho_s - \rho}{\rho} \quad \text{relative density of sediment (-)}$$

$$\rho_s \quad \text{sediment density (kg/m}^3\text{)}$$

$$\rho \quad \text{water density (kg/m}^3\text{)}$$

$$D \quad \text{diameter of bed material (m)}$$

$$D_* = D \cdot \left(\frac{\Delta \cdot g}{\nu^2} \right)^{1/3} \quad \text{dimensionless grain size (-)}$$

$$\nu = [1.14 - 0.031(Te - 15) + 0.00068(Te - 15)^2] \cdot 10^{-6} \quad \text{kinematic viscosity (m}^2\text{/s)}$$

$$Te \quad \text{temperature (}^\circ\text{C)}$$

According to Ackers & White [1973], the best representation of the bed material is the D_{35} grain size. The coefficients n , m , K and $F_{gr,cr}$ (critical sediment mobility number) are dimensionless. These coefficients depend on the dimensionless particle size. Ackers & White make a distinction between particles with $1 < D_* < 60$ and particles with $D_* \geq 60$. Later revisions were made for the K and m coefficients [HR Wallingford, 1990], because there were uncertainties in the original formula in the sediment transport for relatively fine and coarse sediments. Van der Scheer [2000] showed that the results of the Ackers & White formula with the modified parameters, described in HR Wallingford [1990], are slightly worse than the predictions of the original formula. This is the reason that the modified formula will not be analysed in this report. Table 3.1 shows the original coefficients for the Ackers & White formula.

Table 3.1: Coefficients Ackers & White formula

| coefficients | $1 < D_* < 60$ | $D_* \geq 60$ |
|--------------|----------------------------------------------|---------------|
| n | $1 - 0.56 \cdot \log(D_*)$ | 0 |
| m | $\frac{9.66}{D_*} + 1.34$ | 1.5 |
| K | $10^{-3.53 + 2.86 \log(D_*) - (\log D_*)^2}$ | 0.025 |
| $F_{gr,cr}$ | $\frac{0.23}{\sqrt{D_*}} + 0.14$ | 0.17 |

3.2.3 Fractional transport

In this section the hiding/exposure corrections for the Ackers & White transport formula by Day [1980] and Proffitt & Sutherland [1983] are explained. Both correction factors (ξ_i) given in these sections are applied to the critical sediment mobility number ($F_{gr,cr}$). The fractional sediment transport for fraction i yields:

$$q_{t,i} = p_i \cdot K_i \cdot \bar{u} \cdot D_i \cdot \left(\frac{\bar{u}}{u_*}\right)^{n_i} \cdot \left(\frac{F_{gr,i}}{F_{gr,cr,i} \cdot \xi_i} - 1\right)^{m_i} \quad \text{fractional transport formula (m}^2/\text{s)} \quad (3.4)$$

3.2.3.1 Day's hiding/exposure factor

Day [1980] proposes a hiding/exposure factor based on a large number of experiments with sediment mixtures (Table 3.2). Unfortunately, Day does not explain which definition he used for the active layer of for which part of the bed the D_{50} was representative.

Table 3.2: Validity ranges of experimental data used by Day

| Experiments | D_{50} (mm) | σ_g (-) | θ_{50} range (-) | Remarks |
|----------------------------|------------------|-------------------|----------------------------|-------------------------------|
| USWES 1 [1935] | 0.42 | 1.82 | 0.043 - 0.191 | - |
| USWES 2 [1935] | 0.44 | 1.52 | 0.062 - 0.260 | - |
| USWES 9 [1935] | 4.10 | 1.46 | 0.033 - 0.072 | - |
| Gibbs & Neill [1972, 1973] | 4.75 | 2.34 | 0.042 - 0.108 | constant flow, tilting flume |
| Cecen & Bayazit [1973] | 13.9 | 1.73 | 0.043 - 0.061 | removal of armour layer |
| Day: HRS A [1980] | 1.75 | 4.21 | 0.034 - 0.125 | sediment recirculating system |
| Day: HRS B [1980] | 1.55 | 3.50 | 0.028 - 0.123 | sediment recirculating system |

Day's correction is a correction factor for the critical sediment mobility number. The hiding/exposure factor is given by:

$$\xi_i = 0.4 \cdot \sqrt{\frac{D_A}{D_i}} + 0.6 \quad \text{hiding/exposure factor (-)} \quad (3.5)$$

in which D_A denotes the grain size in the sediment mixture that does not experience any hiding/exposure effects:

$$\frac{D_A}{D_{50}} = 1.6 \cdot \left(\frac{D_{16}}{D_{84}}\right)^{0.28} \quad (-)$$

3.2.3.2 Proffitt & Sutherland's hiding/exposure factor

Proffitt & Sutherland [1983] also propose a hiding/exposure factor for the Ackers & White formula. This factor can be seen as an extension of Day's work, since the latter was more aimed at threshold conditions, whereas Proffitt & Sutherland include also the higher transport rates. The hiding/exposure factor is based on laboratory experiments done by Proffitt [1980] and verified with a large number of experiments (Table 3.3). Also, Proffitt & Sutherland do not explain what they defined as the active layer.

Originally, Proffitt & Sutherland's hiding/exposure factor was applied to the sediment mobility number, which is in contrast to Day's factor. The latter is applied to the critical sediment mobility number. The inverse function of the original Proffitt & Sutherland factor is given to allow the use of the two hiding/exposure factors in the same form in formula 3.4:

Table 3.3: Validity ranges of experimental data used by Proffitt & Sutherland

| Experiments | D_{50} range (mm) | σ_s (-) | θ_{50} range (-) | Remarks |
|-------------------------|---------------------|----------------|-------------------------|-------------------------------|
| Proffitt: run 1 [1980] | 2.90 - 6.85 | 2.26 | 0.037 - 0.090 | armouring experiments |
| Proffitt: run 2 [1980] | 3.25 - 11.7 | 3.24 | 0.030 - 0.099 | armouring experiments |
| Proffitt: run 3 [1980] | 3.07 - 11.7 | 2.78 | 0.027 - 0.098 | armouring experiments |
| Proffitt: run 4 [1980] | 4.20 - 5.45 | 1.95 | 0.041 - 0.072 | armouring experiments |
| Davies [1974] | 2.8 - 4.2 | ca. 3 | 0.050 - 0.087 | armouring experiments |
| Day: HRS A [1980] | 1.75 | 4.21 | 0.038 - 0.125 | sediment recirculating system |
| Day: HRS B [1980] | 1.55 | 3.50 | 0.040 - 0.123 | sediment recirculating system |
| Gessler: 1-5 [1967] | 1.0 | 2.78 | 0.074 | |
| Little and Mayer [1972] | 1.0 | 2.05 | 0.057 | |
| East Fork river [1980] | 1.3 | 6.71 | 0.150 - 0.326 | |
| Tanana river [1978] | 13 | 18.9 | N.A. ² | |
| Snake river [1980] | 30 | 6.87 | 0.050 - 0.094 | river with paved bed |
| Clearwater river [1980] | 18 | 10.9 | N.A. | river with paved bed |

$$\xi_i = \begin{cases} 0.769 & \text{for } 3.7 \leq D_i/D_u \\ \left(0.53 \cdot \log\left(\frac{D_i}{D_u}\right) + 1\right)^{-1} & \text{for } 0.075 < D_i/D_u < 3.7 \\ 2.5 & \text{for } D_i/D_u \leq 0.075 \end{cases} \quad \text{hiding/exposure factor} \quad (3.6)$$

D_u denotes the grain size that requires no correction. D_u is related to the effective Shields parameter, which denotes:

$$\theta_{50} = \frac{\tau_b}{\rho \cdot \Delta \cdot g \cdot D_{50}} \quad (-)$$

Proffitt & Sutherland give a relation between D_u and θ_{50} that is shown in Figure 3.1.

² N.A.: Not Available

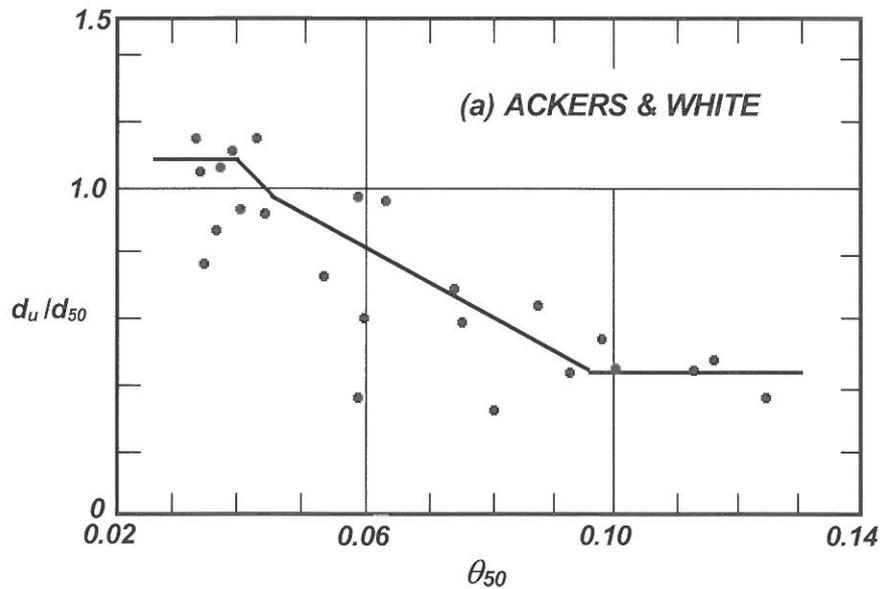


Figure 3.1: Relation between θ_{50} and D_u given by Proffitt & Sutherland [1983]

As seen in Figure 3.1, the function consists of four straight lines. The authors of this report made the following approximation of the function:

$$\frac{D_u}{D_{50}} = \begin{cases} 1.08 & \text{for } \theta_{50} \leq 0.04 \\ -21.6 \cdot \theta_{50} + 1.944 & \text{for } 0.040 < \theta_{50} \leq 0.046 \\ -9.73 \cdot \theta_{50} + 1.40 & \text{for } 0.046 < \theta_{50} \leq 0.097 \\ 0.456 & \text{for } 0.097 < \theta_{50} \end{cases}$$

3.3 Parker

3.3.1 General

Parker et al. [1982] proposed a bed load transport formula for paved gravel bed streams. In paved rivers, the surface layer (pavement) is significantly coarser than the substrate. Parker et al. distinguish a paved bed from an armoured bed in that a paved bed is transported during peak discharges, in contradiction to armoured beds, which never move. The formula uses the grain distribution of the substrate and is further referred to as "substrate-based formula". Parker [1990] gives a final version of this formula. In the same article, Parker transforms the substrate-based formula into a surface-based formula that uses the grain distribution of the surface layer instead of the grain distribution of the substrate. A description of the surface-based formula is given in the next section. In this project, the substrate-based formula of Parker is not taken into account since Van der Scheer [2000] showed that the formula gives poor results for the sediment transport predictions.

3.3.2 Surface-based bed load formula

Parker [1990] transformed the substrate-based formula into a surface-based formula to predict pavement as well as selective transport. The surface-based formula includes a hiding/exposure factor. He defined the active layer as the surface layer of the plane bed, with a thickness equal to D_{90} . The transport formula is based solely on field data (Table 3.4).

Table 3.4: Validity ranges of field data used by Parker

| Stream | D_{50} (mm) | σ_ϕ (-) | ϕ_{50} range (-) | Remarks |
|----------------------------|------------------|----------------------|--------------------------|----------------------|
| Oak Creek | 20 | 5.52 | 0.091 - 0.147 | river with paved bed |
| Elbow River [1968] | 28 | 2.79 | 0.103 - 0.139 | river with paved bed |
| Snake River [1974/76] | 27 | 7.09 | 0.097 - 0.160 | river with paved bed |
| Clearwater River [1974/76] | 18 | 9.19 | 0.058 - 0.134 | river with paved bed |
| Vedder River [1974] | 19 | 5.93 | 0.083 - 0.103 | river with paved bed |

The dimensionless surface-based transport formula denotes:

$$W_i^* = W_{rs}^* \cdot G[\omega \cdot \phi_{sg0} \cdot g_0(\delta_i)] \quad \text{transport parameter (-)} \quad (3.7)$$

The fractional bed load without pore volume relates to the dimensionless transport parameter as follows:

$$W_i^* = \frac{q_{bs,i} \cdot g \cdot \Delta}{\left(\frac{\tau_b}{\rho}\right)^{3/2} \cdot F_i} \quad (3.8)$$

The variables in the equations above are described by:

$$G(\phi) = \begin{cases} 5474 \left(1 - \frac{0.853}{\phi}\right)^{4.5} & \text{for } 1.59 < \phi \\ \exp[4.2 \cdot (\phi - 1) - 9.28 \cdot (\phi - 1)^2] & \text{for } 1 \leq \phi \leq 1.59 \\ \phi^{14.2} & \text{for } \phi < 1 \end{cases} \quad (-)$$

$$\delta_i = \frac{D_i}{D_{sg}} \quad (-)$$

$$D_{sg} = \exp\left(\sum F_i \cdot \ln D_i\right) \quad \text{surface layer geometric mean diameter (m)}$$

$$\phi_{sg0} = \frac{\theta_{sg}}{\tau_{rsg}^*} \quad (-)$$

$$\theta_{sg} = \frac{\tau_b}{\rho \cdot \Delta \cdot g \cdot D_{sg}} \quad \text{Shields parameter } D_{sg} \text{ of surface layer (-)}$$

The hiding/exposure factor for the surface-based formula is given by:

$$g_0(\delta_i) = \left(\frac{D_i}{D_{sg}}\right)^{-\beta} \quad \text{reduced hiding function (-)}$$

The surface-based formula uses a generalised straining factor to better agree with the equal mobility concept. The straining function yields:

$$\omega = 1 + \frac{\sigma_\phi}{\sigma_{\phi 0}} \cdot (\omega_0 - 1) \quad \text{straining function (-)}$$

$$\sigma_\phi^2 = \sum \left[\frac{\ln(D_i/D_{sg})}{\ln(2)} \right]^2 \cdot F_i \quad \text{arithmetic standard deviation (-)}$$

F_i denotes the volume fraction of fraction i in the surface layer. The parameter β equals 0.0951. The reference values W_{rs}^* and τ_{rsg}^* equal to 0.0025 and 0.0386, respectively. The values

ω_0 and $\sigma_{\phi 0}$ depend on ϕ_{sg0} , as shown in Figure 3.2. The relations in Figure 3.2 are based on the relations given by Parker. Parker [1990] does not give a mathematical relation between ω_0 and ϕ_{sg0} and between $\sigma_{\phi 0}$ and ϕ_{sg0} , so two sets of linear relations between the parameters have been estimated by the authors of this report:

$$\omega_0 = \begin{cases} 1.011 & \text{for } \phi_{sg0} < 1 \\ -0.274 \cdot \phi_{sg0} + 1.285 & \text{for } 1 \leq \phi_{sg0} < 2.5 \\ -0.059 \cdot \phi_{sg0} + 0.748 & \text{for } 2.5 \leq \phi_{sg0} < 5 \\ 0.453 & \text{for } 5 \leq \phi_{sg0} \end{cases} \quad (-)$$

$$\sigma_{\phi 0} = \begin{cases} 0.816 & \text{for } \phi_{sg0} < 1 \\ 0.384 \cdot \phi_{sg0} + 0.432 & \text{for } 1 \leq \phi_{sg0} < 2 \\ 0.100 \cdot \phi_{sg0} + 1.000 & \text{for } 2 \leq \phi_{sg0} < 5 \\ 1.501 & \text{for } 5 \leq \phi_{sg0} \end{cases} \quad (-)$$

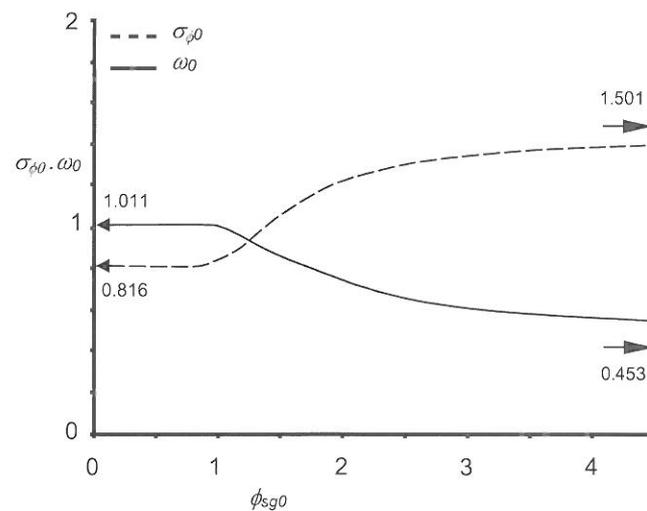


Figure 3.2 Relation between ϕ_{sg0} and ω_0 , and the relation between ϕ_{sg0} and $\sigma_{\phi 0}$, after Parker [1990]

3.4 Engelund & Hansen

3.4.1 General

The formula proposed by Engelund & Hansen [1967] is semi-empirical. Although the formula was originally derived for bed load transport, it proved to be very suitable to the total sediment transport of small grain sizes. Grain sizes, ranging from 0.19 to 0.93 mm, were used in the experiments on which the formula is based. Engelund & Hansen note that application of the formula should be done with care for grain sizes smaller than 0.15 mm.

3.4.2 Uniform transport

The dimensionless sediment transport parameter for uniform sediment transport is given by:

$$\Phi = 0.05 \cdot (\mu_{EH} \cdot \theta_{50})^{5/2} \quad \text{transport parameter } (-) \quad (3.9)$$

The total sediment transport in volume omitting pores can be determined using:

$$\Phi = \frac{q_t}{\sqrt{\Delta \cdot g \cdot D_{50}^3}}$$

in which:

$$\mu_{EH} = \left(\frac{C^2}{g} \right)^{2/5} \quad \text{bed form factor (-)}$$

$$\theta_{50} = \frac{\tau_b}{\rho \cdot \Delta \cdot g \cdot D_{50}} \quad \text{Shields parameter (-)}$$

$$C = \frac{\bar{u}}{\sqrt{h \cdot i_w}} \quad \text{Chézy value (m}^{1/2}\text{/s)}$$

3.4.3 Fractional transport

No hiding/exposure correction has been developed for this formula. Laguzzi [1994] suggested that Egiazaroff [1965], modified by Ashida & Michiue [1973], could be used to correct for the hiding/exposure of the fractions present in bed material. This method has not been tested and will not be used here. A fractional transport formula only accounting for the probability of size fractions in the bed is used. The dimensionless transport parameter yields:

$$\Phi_i = p_i \cdot 0.05 \cdot (\mu_{EH} \cdot \theta_i)^{5/2} \quad \text{fractional transport parameter (-) (3.10)}$$

The transported volume is determined by:

$$\Phi_i = \frac{q_{t,i}}{\sqrt{\Delta \cdot g \cdot D_i^3}}$$

in which:

$$\theta_i = \frac{\tau_b}{\rho \cdot \Delta \cdot g \cdot D_i} \quad \text{fractional Shields parameter (-)}$$

3.5 Meyer-Peter & Müller

3.5.1 General

Meyer-Peter & Müller [1948] proposed an empirical sediment transport formula for bed load based on extensive experimental research. Both uniform and non-uniform sediment was used with a grain size ranging from 0.4 to 29 mm.

Egiazaroff [1965] developed a general hiding/exposure factor, which has been used extensively in combination with the Meyer-Peter & Müller transport formula. Ashida & Michiue [1973] modified Egiazaroff's hiding/exposure factor.

3.5.2 Uniform transport

The original formula of Meyer-Peter & Müller uses the geometric mean grain size (D_m) as the representative grain size. The dimensionless transport parameter is given by:

$$\Phi_b = 8 \cdot (\mu_{MPM} \cdot \theta_m - 0.047)^{3/2} \quad \text{transport parameter (-) (3.11)}$$

The relation between the dimensionless transport parameter and the volumetric sediment transport without pore volume is given by:

$$\Phi_b = \frac{q_b}{\sqrt{\Delta \cdot g \cdot D_m^3}}$$

in which:

$$\theta_m = \frac{\tau_b}{\Delta \cdot \rho \cdot g \cdot D_m} \quad \text{Shields parameter for } D_m \text{ (-)}$$

$$\mu_{MPM} = \left(\frac{C}{C'} \right)^{3/2} \quad \text{bed form factor (-)}$$

The bed form factor should always be smaller or equal to 1, since the grain related Chézy value (C_{90}) can never be smaller than the total Chézy value (C). This restriction is applied in the present study.

$$C' = 18 \cdot \log \left(\frac{12 \cdot h}{D_{90}} \right) \quad \text{grain related Chézy value (White-Colebrook) (m}^{1/2}\text{/s)}$$

$$D_m = \sum_i p_i \cdot D_i \quad \text{geometric mean grain size (m)}$$

It should be noted that the bed form factor of the Meyer-Peter & Müller formula used here is not the original bed form factor given by Meyer-Peter & Müller [1948]. In Appendix 1, the different bed form factors are analysed in detail.

3.5.3 Fractional transport

3.5.3.1 Egiazaroff's hiding/exposure factor

The hiding/exposure factor developed by Egiazaroff [1965] was calibrated with data from several experiments. Unfortunately, we did not succeed in collecting all information on the experimental data used by Egiazaroff. This means that the validity ranges given in Table 3.5 are not complete. Egiazaroff does not explain his definition of the active layer and his method to determine the composition of the active layer.

Table 3.5: Validity ranges of experimental data used by Egiazaroff

| Experiments | D_{50} mm | σ_g - | θ_{50} range - | Remarks |
|--------------------------|----------------|-----------------|--------------------------|-----------------------|
| Nizery & Braudeau [1953] | 5.50 | 4.84 | 0.666 - 0.917 | armouring experiments |
| Pantéopulos A [1957] | 2.55 | 2.08 | 0.042 - 0.101 | feed experiments |
| Pantéopulos B [1957] | 1.80 | 2.38 | N.A. | feed experiments |
| Pantéopulos C [1957] | 2.75 | 2.54 | N.A. | feed experiments |
| Oumarov [1961] | N.A. | N.A. | N.A. | - |
| Ramette [1962] | N.A. | N.A. | N.A. | - |

The hiding/exposure factor of Egiazaroff [1965] is applied to the critical Shields parameter. This results in the dimensionless transport parameter per fraction:

$$\Phi_{b,i} = p_i \cdot 8 \cdot (\mu_{MPM} \cdot \theta_i - \xi_i \cdot 0.047)^{3/2} \quad \text{fractional transport parameter (-) (3.12)}$$

This parameter is related to the fractional sediment transport (without pore volume):

$$\Phi_{b,i} = \frac{q_{b,i}}{\sqrt{\Delta \cdot g \cdot D_i^3}}$$

using:

$$\theta_i = \frac{\tau_b}{\Delta \cdot \rho \cdot g \cdot D_i} \quad \text{fractional Shields parameter (-)}$$

The hiding/exposure factor of Egiazaroff is semi-theoretically determined. It considers the balance of forces working on a spherical grain on the threshold of movement. The correction factor is applied to the critical Shields parameter, which has a value of 0.047 in the formula of Meyer-Peter & Müller.

$$\xi_i = \left[\frac{\log(19)}{\log(19 \cdot D_i/D_m)} \right]^2 \quad \text{hiding/exposure factor Egiazaroff (-) (3.13)}$$

3.5.3.2 Ashida & Michiue's hiding/exposure factor

For the range $D_i/D_m < 0.4$, Ashida & Michiue [1973] did not find consistency between their experiments (Table 3.6) and Egiazaroff's correction factor. They present a correction to Egiazaroff for this range, but this correction must be used with care since it is based on only one measurement in this range [Ribberink, 1981].

Table 3.6: Validity ranges of the experimental data used by Ashida & Michiue

| Experiments | D_{50} (mm) | σ_z (-) | θ_{50} range (-) | Remarks |
|-------------------------|------------------|-------------------|----------------------------|-----------------------|
| Ashida & Michiue [1971] | 1.7 | 3.73 | 0.043 - 0.185 | armouring experiments |
| Hirano A [1970] | 0.83 | 1.24 | 0.039 | armouring experiments |
| Hirano B [1970] | 0.98 | 2.31 | 0.038 | armouring experiments |

The corrected hiding/exposure factor yields:

$$\xi_i = \begin{cases} \left[\frac{\log(19)}{\log(19 \cdot D_i/D_m)} \right]^2 & \text{for } \frac{D_i}{D_m} \geq 0.4 \\ 0.85 \cdot \frac{D_m}{D_i} & \text{for } \frac{D_i}{D_m} < 0.4 \end{cases} \quad \text{hiding/exposure factor A\&M (-) (3.14)}$$

3.6 Van Rijn

3.6.1 General

Van Rijn [1984a,b] divided his transport formula in a bed load and a suspended load formula. The total sediment transport is the sum of the bed load and the suspended load.

$$q_t = q_b + q_s \quad \text{total transport (m}^2/\text{s) (3.15)}$$

The suspended load formula is not used in the present study, but presented for completeness.

3.6.2 Uniform bed load formula

Like Bagnold [1954], Van Rijn assumed in his bed load formula that the bed load particles primarily move because of saltations or jumps. The bed load formula is suitable for sediments with a grain diameter ranging from 0.2 – 2 mm. The dimensionless bed load parameter is given below:

$$\Phi_b = \begin{cases} 0.053 \cdot D_*^{-0.3} \cdot T^{2.1} & \text{for } T < 3 \\ 0.1 \cdot D_*^{-0.3} \cdot T^{1.5} & \text{for } T \geq 3 \end{cases} \quad \text{bed load parameter (-) (3.16)}$$

The relation between the sediment transport volume without pore volume and the dimensionless transport parameter yields:

$$\Phi_b = \frac{q_b}{\sqrt{g \cdot \Delta \cdot D_{50}^3}}$$

in which:

$$D_* = D_{50} \cdot \left(\frac{\Delta \cdot g}{\nu^2} \right)^{1/3} \quad \text{dimensionless grain size (-)}$$

$$T = \frac{\tau_b' - \tau_{b,cr}}{\tau_{b,cr}} \quad \text{bed shear parameter (-)}$$

$$\tau_b' = \mu \cdot \tau_b \quad \text{effective bed shear stress (N/m}^2\text{)}$$

$$\mu = \left(\frac{C}{C'} \right)^2 \quad \text{bed form factor (-)}$$

$$C = 18 \cdot \log \left(\frac{12 \cdot h}{3 \cdot D_{90}} \right) \quad \text{grain related Chézy value (White-Colebrook) (m}^{1/2}\text{/s)}$$

$$\tau_{b,cr} = (\rho_s - \rho) \cdot g \cdot D_{50} \cdot \theta_{cr} \quad \text{critical bed shear stress (N/m}^2\text{)}$$

The bed form factor can physically not be larger than one because the total Chézy (C) value must always be smaller than or equal to the grain related Chézy value (C'). However, in this formula the Chézy value cancels out of the equation of the effective bed shear stress when the following expressions are used:

$$\bar{u} = C \cdot \sqrt{h \cdot i_w}$$

$$\tau_b = \rho \cdot g \cdot h \cdot i_w = \rho \cdot g \cdot \left(\frac{\bar{u}}{C} \right)^2$$

This may cause the bed form factor in this formula to become larger than one, although it is physically not justifiable.

The critical Shields parameter θ_{cr} can be determined from Figure 3.3.

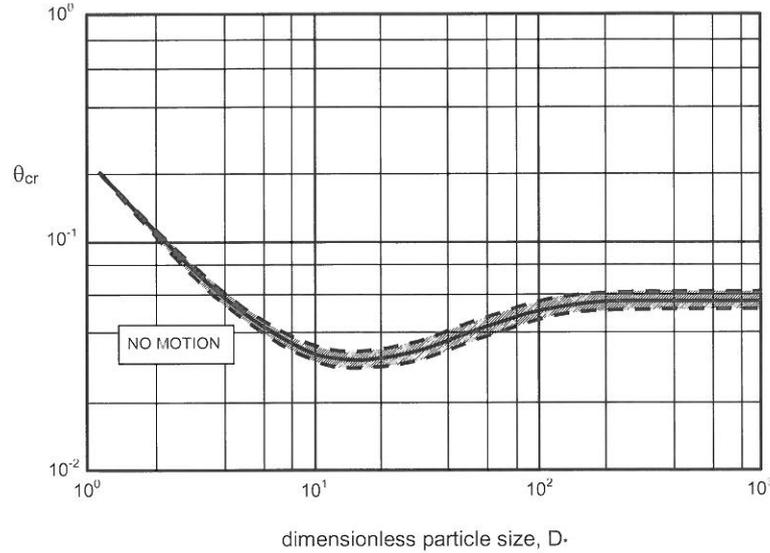


Figure 3.3: Relation between D^* and θ_{cr} given by Van Rijn [1984a]

The Shields curve given in Figure 3.3 can be approximated by [Van Rijn, 1984a]:

$$\theta_{cr} = \begin{cases} 0.24 \cdot D_*^{-1} & D_* \leq 4 \\ 0.14 \cdot D_*^{-0.64} & 4 < D_* \leq 10 \\ 0.04 \cdot D_*^{-0.10} & 10 < D_* \leq 20 \\ 0.013 \cdot D_*^{0.29} & 20 < D_* \leq 150 \\ 0.055 & D_* > 150 \end{cases} \quad \text{critical Shields parameter (-) (3.17)}$$

3.6.3 Fractional bed load formula

No specific hiding/exposure correction has been developed for Van Rijn's formula. Although Laguzzi [1994] suggests some options, these have not been verified and will not be used here. Nevertheless, a fractional bed load formula is given accounting for the probability of the fractions as described in Section 0. This results in the following dimensionless bed load parameter:

$$\Phi_{b,i} = \begin{cases} p_i \cdot 0.053 \cdot D_*^{-0.3} \cdot T_i^{2.1} & \text{for } T_i < 3 \\ p_i \cdot 0.1 \cdot D_*^{-0.3} \cdot T_i^{1.5} & \text{for } T_i > 3 \end{cases} \quad \text{fractional bed load parameter (3.18)}$$

The relation between sediment transport volume and the dimensionless transport parameter now yields:

$$\Phi_{b,i} = \frac{q_{b,i}}{\sqrt{g \cdot \Delta \cdot D_i^3}}$$

in which:

$$D_* = D_i \cdot \left(\frac{\Delta \cdot g}{\nu^2} \right)^{1/3} \quad \text{dimensionless grain size (-)}$$

$$T_i = \frac{\tau_b - \tau_{b,cr,i}}{\tau_{b,cr,i}} \quad \text{fractional bed shear parameter (-)}$$

$$\tau_{b,cr,i} = (\rho_s - \rho) \cdot g \cdot D_i \cdot \theta_{cr,i} \quad \text{critical fractional bed shear stress (N/m}^2\text{)}$$

The critical Shields parameter $\theta_{cr,i}$ can be determined from Figure 3.3 or (3.17). The other variables in the fractional bed load formula are the same as in the uniform bed load formula.

3.6.4 Suspended load formula

The suspended load formula determines the volume of the sediment transported as suspended load, without pores. Van Rijn [1993] does not give a dimensionless transport formula. Van Rijn's formula for suspended sediment transport yields:

$$q_s = F \cdot u \cdot h \cdot c_a \quad \text{suspended sediment transport (m}^2\text{/s) (3.19)}$$

in which F can only be approximated, as the original differential equation (not given in this report) cannot be integrated analytically. The following equation gives an estimation of F [Van Rijn, 1984]:

$$F = \frac{\left(\frac{a}{h}\right)^Z - \left(\frac{a}{h}\right)^{1.2}}{\left(1 - \frac{a}{h}\right)^Z \cdot (1.2 - Z)} \quad \text{F-factor (-)}$$

$$Z = \frac{w_s}{\left(1 + 2\left(\frac{w_s}{u_*}\right)^2\right) \cdot \kappa \cdot u_*} + 2.5 \cdot \left(\frac{w_s}{u_*}\right)^{0.8} \cdot \left(\frac{c_a}{c_0}\right)^{0.4} \quad \text{suspension number (-)}$$

$$c_a = 0.015 \cdot \frac{D_{50}}{a} \cdot T^{1.5} \quad \text{reference sediment concentration (-)}$$

$$c_0 = 0.65 \quad \text{maximum concentration (-)}$$

$$\kappa = 0.4 \quad \text{constant of Von Karman (-)}$$

The fall velocity w_s (in m/s) is given by Van Rijn [1993]:

$$w_s = \begin{cases} \frac{\Delta \cdot g \cdot D_s^2}{18 \cdot \nu} & D_s < 0.1 \text{ mm} \\ \frac{10 \cdot \nu}{D} \left(\sqrt{1 + \frac{0.01 \cdot \Delta \cdot g \cdot D_s^3}{\nu^2}} - 1 \right) & \text{for } 0.1 \leq D_s \leq 1 \text{ mm} \\ 1.1 \cdot \sqrt{\Delta \cdot g \cdot D_s} & \text{for } D_s > 1 \text{ mm} \end{cases}$$

in which D_s denotes the representative particle size (m) of suspended sediment.

$$D_s = \begin{cases} [1 + 0.011 \cdot (\sigma_s - 1) \cdot (T - 25)] \cdot D_{50} & \text{for } T < 25 \\ D_{50} & \text{for } T \geq 25 \end{cases}$$

$$T = \frac{\tau_b - \tau_{b,cr}}{\tau_{b,cr}} \quad \text{bed shear parameter (-)}$$

$$\sigma_s = 0.5 \left(\frac{D_{84}}{D_{50}} + \frac{D_{50}}{D_{16}} \right) \quad \text{geometric standard deviation of bed material (-)}$$

The reference level (a) is equal to 0.5 times the bed form height (H) or equal to the overall roughness height (k_s).

3.7 Hunziker/Meyer-Peter & Müller

3.7.1 General

Hunziker [1995] proposed a fractional formula for bed load. This formula can be seen as a modified version of the sediment transport formula of Meyer-Peter & Müller [1948]. Hunziker found that the fractional bed load formula of Meyer-Peter & Müller with the hiding/exposure factor of Ashida & Michiue [1973] does not lead to satisfactory predictions of the rotational erosion process of the experiments of Günter [1971]. Hunziker states that all fractions in a uniform mixture experience initial motion at the same critical Shields parameter, but the fine particles are more mobile than the coarse ones. The formula is calibrated with the experiments of Günter [1971] and Suzuki [1992] (Table 3.7).

Table 3.7: Validity ranges of the experimental data used by Hunziker

| Experiments | D_{50} mm | σ_x - | θ_{50} range | Remarks |
|-----------------------------------|----------------|-----------------|---------------------|------------------------|
| Günter: mixture 1 [1971] | 1.73 | 3.08 | 0.077 - 0.085 | armouring experiments |
| Günter: mixture 2 [1971] | 0.90 | 3.50 | 0.127 - 0.148 | armouring experiments |
| Günter: mixture 3 [1971] | 2.54 | 3.87 | 0.065 - 0.071 | armouring experiments |
| Suzuki & Hano [1992] | 2.10 | 2.93 | 0.175 - 0.326 | sand feed system |
| Meyer-Peter & Müller Run 1 [1948] | 1.43 | 2.74 | 0.062 - 0.197 | equilibrium conditions |
| Meyer-Peter & Müller Run 2 [1948] | 3.93 | 2.62 | 0.078 - 0.127 | equilibrium conditions |
| Meyer-Peter & Müller Run 3 [1948] | 2.62 | 2.45 | 0.061 - 0.115 | equilibrium conditions |
| Zarn [1997] | N.A. | N.A. | N.A. | equilibrium conditions |
| Gessler i/5 [1965] | 1 | 4.1 | 0.081 | armouring experiment |

3.7.2 Fractional bed load formula

The fractional dimensionless transport parameter of Hunziker/Meyer-Peter & Müller is given by:

$$\Phi_{b,i} = p_i \cdot 5 \cdot (\xi_i (\theta_{m,s}^* - \theta_{cm}))^{3/2} \quad \text{transport parameter (-)} \quad (3.20)$$

The relation between the fractional dimensionless transport parameter and the volumetric sediment transport without pore volume is given by:

$$\Phi_{b,i} = \frac{q_{b,i}}{\sqrt{g \cdot \Delta \cdot D_{m,s}^3}}$$

in which:

$$\xi_i = \left(\frac{D_i}{D_{m,s}} \right)^{-\alpha} \quad \text{hiding/exposure factor (-)} \quad (3.21)$$

$$\alpha = 0.011 \cdot \theta_{m,s}^{*-1.5} - 0.3 \quad (-)$$

$$\theta_{m,s}^* = \mu_H \cdot \theta_{m,s} \quad \text{corrected Shields parameter (-)}$$

$$\mu_H = \left(\frac{C}{C'} \right)^2 \quad \text{bed form factor (-)}$$

$$C' = \frac{\sqrt{g}}{\sqrt{A_f}} \quad \text{grain related Chézy value (Yalin & Scheuerlein [1988]) (m^{1/2}/s)}$$

$$A_f = \left(\frac{1}{\kappa} \ln \left(b \frac{h}{2 \cdot D_{90}} \right) \right)^{-2} \quad \text{grain resistance of bed (Yalin & Scheuerlein) (-)}$$

$$b = e^{(0.4B_s - 1)} \quad (-)$$

$$B_s = 8.5 + (2.5 \ln(\text{Re}) - 3) \cdot e^{-0.217(\ln(\text{Re}))^2} \quad \text{roughness function (Schlichting, [1968]) } (-)$$

$$\text{Re} = \frac{u_* \cdot 2 \cdot D_{90}}{\nu} \quad \text{Reynolds number } (-)$$

$$\nu = [1.14 - 0.031(Te - 15) + 0.00068(Te - 15)^2] \cdot 10^{-6} \quad \text{kinematic viscosity (m}^2/\text{s)}$$

$$u_* = \sqrt{g \cdot h \cdot i_w} \quad \text{shear velocity (m/s)}$$

Hunziker found that using the formula of Strickler [1923] leads to too small values of the bed form factor at the beginning of motion and uses therefore the formula of Yalin & Scheuerlein [1988]. This results in a bed form factor closer to one and thus a larger sediment transport. Hunziker compensated this by applying a smaller value of the calibration factor in his own formula ('5' instead of '8' at Meyer-Peter & Müller), see (3.20). The bed form factor is restricted to values smaller than 1.

$$\theta_{ms} = \frac{\tau_b}{\Delta \cdot \rho \cdot g \cdot D_{m,s}} \quad \text{Shields parameter for } D_{ms} \text{ } (-) \quad (3.22)$$

$$\theta_{cm} = \theta_{cr} \cdot \left(\frac{D_{m,o}}{D_{m,s}} \right)^{0.33} \quad \text{critical Shields parameter corrected for layers in bed } (-)$$

$$D_{m,o} = \sum_i p_{i,o} \cdot D_{i,o} \quad \text{geometric mean grain size of the under-layer (m)}$$

$$D_{m,s} = \sum_i p_{i,s} \cdot D_{i,s} \quad \text{geometric mean grain size of the surface layer (m)}$$

The critical Shields parameter is determined with the expression given by Iwagaki [1956]. The expression of Iwagaki is rewritten such that the critical Shields parameter can be calculated using the dimensionless grain size.

$$D_* = D_{m,s} \cdot \left(\frac{\Delta \cdot g}{\nu^2} \right)^{1/3} \quad \text{dimensionless grain size } (-)$$

$$\theta_{cr} = \begin{cases} 0.14 & D_* < 1.66 \\ \frac{(0.1235 \Delta g)^{25/32} \cdot \nu^{-3/16} \cdot D_{m,s}^{11/32}}{\Delta \cdot g \cdot D_{m,s}} & 1.66 \leq D_* < 14.3 \\ 0.034 & 14.3 \leq D_* < 29.8 \\ \frac{(0.01505 \Delta g)^{25/22} \cdot \nu^{-3/11} \cdot D_{m,s}^{11/22}}{\Delta \cdot g \cdot D_{m,s}} & 29.8 \leq D_* < 76.6 \\ 0.05 & D_* \geq 76.6 \end{cases} \quad \text{critical Shields stress } (-) \quad (3.23)$$

Hunziker has made some restrictions for his hiding/exposure correction to counteract instability in certain parameter ranges. These restrictions are:

$$\alpha \leq 2.3$$

$$\frac{D_i}{D_{m,s}} \geq 0.25 \quad \text{in equation 3.21}$$

3.8 Gladkow & Söhngen

3.8.1 General

Gladkow & Söhngen [2000] developed a fractional bed load formula. Gladkow & Söhngen used several formulas and their modifications as basis for their new bed load formula. The critical Shields parameter used in the formula is an approximation of the formula of Knoroz [1958]. Knoroz found a decreasing critical Shields parameter, which is not in concurrence with Shields [1936], who found a decreasing critical Shields parameter after which the parameter increases. The formula was calibrated with field and experimental data. The data used for calibration could not be acquired, so the validity ranges could not be determined.

3.8.2 Fractional bed load formula

The fractional bed load formula of Gladkow & Söhngen calculates the bed load transport rate without pores as:

$$q_{b,i} = p_i \cdot 0.0014 \cdot q \cdot Fr^{2.4} \cdot \left(\frac{1 - \sqrt{\frac{\xi_i \cdot \theta_{cr,i}}{\mu_s \cdot \theta_i}}}{\sqrt{\Delta}} \right)^{2.4} \quad \text{fractional volumetric transport (m}^2/\text{s)} \quad (3.24)$$

in which:

$$Fr = \frac{u}{\sqrt{g \cdot h}} \quad \text{Froude number (-)}$$

$$\theta_{cr,i} = 0.0266 \cdot \left(\frac{D_{*,i} + 1.3}{D_{*,i} - 0.72} \right)^2 \quad \text{critical Shields parameter for fraction i (-)}$$

$$D_{*,i} = D_i \cdot \left(\frac{\Delta \cdot g}{\nu^2} \right)^{1/3} \quad \text{dimensionless grain size of fraction i (-)}$$

$$\theta_i = \frac{h \cdot i}{\Delta \cdot D_i} \quad \text{Shields parameter (-)}$$

$$\mu_s = \left(\frac{\kappa'_s}{\kappa_s} \right)^{1/4} \quad \text{bed form factor of Söhngen [1996] (-)}$$

$$\kappa_s = \kappa'_s + \kappa''_s \quad \text{total bed roughness according to Söhngen [1996] (m)}$$

$$\kappa'_s = D_m + 1.6 \cdot S_{D_m} \quad \text{grain roughness (m)}$$

$$D_m = \sum p_i \cdot D_i \quad \text{mean grain size (m)}$$

$$S_{D_m} = \sqrt{\sum p_i \cdot (D_i - D_m)^2} \quad \text{standard deviation grain size (m)}$$

$$\kappa''_s = \frac{2 \cdot h_d}{h} \quad \text{bed form roughness (-)}$$

$$h_d = h \cdot \frac{1}{6} \cdot \left(1 - \frac{\theta_{cr,m}}{\theta_m} \right) \cdot (1 - Fr^2) \quad \text{dune height (m)}$$

$$\theta_{cr,m} = 0.0266 \cdot \left(\frac{D_{*,m} + 1.3}{D_{*,m} - 0.72} \right)^2 \quad \text{critical Shields parameter for } D_m \text{ (-)}$$

$$D_{*,m} = D_m \cdot \left(\frac{\Delta \cdot g}{\nu^2} \right)^{1/3} \quad \text{dimensionless grain size of } D_m \text{ (-)}$$

$$\theta_m = \frac{h \cdot i}{\Delta \cdot D_m} \quad \text{Shields parameter for } D_m \text{ (-)}$$

$$\xi_i = \begin{cases} 0.85 \cdot \frac{D_m}{D_i} & \text{for } \frac{D_i}{D_m} < 0.4 \\ \left[\frac{\log(19)}{\log(19 \cdot D_i/D_m)} \right]^2 & \text{for } 0.4 \leq \frac{D_i}{D_m} < 1.0 \\ \frac{D_m^{0.9}}{D_i} & \text{for } \frac{D_i}{D_m} \geq 1.0 \end{cases} \quad \text{hiding/exposure factor Söhngen (-) (3.25)}$$

3.9 Wu et al.

3.9.1 General

Wu et al. [2000] developed a fractional formula for bed load transport and a fractional formula for suspended load. The total sediment transport is calculated as in (eq. 3.15).

3.9.2 Fractional bed load formula

The formula of Wu et al. has been calibrated and tested for a wide range of experimental and field data. The key element of this formula is the development of a new hiding/exposure factor. In this factor the grain size of a fraction is compared with the grain sizes of the other fractions. It is assumed that particles are distributed randomly on the bed. This leads to the assumption that the exposure height of a particle is normally distributed. The bed load formula shows large similarities with the formula of Meyer-Peter & Müller.

Table 3.8: Validity ranges of the experimental data used by Wu et al.

| Experimental / Field data | D_{50} mm | σ_r - | θ_{50} range - | Remarks |
|---------------------------|----------------|-----------------|--------------------------|---------------------|
| Samaga [1986a] | 0.2 - 0.35 | 1.91 - 3.79 | 0.317 - 0.823 | Recirculation flume |
| Kuhnle [1993] | 0.44 - 5.58 | 1.28 - 5.27 | - | Recirculation flume |
| Wilcock [1993] | 4.53 | 9.91 | 0.009 - 0.196 | Recirculation flume |
| Liu [1986] | - | - | - | Not available |
| Sustina river | 34.8 - 50.2 | 1.66 - 2.13 | 0.059 - 0.127 | Gravel bed river |
| Chultina river | 10.6 - 23.6 | 2.23 - 2.40 | 0.032 - 0.074 | Gravel bed river |
| Black river | 0.38 - 0.53 | 1.68 - 1.99 | 0.141 - 0.544 | Sand bed river |
| Toutle river | 1.82 - 24.8 | 1.29 - 3.52 | 0.051 - 1.387 | Gravel bed river |
| Yampa river | 0.47 - 0.70 | 1.67 - 2.17 | 0.444 - 4.076 | Sand bed river |

The dimensionless transport parameter for fractional bed load yields:

$$\phi_{b,i} = p_i \cdot 0.0053 \cdot \left[\left(\frac{n'}{n} \right)^{3/2} \frac{\tau_b}{\tau_{c,i}} - 1 \right]^{2.2} \quad \text{fractional transport parameter (-) (3.27)}$$

The volumetric bed load transport without pore volume can be determined with:

$$\phi_{b,i} = \frac{q_{b,i}}{\sqrt{\Delta \cdot g \cdot D_i^3}}$$

in which:

$$\tau_{c,i} = (\rho_s - \rho) \cdot g \cdot D_i \cdot \theta_c \cdot \xi_i \quad \text{critical shear stress (N/m}^2\text{)}$$

$$\theta_c = 0.03 \quad \text{critical Shields parameter (-)}$$

$$\xi_i = \left(\frac{p_{e,i}}{p_{h,i}} \right)^{-0.6} \quad \text{hiding/exposure factor (-) (3.28)}$$

$$p_{e,i} = \sum_{j=1}^N p_j \frac{d_i}{d_i + d_j} \quad \text{exposure probability (-)}$$

$$p_{h,i} = \sum_{j=1}^N p_j \frac{d_j}{d_i + d_j} \quad \text{hiding probability (-)}$$

$$\tau_b = g \cdot \rho \cdot h \cdot i \quad \text{bed shear stress (N/m}^2\text{)}$$

$$n^* = \frac{\sqrt[6]{D_{50}}}{20} \quad \text{Manning's roughness related to grains (s/m}^{1/3}\text{)}$$

$$n = \frac{h^{2/3} \cdot i^{1/2}}{\bar{u}} \quad \text{Manning's roughness (s/m}^{1/3}\text{)}$$

3.9.3 Fractional suspended load formula

Wu et al. [2000] also proposed a fractional suspended load formula. This formula is given here for completeness, but it will not be taken into account in the remaining part of this study. The formula was analysed with one set of experimental data and two sets of field data.

The fractional transport parameter for suspended sediment transport is:

$$\phi_{s,i} = p_i \cdot 0.0000262 \cdot \left[\left(\frac{\tau}{\tau_{c,i}} - 1 \right) \frac{\bar{u}}{\omega_i} \right]^{1.74} \quad \text{fractional transport parameter (-) (3.29)}$$

The transport parameter relates to the volumetric sediment transport in the following way:

$$\phi_{s,i} = \frac{q_{s,i}}{\sqrt{\Delta \cdot g \cdot D_i^3}}$$

in which:

$$\tau = g \cdot \rho \cdot h \cdot i \quad \text{shear stress (N/m}^2\text{)}$$

$$\omega_i = \sqrt{\left(13.95 \cdot \frac{\nu}{D_i} \right)^2 + 1.09 \cdot \Delta \cdot g \cdot D_i} - 13.95 \frac{\nu}{D_i} \quad \text{settling velocity (m/s)}$$

$$\nu = [1.14 - 0.031(Te - 15) + 0.00068(Te - 15)^2] \cdot 10^{-6} \quad \text{kinematic viscosity (m}^2\text{/s)}$$

3.10 Wilcock & Crowe

Wilcock & McArdeall [1993] and Wilcock et al. [2001] did extensive research in experimental flumes after the fractional transport of sand/gravel mixtures. Based on these experiments, Wilcock & Crowe [2001] developed a fractional transport formula for mixtures of sand and gravel, using the bed surface as their active layer (the bed layer determining the transport rate and composition). The experiments showed a relation between the sand content of the surface composition and the sediment transport rate.

3.10.1 Fractional formula

The formula is calibrated on the results of five experimental series with 48 runs (Table 3.9). The bed surface compositions of the experiments were determined using a point count method. The initial bed material was sieved and different fractions were painted in different colours. After a run photos were taken of the bed surface and later the photos were analysed to determine the probability of each fraction in the bed surface.

Table 3.9: Validity ranges of the experimental data used by Wilcock & Crowe [2001]

| Experiments | D_{50} mm | σ_z - | θ_{50} range - | Remarks |
|--------------------------|----------------|-----------------|--------------------------|---------------------|
| Wilcock et al: J06 | 10.22 | 2.93 | 0.028 - 0.134 | Recirculation flume |
| Wilcock et al: J14 | 8.38 | 3.69 | 0.048 - 0.136 | Recirculation flume |
| Wilcock et al: J21 | 7.06 | 4.66 | 0.028 - 0.165 | Recirculation flume |
| Wilcock et al: J27 | 5.76 | 5.42 | 0.012 - 0.201 | Recirculation flume |
| Wilcock & McArdeil: BOMC | 4.53 | 9.91 | 0.009 - 0.196 | Recirculation flume |

The dimensionless transport parameter of Wilcock & Crowe is given by:

$$W_i^* = \begin{cases} 0.002 \cdot \phi^{7.5} & \text{for } \phi < 1.35 \\ 14 \left(1 - \frac{0.894}{\phi^{0.5}} \right)^{4.5} & \text{for } \phi \geq 1.35 \end{cases} \quad \text{dimensionless transport parameter (-) (3.30)}$$

The dimensionless transport parameter is related to the volumetric sediment transport (without pore volume) according to:

$$W_i^* = \frac{\Delta \cdot g \cdot q_{bi}}{\rho_i \cdot u_*^3}$$

in which:

$$\phi = \frac{\tau}{\tau_{ri}}$$

$$\tau = \rho \cdot g \cdot h \cdot i_w \quad \text{bed shear stress (N/m}^2\text{)}$$

$$\frac{\tau_{ri}}{\tau_{rs50}} = \left(\frac{D_i}{D_{s50}} \right)^b \quad \text{hiding/exposure function (-) (3.31)}$$

$$b = \frac{0.69}{1 + \exp\left(1.5 - \frac{D_i}{D_{s50}}\right)} \quad \text{(-)}$$

$$\tau_{rs50}^* = \frac{\tau_{rs50}}{\Delta \cdot \rho \cdot g \cdot D_{s50}} \quad \text{Shields parameter of median surface grain size (-)}$$

$$\tau_{rs50}^* = 0.021 + 0.013 \cdot \exp(-14 \cdot F_s)$$

$$u_* = \sqrt{g \cdot h \cdot i_w} \quad \text{shear velocity (m/s)}$$

The parameter F_s denotes the sand fraction in the active layer. Sand is considered to have a grain size between 0.062 and 2 mm.

3.11 Ribberink

Ribberink [1998] developed a uniform bed load formula for both steady flow and oscillatory flow conditions. This formula is largely based on the formula by Meyer-Peter & Müller [1948], but has some small modifications. Ribberink used laboratory experiments and field data for the calibration of his formula. Most of these experiments were conducted in the sheet flow regime with a flat bed. The grain sizes ranged from 0.19 to 3.8 mm. The effective Shields parameter (part of the bed shear stress responsible for bed load transport) lies within the range of 0.03 - 7.7. The uniform formula was modified to a fractional formula. The hiding/exposure factor of Ashida & Michiue was used.

3.11.1 Uniform formula

The formula of Ribberink uses the median grain size (D_{50}) as the representative grain size. This differs from Meyer-Peter & Müller's formula that uses the mean grain size (D_m) as its representative grain size. The dimensionless transport parameter can be determined by:

$$\Phi_b = 10.4 \cdot (\theta'_{50} - \theta_{cr})^{1.67} \quad \text{transport parameter (-)} \quad (3.32)$$

The relation between the dimensionless transport parameter and the volumetric sediment transport without pore volume is given by:

$$\Phi_b = \frac{q_b}{\sqrt{\Delta \cdot g \cdot D_{50}^3}}$$

in which:

$$\theta'_{50} = \frac{\tau'}{(\rho_s - \rho) \cdot g \cdot D_{50}} \quad \text{effective Shields parameter (-)}$$

$$\tau' = \rho \cdot g \cdot \frac{u^2}{C'^2} \quad \text{bed shear stress caused by grains (N/m}^2\text{)}$$

$$C' = 18 \cdot \log\left(\frac{12 \cdot h}{k_s}\right) \quad \text{grain related Chézy value (m}^{1/2}\text{/s)}$$

$$k_s = \max\left\{ \begin{array}{l} 3 \cdot D_{90} \\ D_{50} \cdot (1 + 6(\theta_{50} - 1)) \end{array} \right\} \quad \text{roughness height (m)}$$

$$\theta_{cr} = \begin{cases} 0.24 \cdot D_*^{-1} & D_* \leq 4 \\ 0.14 \cdot D_*^{-0.64} & 4 < D_* \leq 10 \\ 0.04 \cdot D_*^{-0.10} & 10 < D_* \leq 20 \\ 0.013 \cdot D_*^{0.29} & 20 < D_* \leq 150 \\ 0.055 & D_* > 150 \end{cases} \quad \text{critical Shields parameter: Van Rijn [1984] (-)} \quad (3.33)$$

$$D_* = D_{50} \cdot \left(\frac{\Delta \cdot g}{\nu^2}\right)^{1/3} \quad \text{dimensionless grain size (-)}$$

3.11.2 Fractional formula

The hiding/exposure factor of Ashida & Michiue [1973] was used. This is possible because the formula of Ribberink is based on the formula of Meyer-Peter & Müller [1948]. The hiding/exposure factor of Ashida & Michiue is widely used in the fractional formula of Meyer-Peter & Müller. The dimensionless transport parameter now yields:

$$\Phi_{b,i} = p_i \cdot 10.4 \cdot (\theta'_i - \xi_i \cdot \theta_{cr,i})^{1.67} \quad \text{fractional transport parameter (-) (3.34)}$$

This parameter is related to the fractional sediment transport (without pore volume):

$$\Phi_{b,i} = \frac{q_{b,i}}{\sqrt{\Delta \cdot g \cdot D_i^3}}$$

in which:

$$\theta'_i = \frac{\tau'}{(\rho_s - \rho) \cdot g \cdot D_i} \quad \text{effective Shields parameter (-)}$$

$$\xi_i = \begin{cases} \left[\frac{\log(19)}{\log(19 \cdot D_i/D_m)} \right]^2 & \text{for } \frac{D_i}{D_m} \geq 0.4 \\ 0.85 \cdot \frac{D_m}{D_i} & \text{for } \frac{D_i}{D_m} < 0.4 \end{cases} \quad \text{hiding/exposure factor A\&M (-)}$$

$$D_* = D_i \cdot \left(\frac{\Delta \cdot g}{\nu^2} \right)^{1/3} \quad \text{dimensionless fractional grain size (-) (3.35)}$$

The critical Shields parameter per fraction ($\theta_{cr,i}$) is determined using (3.33) and (3.35). The remaining parameters remain the same as for uniform formula.

Anlage 2: Numerischen Simulation des Günter und Ribberink Versuches

1 Günter Versuch

Laborrinne: Rechteckkanal, Länge 40 m, Breite 1 m, Höhe 1 m
 Sohlengefälle: 0.0025 [-]
 Simulationsdauer: 42 Tagen
 Zeitschritt: 4 Minuten

Randbedingungen:

- am oberen Rand: konstante Abfluss 0.056 m³/s
- am unteren Rand: konstante Wasserstand 0.01 m niedriger als der Normalabflusstiefe

Kornverteilung des Sohlenmaterials:

| Sechs Fraktionen: | Anteil der Fraktionen: | |
|-----------------------------|------------------------|---------------|
| | Transportschicht: | Unterschicht: |
| • d ₁ = 0.0010 m | 0.359 | 0.359 |
| • d ₂ = 0.0020 m | 0.208 | 0.208 |
| • d ₃ = 0.0031 m | 0.119 | 0.119 |
| • d ₄ = 0.0041 m | 0.175 | 0.175 |
| • d ₅ = 0.0052 m | 0.067 | 0.067 |
| • d ₆ = 0.0060 m | 0.072 | 0.072 |

Geschiebebeschickung: 0 m³/s

Eingestellte Modellparameter Günter Versuch:

| | Hunziker | MPM | Wu et al. |
|------------------------------------------|---------------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|
| Kritischer Shields-Wert | $\theta_c = 0.047^{(1)}$ | $\theta_c = 0.038^{(2)}$ | 0.044 ⁽²⁾ |
| Formverluste ('ripple factor') | $\mu = 1.0^{(3)}$ | $\mu = 1.0^{(3)}$ | $\mu = (n'/n)^{1.5}^{(4)}$ |
| Multiplikationsfaktor Geschiebetransport | A=1.0 | A=1.0 | A=1.0 |
| Ausgleichsfunktion ('Hiding & Exposure') | Hunziker | Ashida&Michiue | Wu et al. |
| Mixing Layer Dicke | $\delta = 0.0048 \text{ m}^{(5)}$ | $\delta = 0.0048 \text{ m}^{(5)}$ | $\delta = 0.0048 \text{ m}^{(5)}$ |
| Rauheit der Sohle im Anfangszustand | $k_s = 23.5 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ | Chézy = 40.1 m ^{1/2} /s | Chézy = 40.1 m ^{1/2} /s |
| Rauheit der Sohle im Endzustand | $k_s = 23.5 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ | Chézy = 42.0 m ^{1/2} /s | Chézy = 42.0 m ^{1/2} /s |
| Rauheit der Wand | $k_w = 100 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ | Chézy = 100 m ^{1/2} /s | Chézy = 100 m ^{1/2} /s |
| Dichte des Sohlenmaterials | $\rho_s = 2.65 \text{ t/m}^3$ | $\rho_s = 2.65 \text{ t/m}^3$ | $\rho_s = 2.65 \text{ t/m}^3$ |
| Porosität | 0.25 | 0.4 | 0.4 |

Bemerkungen:

- (1) Auf Basis der Formel von Iwagaki (1956).
- (2) Kritischer Shields-Wert is benutzt als Kalibrationsparameter.
- (3) Keine Transportkörper/Dünen beim Günter Versuch. Deswegen keine Formverluste und $\mu = 1$.
- (4) Rauheit und Kornrauheit auf Basis der Formel von Manning.
- (5) Dieser Wert stimmt überein mit dem d₉₀ – Wert des Sohlenmaterials.

2 Ribberink Versuch

Laborrinne: Rechteckkanal, Länge 30 m, Breite 1 m, Höhe 1 m
 Sohlengefälle: 0.00165 [-]
 Simulationsdauer: 10 Tagen
 Zeitschritt: 2 Minuten

Randbedingungen:

- am oberen Rand: konstante Abfluss $0.08033 \text{ m}^3/\text{s}$
- am unteren Rand: konstante Wasserstand entsprechend der Normalabflusstiefe im Ausgangszustand ($h_e=0.167 \text{ m}$)

Zwei Fraktionen: $d_1 = 0.00078 \text{ m}$
 $d_2 = 0.00129 \text{ m}$

Anteil der Fraktionen:

- Transportschicht: $p_1 = 0.43$ $p_2 = 0.57$
- Unterschicht: $p_1 = 0.25$ $p_2 = 0.75$

Geschiebebeschickung: $9.4 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3/\text{s}$ (constant)

- $t = 0 \text{ Uhr}$: $p_1 = 0.50$ $p_2 = 0.50$
- $t = 30 \text{ Uhr}$: $p_1 = 0.00$ $p_2 = 1.00$ (lineare Abnahme in der Zeit)

Eingestellte Modellparameter Ribberink Versuch

| | Hunziker | MPM (Original) | MPM (Ribberink, 1987) | Wu et al. |
|------------------------------------------|---------------------------------------------------------|----------------------------------------------|----------------------------------------------|----------------------------------------------|
| Kritischer Shields-Wert | $\theta_c = 0.05$ ⁽¹⁾ | $\theta_c = 0.047$ | $\theta_c = 0.0307$ ⁽⁴⁾ | 0.030 |
| Formverluste ('ripple factor') | $\mu=0.455$ ⁽²⁾ | $\mu=(C/C_{90})^{1.5}$ ⁽³⁾ | $\mu=0.365$ ⁽⁴⁾ | $\mu=(n'/n)^{1.5}$ ⁽⁵⁾ |
| Multiplikationsfaktor Geschiebetransport | $A=1.0$ | $A=1.0$ | $A = 1.1917$ ⁽⁴⁾ | $A=3.4$ |
| Ausgleichsfunktion ('Hiding & Exposure') | Hunziker | Ashida&Michiue | Ashida&Michiue | Wu et al. |
| Mixing Layer Dicke | $\delta = 0.0258 \text{ m}$ | $\delta = 0.022 \text{ m}$ | $\delta = 0.022 \text{ m}$ | $\delta = 0.022 \text{ m}$ |
| Rauheit der Sohle im Anfangszustand | $k_s = 38.6 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ ^(6,7) | $\text{Chézy}=29 \text{ m}^{1/2}/\text{s}$ | $\text{Chézy} =29 \text{ m}^{1/2}/\text{s}$ | $\text{Chézy} =29 \text{ m}^{1/2}/\text{s}$ |
| Rauheit der Sohle im Endzustand | $k_s = 40.85 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ ^(6,7) | $\text{Chézy}=29 \text{ m}^{1/2}/\text{s}$ | $\text{Chézy} =29 \text{ m}^{1/2}/\text{s}$ | $\text{Chézy} =29 \text{ m}^{1/2}/\text{s}$ |
| Rauheit der Wand | $k_w = 100 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ | $\text{Chézy} =100 \text{ m}^{1/2}/\text{s}$ | $\text{Chézy} =100 \text{ m}^{1/2}/\text{s}$ | $\text{Chézy} =100 \text{ m}^{1/2}/\text{s}$ |
| Dichte des Sohlenmaterials | $\rho_s = 2.63 \text{ t}/\text{m}^3$ | $\rho_s = 2.65 \text{ t}/\text{m}^3$ | $\rho_s = 2.65 \text{ t}/\text{m}^3$ | $\rho_s = 2.65 \text{ t}/\text{m}^3$ |
| Porosität | 0.4 | 0.4 | 0.4 | 0.4 |

Bemerkungen:

- (1) θ_c im vollrauhem Bereich. Anpassung an Kornreynoldszahl mit der Formel von Iwagaki (1956).
- (2) Mit dem in Hunziker benutzte Ansatz von Yalin / Scheuerlein konnten die gemessenen Rauheitsbeiwerte resp. die Formverluste („ripple factor“) zu wenig genau nachvollzogen werden. Deshalb mussten diese beiden Parameter als Konstante eingegeben werden. Der Formverlust wurde so gewählt, dass die berechnete Transportkapazität im Ausgangszustand der gemessenen entsprach.
- (3) Kornrauheit auf Basis der Formel von White-Colebrook.
- (4) In seiner Dissertation hat Ribberink die MPM Formel geeicht auf Basis seiner Messungen. Diese Einstellungen sind das Resultat dieser Eichung.
- (5) Rauheit und Kornrauheit auf Basis der Formel von Manning.
- (6) Der Rauheitsbeiwert der Sohle wurde anhand einer Nachrechnung der gemessenen Abflusstiefen im Anfangs- sowie im Endzustand des Versuches geeicht.
- (7) Anpassung der Rauheit zwischen 38.6 und 40.85 entsprechend der Veränderung des mittleren Korndurchmessers der Transportschicht (d_{ms}).

Anlage 3: Teilnehmerliste Workshop Gradiertes Sediment 13./14. Dezember 2001

| Name | Institut | Land | E-mail |
|-----------------------|-------------------------------------------------------------------------------------|-------------|---------------------------------------|
| Dr. Ir. A. Blom | Universiteit Twente ¹ | Niederlande | astrid.blom@wldelft.nl |
| Dr. W.B.M. ten Brinke | Rijkswaterstaat RIZA | Niederlande | w.tbrinke@riza.rws.minvenw.nl |
| Dr. Ing. A. Dittrich | Institut für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik, Universität Karlsruhe ² | Deutschland | a.dittrich@tu-bs.de |
| Dr. Ing. R. Hunziker | Ing. Buro Hunziker, Zarn und Partner | Schweiz | rhunziker@hzp.ch |
| Dr. M. Kleinhaus | Universiteit Utrecht | Niederlande | m.kleinhaus@geog.uu.nl |
| Ir. D. Kroekenstoel | Rijkswaterstaat RIZA | Niederlande | d.kroekenstoel@riza.rws.minvenw.nl |
| Dr. Ing. P. Mewis | Institut für Wasserbau und Wasserwirtschaft, TU-Darmstadt | Deutschland | mewis@sun1.kww.bauing.tu-darmstadt.de |
| Dr. Ir. J. Ribberink | Universiteit Twente | Niederlande | j.s.ribberink@ctw.utwente.nl |
| Dr. Ir. C. Sloff | WL / Delft Hydraulics | Niederlande | kees.sloff@wldelft.nl |
| Dr. Ing. T. Wenka | Bundesanstalt für Wasserbau | Deutschland | thomas.wenka@baw.de |
| Dr. Ing. S. Wieprecht | Bundesanstalt für Gewässerkunde ³ | Deutschland | wieprecht@iws.uni-stuttgart.de |

Bemerkungen:

- 1) Im Moment beschäftigt beim WL | Delft Hydraulics, Delft
- 2) Im Moment beschäftigt beim Leichtweiss-Institut für Wasserbau, Abteilung Wasserbau und Gewässerschutz, Technische Universität Braunschweig
- 3) Im Moment beschäftigt beim Institut für Wasserbau, Universität Stuttgart

KHR-VERÖFFENTLICHUNGEN

PUBLICATIONS DE LA CHR

CHR/KHR (1978): Das Rheingebiet, Hydrologische Monographie. Staatsuitgeverij, Den Haag / Le bassin du Rhin. Monographie Hydrologique. Staatsuitgeverij, La Haye. ISBN 90-12017-75-0. (nicht mehr lieferbar)

Berichte der KHR

Rapports de la CHR

- I-20 KRAHE, P; HERPERTZ, D. (2001): Generation of Hydrometeorological Reference Conditions for the Assessment of Flood Hazard in large River Basins – Papers presented at the International Workshop held on March 6 and 7 2001 in Koblenz ISBN 90-36954-18-5
- I-19 BARBEN, M.; HODEL, H. P.; KLEEBERG, H. B.; SPREAFICO, M.; WEINGARTNER, R. (2001): Übersicht über Verfahren zur Abschätzung von Hochwasserabflüssen – Erfahrungen aus den Rheinanliegerstaaten. ISBN 90-36954-11-8
- I-18 KOS, Th.J.M.; SCHEMMER, H.; JAKOB, A. (2000): Feststoffmessungen zum Vergleich von Messgeräte und Messmethoden im Rhein, 10-12 März 1998. ISBN 90-36953-54-5
- I-17 ENGEL, H. (1999): Eine Hochwasserperiode im Rheingebiet. Extremereignisse zwischen Dez. 1993 und Febr. 1995. ISBN 90-70980-28-2
- I-16 GRABS, W. (ed.) (1997): Impact of climate change on hydrological regimes and water resources management in the Rhine basin. ISBN 90-70980-26-6
- I-15 ENGEL, H. (1997): Fortschreibung der Monographie des Rheingebietes für die Zeit 1971-1990 / Actualisation de la Monographie du Bassin du Rhin pour la période 1971-1990. ISBN 90-7098025-8
- I-14 EMMENEGGER, CH. et al. (1997): 25 Jahre KHR. Kolloquium aus Anlaß des 25jährigen Bestehens der KHR / 25 ans de la CHR. Colloque à l'occasion du 25e anniversaire de la CHR. ISBN 90-70980-24-x
- I-13 SPREAFICO, M., MAZIJK, A. VAN (éd.) (1997): Modèle d'alerte pour le Rhin. Un modèle pour la prévision opérationnelle de la propagation de produits nocifs dans le Rhin. ISBN 9070980-23-1
- I-12 SPREAFICO, M.; MAZIJK, A. VAN (Red.) (1993): Alarmmodell Rhein. Ein Modell für die operationelle Vorhersage des Transportes von Schadstoffen im Rhein. ISBN 90-70980-18-5
- I-11 BUCK, W.; FELKEL, K.; GERHARD, H., KALWEIT, H.; MALDE, J. VAN; NIPPES, K.-R., PLOEGER, B., SCHMITZ, W. (1993): Der Rhein unter der Einwirkung des Menschen - Ausbau, Schifffahrt, Wasserwirtschaft / Le Rhin sous l'influence de l'homme - Aménagement, navigation, gestion des eaux. ISBN 90-70980-17-7
- I-10 NIPPES, K.-R. (1991): Bibliographie des Rheingebietes / Bibliographie du bassin du Rhin. ISBN 90-70980-13-4
- I-9 CHR/KHR (1990): Das Hochwasser 1988 im Rheingebiet / La crue de 1988 dans le bassin du Rhin. ISBN 90-70980-11-8
- I-8 ENGEL, H., SCHREIBER, H.; SPREAFICO, M., TEUBER, W.; ZUMSTEIN, J.F. (1990): Abflußermittlung im Rheingebiet im Bereich der Landesgrenzen / Détermination des débits dans les régions frontalières du bassin du Rhin. ISBN 90-70980-10-x
- I-7 MENDEL, H.-G. (1988): Beschreibung hydrologischer Vorhersagemodelle im Rheineinzugsgebiet / Description de modèles de prévision hydrologiques dans le bassin du Rhin. ISBN 90-7098006-1
- I-6 TEUBER, W. (1987): Einfluß der Kalibrierung hydrometrischer Meßflügel auf die Unsicherheit der Abflußermittlung. Ergebnisse eines Ringversuchs / Influence de l'étalonnage des moulinets hydrométriques sur l'incertitude des déterminations de débits. Résultats d'une étude comparative. ISBN 90-70980-05-3
- I-5 TEUBER, W.; VERAART, A.J. (1986): Abflußermittlung am Rhein im deutsch-niederländischen Grenzbereich / La détermination des débits du Rhin dans la région frontalière germano-hollandaise. ISBN 90-70980-04-5
- I-4 BUCK, W.; KIPGEN, R.; MADE, J.W. VAN DER; MONTMOLLIN, F. DE; ZETTL, H.; ZUMSTEIN, J.F. (1986): Berechnung von Hoch- und Niedrigwasserwahrscheinlichkeit im Rheingebiet / Estimation des probabilités de crues et d'étiages dans le bassin du Rhin. ISBN 90-7098003-7
- I-3 HOFIUS, K. (1985): Hydrologische Untersuchungsgebiete im Rheingebiet / Bassins de recherches hydrologiques dans le bassin du Rhin. ISBN 90-70980-02-9

I-2 GERHARD, H.; MADE, J.W. VAN DER; REIFF, J.; VREES, L.P.M. DE (1983): Die Trocken- und Niedrigwasserperiode 1976. (2. Auflage 1985) / La sécheresse et les basses eaux de 1976 (2ème édition, 1985). ISBN 90-70980-0 1 -0

I-1 GREBNER, D. (1982): Objektive quantitative Niederschlagsvorhersagen im Rheingebiet. Stand 1982 (nicht mehr lieferbar) / Prévisions objectives et quantitatives des précipitations dans le bassin du Rhin. Etat de la question en 1982 (édition épuisée)

Katalog/Catalogue 1 SPROKKEREEF, E. (1989): Verzeichnis der für internationale Organisationen wichtigen Meßstellen im Rheingebiet / Tableau de stations de mesure importantes pour les organismes internationaux dans le bassin du Rhin. ISBN 90-70980-08-8

Berichte unter der Schirmherrschaft der KHR

Rapports sous l'égide de la CHR

II-18 BRONSTERT, A. (et al) (2003): LAHoR- Quantifizierung des Einflusses der Landoberfläche und der Ausbaumassnahmen am Gewässer auf die Hochwasserbedingungen im Rheingebiet. ISBN 90-70980-320

II-17 SPREAFICO, M.; WEINGARTNER, R. (ed.) (2002): Proceedings of the International Conference on Flood Estimation. March 6-8, 2002. Bern, Switzerland. ISBN 90-36954-60-6

II-16 MAZIJK, A. VAN; GILS, J.A.G. VAN; WEITBRECHT, V.; VOLLSTEDT, S. (2000): Analyse und Evaluierung der 2D-Module zur Berechnung des Stofftransportes in der Windows-Version des Rheinalarmmodells in Theorie und Praxis. ISBN 90-36953-55-3

II-15 KWADIJK, J.; DEURSEN, W. VAN (1999): Development and testing of a GIS based water balance model for the Rhine drainage basin. ISBN 90-70980-31-2

II-14 MAZIJK, A. VAN; LEIBUNDGUT, CH.; NEFF, H.-P. (1999): Rhein-Alarm-Modell Version 2. 1. Erweiterung um die Kalibrierung von Aare und Mosel. Kalibrierungsergebnisse von Aare und Mosel aufgrund der Markierversuche 05/92, 11/92 und 03/94. ISBN 90-70980-30-4

II-13 DRÖGE, B., HENOCH, H.; KELBER, W.; MAHR, U.; SWANENBERG, T.; THIELEMANN, T., THURM, U. (1999): Entwicklung eines Längsprofils des Rheins. Bericht für die Musterstrecke von Rheinkm 800 - 845. Arbeitsgruppe 'Sedimenttransport im Rhein' Projekt 3. ISBN 90-70980-29-0

II-12 SCHÄDLER, B. (Red.) (1997): Bestandsaufnahme der Meldesysteme und Vorschläge zur Verbesserung der Hochwasservorhersage im Rheingebiet. Schlußbericht der IKSAR-Arbeitseinheit 'Meldesysteme / Hochwasservorhersage' - Projektgruppe 'Aktionsplan Hochwasser' / Annonce et prévision des crues dans le bassin du Rhin. Etat actuel et propositions d'amélioration. Rapport final de l'unité de travail 'Systèmes d'annonce / prévision des crues' - Groupe de projet 'Plan d'action contre les inondations'. ISBN 90-70980-27-4

II-11 SPREAFICO, M., LEHMANN, C., SCHEMMER, H.; BURGDORFFER, M.; KOS, T.L. (1996): Feststoffbeobachtung im Rhein, Beschreibung der Meßgeräte und Meßmethoden. ISBN 90-70980-22-3

II-10 WILDENHAHN, E.; KLAHOLZ, U. (1996): Grobe Speicherseen im Einzugsgebiet des Rheins. ISBN 90-70980-21-5

II-9 WITTE, W., KRAHE, P.; LIEBSCHER, H.-J. (1995): Rekonstruktion der Witterungsverhältnisse im Mittelrheingebiet von 1000 n. Chr. bis heute anhand historischer hydrologischer Ereignisse. ISBN 90-70980-20-7

II-8 MENDEL, H.-G. (1993): Verteilungsfunktionen in der Hydrologie. ISBN 90-70980-19-3

II-7 NEMEC, J. (1993): Comparison and selection of existing hydrological models for the simulation of the dynamic water balance processes in basins of different sizes and on different scales. ISBN 90-70980-16-9

II-6 CHR/KHR (1992): Contributions to the European workshop Ecological Rehabilitation of Floodplains, Arnhem, The Netherlands, 22-24 September 1992. ISBN 90-70980-15-0

II-5 MADE, J.W. VAN DER (1991): Kosten-Nutzen-Analyse für den Entwurf hydrometrischer Meßnetze / Analyse des coûts et des bénéfices pour le projet d'un réseau hydrométrique. ISBN 9070980-14-2

II-4 MAZIJK, A. VAN; VERWOERDT, P., MIERLO, J. VAN, BREMICKER, M.; WIESNER, H. (1991): Rheinalarmmodell Version 2.0 - Kalibrierung und Verifikation / Modèle d'alerte pour le Rhin version 2.0 - Calibration et vérification. ISBN 90-70980-12-6

II-3 SCHRÖDER, U. (1990): Die Hochwasser an Rhein und Mosel im April und Mai 1983 / Les crues sur les bassins du Rhin et de la Moselle en avril et mai 1983. ISBN 90-70980-09-6

II-2 GRIFFIOEN, P.S. (1989): Alarmmodell für den Rhein / Modèle d'alerte pour le Rhin. ISBN 9070980-07-x

II-1 MADE, J.W. VAN DER (1982): Quantitative Analyse der Abflüsse (nicht mehr lieferbar) / Analyse quantitative des débits (édition épuisée)

INTERNATIONALE KOMMISSION FÜR DIE HYDROLOGIE DES RHEINGEBIETES (KHR)

Die KHR ist eine Organisation, in der wissenschaftliche Institutionen der Rheinanliegerstaaten gemeinsam hydrologische Grundlagen für die nachhaltige Entwicklung im Rheingebiet erarbeiten.

Mission und Aufgaben der KHR sind:

- Erweiterung der Kenntnisse über die Hydrologie des Rheingebietes durch:
 - gemeinsame Untersuchungen,
 - Austausch von Daten, Methoden und Informationen,
 - Entwicklung standardisierter Verfahren,
 - Veröffentlichungen in einer eigenen Schriftenreihe.
- Beiträge zur Lösung von grenzüberschreitenden Problemen durch die Entwicklung, Verwaltung und Bereitstellung von:
 - Informationssystemen (KHR-Rhein-GIS),
 - Modellen, wie z.B. Wasserhaushaltsmodelle und das Rhein-Alarmmodell.

Die Länder, die sich daran beteiligen sind:

Die Schweiz, Österreich, Deutschland, Frankreich, Luxemburg und die Niederlande.

Beziehung zur UNESCO und WMO:

Die KHR wurde 1970 anlässlich der UNESCO-Empfehlung zur Förderung einer engeren Zusammenarbeit in internationalen Flussgebieten gegründet. Seit 1975 erfolgt die Fortsetzung der Arbeiten im Rahmen des Internationalen Hydrologischen Programms (IHP) der UNESCO und des Operationellen Hydrologischen Programms (OHP) der WMO.

Auszug aus den KHR-Aktivitäten für das Jahr 2003:

Änderungen im Abflussregime

Klimaänderungen und menschliche Eingriffe im Rheineinzugsgebiet können zu einer Veränderung des Abflussregimes führen. Eine KHR-Studie konzentriert sich auf die Untersuchungen langer Abflussreihen. Versucht wird, Unterschiede in den Messreihen zu erklären, z.B. durch Änderungen der Bodennutzung und/oder andere menschliche Eingriffe.

Sediment

Sedimentation und Erosion können zu Problemen hinsichtlich der Fahrwassertiefe für die Schifffahrt, zur Austrocknung sowie zu einer Unterhöhlung von Fundamenten, Schädigung der Natur und Beeinträchtigung der Landschaftswerte führen. Die KHR-Untersuchungen richten sich auf die Untersuchung von morphologischen Modellen, die im Rheineinzugsgebiet eingesetzt werden.

Rhein-GIS

Das geografische Informationssystem ist eine Datenbank des Rheineinzugsgebietes mit digitalisierten geographischen und hydrologischen Kenngrößen. Diese Datenbank umfasst auch meteorologische Zeitreihen. Das Rhein-GIS der KHR wird bei stets mehr Untersuchungen, bei denen die KHR als Partner fungiert, eingesetzt.

Das Rhein-Alarmmodell sagt bei Schadstoffeinleitungen den Verlauf der Verunreinigung vorher. Die Anwenderfreundlichkeit und Zuverlässigkeit des Modells wurden neulich in Zusammenarbeit mit den niederländischen Anwendern des Modells erheblich verbessert.

Klimaänderungen

Die KHR hat vor, 2003 einen Workshop zum aktuellen Stand der Forschungen im Bereich Klimaänderungen im Rheingebiet in Form eines Diskussionsforums abzuhalten. In diesem Treffen, zu dem gezielt Experten eingeladen werden, sollen die Themenblöcke beobachtete Variabilität klimatologischer und hydrologischer Größen, Erstellung und Interpretation (regionaler) Klimaszenarien sowie das Abflussregime und hydrologische Extrema behandelt werden.

Weitere Informationen über die KHR können Sie auf der Internetseite www.chr-khr.org finden.

COMMISSION INTERNATIONALE POUR L'HYDROLOGIE DU BASSIN DE RHIN (CHR)

La CHR est une organisation regroupant les instituts scientifiques des Etats riverains du Rhin dans le but d'établir des bases hydrologiques pour un développement durable dans le bassin du Rhin.

Mission et tâches de la CHR:

- Elargir les connaissances sur l'hydrologie du bassin versant du Rhin par le biais :
 - de la recherche commune ;
 - de l'échange de données, méthodes et information;
 - du développement de procédures normalisées;
 - de publications dans les séries CHR.
- Contribuer à la résolution de problèmes transfrontaliers par la réalisation, la gestion et la mise à disposition de :
 - systèmes d'information (SIG Rhin CHR);
 - modèles, par exemple des modèles de gestion des eaux et le Modèle d'Alarme pour le Rhin.

Les pays suivants apportent leur collaboration:

la Suisse, l'Autriche, l'Allemagne, la France, le Luxembourg et les Pays-Bas.

Relation avec l'UNESCO et l'OMM.

La CHR a été fondée en 1970 sur la recommandation de l'UNESCO en vue de favoriser une collaboration plus étroite entre les bassins versants internationaux. Depuis 1975, les activités se poursuivent dans le cadre du Programme Hydrologique International (PHI) de l'UNESCO et du Programme Hydrologique Opérationnel (PHO) de l'OMM.

Sélection des activités de la CHR en 2003:

Changements dans le régime d'écoulement

Les changements de climat et les interventions humaines dans le bassin versant du Rhin peuvent modifier le régime d'écoulement. Une étude de la CHR se concentre sur l'analyse de longues séries débit. L'objectif est d'expliquer les différences dans les séries de mesure par les changements de l'occupation des sols et/ou d'autres interventions d'origine humaine.

Sédiments

La sédimentation et l'érosion peuvent provoquer des problèmes de profondeur du chenal pour la navigation, de tarissement, d'affaiblissement de fondations, de dommages à la nature et de nuisance aux intérêts paysagers. L'étude de la CHR se concentre sur les modèles morphologiques qui sont utilisés dans le bassin versant du Rhin.

SIG Rhin

Le Système d'Information Géographique est une base de données pour le bassin versant du Rhin et contient des données de base géographiques et hydrologiques numérisées. Cette base de données comprend aussi des séries temporelles météorologiques.

Le SIG Rhin de la CHR est de plus en plus utilisé lors d'études auxquelles participe la CHR.

Le Modèle d'Alarme pour le Rhin prévoit la propagation de la contamination lors de rejets de substances toxiques. Une bonne collaboration avec les utilisateurs du modèle a permis d'améliorer considérablement sa convivialité ainsi que sa fiabilité.

Changements climatologiques

La CHR envisage d'organiser un atelier en 2003 sur la situation actuelle des recherches dans le domaine des changements climatologiques dans le bassin du Rhin, et ce sous forme d'un podium de discussion. Dans cette réunion, pour laquelle des experts seront invités de manière ciblée, les thèmes variabilité observée des formats climatologiques et hydrologiques, création et interprétation de scénarios climatiques (régionaux) ainsi que le régime d'écoulement et les extrêmes hydrologiques seront discutés.

Pour de plus amples informations sur la CHR, consultez le site Internet: www.chr-khr.org.

INTERNATIONAL COMMISSION FOR THE HYDROLOGY OF THE RHINE BASIN (CHR)

The CHR is an organization in which the scientific institutes of the Rhine riparian states develop joint hydrological measures for sustainable development of the Rhine basin.

CHR's mission and tasks:

- Acquiring knowledge of the hydrology of the Rhine basin through:
 - joint research,
 - exchange of data, methods and information,
 - development of standardized procedures,
 - publications in the CHR series.
- Making a contribution to the solution of cross-border problems through the formulation, management and provision of:
 - information systems (CHR Rhine GIS),
 - models, e.g. models for water management and the Rhine Alarm model.

Co-operating countries:

Switzerland, Austria, Germany, France, Luxembourg and The Netherlands.

Relationship with UNESCO and WMO:

The CHR was founded in 1970 following advice by UNESCO to promote closer co-operation between international river basins. Since 1975, the work has been continued within the framework of the International Hydrological Programme (IHP) of the UNESCO and the Operational Hydrological Programme (OHP) of the WMO.

Selection of CHR activities in 2003:

Changes in the discharge regime

Climatic changes and intervention by man in the Rhine catchment area may bring about a change in the discharge regime. A CHR study concentrates on investigating long series of discharges. It attempts to explain differences in series of measurements, e.g. as a result of changes in soil use and/or other human intervention.

Sediment

Sedimentation and erosion can lead to problems in the navigable depth for shipping, to dehydration, to undermining of foundations, as well as to damage to nature and the landscape. CHR research concentrates on the study of morphological models used in the Rhine catchment area.

Rhine GIS

The Geographical Information System is a database for the Rhine catchment area, holding digitized geographical and hydrological parameters. The database also covers meteorological time series.

The CHR Rhine GIS is used in increasingly more studies, to which the CHR is a partner.

The Rhine Alarm model forecasts the progress of pollution following the discharge of harmful substances. In co-operation with its users, the model's user friendliness and sturdiness was considerably improved recently.

Climatic change

CHR intends to organize a workshop mid 2003 on the state of the art in the field of climatic change in the Rhine catchment area, carried out as a panel discussion. In this meeting, for which selected experts will be invited, themes like variability of climatic and hydrological parameters, development and interpretation of (regional) climatic scenarios as well as the discharge regime and hydrological extremes will be discussed.

For more information on the CHR, refer to the web site: www.chr-khr.org.

KOLOPHON

Publikation der CHR/KHR
Sekretariat , Postfach17
8200 AA Lelystad
Niederlande
Email: info@chr-kh.org
Website: www.chr-khr.org

Übersetzungen: Jason, Translation Services
Maasbree

Drucker: Veenman drukkers
Ede

ISBN: 90-36954-98-3

Bild Titelblatt: R. Fokkema (RIZA)

