

Modellierung von Sedimenttransport und Morphodynamik

Bert Putzar und Andreas Malcherek

Zusammenfassung

Es werden die grundlegenden Konzepte der Sohlevolution und des Sedimenttransports nicht-kohäsiver Sedimente eingeführt. Anhand von Beispielen werden Ansätze zur Behandlung von Sedimentklassen und zur Prädiktion von Sohlformen vorgestellt. Der Einfluss von Unterhaltungsmaßnahmen in Seeschiffahrtsstraßen auf die langfristige Sohlentwicklung wird im Rahmen eines Langfristmodells aufgezeigt.

Schlagwörter

Sedimenttransport, Morphodynamik, Sohlevolution, Küstenzone, fraktionierter Sedimenttransport, Dünen, Riffel, Sohlrauheit, Unterhaltungsmaßnahmen, Langfristmodellierung

Summary

This article summarizes general concepts for morphodynamic modelling and sediment transport in the coastal zone. Firstly, basic concepts with respect to non-cohesive sediments are introduced. The following sections describe techniques to model fractionated sediment transport and to predict bed forms as well as the related bed roughness. The last section is devoted to the simulation of dredging and dumping activities in the context of long term morphodynamic simulations.

Keywords

sediment transport, morphodynamics, bed evolution, coastal zone, fractionated sediment transport, dunes, ripples, bed roughness, dredging and dumping, long-term morphodynamic modelling

Inhalt

1	Einleitung.....	98
2	Grundlegende Konzepte des natürlichen Sedimenttransports.....	98
	2.1 Die Sohlevolutionsgleichung.....	99
	2.2 Die Sohl Schubspannung und der Transportbeginn.....	100
	2.3 Geschiebetransport.....	102
	2.4 Schwebstofftransport.....	103
3	Fraktionierter Sedimenttransport.....	105
	3.1 Vertikale Diskretisierung der Gewässersohle.....	105
	3.2 Sedimentsortierung in einer tide- und gezeitenbeeinflussten Bucht.....	106

4	Prädiktion von Dünen und Riffeln	107
4.1	Korn- und Formrauheit	107
4.2	Prädikierte Sohlformhöhen und resultierende Sohlrauheit	108
5	Einfluss von Unterhaltungsmaßnahmen auf die Sohlentwicklung.....	110
5.1	Modellierung von Unterhaltungsmaßnahmen	110
5.2	Langfristige Sohlentwicklung im Mündungsbereich der Elbe.....	111
6	Schriftenverzeichnis.....	112

1 Einleitung

Die Modellierung der fortwährenden Änderung der Lage der Gewässersohle und der Struktur des darunter liegenden Bodens der Küstengewässer ist eine auch heute immer noch große wissenschaftliche Herausforderung. Dies liegt vor allem an der Vielzahl der beteiligten Prozesse. Sie reichen von den unterschiedlichen Skalen der beteiligten Strömungen wie Turbulenz, Seegang, Gezeiten, langfristige Strömungen (MALCHEREK 2010a) über die Zusammensetzung der beteiligten Sedimente zu den biologischen Prozessen bis zu anthropogenen Eingriffen, wie zum Beispiel Baggern und Verklappen als Unterhaltungsmaßnahmen oder Rohstoffgewinnung.

Der vorliegende Beitrag möchte die heute gängigen Ansätze vorstellen, die in den meisten Sedimenttransportmodellen implementiert sind. Schwerpunkt bilden die nicht-kohäsiven Sedimente, die im Küstenbereich vor allem durch sandige Sedimentfraktionen repräsentiert werden. Die Vielzahl von empirischen Formulierungen und speziellen Modellen zu einzelnen hervorgehobenen Prozessen kann und soll dabei nicht abgedeckt werden. Vielmehr soll ein Schwerpunkt darauf gelegt werden, die in die unterschiedlichen Prozessmodelle eingehenden Prämissen und die damit verbundenen Schwierigkeiten, Beschränkungen und Kenntnislücken zu skizzieren.

Bei kohäsiven Sedimenten stehen andere Mechanismen im Vordergrund als bei sandigen Sedimenten. Eine Einführung in dieses Thema und weitergehende Untersuchungen geben MALCHEREK (2010b), MALCHEREK und CHA (2011) sowie WEHR und MALCHEREK (2012), in dem ein isopyknisches numerisches Modell zur Simulation kohäsiver Transportprozesse im Tidebereich vorgestellt wird. Ein weiteres Forschungsfeld stellen Sedimentmixturen dar. Zur Einführung in die Modellierung der Interaktion von kohäsiven und nicht-kohäsiven Gewässersohlen sei auf DONG (2007) und JACOBS et al. (2010) verwiesen.

2 Grundlegende Konzepte des natürlichen Sedimenttransports

Die Gewässersohle natürlicher Gerinne besteht in Regel aus einer Mixtur von Sedimentkörnern mit unterschiedlichen Eigenschaften sowie diversen biologischen Komponenten. Sie bilden ein Gerüst, dessen Hohlräume durch das anstehende Wasser gefüllt sind und dessen struktureller Zusammenhalt durch chemische sowie biologische Prozesse beeinflusst werden kann. Sortierungsprozesse und die geologische Geschichte des Bodens führen sowohl zu einer horizontalen als auch vertikalen Strukturierung.

Dieser komplexe Aufbau kann i. A. nicht exakt deterministisch beschrieben werden. Stattdessen werden im Rahmen der numerischen Modellierung das bewegliche Sediment der Gewässersohle und der daran angrenzende Wasserkörper als Kontinuum aufgefasst (Abb. 1) und ihre Physik durch mathematische Modelle beschrieben. Sie wird insbesondere durch die Größe, die Form und die Beschaffenheit der Sedimentpartikel sowie durch den Wassergehalt näher klassifiziert.

Im einfachsten Fall liegt eine einförmige Sedimentverteilung kugelförmiger Sedimentpartikel mit einem Durchmesser größer als $64\ \mu\text{m}$ vor. Damit wird der Fall nichtkohäsiver Sedimente vorausgesetzt, bei dem die elektrochemischen Kräfte vernachlässigbar klein gegenüber der Gewichtskraft eines Korn sind. Dieses Konzept wird in den nachfolgenden Erläuterungen dieses Abschnitts zu Grunde gelegt. Eine Erweiterung stellen Sedimentpartikel mit unterschiedlichem Durchmesser dar. Dann können anhand der Kornverteilungskurve Sedimentfraktionen gebildet werden und die physikalischen Prozesse inhomogener Sedimentverteilungen modelliert werden. Die Ansätze dazu werden in Kapitel 3 erläutert.

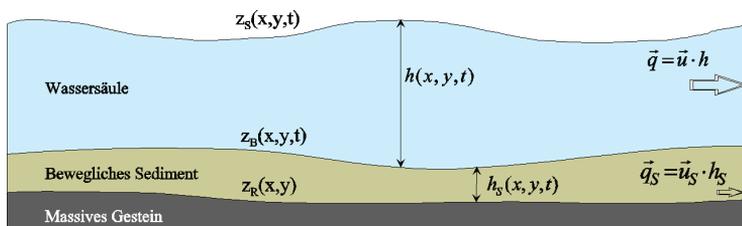


Abbildung 1: Konzeptioneller Aufbau eines Gewässers mit beweglicher Sohle.

2.1 Die Sohlevolutionsgleichung

Fast alle morphodynamisch-numerischen Modelle beginnen mit der Sohlevolutions- oder Exnergleichung als Basis der konzeptionellen Modellbildung. Sie beschreibt die Änderung der geodätischen Lage der Sohle z_B in Abhängigkeit der Zeit t durch die Transporte von Geschiebe und Schwebstoff:

$$(1-n) \frac{\partial z_B}{\partial t} = -\text{div} \vec{q}_S + \frac{\Phi_S}{\rho_S} \quad (1)$$

Darin sind der dimensionslose Parameter n die Porosität, $\vec{q}_S = (q_{Sx}, q_{Sy})^T$ die horizontale volumetrische Geschiebetransportrate in $[\text{m}^2/\text{s}]$, Φ_S in $[\text{kg}/\text{m}^2\text{s}]$ der vertikale Sedimentfluß von Schwebstoffen und ρ_S in $[\text{kg}/\text{m}^3]$ die Sedimentdichte. Die Porosität stellt das Verhältnis zwischen Wasservolumen und dem Gesamtvolumen von Wasser und Sediment dar und liegt für sandige Sedimente bei etwa 0.3. Eine Prädiktion dieses Parameters wird in MALCHEREK und PIECHOTTA (2004) vorgestellt. Die Trockendichte des Sediments wird i.A. mit $\rho_S = 2650\ \text{kg}/\text{m}^3$ angeben.

Wie erwähnt wurde, kann bei der Bewegung von Sedimenten zwischen Geschiebetransport und Schwebstofftransport unterschieden werden. Bei der ersten Bewegungsart bewegen sich die Sedimentpartikel an der Sohle durch Rollen oder Springen fort. Sind die sohnahen Turbulenzen groß genug, um dem Absinken des Partikels dauerhaft entgegen

zu wirken, spricht man von Schwebstofftransport. Hierbei werden die Partikel aus der Sohle gelöst und in der Wassersäule mit der Strömung transportiert.

Zur Interpretation der Sohlevolutionsgleichung werden die beiden Transportarten getrennt für den eindimensionalen Fall betrachtet. Für Geschiebetransport in x-Richtung lautet die rechte Seite von Gleichung 1 nur noch $\partial q_{sx} / \partial x$. Demnach ändert sich die Sohle nicht, wenn ebenfalls die Geschiebetransportrate räumlich konstant ist. Es liegt ein Gleichgewicht vor. Nimmt dagegen q_{sx} in x-Richtung zu, dann wird weniger Sediment zu- als abgeführt. Die Sohle tieft sich ein. Entsprechend liegt der Depositionsfall vor, wenn sich die Geschiebetransportrate verringert und somit $\partial q_{sx} / \partial x$ negativ ist. Im Fall des Schwebstofftransports ist der Austausch von Sedimenten zwischen Wassersäule und Sohle entscheidend. Ist der Sedimentfluss ausgeglichen gilt $\Phi_s = 0$ und die Sohle ändert sich nicht. Bei einer negativen Bilanz wird mehr Sediment entnommen, als der Sohle zugeführt. Sie tieft sich ein. Der Depositionsfall liegt wieder dann vor, wenn der Sedimentfluss positiv ist.

Diese Betrachtungen zeigen, dass für die Sohlentwicklung die Gradienten des Geschiebetransports und die Bilanz des vertikalen Austausches entscheidend sind. Zudem kann Sedimenttransport stattfinden auch wenn keine Sohländerung vorliegt. Es gilt also zu klären, ab welcher Strömungsbelastung Sediment transportiert werden kann und wie es in Form von Geschiebetransport und Schwebstofftransport quantifiziert werden kann.

2.2 Die Sohlschubspannung und der Transportbeginn

Die Wechselwirkung zwischen Strömung und Gewässersohle wird über die Sohlschubspannung $\bar{\tau}_B$ in $[\text{N}/\text{m}^2]$ modelliert. Sie lautet unter Annahme eines logarithmischen Geschwindigkeitsprofils und der äquivalenten Sohlrauheit k_s in $[\text{m}]$ für hydraulisch rauhe Sohlen wie folgt:

$$\bar{\tau}_B = \rho \frac{\kappa^2}{\left(\ln \frac{12h}{k_s}\right)^2} \|\bar{u}\| \bar{u} \quad (2)$$

Es sind ρ in $[\text{kg}/\text{m}^3]$ Dichte des Wassers, κ die dimensionslose von Karmann-Konstante, $\bar{u} = (u_x, u_y)^T$ in $[\text{m}/\text{s}]$ die tiefengemittelten Strömungsgeschwindigkeiten und b in $[\text{m}]$ die Wassertiefe. Die äquivalente Sohlrauheit k_s kann nach Nikuradse in Relation zum anstehenden Sediment gesetzt werden. Zu ihrer Berechnung existiert eine Vielzahl von Formulierungen, die im Wesentlichen von einem charakteristischen Korndurchmesser sowie einem Skalierungsfaktor abhängen. Stellvertretend sei der Zusammenhang $k_s = 3d_{90}$ genannt. Für dreidimensionale Strömungsmodelle ist an Stelle von Gleichung 2 die Definition der Schubspannung einzusetzen.

Natürliche Gerinne weisen häufig Sohlformen auf, welche zusätzlich Strömungsenergie dissipieren. Nach VAN RIJN (1993) kann in diesem Fall die Sohlrauheit als Summe aus Kornrauheit k_s^g und Formrauheit k_s^f aufgefasst werden. Darauf wird in Kapitel 4 näher eingegangen. Für den Sedimenttransport ist die auf die Sedimentpartikel wirkende Belastung von Bedeutung. Sie kann berechnet werden, indem für die Sohlrauheit die Kornrau-

heit in Gleichung 2 eingesetzt wird. Die als effektive Sohlschubspannung $\bar{\tau}'_B$ bezeichnete Größe lautet demnach:

$$\bar{\tau}'_B = \rho \frac{\kappa^2}{\left(\ln \frac{12h}{k_s^g}\right)^2} \|\bar{u}\| \bar{u} \quad (3)$$

Sie stellt die morphologisch wirksame Sohlschubspannung dar und ist für Sedimenttransportberechnungen von essentieller Bedeutung.

Eine zentrale Fragestellung von Transportberechnungen ist, ab welcher Sohlbelastung das mobile Sediment in Bewegung geraten kann. Ein in morphodynamischen Modellen weit verbreiteter Ansatz basiert auf den Untersuchungen von Shields zur kritischen Sohlschubspannung. Dabei wird davon ausgegangen, dass Sediment erst bei Überschreiten eines Grenzwertes, dem dimensionslosen Shields-Parameter θ_{cr} , in Bewegung gerät. Shields selbst gibt keinen funktionalen Zusammenhang an, sondern stellt seine Ergebnisse in Abhängigkeit von dimensionslosen Parametern grafisch dar. In später darauf aufbauenden Arbeiten wurden Kurven durch diese Daten gelegt. In der Literatur sind etliche funktionale Zusammenhänge zur Berechnung von θ_{cr} zu finden. Stellvertretend ist in Abb. 2 der Ansatz von BROWNLIE (1981) dargestellt.

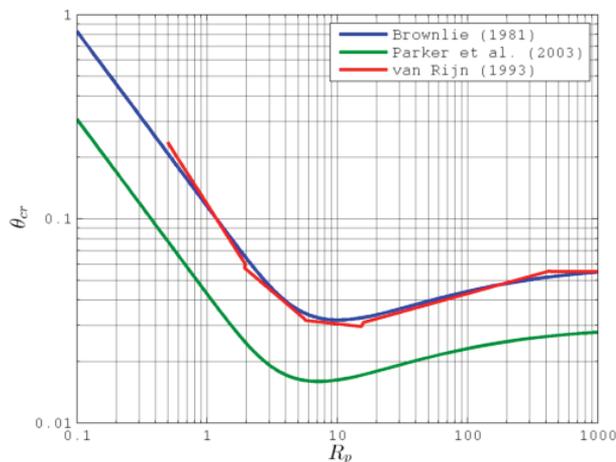


Abbildung 2: Kritische Sohlschubspannung θ_{cr} des Transportbeginns in Abhängigkeit von der Korn-Reynoldszahl.

Der Verlauf der Kurve bzw. des Shields-Diagramms ist allgemein bekannt und bereits ausreichend diskutiert worden (BUFFINGTON und MONTGOMERY 1997; VAN RIJN 2007). Hervorgehoben werden soll, dass dieser Kurvenfit naturgemäß die Messungen von Shields repräsentiert, jedoch θ_{cr} besonders für grobe Sedimente eher überschätzen soll. In Abb. 2 ist daher der Ansatz nach PARKER et al. (2003) eingezeichnet, bei dem der Ansatz von BROWNLIE (1981) mit 0.5 skaliert wird. Er soll den Transportbeginn besser repräsentieren. Allein diese beiden Formeln zeigen die Spannweite auf, die zur Bestimmung einer kritischen Sohlschubspannung vorliegt. Hinzu kommt, dass es sich bei turbulenten Strömungen, von der in natürlichen Gewässern ausgegangen werden kann, um einen stochastischen Prozess handelt (ZANKE 2002). Spannungsspitzen am Einzelkorn

durch turbulente Fluktuationen werden durch die in Abb. 2 gezeigten Funktionsverläufe nicht repräsentiert. Trotzdem hat sich der Ansatz mit θ_{cr} bewährt, da er einen Grenzwert darstellt, ab dem signifikant Sediment transportiert wird und nicht nur ein paar wenige Partikel.

Abb. 2 zeigt eine weitere Kurve. Dargestellt ist die stückweise Parametrisierung nach VAN RIJN (1993), die häufig in numerischen Modellen verwendet wird. Angemerkt werden soll, dass sie die kritische Sohlschubspannung gut wiedergibt, jedoch Diskontinuitäten an den Übergängen aufweist. Diese könnte zu numerischen Instabilitäten führen und sollte nach Ansicht der Autoren keine Verwendung finden. Ansätze wie die von BROWNLIE (1981), PARKER et al. (2003) oder ZANKE (2001) sind vorzuziehen.

2.3 Geschiebetransport

Den Sedimenttransport an der Sohle zu berechnen, ist eine der entscheidenden Schritte der morphodynamischen Simulation. In der Literatur findet sich eine nahezu unüberschaubare Anzahl von mehr oder weniger empirisch hergeleiteten Formeln, die bereits in der Vergangenheit, z. B. in ZANKE (1982), ausführlich untersucht wurden. Sie haben einen auf den verwendeten Daten basierenden Gültigkeitsbereich, so dass auch heutzutage immer wieder neue Ansätze für andere Fragestellungen, beispielsweise für den Transport unter Seegangs- und Tideeinfluß (CAMENEN und LARSON 2005; MALCHEREK und KNOCH 2005; VAN DER A et al. 2013), veröffentlicht werden.

Die Mehrzahl der Geschiebetransportformeln lassen sich in zwei Klassen einteilen. Es existieren Schwellenwertformeln, bei denen Sediment erst transportiert wird, wenn die kritische Sohlschubspannung überschritten wird. In allgemeiner Form lassen sich viele dieser Ansätze beschreiben als

$$q_S = m(\theta' - \theta_{cr})^n \alpha \quad (4)$$

Darin sind q_S der Betrag der Geschiebetransportkapazität in $[\text{m}^2/\text{s}]$, m und n formelabhängige Parameter und $\theta' = \tau'_B / ((\rho_S - \rho)gd_{50})$ die effektive dimensionslose Sohlschubspannung mit der Gravitationsbeschleunigung g in $[\text{m}/\text{s}^2]$ und dem Korndurchmesser d_{50} in $[\text{m}]$. Weiterhin ist $\alpha = ((s-1)gd_{50}^3)^{1,5}$ in $[\text{m}^2/\text{s}]$ mit der spezifischen Dichte $s = \rho_S / \rho$. Die vektorielle Transportrate folgt aus dem Strömungsfeld in x- und y-Richtung. Die klassische Transportformel nach MEYER-PETER und MÜLLER (1948) gehört ebenso dazu wie z. B. auch die auf einer Reanalyse von Daten basierenden Formel nach NIELSEN (1992). Daneben wurden Formeln entwickelt, die diesen Schwellenwert nicht berücksichtigen, wie der probabilistische Ansatz von EINSTEIN (1950) oder die für Küstenlängstransport entwickelte Formel in BIJKER (1968).

Bei großen Sohlgradienten übt die Gravitation einen erheblichen Einfluss auf den Betrag und die Richtung des Geschiebetransports aus. Um diesen Effekt zu berücksichtigen, existieren eine Reihe von Ansätzen, welche den Transportvektor, die kritische Sohlschubspannung oder die gesamte Transportformel modifizieren (z. B. SOULSBY 1997; CHENG et al. 2010). Ist der Sohlgradient größer als der innere Reibungswinkel, treten Hangrutschungen auf, die gesondert zu behandeln sind.

Zur Charakterisierung des Geschiebetransports im Küstenbereich sei beispielhaft ein Simulationsergebnis mit der Formel nach MEYER-PETER und MÜLLER (mit $m=8$ und $n=1,5$ in Gleichung 4) für den Flutstrom in Abb. 3 dargestellt. Als Belastung wurde nur die Tide eingesteuert und Feinsand als Sedimentbelegung verwendet. Demnach mobilisiert die Gezeitenströmung großräumig Sediment in der Deutschen Bucht. Allerdings sind die Transportraten im Verhältnis zu den Maximalwerten einige Größenordnungen geringer. Diese treten in den Seegatten und Ästuaren auf, in denen die Sohlschubspannungen hoch sind. In diesen Gebieten wäre somit mit besonders hohem Geschiebetransport zu rechnen. In den flachen Bereichen nimmt die Transportrate merklich ab. Auf den Wattflächen simuliert das Modell keinen nennenswerten Transport durch alleinige Gezeitenbelastung.

Das gezeigte Beispiel kann lediglich einen groben Einblick von der Geschiebedynamik im Küstenbereich vermitteln, denn die simulierten Ergebnisse hängen stark von der verwendeten Transportformel und weiteren Sedimenteigenschaften sowie den eingesteuerten Belastungen ab. Die Geschiebetransportraten können je nach Ansatz um ein Vielfaches variieren und somit zu einer anderen Sohlevolution führen. Außerdem wurde in der Simulation vorausgesetzt, dass immer genügend Sediment für die nach Gleichung 4 prognostizierte Transportkapazität zur Verfügung steht und diese direkt als tatsächliche Geschiebetransportrate in der Sohlevolutionsgleichung eingesetzt werden kann. Limitierter Sedimenttransport ist numerisch weitaus schwieriger zu behandeln (MALCHEREK 1997).

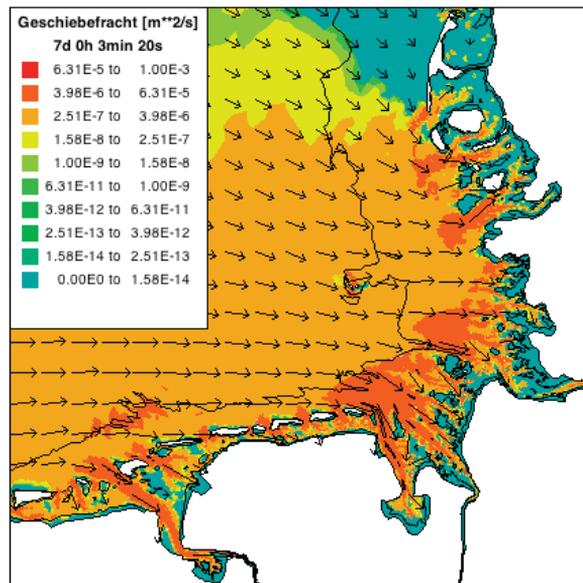


Abbildung 3: Beispiel zur Geschiebetransportrate bei Flutstrom mit der Formel nach Meyer-Peter und Müller.

2.4 Schwebstofftransport

Der dreidimensionale Transport von Schwebstoffen kann mit der skalaren Advektions-Diffusionsgleichung beschrieben werden:

$$\frac{\partial c}{\partial t} + \text{div}(c\bar{u}_S) = \text{div}(\varepsilon_S \text{grad} c) \quad (5)$$

Darin sind c die volumetrische Sedimentkonzentration im Wasser in $[\text{m}^3/\text{m}^3]$, $\bar{u}_S = (u, v, w - w_S)^T$ der Geschwindigkeitsvektor mit dem Sediment advektiert wird, w_S die Sinkgeschwindigkeit in $[\text{m}/\text{s}]$ und ε_S die Sedimentdiffusivität (JULIEN 2010). Die Sinkgeschwindigkeit kann durch Formeln wie z. B. nach VAN RIJN (1993) berechnet werden. Allerdings muss angemerkt werden, dass gerade in der Küstenzone Effekte, wie zum Beispiel Flokulation (MALCHEREK 1994) oder Sedimentmixturen, eine exakte Bestimmung der Sinkgeschwindigkeit erheblich erschweren.

Als Randbedingung an der Wasseroberfläche wird angenommen, dass kein Sediment durch sie hindurchtritt. Sohl nah kann dagegen ein vertikaler Sedimentfluss zwischen Wasserkörper und Gewässerboden vorliegen. Er wird in einer bestimmten Höhe über der Sohle, welche die Dicke der geschiebeführenden Schicht darstellt, definiert. Der Sedimentfluss hängt von den Sedimenteigenschaften, der Sohlbeschaffenheit und der wirkenden Sohlschubspannung ab. Er wird in einen Erosions- und einen Depositionsfluss aufgeteilt. Zur Modellierung existieren verschiedene Ansätze. Der Erosionsfluss wird häufig in Form eines Potenzgesetzes in Abhängigkeit der überschüssigen Sohlschubspannung $\max(0, \tau'_B - \tau_{cr})$ beschrieben (z. B. nach Partheniades), während der Depositionsfluss im einfachsten Falls direkt von der sohl nahen Konzentration und der Sinkgeschwindigkeit abhängt.

Wird die dreidimensionale Schwebstofftransportgleichung (Gleichung 5) über die Tiefe gemittelt, erhält man die zweidimensionale Transportgleichung. In ihr erscheinen der Erosionsfluss und der Depositionsfluss als Quell- und Senkterm. Problematisch ist die Bestimmung des Depositionsflusses, der eigentlich von der sohl nahen Sedimentkonzentration abhängt. Eine Möglichkeit ist die Annahme, dass sich eine Gleichgewichtskonzentration einstellen muss, bei der sich Erosionsfluss und Depositionsfluss aufheben. Auf ihrer Basis wird dann der im numerischen Modell notwendige Nettofluss zum Erreichen dieses Zustandes berechnet.

Das Ergebnis einer tiefengemittelten Schwebstofftransportgleichung ist in Abb. 4 dargestellt. Für einen Vergleich mit der Geschiebetransportrate wurde aus der Sedimentkonzentration die Schwebstofftransportrate berechnet. Im gesamten Modellgebiet wurde als mobiles Sediment Feinsand definiert und nur die Gezeitenströmung simuliert. Weiterhin wurde eine Gleichgewichtskonzentration zur Modellierung des Erosions- und Depositionsflusses angenommen. Auch bei diesem Transportmodus wird durch den Flutstrom weiträumig Sediment mobilisiert. Die höchsten Schwebstofftransportraten werden in den Ästuaren und Rinnen erzeugt. Hier wird durch die Strömung eine hohe Sohlschubspannung erzeugt und große Mengen an Sediment in die Wassersäule transportiert. Auf den Wattflächen ist dagegen nur eine geringe Mobilisierung von Sedimenten für den dargestellten Strömungszustand zu erkennen. In diesen Bereichen lagert sich ein Teil der durch die Tide transportierten Schwebstofffracht ab.

Sowohl bei einer dreidimensionalen als auch bei der zweidimensionalen Transportgleichung ist im Endeffekt entscheidend, wie viel Sediment an der Sohle in den Wasserkörper eingetragen wird oder ihn verlässt. Der Nettofluss erscheint in der Sohlvolutionsgleichung und führt ggf. zu einer Sohländerung. Die verwendeten Formulierungen für den Depositions- und Erosionsfluss sowie für die Sinkgeschwindigkeit sind

wesentliche Faktoren, die das morphodynamische Ergebnis erheblich beeinflussen können. Interessant ist zudem, dass die transportierten Mengen um Größenordnungen höher sein können als bei Geschiebetransport und entscheidend zum Sedimenthaushalt beitragen. Somit sollte der Modellierung des Schwebstofftransports eine besondere Aufmerksamkeit gewidmet werden.

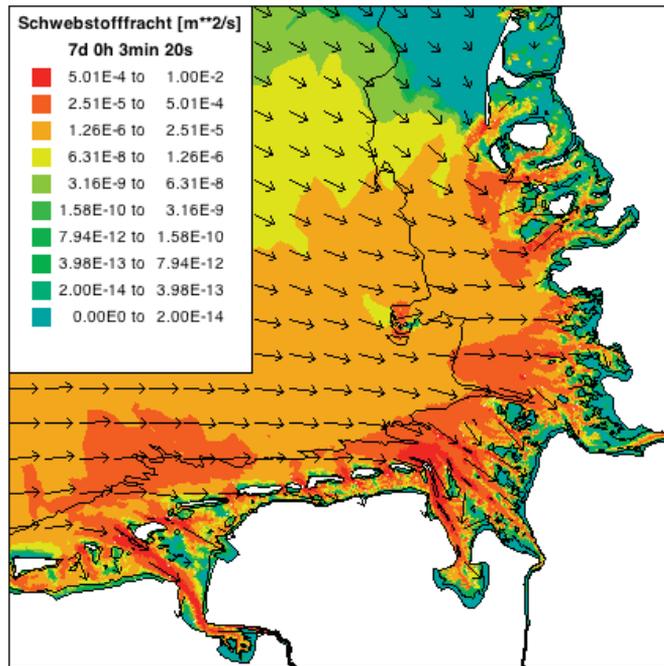


Abbildung 4: Beispiel zum tiefengemittelten Schwebstofftransport bei Flutstrom.

3 Fraktionierter Sedimenttransport

Die Gewässersohle natürlicher Gerinne besteht in der Regel aus einer Mixtur von unterschiedlichen Sedimenten. Da Sohl Schubspannung, Transportbeginn und Sedimenttransportrate von der Korngröße abhängen, sind weitergehende Konzepte als die bisher vorgestellten notwendig. Die Sohlzusammensetzung kann in Form von Sedimentklassen, denen jeweils ein charakteristischer Korndurchmesser zugewiesen wird, diskretisiert und als initiale Sedimentbelegung abgespeichert werden. Eine andere Möglichkeit besteht darin, eine Lognormalverteilung der Sedimentklassen anzunehmen. Die statistischen Parameter zur Beschreibung des Funktionsverlaufs werden abgespeichert und können sich im Simulationsverlauf ändern. Auf dieses Konzept soll an dieser Stelle nicht weiter eingegangen werden.

3.1 Vertikale Diskretisierung der Gewässersohle

Der Sedimenttransport in Abhängigkeit von der Korngröße führt zu einer Sortierung in der obersten, an den Wasserkörper angrenzenden Sedimentschicht.

Ein Konzept zur Modellierung dieses Phänomens ist das Active-Layer-Konzept. Der Gewässerboden wird in eine an den Wasserkörper angrenzende Schicht (Active-Layer) und eine darunterliegende transportinaktive Schicht geteilt. Weitere Schichten können bis zu einem nicht weiter erodierbaren Bodenhorizont folgen. Der horizontale Sedimenttransport und der Austausch von Sedimenten mit der Wassersäule finden nur im Active-Layer statt. Die Dicke wird vom Benutzer vorgegeben oder z. B. in Abhängigkeit vom Korndurchmesser oder der Sohlschubspannung berechnet.

Der fraktionierte Geschiebetransport kann beispielsweise dadurch modelliert werden, indem der Transportbeginn und die Geschiebetransportrate mit einem für die Sedimentzusammensetzung charakteristischem Korndurchmesser berechnet werden. Die Transportrate wird dann anteilig auf die vorhandenen Sedimentfraktionen aufgeteilt und die Sohlevolutionsgleichung gelöst. Beim Schwebstofftransport können die berechneten Erosions- und Depositionsflüsse auf eine vergleichbare Art und Weise ermittelt werden. Durch die Fraktionierung des Sediments können Effekte wie Hiding/Exposure berücksichtigt werden.

Sowohl im Active-Layer als auch in den möglichen darunterliegenden Schichten muss eine initiale Sedimentverteilung vorgegeben werden. Durch den Geschiebe- und Schwebstofftransport in Sedimentklassen ändert sich im Verlauf einer Simulation nicht nur die Sohllage, sondern auch die Zusammensetzung der Sohle.

3.2 Sedimentsortierung in einer tide- und gezeitenbeeinflussten Bucht

In Abb. 5 ist ein Auszug aus einer Studie zur Entmischung im Jadebusen nach MALCHEREK und KNOCH (2004) dargestellt. Verwendet wurden sieben Sedimentfraktionen von Mittelschluff bis hin zu sehr groben Sand. Berücksichtigt wurde sowohl die Sohlschubspannung aus Gezeiten als auch die Seegangswirkung. Die initiale Sedimentbelegung ist beispielhaft für Feinsand dargestellt. Sie wurde durch Interpolation von Messdaten generiert und weist deutliche Artefakte auf. Die reale Gewässerstruktur, die durch eine Vielzahl von Prielen und Rinnen gekennzeichnet ist, wird kaum repräsentiert.

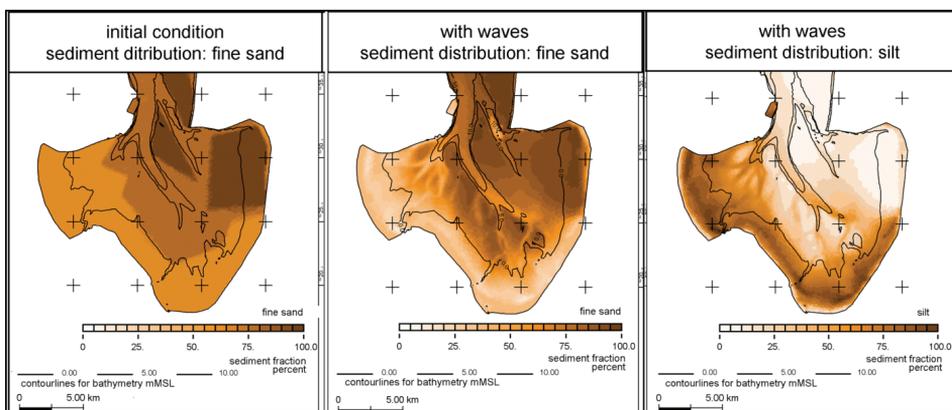


Abbildung 5: Initiale Verteilung von Feinsand sowie Feinsand und Schluff nach 9 simulierten Tagen.

Nach einem Zeitraum von 9 Tagen ist eine deutliche Veränderung der Sedimentzusammensetzung nachweisbar. Es ist eine Strukturierung entsprechend der morphologischen Struktur erkennbar. Aufgrund der vorherrschenden Windrichtung aus Westen liegen eine niedrige Seegangsbelastung im Westen und eine hohe Seegangsbelastung im Osten vor. Daraus resultiert ein höherer Anteil feiner Sedimente in der Tidewechselzone im westlichen Teil des Jadebusens, skizziert am Beispiel von Schluff. Dagegen nimmt dort der Anteil von Feinsanden ab. Im Ostteil ist die Sohlbelastung so groß, dass das Sediment im Wesentlichen aus Feinsand besteht.

Diese Ergebnisse zeigen eindrucksvoll die Leistungsfähigkeit komplexer morphodynamischer Modelle. Der Nachteil des Active-Layer-Konzepts besteht jedoch darin, dass Informationen über die Schichtung des Sediments während eines Rechenlaufs verloren gehen. Neue Entwicklungen versuchen dies über Bookkeeping-Algorithmen zu berücksichtigen (MERKEL und KOPMANN 2012).

4 Prädiktion von Dünen und Riffeln

Besteht die Sohle aus beweglichem Sediment, können sich Sohlformen unter bestimmten Strömungszuständen und bei entsprechendem Sohlsubstrat ausbilden (YALIN 1992). Dabei sind in Abhängigkeit von der Sohlbelastung die Stadien des Entstehens, des Bestehens und des Vergehens zu unterscheiden. Im Küstenbereich lassen sich klassischerweise raueheitsrelevante Sohlformen in Dünen und Riffel unterteilen. Letztere können durch Tideströmung oder durch Seegangsbelastung erzeugt werden. Zudem können Dünen und Riffel gleichzeitig auftreten und sich überlagern.

4.1 Korn- und Formrauheit

Sind Sohlformen präsent, erhöht sich die Rauheit der Sohle gegenüber der reinen Kornrauheit signifikant. In diesem Fall muss zwischen der Rauheit der Körner, die für eine Berechnung des Sedimenttransports herangezogen wird, und der für die Strömung relevanten Rauheit unterschieden werden. Nach VAN RIJN (1993) kann die äquivalente Sohlrauheit aufgeteilt werden in:

$$k_S = k_S^g + k_S^f \quad (6)$$

Demnach setzt sich k_S aus der vom Sediment abhängigen Kornrauheit k_S^g und der von der Ausbildung der Sohle abhängigen Formrauheit k_S^f zusammen. Die Formrauheit kann weiter unterteilt werden in eine Riffelrauheit k_S^r und eine Dünenrauheit k_S^d . Nach VAN RIJN können die Einzelrauheiten berechnet werden als:

- die Kornrauheit: $k_S^g = 3d_{90}$
- die Formrauheit durch Riffel: $k_S^r = \alpha_r \gamma_r \Delta_r^2 / \lambda_r$
- die Formrauheit durch Dünen: $k_S^d = 1,1 \gamma_d \Delta_d (1 - \exp(-25 \Delta_d / \lambda_d))$

Darin sind α_r und γ_r Wichtungsfaktoren. Für α_r werden in der Literatur Werte zwischen 8,0 (VAN RIJN 1993), 20,0 (NIELSEN 1992) bis hin zu 27,7 (GRANT und MADSEN 1982) angegeben. Für sich überlagernde Riffel und Dünen oder Sandwellen ist nach VAN RIJN (1993) $\gamma_r = 0,7$, sonst 1. Weiterhin ist Δ_r die Riffelhöhe, λ_r die Riffellänge, Δ_d die

Dünenhöhe und λ_d die Dünenlänge. Für γ_d ist ein Wert von 0,7 für Naturbedingungen anzusetzen.

Die Bestimmung der Formrauheiten lässt sich somit auf die Prädiktion von Länge und Höhe der Sohlform zurückführen. Auf eine detaillierte Beschreibung der Prädiktion von Dünen und Riffeln sei auf MALCHEREK und PUTZAR (2004) sowie PUTZAR und MALCHEREK (2010) verwiesen. Die darin vorgestellten Verfahren berücksichtigen nicht nur die Strömungsverhältnisse und das anstehende Sediment, sondern es wird auch die zeitliche Entwicklung modelliert.

4.2 Prädizierte Sohlformhöhen und resultierende Sohlrauheit

Im Folgenden werden Ergebnisse einer morphodynamischen Simulation mit fraktioniertem Sedimenttransport, Gezeitenbelastung, Seegang und Wind sowie unter Berücksichtigung von Dünen- und Riffelrauheiten beschrieben, dass auf dem Langfristmodell der Deutschen Bucht (in HEYER und SCHROTTKE 2012) basiert.

Abb. 6 zeigt die zeitabhängige Riffelhöhe. Vergleicht man die der Simulation zu Grunde liegende Sedimentverteilung aus HEYER und SCHROTTKE (2012) mit der Riffelhöhe, lässt sich erkennen, dass diese Sohlformen in Bereichen mit vorwiegend kohäsiven Sedimenten nicht oder nur unwesentlich auftreten. Beispiele sind die Schicklinse vor Helgoland oder der Dollart. Dagegen lassen sich auf sandigen Böden Riffelhöhen von maximal 2 cm feststellen. Aber auch hier gibt es Bereiche, in denen keine Riffel auftreten. Hier ist die Sohl Schubspannung aus Gezeiten und Seegang so hoch, dass der Grenzwert einer Riffelexistenz überschritten wird und Riffel verschwinden. Ebenso gibt es Gebiete, in denen die Sohlbelastung nicht ausreicht, um Riffel zu generieren. Die prädizierte Dünenhöhe (Abb. 7) weist dagegen eine andere räumliche Verteilung auf. Diese Sohlformen sind in Rinnen und Ästuaren mit sandigen Sedimenten zu finden. Auch variiert die prädizierte Dünenhöhe von wenigen Zentimetern bis hin zu etwa 2 m. Damit ergibt sich die in Abb. 8 dargestellte Sohlrauheit k_S nach Gleichung 4. Sie ist im Gegensatz zur Kornrauheit k_S^d nicht nur wesentlich höher, sondern weist auch eine größere räumliche und zeitliche Variabilität auf.

Die gezeigten Simulationsergebnisse stellen erste Resultate zur großräumigen Prognose von Sohlformen dar und sind immer noch aktueller Forschungsgegenstand. Die Ergebnisse der Dünen- und Riffelprädiktion hängen von den hydrodynamischen und sedimentologischen Eingangsdaten ab. Im Prinzip müssen auch die Prädiktoren kalibriert werden, um naturähnliche Resultate zu erzielen. Insbesondere muss angemerkt werden, dass die prognostizierten Sohlformen hinsichtlich ihrer Rauheitswirkung kritisch beurteilt werden müssen. VAN RIJN (1993) weist darauf hin, dass für symmetrische Sohlwellen $k_S^f = 0$ gilt. Die zukünftige Herausforderung besteht somit in einer zuverlässigen Prognose tatsächlich rauheitsrelevanter Sohlformen.

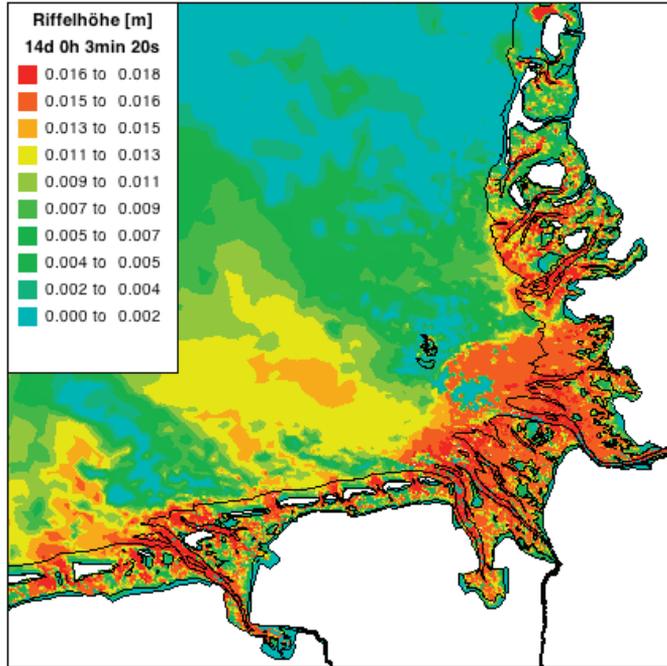


Abbildung 6: Prädizierte Riffelhöhe.

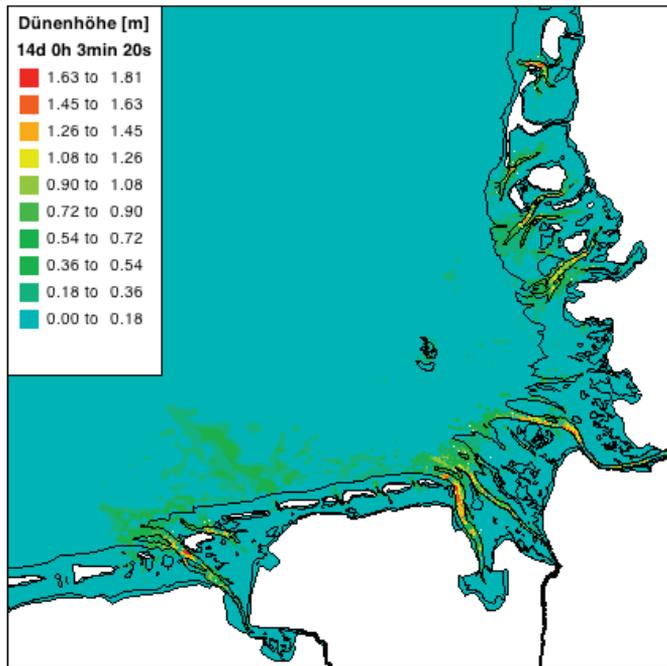


Abbildung 7: Prädizierte Dünenhöhe.

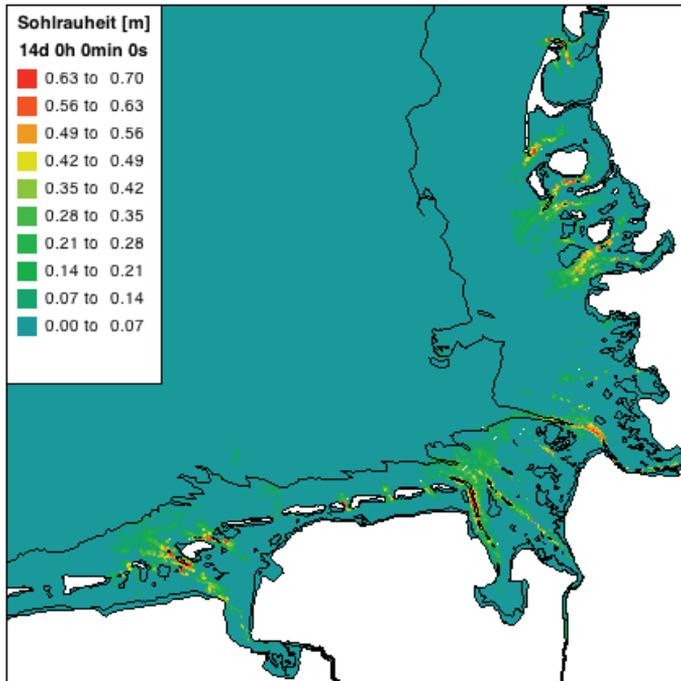


Abbildung 8: Aus prädiktierten Riffel- und Dünenabmessungen berechnete Sohlrauheit.

5 Einfluss von Unterhaltungsmaßnahmen auf die Sohlentwicklung

Während die vorangegangenen Kapitel dem natürlichen Sedimenttransport gewidmet waren, soll nun der anthropogene Einfluss am Beispiel von Unterhaltungsmaßnahmen in Seeschiffahrtsstraßen skizziert werden. Sie können durch die Entnahme und Verklappung von Baggergut einen entscheidenden Einfluss auf den Sedimenthaushalt nehmen.

5.1 Modellierung von Unterhaltungsmaßnahmen

Mit dem Modul DredgeSim (MAERKER und MALCHEREK 2010), entwickelt von der Bundesanstalt für Wasserbau, Karlsruhe, in Kooperation mit dem Institut für Wasserwesen der Universität der Bundeswehr, München, können Bagger- und Verklappstrategien realitätsnah modelliert werden. Es wird mit einem morphodynamisch-numerischen Modell gekoppelt, z. B. ist es in das Simulationssystem Telemac (HERVOUET und BATES 2000) integriert, und bietet die Möglichkeit, Sedimentmanagement zu optimieren und effizienter zu planen.

Im Rahmen des AufMod-Projektes/Teilprojekt 4 (HEYER und SCHROTTKE 2012) wurden für die drei großen deutschen Ästuar der Elbe, der Weser und der Ems Baggerkriterien definiert, die jeweils aktuelle Unterhaltungsstrategie enthalten, und in ein Langfristmodell der Deutschen Bucht (PUTZAR und MALCHEREK 2012; HEYER und SCHROTTKE 2012) eingebunden. Im Wesentlichen wird eine Solltiefe entlang der Fahrrinne vorgeben, die bei Überschreiten zur Entnahme von Sediment führt. In einem

Intervall von einem Jahr wird die Solltiefe geprüft und ggf. Baggeroperationen eingeleitet. Das entnommene Sediment kann wieder in fest definierte Gebiete verklappt werden oder aus dem Simulationsmodell gänzlich entnommen werden. Für eine ausführliche Beschreibung der Unterhaltungsmaßnahmen wird auf das Teilprojekt 4 in HEYER und SCHROTTKE (2012) verwiesen.

5.2 Langfristige Sohlentwicklung im Mündungsbereich der Elbe

Zur Analyse der Auswirkungen von Unterhaltungsmaßnahmen sollen beispielhaft zwei Simulationen über einen Zeitraum von 100 Jahren jeweils ohne und mit Sedimententnahme in der Tideelbe skizziert werden. Bei beiden Rechenläufen wurde ein Korndurchmesser von 0,375 mm verwendet und die Gewässersohle nur durch die Gezeitenströmung belastet. Die Unterhaltungsmaßnahme in der Tideelbe wurde durch eine definierte Solltiefe berücksichtigt. Auf eine Verklappung des entnommenen Sediments wurde verzichtet.

Der Einfluss der Unterhaltungsmaßnahmen auf die simulierte Morphodynamik lässt sich im Mündungsbereich der Elbe besonders deutlich skizzieren. Ohne Unterhaltungsmaßnahmen verlagert sich das Fahrwasser der Außenelbe zwischen dem Großen Vogelsand und dem Gelbsand in Richtung Nordosten, wie Abb. 9 zeigt. Zur Orientierung sind die Baggergebiete als gelbe Polygone dargestellt. Die Fahrrinne wird über eine Länge von 14 km signifikant verfüllt und damit ist die Durchgängigkeit und Sicherheit der Seeschiffahrtstrasse nicht mehr gewährleistet.

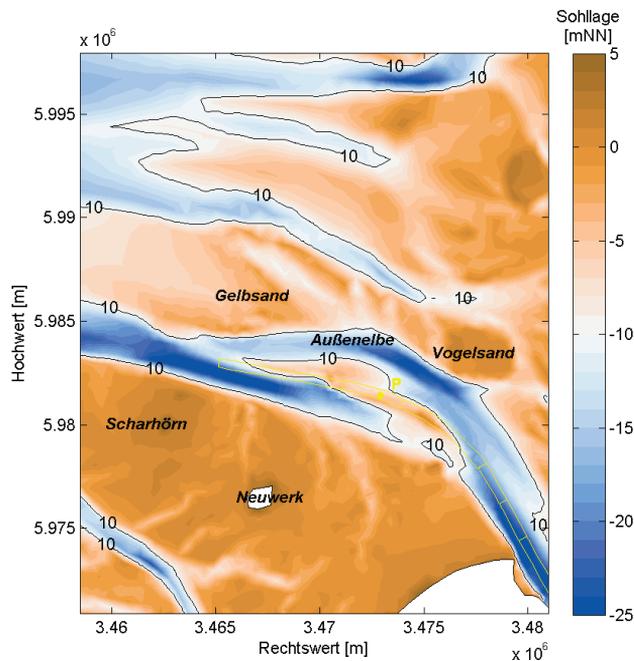


Abbildung 9: Simulierte Sohllage ohne Baggerungen nach 100 Jahren im Mündungsbereich der Tideelbe in die Deutsche Bucht. Die Gebiete in der Fahrrinne, die in der Simulation mit Unterhaltungsmaßnahmen verwendet wurden, sind gelb markiert und erleichtern den Vergleich beider Simulationen.

Wird Baggern simuliert, dann wird die Sohlage entsprechend der Solltiefe korrigiert und Sediment aus der Fahrrinne entnommen (Abb. 10). Dadurch wird die morphodynamische Entwicklung massiv beeinflusst. Zwar wird auch in dieser Simulation weiterhin Sediment in Richtung Nordosten verfrachtet, es kann aber aus der Fahrrinne bei Überschreiten der Solltiefe entnommen werden. Die im Modell simulierte natürliche Tendenz der Fahrwasserungsverlagerung nach Nordosten wird vermindert. Die daraus resultierenden Sohlendifferenzen zwischen beiden Simulationen betragen bis zu 17 m.

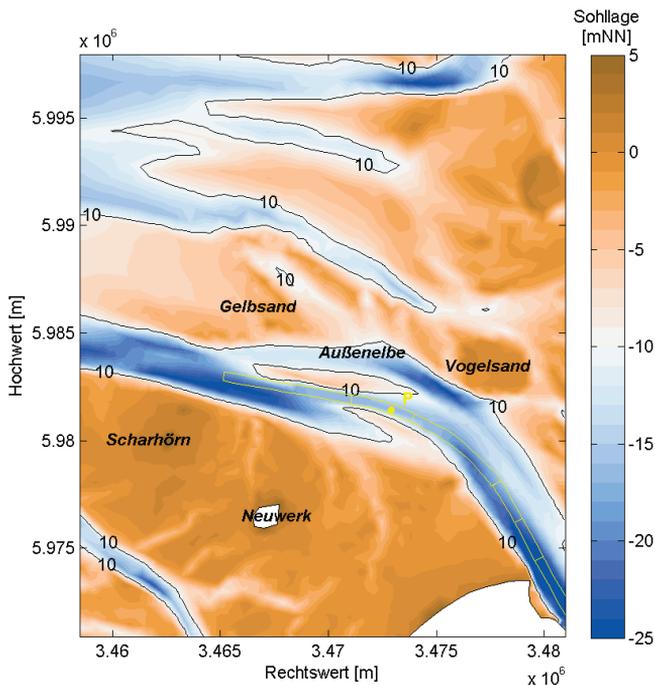


Abbildung 10: Simulierte Sohlage mit Baggerungen nach 100 Jahren im Mündungsbereich der Tideelbe in die Deutsche Bucht. Die Gebiete zur Sedimententnahme in der Fahrrinne sind gelb markiert.

6 Schriftenverzeichnis

- BIJKER, E. W.: Mechanics of sediment transport by the combination of waves and current Design and Reliability of Coastal Structures, 23rd Int. Conf. on Coastal Engineering, 147-173, 1968.
- BROWNLIE, W. R.: Prediction of flow depth and sediment discharge in open channels, Report No. KH-R-43A, W.M. Keck Laboratory of Hydraulics and Water Resources, California Institute of Technology, Pasadena, Kalifornien, USA, 1981.
- BUFFINGTON, J. M. and MONTGOMERY, D. R.: A systematic analysis of eight decades of incipient motion studies, with special reference to gravel-bedded rivers. Water Resources Research, 33(8), 1993-2029, 1997.
- CAMENEN, B. and LARSON, M.: A general formula for non-cohesive bed load sediment transport. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 63(1-2), 249-260, 2005.

- CHEN, X; MA, J. and DEY, S.: Sediment Transport on Arbitrary Slopes: Simplified Model, *Journal of Hydraulic Engineering*, 136(5), 311-317, 2010.
- DONG, P: Two-Fraction Formulation of Critical Shear Stresses for Sand and Silt Mixtures. *J. Waterway, Port, Coastal, Ocean Eng.*, 133(3), 238-241, 2007.
- GRANT, W. D. and MADSEN, O. S.: Movable bed roughness in unsteady oscillatory flow, *Journal of Geophysical Research* 87(C1), 469-481, 1982.
- HERVOUET, J. M. and BATES, P. (Hrsg.): *The TELEMAC Modelling System*, Sonderausgabe Hydrological Processes, Jg. 14, 2000.
- HEYER, H. und SCHROTTKE, K.: Aufbau von integrierten Modellsystemen zur Analyse der langfristigen Morphodynamik in der Deutschen Bucht (AufMod). Gemeinsamer Abschlussbericht für das Gesamtprojekt mit Beiträgen aus allen 7 Teilprojekten, 2012.
- JACOBS, W.; LE HIR, P.; VAN KESTEREN, W. and CANN, P.: Erosion threshold of sand-mud mixtures. *Continental Shelf Research*, 31, 10, 14-25, 2011.
- JULIEN, P. Y.: *Erosion and Sedimentation*, Cambridge University Press; Updated edition, 2010.
- MALCHEREK, A.: Numerical Modeling of Cohesive Settling Velocities. *International Journal of Sediment Research*, 9(3), 97-106, 1994.
- MALCHEREK, A. Application of Bed Evolution Models Over Loose and Rigid Areas, *International Journal of Sediment Research*, 12(2), 291-299, 1997.
- MALCHEREK, A. and PIECHOTTA, F.: Investigations on the Porosity as a Parameter for Sediment Erodibility. *Proc. 9th Int. Symp. River Sedimentation*, Vol III, 1913-1918, 2004.
- MALCHEREK, A. and KNOCH, D.: The influence of waves on the sediment composition in a tidal bay. In: SPAULDING, M. L. (Hrsg.), *Estuarine and Coastal Modelling – Proceedings of the 9th International Conference*, New York, ASCE, 2005.
- MALCHEREK, A. and PUTZAR, B.: The Prediction of Dunes and Their Related Roughness in Estuarine Morphological Models. In: *Proceedings of the 8th Int. Conference on Estuarine and Coastal Modeling*, Monterey, California, 2004.
- MALCHEREK, A.: *Gezeiten und Wellen - Die Hydromechanik der Küstengewässer*. Vieweg & Teubner, Wiesbaden, 2010a.
- MALCHEREK, A.: Zur Beschreibung der rheologischen Eigenschaften von Flüssigschlickten. *Die Küste*, 77, 135-178, 2010b.
- MALCHEREK, A und CHA, H.: *Zur Rheologie von Flüssigschlickten*. Mitteilungen des Instituts für Wasserwesen der Universität der Bundeswehr München, Heft 111/2011, Shaker-Verlag, Aachen, 2011.
- MAERKER, C. und MALCHEREK, A.: Die Analyse von Baggern und Verklappen. Teil 1: Das Softwarepaket DredgeSim, *Korrespondenz Wasserwirtschaft*, 3 (10), 550-555, 2010.
- MERKEL, U. and KOPMANN, R.: Continuous Vertical Grain Sorting for TELEMAC & SISYPHE v6p2. BOURBAN, S.; DURAND, N. and HERVOUET, J-M. (Hrsg.): *XIXth TELEMAC-MASCARET Users Conference*, 2012.
- MEYER-PETER, E. and MÜLLER, R.: Formulas for Bed-Load Transport, *Proceedings 2nd Meeting Int. As. Hydraulic Structure Research*, 1-26, 1948.
- NIELSEN, P.: *Coastal bottom boundary layers and sediment transport*, World Science, Singapore, 1992.

- PARKER, G.; TORO-ESCOBAR, C.; RAMEY, M. and BECK, S.: Effect of floodwater extraction on mountain stream morphology. *Journal of Hydraulic Engineering*, 129(11), 885-95, 2003.
- PUTZAR, B. and MALCHEREK, A.: Numerical Prediction of Ripple Dimensions and Related Roughness for Tidal Environments. In *Proceedings of ninth International Conference on Hydro-Science and Engineering, ICHE*, 2010.
- PUTZAR, B. and MALCHEREK, A.: Development of a Long Term Morphodynamic Model of the German Bight. In: BOURBAN, S.; DURAND, N. and HERVOUET, J.-M. (Hrsg.): *XIXth TELEMAR-MASCARET Users Conference*, 2012.
- SOULSBY, R.: *Dynamics of marine sands*, Thomas Telford Edition, 1997.
- WEHR, D. and MALCHEREK, A.: Numerical Simulation of Fluid Mud Dynamics – The Isopycnal Model MudSim. *Die Küste*, 79, 1-52, 2012.
- VAN DER A, D. A.; RIBBERINK, J. S.; VAN DER WERF, J. J.; O'DONOGHUE, T.; BUIJSROGGE, R. H. and KRANENBURG, W. M.: Practical sand transport formula for non-breaking waves and currents. *Coastal Engineering*, 76(0), 26-42, 2013.
- VAN RIJN, L. C.: *Principles of Sediment Transport in Rivers, Estuaries and Coastal Seas*. Aqua Publications, Amsterdam, 1993.
- VAN RIJN, L. C.: Unified view of sediment transport by currents and waves. i: Initiation of motion, bed roughness, and bed-load transport. *Journal of Hydraulic Engineering*, 133(6), 649-667, 2007.
- YALIN, M. S.: *River Mechanics*, Pergamon Press, Oxford, New York, Seoul, Tokyo, 1992.
- ZANKE, U. C. E.: *Grundlagen der Sedimentbewegung*. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 1982.
- ZANKE, U. C. E.: Zum Einfluss der Turbulenz auf den Beginn der Sedimentbewegung. *Mitteilungen, Institut für Wasserbau und Wasserwirtschaft (Heft 120)*, 24, 2001.
- ZANKE, U. C. E.: *Hydromechanik der Gerinne und Küstengewässer*. Parey Buchverlag, Berlin, 2002.