

Deutsche Übersetzung der Zusammenfassung und Schlussfolgerungen der Studie
„On the response of tidal rivers to deepening and narrowing – Risks for a regime shift towards hyper-turbid conditions“

Auftraggeber:

Flämische „Afdeling Maritieme Toegang“ sowie vom niederländischen Ministerium für Infrastruktur und Umwelt, Rijkswaterstaat, Waterdienst und Direktion Zeeland.

Author:

Prof. Johan C. Winterwerp
Delft University of Technology
Faculty of Civil Engineering and Geosciences Department of Fluid Mechanics p.o. box 5048
2600 GA Delft
The Netherlands

**Die Reaktion von tidebeeinflussten Flussmündungen
auf Vertiefungen und Einengungen
Das Risiko für einen Systemwechsel hin zu extremen
Trübungsverhältnissen**

Zusammenfassung und Schlussfolgerungen



5. Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

Dieser Bericht enthält eine Analyse der historischen Entwicklung der Tide (Wasserstände, Strömungs- und Transportverhältnisse) in einer Reihe europäischer Ästuare im Verhältnis zu den im letzten Jahrhundert erfolgten menschlichen Eingriffen (Vertiefung, Verengung, Begradigungen...). Hintergrund für diese Untersuchung ist die Befürchtung, dass sich die Obere Seeschelde (Flussabschnitt in Belgien zwischen Schelle und Gent) wie Loire und Ems zu einem System mit extremer Trübung (extrem hohen Schwebstoffkonzentrationen) entwickeln könnte. Die Untersuchung wurde wie folgt aufgebaut:

1. Es wurden Daten zu mehreren tidebeeinflussten Flüssen gesammelt. Dies war nicht immer erfolgreich - zum Zeitpunkt, an dem dieser Bericht verfasst wird, stehen mehr oder weniger verlässliche/präzise Daten zu Ems, Elbe, Loire und Oberer Seeschelde zur Verfügung.
2. Es wurde ein analytisches Modell zur Berechnung der Tidewelle in Ästuaren erarbeitet.
3. Dieses Modell wurde anschließend verwendet, um die Reaktion tidebeeinflusster Flüsse auf menschliche Eingriffe konzeptionell zu beurteilen.
4. Schließlich wurde mit Hilfe des Modells auch die gemessene historische Entwicklung der Tide in den vier unter Punkt 1 aufgeführten Flüssen bewertet.

In diesem Kapitel werden die allgemeinen Ergebnisse der Untersuchung zusammengefasst und das Verhalten der einzelnen Flüsse verglichen. Die Schlussfolgerungen speziell zur Oberen Seeschelde (Boven Zeeschelde) sind in der (obigen) niederländischen Zusammenfassung aufgeführt (vgl. Langfassung „On the response of tidal rivers to deepening and narrowing – Risks for a regime shift towards hyper-turbid conditions“)

In unserer Analyse werden zwei physikalische Mechanismen implizit berücksichtigt:

- I. Bei einer (unnatürlichen) Unterteilung der Wassersäule in Schichten (Stratifikation) nimmt in einem (tidebeeinflussten) Fluss die effektive Räumkraft ab, während sich die Reibungslänge erhöht. Eine solche Stratifizierung erfolgt bei tiefengemittelten Konzentrationen feiner Schwebstoffe von wenigen 100 mg/l. Winterwerp et al. (2009) quantifizierten diesen Effekt auf semi-analytische Weise. Ihre Arbeit lässt den Schluss zu, dass sich der Anstieg des Chézy-Koeffizienten für die in diesem Bericht behandelten Flüsse auf 15 – 30 m^{1/2}/s beläuft. Dieser Anstieg verläuft linear proportional zur absoluten Wassertiefe.
- II. In einem Ästuar können zwei Trübungsmaxima (ETM, „estuarine turbidity maximum“) auftreten. Das erste Maximum ETM1 - das klassische Maximum, das in allen Lehrbüchern zu Ästuaren auftaucht - resultiert aus der Balance zwischen der vom Fluss induzierten Spülwirkung und dem ästuaraufwärts gerichteten Transport der Feinsedimente durch die ästuarine Zirkulation (hervorgerufen durch die longitudinalen Salinitätsgradienten) sowie möglicherweise einer gewissen Tidenasymmetrie. ETM1 ist in allen „normalen“ Ästuaren nahe der Mündung des Ästuars an der Vorgrenze der Salzintrusion zu finden.
Allerdings kann sich ästuaraufwärts ein zweites Maximum bilden. Es wird von der Balance zwischen der vom Fluss induzierten Spülwirkung und dem von der Tidenasymmetrie bewirkten Sedimenttransport ästuaraufwärts bestimmt (Spitzengeschwindigkeiten und vertikale Durchmischung, d. h. interne Asymmetrie).
Als Folge umfassender Veränderungen (Vertiefungen und andere menschliche Eingriffe) kann sich ein solches ETM2 auch in Flüssen ausbilden, die zuvor durch ein ETM1 charakterisiert waren. Da ETM1 und ETM2 durch unterschiedliche physikalische Prozesse gesteuert werden und beide recht stabil sind, lässt sich bei

Entwicklung eines ETM2 von einem Regime Shift sprechen. Die beiden Trübungsmaxima werden in Abbildung 5.1 dargestellt.

Das analytische Modell beinhaltet die analytische Lösung der eindimensionalen Flachwassergleichungen - d. h. Kontinuitäts- und Impulsgleichungen - und beschreibt die Wasserbewegung in tidebeeinflussten Flüssen. Es ist zu beachten, dass die Auswirkungen des Oberwasserzuflusses nicht berücksichtigt werden können. Die genannten Gleichungen wurden linearisiert, indem in der Impulsgleichung der Advektionsterm weggelassen und der Reibungsterm in puncto Geschwindigkeit linearisiert wurde. Die Lösung dieses Gleichungssatzes wird in Form einer Wellenzahl als Funktion des in diesem Bericht vorgestellten ästuarinen Konvergenzwertes und der effektiven Räumkraft angegeben. Die Wellenzahl besteht aus einem realen Teil, der die Tidewellenlänge widerspiegelt, und einem imaginären Teil, der die Dämpfung oder Verstärkung der Tide im Ästuar angibt. Der Grundriss des Ästuars (Breite, Gezeitenzone) und seine Tiefe werden durch den ästuarinen Konvergenzwert angegeben. Wir gehen von der Annahme aus, dass die Breite des Ästuars exponentiell konvergiert. Diese Annahme trifft für alluviale Ästuarie fast immer zu. Die Lösung des analytischen Modells wird in dimensionslosen Zahlen angegeben, was den Vergleich von Flüssen stark unterschiedlicher Größe erlaubt. Die analytische Lösung beschreibt das Verhalten einer einlaufenden Tidewelle und ihrer Reflexion, sofern relevant. Die reflektierte Welle wird in dieser Untersuchung in den meisten Fällen ignoriert, da die zugrunde liegenden Gleichungen bei nicht-konstanten Flusstiefen nicht mehr analytisch gelöst werden können. Eine analytische Lösung ist auch dann nicht möglich, wenn die Wassertiefe des Flusses willkürlich schwankt.

Wir bestimmten darüber hinaus die Geschwindigkeit der durch das Ästuar laufenden Tidewelle, die Phasendifferenz zwischen Wasserstand und Strömungsgeschwindigkeit sowie einen Proxy für die Tidenasymmetrie. Soweit nicht anders angegeben, sind wir im überwiegenden Teil der Arbeit von einem unendlich langen Fluss ausgegangen.

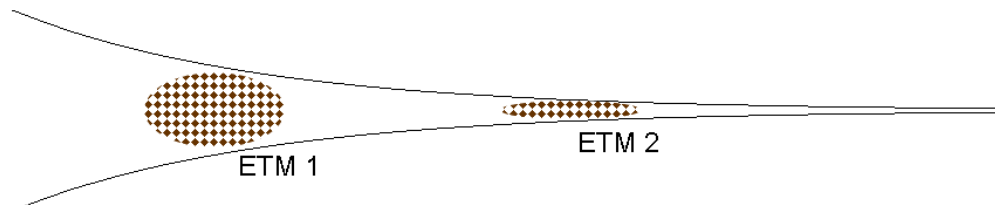


Abb. 5.1 Darstellung des ästuarinen Trübungsmaximums (ETM); ETM ist durch ein Gleichgewicht zwischen der vom Fluss induzierten Spülwirkung und der ästuarinen Zirkulation (sowie zu einem gewissen Grad der Tidenasymmetrie) charakterisiert, ETM2 durch die Balance zwischen den Effekten der flussinduzierten Spülwirkung und einer Tidenasymmetrie.

Das analytische Modell dient zweierlei Zwecken:

- I. Änderungen des Tidenhubs (Amplitude) und der Tidenasymmetrie werden berechnet als Funktion hypothetischer Veränderungen der Oberfläche der Gezeitenzone, der Konvergenzlänge des Ästuars, seiner Tiefe und der effektiven Räumkraft. Dadurch ergibt sich ein konzeptionelles Bild der Reaktion des Flusses auf Vertiefung und Verengung.
- II. Die gemessene historische Entwicklung des Tidenhubs wird beurteilt und mit den historischen Veränderungen der Form und der Bathymetrie des Ästuars verknüpft:

- Die Dämpfung/Verstärkung der Tide entlang eines durch zwei benachbarte Gezeitenstationen begrenzten Flussabschnitts wird für alle verfügbaren Zeiträume in Form einer (dimensionslosen) imaginären Wellenzahl berechnet.
- Die Daten zu historischen Eingriffen in die Flüsse (Vertiefung, Verengung etc.) werden im ästuarinen Konvergenzwert zusammengefasst. Dieser Wert steigt mit steigender Wassertiefe, steigender Konvergenz des Fluss-Querschnitts und kleiner werdender Gezeitenzone.
- Die historische Entwicklung der imaginären Wellenzahl wird gegen die Entwicklung des ästuarinen Konvergenzwerts aufgetragen. Jeder Datenpunkt in diesem Diagramm geht auf tatsächliche Beobachtungen zurück und stellt einen bestimmten Flussabschnitt über einen spezifischen Zeitraum dar.
- Das analytische Modell wird durch diese Datenpunkte mittels Feinabstimmung seiner Rauigkeitsparameter gefüttert. Dadurch wird die historische Entwicklung der effektiven hydraulischen Rauigkeit bestimmt.
- Schließlich werden auf Grundlage tatsächlich erfolgter Beobachtungen oder mit dem analytischen Modell die historischen Veränderungen der Tidenasymmetrie beurteilt.

Die mit Hilfe des Modells berechnete Reaktion eines tidebeeinflussten Flusses auf Vertiefung und Verengung wird in den Abbildungen 5.2 und 5.10 dargestellt. Dabei wird angenommen, dass die anfänglichen Schwebstoffkonzentrationen niedrig sind, das Ästuar unendlich lang und das Flussbett sandig ist. Weiterhin wird davon ausgegangen, dass Gezeitenzonen entlang der gesamten Länge des Flusses vorhanden sind - ihre Breite entspricht der Breite des durchströmten Abschnitts. Der relative Tidehub 60 km von der Mündung steigt monoton mit der Tiefe an (schwarze Linie in Abb. 5.2).

Ist keine Gezeitenzone vorhanden, z. B. durch Eindeichungen oder Landgewinnung, fällt der Anstieg des Tidehubs etwas größer aus (blaue Linie in Abb. 5.2).

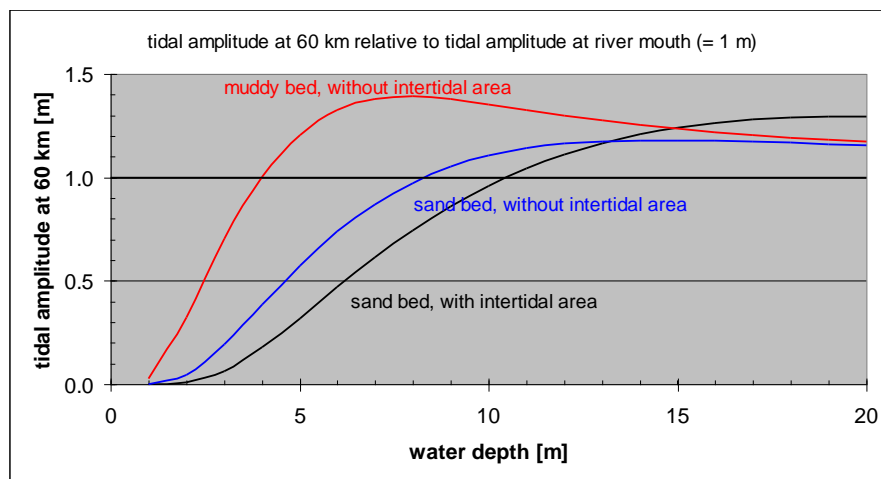


Abb. 5.2 Reaktion des Tidehubs als Funktion des Vorhandenseins einer Gezeitenzone sowie von Schlick in der Wassersäule oder im Flussbett.

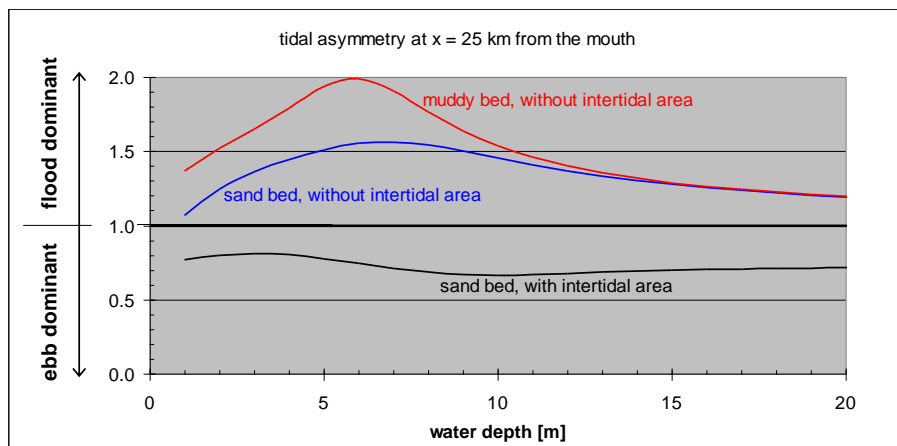


Abb. 5.3 Reaktion der Tidenasymmetrie (γ -Parameter) als Funktion des Vorhandenseins einer Gezeitenzone sowie von Schlick in der Wassersäule oder im Flussbett.

Eine wichtigere Reaktion des Flusses wird jedoch in Abb. 5.3 dargestellt. Bei Vorhandensein einer Gezeitenzone ist die Tide immer ebbstromdominant, d. h. der zeitgemittelte Transport der Feinsedimente erfolgt ästuarabwärts (schwarze Linie in Abb. 5.3). In diesem Zusammenhang ist zu beachten, dass wir auf eine möglicherweise extern generierte Tidenasymmetrie nicht eingehen. Geht die Gezeitenzone verloren, wird das System flutstromdominant. Dies bedeutet, dass Schlick in das Ästuar eingetragen wird und/oder dass sich der Schlick des Flusses im Ästuar ansammelt. Wird ein Fluss vertieft, vermindert dies auch seine Spülwirkung. Als Folge werden die Bedingungen für ein ETM2 (Abb. 5.1) geschaffen. Mit ansteigender Schwebstoffkonzentration schwächt sich die effektive Räumkraft ab (Chézy-Koeffizient steigt an), wodurch die Tide weiter verstärkt wird (rote Linie in Abb. 5.2). Dies wiederum bewirkt einen Anstieg der Flutstromdominanz des Systems (rote Linie Abb. 5.3), was die Schwebstoffkonzentration weiter steigen und die effektive Räumkraft weiter absinken lässt. Eine solche positive Feedback-Schleife erzeugt einen Schneeballeffekt, der in Abb. 5.4 skizziert wird.

Man könnte argumentieren, dass der Verlust der Gezeitenzone die Widerstandsfähigkeit des Flusses geschwächt hat - bei Vorhandensein dieser Zone wird die Tide bei einer Vertiefung des Flusses zwar verstärkt, das System bleibt jedoch ebbstromdominant, und die gefährliche Verminderung der effektiven Räumkraft bleibt aus, d. h. die Bedingungen für ein ETM2 stellen sich nicht ein.

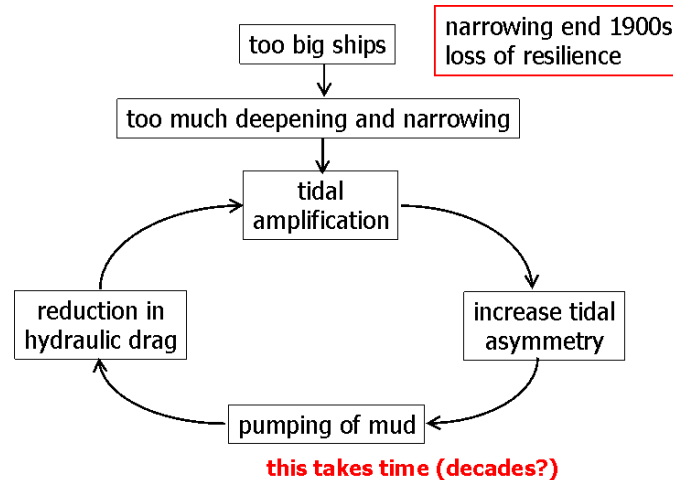


Abb. 5.4 Die Feedbackschleife (Schneeballeffekt) bei Vertiefung wenig widerstandsfähiger Ästuare.

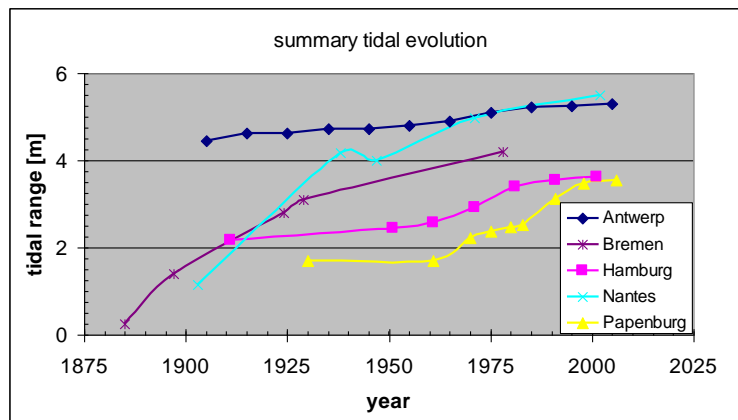


Abb. 5.5 Verstärkung der Tide in einer Reihe europäischer Häfen im 19. Jahrhundert.

Ob sich ein ETM2 tatsächlich bildet und in welchem Zeitraum dies geschieht, hängt von der Menge der zur Verfügung stehenden Feinsedimente (Schlick) ab. Die Zeit zwischen der Schaffung „günstiger“ Bedingungen und der tatsächlichen Bildung eines ETM2 (extreme Trübung) kann lang sein, manchmal können Jahrzehnte vergehen. Gezeitenzonen (und damit die Widerstandsfähigkeit) gingen in Europa hauptsächlich im späten 19. und frühen 20. Jahrhundert verloren, während es in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts vor allem zu umfassenden Vertiefungen kam. Der Verlust von Gezeitenzonen wirkt sich auf die Widerstandsfähigkeit des Flusses auf zweierlei Weise aus:

1. Fehlende Gezeitenzonen erhöhen bei Vertiefungen den Tidehub und führen zu flutstromdominanten Bedingungen - der letztgenannte Effekt ist dabei der wichtigere.
2. Der Verlust einer Gezeitenzone bedeutet gleichzeitig den Verlust von Flächen für die Ablagerung von Feinsedimenten. Feinsedimente, die aufgrund der Flutstromdominanz des Flusses in das System eingebracht wurden, verbleiben dann in der Wassersäule mit dem Ergebnis, dass die effektive hydraulische Rauigkeit absinkt und sich der in Abb. 5.4 dargestellte Schneeballeffekt einstellt.

Im vorliegenden Bericht wird die Entwicklung der Tide in vier Flüssen untersucht, für die genügend (historische) Daten vorhanden waren. Diese Entwicklung kann zusammen mit der Entwicklung des Tidehubs an den wichtigsten Häfen dieser Flüsse betrachtet werden - der Zugang zu den Häfen ist die treibende Kraft hinter den Vertiefungsmaßnahmen. Die in Abb. 5.5 dargestellten Resultate zeigen einen Anstieg des Tidehubs von einem bis vier Metern. Es fällt auf, dass sich mittlerweile alle Flüsse in einem Zustand befinden, der als makrotidal bezeichnet wird.

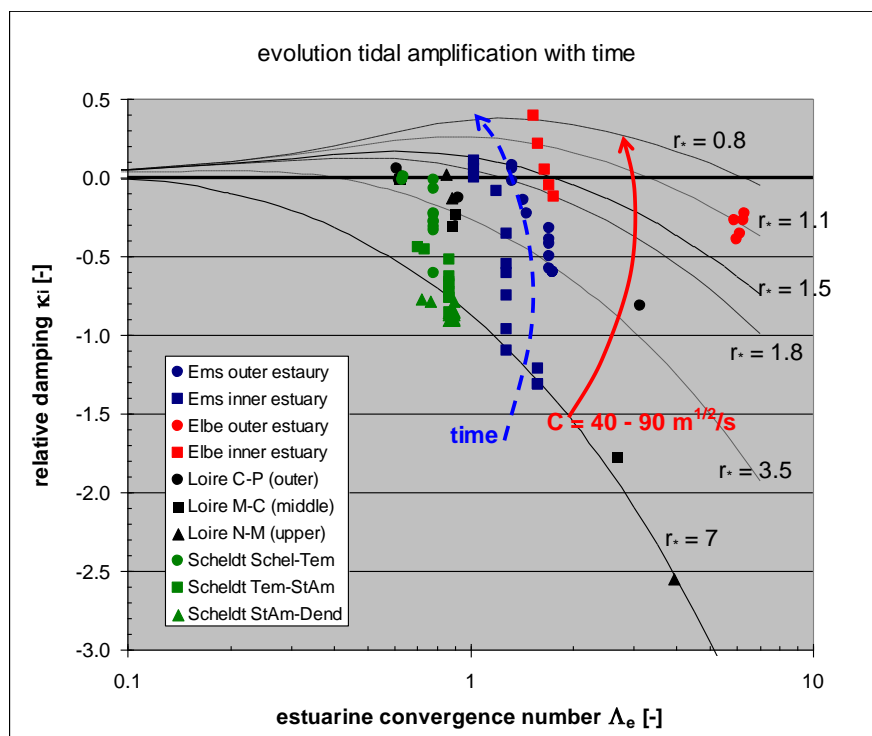


Abb. 5.6 Vergleich der Entwicklung des dimensionslosen Dämpfungskoeffizienten sowie des ästuarinen Konvergenzwerts für vier europäische Flüsse. Sowohl Zeit als auch Chézy-Koeffizient verlaufen diagonal von unten rechts nach oben links; $\kappa_i > 0$ impliziert eine Verstärkung der Tide.

Abb. 5.6 fasst die Kalibrierung des analytischen Modells zusammen - der Rauigkeitsparameter r^* wird durch die verschiedenen Datenpunkte geführt, die in dimensionsloser Form als relative Dämpfung κ_i sowie als ästuariner Konvergenzwert Λ_e dargestellt werden. Alle Flüsse verzeichnen im Laufe der Zeit einen Anstieg von r^* , der der immer stärkeren Vertiefung geschuldet ist.

Weiter verdeutlicht wird dieser Rückgang der effektiven Räumkraft durch die Entwicklung des Chézy-Koeffizienten, der für die vier Flüsse bzw. für verschiedene Abschnitte dieser Flüsse berechnet wurde. Die Entwicklung in einzelnen Flussabschnitten ist Abb. 5.7 zu entnehmen. Für die Mehrzahl der Abschnitte ist dabei ein beträchtlicher Anstieg des Chézy-Koeffizienten um ca. $15 - 30 \text{ m}^{1/2}/\text{s}$ zu verzeichnen. Es wird davon ausgegangen, dass dieser Anstieg vor allem auf gestiegene Schwebstoffkonzentrationen zurückzuführen ist. Der größte Anstieg wurde dabei für den inneren Teil des Elbeästuars ermittelt. Dies lässt sich durch die größere Tiefe des Flusses erklären, wie anhand der semi-analytischen Relation zur Abhängigkeit der effektiven Räumkraft von Schwebstoffkonzentrationen prognostiziert. Die für das innere Elbeästuar ermittelten hohen Chézy-Werte stehen nicht mit hohen Schwebstoffkonzentrationen in Zusammenhang, da letztere in diesem Teil des Flusses nicht gemessen wurden. Unsere Analyse lässt jedoch den Schluss zu,

dass im inneren Bereich des Elbeästuars fast Resonanzbedingungen herrschen und sie daher auch auf kleine Änderungen der Bathymetrie empfindlich reagiert. Eine solche Resonanz kann jedoch vom analytischen Modell nicht berücksichtigt werden. Die durch Resonanz induzierte Verstärkung der Tide wird daher von einem sehr niedrigen Friktionskoeffizienten erfasst, der aus diesem Grund wahrscheinlich fehlerhaft ist.

Alle Flüsse weisen im Übrigen eine profunde Flutstromdominanz auf. Dies ergibt sich sowohl aus dem analytischen Modell als auch aus Beobachtungen der Fließgeschwindigkeiten und/oder der Dauer der Flut im Vergleich zur Ebbe.

Der berechnete Anstieg des Chézy-Koeffizienten wird in Abb. 5.8 zusammengefasst. Sie enthält auch Daten, die von Professor Townend zu Themse, Mersey und Severn zur Verfügung gestellt wurden, sowie Daten zur Gironde (Villaret et al., 2011) und Westerschelde (Kuijper and Lescinski, 2012). Aus den roten Datenpunkten lässt sich ablesen, dass im Fluss schwerwiegende Probleme mit hohen Feinsedimentkonzentrationen bestehen, während bei grünen Punkten keine überhöhten Chézy-Werte vorliegen - hier verhält sich der Fluss noch „normal“. In Abb. 5.8 kann eine diagonale Linie gezogen werden, die den kritischen Punkt/Bereich anzeigt, ab dem sich extrem trübe Bedingungen einstellen. Solange ein solcher Verhaltenswechsel jedoch nicht durch weitere Daten und/oder Forschungen untermauert wird, bleibt die rötliche Linie in Abb. 5.8 reichlich spekulativ. Prandle (2003) ermittelte einen ähnlichen Abfall des Friktionsfaktors für schlickige Systeme, er setzte den Friktionskoeffizienten f jedoch mit dem Schlickgehalt des Bettes in Beziehung. Die Daten in seiner Arbeit sind unvollständig und können der aktuellen Analyse daher nicht hinzugefügt werden.

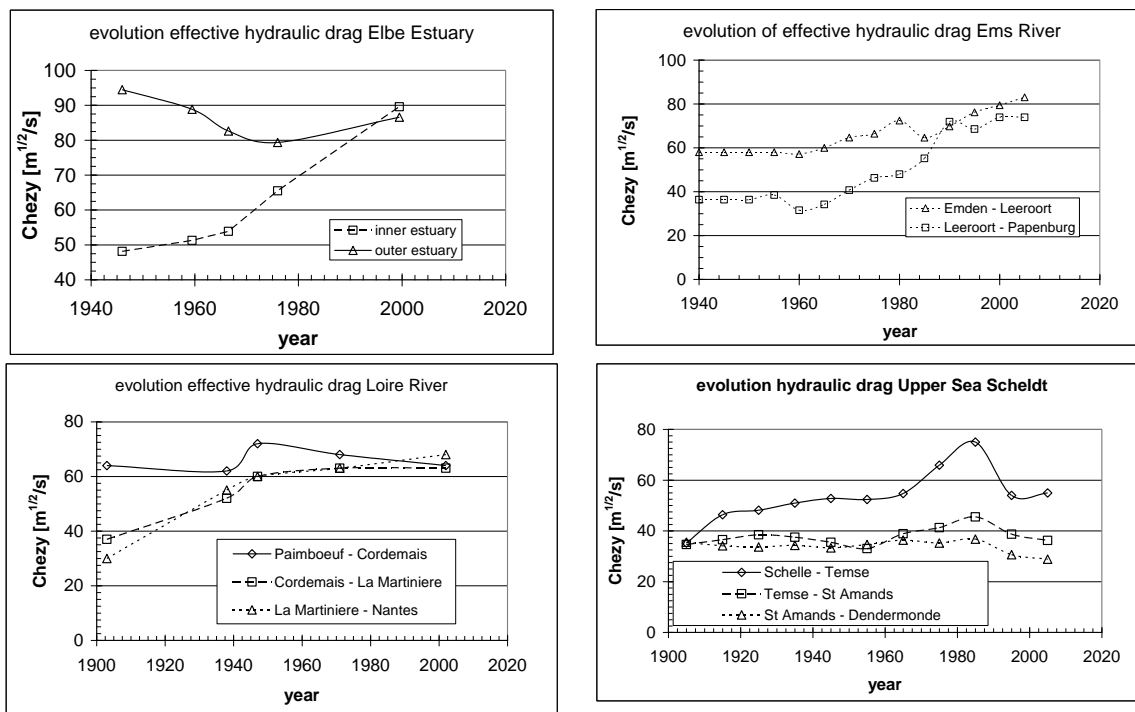


Abb. 5.7 Entwicklung des Chézy-Koeffizienten über bestimmte Zeiträume für vier europäische Flüsse.

Den kritischen Punkt („Umschlagpunkt“ bei dem ein Systemwechsel in Ästuar stattfinden kann) für die Reaktion der Ästuar auf menschliche Eingriffe wie Verengung und Vertiefung konnten

wir nicht quantifizieren. Die Veränderung der effektiven Räumkraft könnte jedoch ein nützlicher Indikator sein. Sie kann, wie in diesem Bericht, über eine Analyse der Gezeitendaten ermittelt oder mit Hilfe numerischer hydraulischer Modelle bestimmt werden, in denen der (effektive) Rauigkeitskoeffizient im Rahmen der Kalibrierung eingestellt wird.

Abb. 5.8 lässt den Schluss zu, dass dies in der Tat ein gangbarer Weg sein könnte. Gegenwärtig haben wir jedoch nur vier Datenpunkte, wenn wir davon ausgehen, dass Ems, Loire und Elbe den kritischen Punkt überschritten haben, die obere Seescheide dagegen nicht.

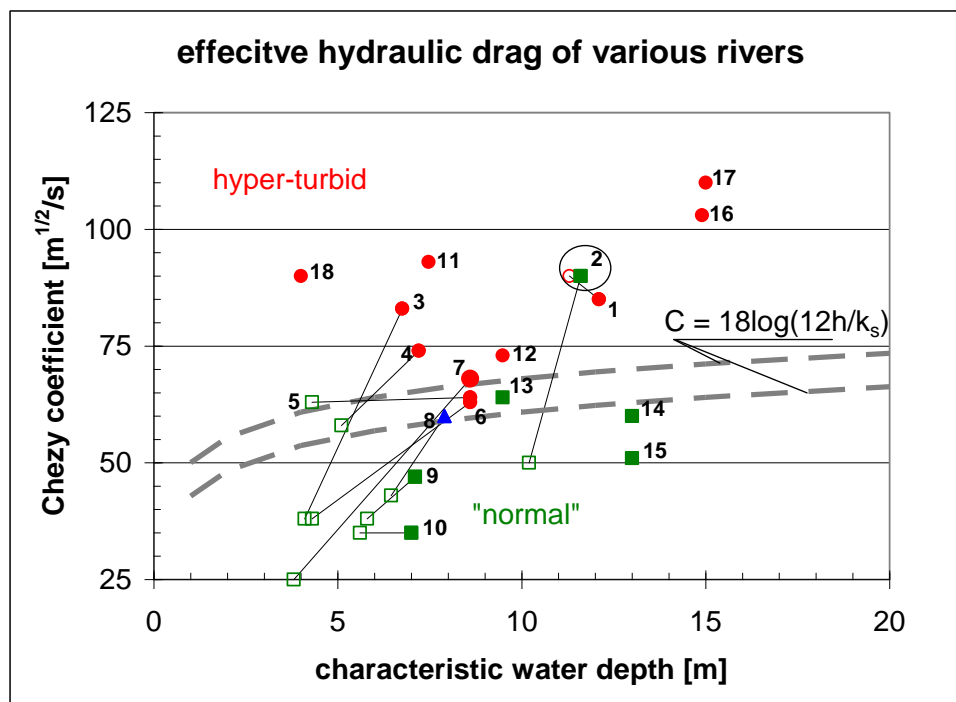


Abb. 5.8 Vergleich der effektiven Räumkraft in verschiedenen Flüssen als Funktion der Wassertiefe. Die C-h-Relation basiert auf $k_s = 2$ und 5 cm, beliebige Werte. Rote Symbole zeigen extrem trübe Bedingungen an, grüne Symbole „normale“ Bedingungen. Blaue Symbole stehen für Systeme, die sich möglicherweise im Übergang befinden. Offene Symbole spiegeln die historischen Daten wider. 1: Außenelbe; 2: Binnenelbe; 3: Ems/E-L; 4: Ems/L-P; 5: Loire/P-C; 6: Loire/C-laM; 7: Loire/LaM-N; 8: Schelde/S-T; 9: Schelde/T-StA; 10: Schelde/StA-D; 11: Themse; 12: Innerer Severn; 13: Äußerer Severn; 14: Westerschelde; 15: Äußere Gironde; 16: Innere Gironde (Villaret et al., 2011); 17: Jangtse-Ästuar; 18: Vilaine (Vested et al., 2013). Es ist zu beachten, dass die Daten zur Binnenelbe aufgrund von Gezeitenreflexionen falsch sein könnten, siehe dazu die Erläuterungen in Abschnitt 2. Weiterhin wird angenommen, dass sich das Trübungsmaximum der Loire in der äußeren Loire befindet (Punkt 5).

6. Empfehlungen

Eine Analyse der historischen Daten von vier europäischen Flüssen mit einem analytischen Modell hat ein hochgradig positives Feedback zwischen den Eigenschaften und dem Verhalten der Gezeiten einerseits und den Schwebstoffkonzentrationen andererseits offen gelegt. Die Analyse lässt auch den Schluss zu, dass ein kritischer Punkt („Umschlagpunkt“ bei dem ein Systemwechsel im Ästuar stattfinden kann) existiert, bei dessen Überschreiten der Fluss mehr oder weniger autonom in einen Zustand extremer Trübung wechselt. Ein solcher Punkt könnte in

einem tidebeeinflussten Fluss durch umfassende technische Maßnahmen (Vertiefung, Verengung...) überschritten werden. Der kritische Punkt konnte allerdings weder quantifiziert werden noch war es möglich, Indikatoren zu definieren, mit denen ein Überschreiten dieses Punkts festgestellt werden könnte. Möglicherweise lässt er sich mittels einer umfassenden Stabilitätsanalyse der zugrunde liegenden Gleichungen bestimmen. Da dies jedoch eine groß angelegte Studie erfordert, schlagen wir bis auf weiteres vor, den kritischen Punkt auf eine mehr empirische Weise zu quantifizieren. Dazu sind folgende Maßnahmen erforderlich:

1. Sammlung historischer Gezeitendaten weiterer Flüsse, die vorzugsweise unterschiedliche Zustände aufweisen, d. h. von „extrem trüb“ bis „normal“. Diese Daten sollten in etwa so analysiert werden, wie in diesem Bericht erläutert. Zudem lässt sich die Analyse der Loire verbessern, sobald präzisere Daten zur Verfügung stehen.
2. Der in diesem Bericht vorgestellten Analyse sollten (historische) Daten zu Schwebstoffkonzentrationen und/oder bei Unterhaltungsbaggerungen ausgehobenen Mengen gegenübergestellt werden, um die Schlussfolgerungen zum schlickinduzierten Rückgang der effektiven Räumkraft zu erhärten.
3. Sammlung von Daten/Zahlen aus Modellen, die so kalibriert wurden, dass sie die Ausbreitung der Tide in großen tidebeeinflussten Flüssen korrekt simulieren. Unerwartet niedrige Werte für die effektive Räumkraft können auf hohe Schwebstoffkonzentrationen hindeuten. Die kalibrierten Werte der Rauigkeitsdaten können unserem Diagramm zu exzessiven Chézy-Werten hinzugefügt werden, um seine Aussage weiter zu erhärten.
4. Die Verstärkung der Tide in einigen Flüssen im Allgemeinen sowie im oberen Teil der Elbe (bis Hamburg) scheint in beträchtlicher Weise von Wellenreflexionen und/oder Resonanz beeinflusst zu sein. Angesichts des starken Effekts, den die Verstärkung der Tide auf die Tidenasymmetrie und damit auf die Feinsedimentdynamik hat, empfiehlt es sich, die Reflexionen der Tidewellen in diesen Ästuaren weiter zu untersuchen.
5. Erstellung numerischer hydrodynamischer Modelle für die verschiedenen Flüsse - es lässt sich davon ausgehen, dass für die erforderlichen Analysen eindimensionale Modelle (SOBEK) ausreichen.
 - Die Effekte der longitudinalen Variationen in der Bathymetrie (Tiefe, Gezeitenzone) können auf realistischere Art und Weise untersucht werden.
 - Die Auswirkungen, die der Bau von Wehren nach sich zieht, lassen sich mit dem analytischen Modell zwar nicht genau studieren, können aber leicht mit einem numerischen Modell untersucht werden.
 - Die Effekte, die die Abflussmenge hat, können mit einem analytischen Modell ebenfalls nicht untersucht werden. Ein numerisches Modell wäre auch in diesem Fall die richtige Wahl.
 - Ein numerisches Modell liefert zudem tragfähigere Informationen zur Tidesymmetrie, während mit dem analytischen Modell lediglich ein Proxy bestimmt werden kann.

Die Berechnungsergebnisse, die das eindimensionale Modell liefert, können auf dieselbe Art und Weise analysiert werden wie im vorliegenden Bericht, d. h. durch Feinabstimmung des effektiven Rauigkeitskoeffizienten.

6. Zur Beurteilung der eindämmenden Maßnahmen, z. B. jener, die für die Schelde vorgeschlagen wurden, können sowohl das analytische als auch das numerische Modell herangezogen werden.
7. Es empfiehlt sich, die Gründe für die Vertiefung der Oberen Seeschede in den 1970er Jahren zu studieren. Dies sollte mit einem morphodynamischen Modell erfolgen und Untere Seeschede sowie möglicherweise (Teile der) Westerschede einschließen.

Danksagung

Diese Arbeit wurde im Rahmen des LTV-Projekts durchgeführt. „LTV“ steht für „Long Term Vision“, d. h. für eine langfristige Vision für das Scheldeästuar im Hinblick auf Hochwassersicherheit, Zugang zu den Häfen und Natur. Das LTV-Projekt umfasst folgende Unterprojekte: Unterhaltung der Fahrrinnen im Scheldeästuar, Genehmigungen für die Verklappung ausgebaggerter Sedimente sowie das so genannte KPP-Programm von Rijkswaterstaat (KPP = **K**nowledge Of **P**rimary **P**rocesses). Die Studie wurde finanziert vom flämischen „Afdeling Maritieme Toegang“ sowie vom niederländischen Ministerium für Infrastruktur und Umwelt, Rijkswaterstaat, Waterdienst und Direktion Zeeland.

Die in diesem Bericht vorgestellten Ergebnisse basieren auf einer großen Zahl von Daten aus einer Vielzahl von Quellen. Einige Datensätze stammen aus Deltares-Artikeln, andere aus früheren Studien, die in digitaler Form verfügbar waren. Andere Daten wurden speziell für dieses Projekt ermittelt und zur Verfügung gestellt. Ich möchte folgenden Personen für ihre Unterstützung und die Bereitstellung von Daten meinen Dank aussprechen: Dr. Alexander van Braeckel (INBO, Brüssel), Dr. Gijsbert van Holland (IMDC) und Frederik Roose (flämische Regierung) für Daten zur Schelde, Dr. Frank Kösters (BAW Hamburg) für Daten zu Ems, Elbe und Weser, Dr. Luc Hamm (Sogreah) für Daten zur Loire, Dr. Harro Heyer, Dr. Frank Koesters und Dr. Jens Jürgens (BAW) für Daten zu Ems, Weser und Elbe, sowie Prof. Ian Townend für Daten zu den Ästuren von Themse und Severn.

Bedanken möchte ich mich zudem bei den Reviewern Dr. Henk Schuttelaars (Technische Universität Delft) und Prof. Dr. Tom de Mulder (Universität Gent, Belgien).

Quellenangaben

- BAW, 2012. Daten von Dr. Frank Koesters und Dr. Jens Jürgens zu Ems und Elbe.
- Boelich M.J. und T. Strotmann, 2008. The Elbe estuary. Quelle unbekannt.
- Briere, C., J. Crebas, A. Becker und J.C. Winterwerp, 2012. Analyse de la morphologie du chenal de Nantes et étude de sa restauration - Phase 3 : Etude de l'impact d'une intervention à l'amont de Nantes sur les caractéristiques de la marée. Deltares-Bericht 1201695 (Französisch).
- Bruens, A.W., J.C. Winterwerp, C. Kranenburg, 2012. "Physical and numerical modeling of the entrainment by a high-concentrated mud suspension", ASCE, Journal of Hydraulic Engineering, in press, doi:10.1061/(ASCE)HY.1943-7900.0000545.
- Chandramohan, P.V., 1989. Density currents and siltation – with particular reference to Cochin. IHE, Master Thesis, Delft, Niederlande.
- Deltares, 2011. Analyse de la morphologie du chenal de Nantes et étude de sa restauration - Phase 1 : Evolutions passées et fonctionnement actuel. Bericht 1201695-001.
- Dankers, P.J.T., J.C. Winterwerp, 2007. "Hindered settling of mud flocs: Theory and validation. Continental Shelf Research, 27, 1893-1907.
- Dronkers, J. (1986). Tide-induced residual transport of fine sediments. In Van de Kreeke, J.: Physics of Shallow Estuaries and Bays, 228-244, Springer, Berlin.
- Dronkers, J., 2005. Dynamics of coastal systems. Advanced Series on Ocean Engineering – Vol 25. World Scientific.
- Dyer, K. R. 1997, Estuaries: a physical introduction. Chichester, England. John Wiley and Sons.
- Friedrichs, C., 2010. Barotropic tides in channelized estuaries. in A. Valle Levinson, Contemporary Issues in Estuarine Physics. Cambridge University Press, 27 – 61.
- Haar, T., 1994. Wirkung der Stromungsumlenkwand am Kohlfließ. Strom- und Hafenanbau, Hamburg, Gewässerkundliche Studie Nr. 13.
- Jay, D.A. and Musiak, J.D., 1996. Internal tide asymmetry in channels: origins and consequences. In: Pattiaratchi C (ed) Mixing processes in estuaries and coastal seas. American and Geophysical Union Coastal and Estuarine Sciences Monograph, 219-258.
- Herrling, G., 2007. Changes of the Hydrodynamic Regime due to Historical Pressures on Estuarine Geomorphology; the Example of the Ems-Dollard Estuary. Research project: INTERREG IIIB North Sea project HARBASINS; Work package 4: „Hydro-morphological impacts and pressures“ Lower Saxony Water Management, Coastal Defense and Nature Conservation Agency, Coastal Research station.
- IMDC, 2012. Analyse bodemgegevens Boven Zeeschelde. Note I/NO/11387/12.226/VBA.
- Kapenberg, J. and H.-U. Fanger, 2007. Sedimenttransportgeschehen in der tidebeeinflussten Elbe, der Deutschen Bucht und in der Nordsee. GKSS-Forschungszentrum Geesthacht GmbH – Geesthacht, Report 2007/20.
- Krebs M. and H. Weilbeer, 2005. Ems-Dollard Estuary. Die Küste 74, 252-262.
- Kuijper, K. and J. Lescinski, 2012. LTV O&M thema veiligheid (theme safety) – sub project 1: data analyses and hypotheses Western Scheldt. Deltares-Bericht 1204405.
- Nasner, H., 1974. Über das Verhalten von Transportkörpern im Tidegebiet. Mitteilungen Franzius Institut, Heft 40. Hannover, Deutschland.
- Kuijper, Kees, Jamie Lescinski, 2012, LTV Veiligheid en Toegankelijkheid. Sub project B: Data analysis Western Scheldt. Bericht 1204405. Deltares.
- Plancke, Y., T. Maximova, S. Ides, P. Peeters, E. Taverniers, F. Mostaert, 2012, Werkgroep O&M - Projectgroep Veiligheid. Sub project 1: Data analysis and hypothesis - Upper Sea Scheldt. Report WL2012R756_05_rev4_0. Flanders Hydraulics Research.
- Prandle, D., 2003. Relationships between Tidal Dynamics and Bathymetry in Strongly Convergent Estuaries. Journal of Physical Oceanography, 33, pp 2738-2750.

- Prandle, D., 2004. How tides and river flows determine estuarine bathymetries. *Progress in Oceanography*, 61, 1–26.
- Postma, H., 1961. Transport and accumulation of suspended matter in the Dutch Wadden Sea. *Netherlands Journal of Sea Research* 1, 148-190.
- Schijf, J.B. and J.C. Schönfeld, 1953. Theoretical considerations on the motion of salt and fresh water. *Proceedings Minnesota International Hydraulics Convention*. Minnesota.
- Schrottke, K. und Bartholomä, A., 2008. Detaillierte Einblicke in die ästuarine Schwebstoffdynamik mittels hochauflösender Hydroakustik. Tagungsband zum Seminar Ultraschall in der Hydrometrie: neue Technik; neuer Nutzen; FgHW / DWA, Koblenz, Juni 2008, 75-82.
- Schuchardt, B. und S. Beilfuss, 2012. Sediment management strategies in the Weser estuary. *Bio Consult*, report 08.10.2012, erstellt für NLWKN Oldenburg.
- Sogreah, 2006. Expertise et connaissance du systeme estuarien de Loire – Tome 1: Analyse historique, Report 1711457R2 (Französisch).
- Talke, S.A., De Swart, H.E. and De Jonge, V.N., 2009. An idealized model and systematic process study on oxygen depletion in highly turbid estuaries. *Estuaries and coasts*, 32 (4), 602-620.
- Van Braeckel, A., Piesschaert, F. en van den Bergh, E., 2006. Historische analyse van de Zeeschelde en haar getijgebonden zijrivieren. 19e eeuw tot heden. INBO report INBO.R.2006.29
- Van Rijn, L.C., 1990. Principles of sediment transport in Rivers, Estuaries and Coastal Seas. Aqua Publications.
- Van Rijn, L.C., 2011. Comparison hydrodynamics and salinity of tide estuaries; Elbe, Humber, Schelde and Weser. *Deltares-Bericht* 1203583-000.
- Van Straaten, L.M.J.U. and Ph. H. Kuenen, 1958. Tidal action as a cause of clay accumulation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 28 (4) 406-413.
- Van Straaten, L.M.J.U. and Ph. H. Kuenen, 1957. Accumulation of fine grained sediments in the Dutch Wadden Sea. *Geologie en mijnbouw* 19, 329-354.
- Villaret, C., N. Huybrechts, A.G. Davies and O. Way, 2011. Effect of bed roughness prediction on morphodynamic modelling: Application to the Dee estuary (UK) and to the Gironde estuary (France). 34th IAHR World Congress, Brisbane, Australia, pp 1149-1156, ISBN 978-0-85825-868-6,
- Vroom, J., H. van den Boogaard and B. van Maren, 2012. Mud dynamics in the Eems-Dollard, research phase 2 – Analysis of existing data. *Deltares, Bericht* 1205711-001.
- Weilbeer H. and M. Klöpffer, Bundesanstalt für Wasserbau, 2011. Model Validation and System Studies for Hydrodynamics, Salt and Sediment Transport in the Elbe Estuary - Basic Information for the River Engineering and Sediment Management. Draft Report A39550310069.
- Weilbeer, H., 2013. Persönliche Kommunikation.
- Winterwerp, J.C., 2001. Stratification effects by cohesive and non-cohesive sediment. *Journal of Geophysical Research*, 106 (C10) 22559-22574.
- Winterwerp, J.C., 2002. Scaling parameters for high-concentrated mud suspensions. in: Elsevier, *Proceedings in Marine Science*, No 5; Proceedings of the 6th International Conference on Nearshore and Estuarine Cohesive Sediment Transport, INTERCOH-2000, ed. J.C. Winterwerp & C. Kranenburg, 171-186.
- Winterwerp, J.C., Z.B. Wang, T. van der Kaaij, K. Verelst, A.C. Bijnsma, Y. Meersschaut, M. Sas, 2006. Secondary currents by weak salinity gradients in estuaries. *Ocean Dynamics*, 56, 284-294.
- Winterwerp, J.C., 2006. Stratification effects by fine suspended sediment at low, medium and very high concentrations. *Geophysical Research*, 111 (C05012) 1-11.

- Winterwerp, J.C., M. Lely and Qing He, 2009. Sediment-induced buoyancy destruction and drag reduction in estuaries. *Ocean Dynamics*, 59 (5) 781-791.
- Winterwerp, J.C., 2011. Fine sediment transport by tidal asymmetry in the high-concentrated Ems River. *Ocean Dynamics*, 61 (2-3) 203-216, DOI:10.1007/s10236-010-0332-0.
- De eventuele referentie naar het data-analyserapport voor de Beneden-Zeeschelde is:
Wasser- und Schifffahrtverwaltung des Bundes. Zentrales Datenmanagement der WSD Nord - Portal Tideelbe, 1999; see also http://www.portaltideelbe.de/Projekte/FRA1999/-Beweissicherung/Ergebnispraesentation/profile_elbe/index.html.

Bezeichnungen

Symbol	Einheit	Beschreibung
A_c	m^2	Durchströmter Querschnitt
a	m	Tidenhub
a_0	m	Tidenhub in der Flussmündung
a^+	m	Tidenhub der einlaufenden Welle
a^-	m	Tidenhub der reflektierenden Welle
b	m	Flussbreite
b_c	m	Breite des durchströmten Querschnitts
b_t	m	Gesamtbreite
b^*	m	Dimensionslose Breite (Gleichung 8)
Δb	m	Breite der Gezeitenzone
C	$m^{1/2}/s$	(effektiver) Chézy-Koeffizient
C_0	$m^{1/2}/s$	Chézy-Koeffizient für neutrale Bedingungen
C_{SPM}	$m^{1/2}/s$	Chézy-Koeffizient induziert durch Schwebstoffe
c	m/s	Wellengeschwindigkeit
c	kg/m^3	Massekonzentrationen Schwebstoffe
c_D	-	Räumkraft-Koeffizient
F	kg/m	Feinsediment-Transportrate insgesamt pro Einheitenbreite, integriert über die Tidenperiode
F_a	kg/m	F durch Tidenasymmetrie
F_g	kg/m	F durch ästuarine (Gravitations-)zirkulation
F_l	kg/m	F durch Lag-Effekte (Scour Lag und Settling Lag)
F_p	kg/m	F durch stromauf gerichteten Transport (Tidal Pumping) – in diesem Bericht mit F_a bezeichnet
F_r	kg/m	F durch Reststrom (Abflussmenge und Stokes Rectification)
F_s	kg/m	F durch Stokes Drift
F_v	kg/m	F durch Asymmetrie in der vertikalen Vermischung (interne Asymmetrie)
g	m/s^2	Gravitationsbeschleunigung
h	m	Wassertiefe (mittlerer Wasserstand – Sohlenhöhe)
k	m^{-1}	Wellenzahl: $k = k_r + i k_l$
k_r	m^{-1}	Reale Wellenzahl: $k_r = 2\pi/\lambda$
k_i	m^{-1}	Imaginäre Wellenzahl:
L_b	m	Länge der ästuarinen Konvergenz
L^*	m	Dimensionslose Länge der ästuarinen Konvergenz (Gleichung 8)
P	kg/ms	Produktion/Erosion von Feinsediment pro Einheitenbreite
Ri_f	-	Fluss-Richardson-Zahl
Ri^*	-	Bulk-Richardson-Zahl
r	m/s	Linearer Reibungskoeffizient
r^*	-	Dimensionsloser linearer Reibungskoeffizient (Gleichung 8)
S	kg/ms	Sedimentation von Feinsediment pro Einheitenbreite
t		Zeit
T		Tidenperiode

U	m/s	Amplitude der Strömungsgeschwindigkeit
U_0	m/s	Amplitude der Strömungsgeschwindigkeit in der Flussmündung
U^+	m/s	Amplitude der Strömungsgeschwindigkeit der einlaufenden Welle
U^-	m/s	Amplitude der Strömungsgeschwindigkeit der reflektierenden Welle
u	m/s	Strömungsgeschwindigkeit
u_*	m/s	Schergeschwindigkeit
x	m	Longitudinale Koordinate (positiv ästuaraufwärts)
β	-	Rouse-Zahl
Γ	-	Dimensionsloser Parameter in Proxy für Tidenasymmetrie (Gleichung 20a)
γ	-	Proxy für Tidenasymmetrie
η	m	Momentaner Wasserstand
κ	-	Dimensionslose komplexe Wellenzahl: $\kappa = \kappa_r + i \kappa_i$ (Gleichung 8)
κ_r	-	Dimensionslose reale Wellenzahl:
κ_i	-	Dimensionslose imaginäre Wellenzahl:
κ^+	-	Dimensionslose komplexe Wellenzahl - einlaufende Welle :
κ^-	-	Dimensionslose komplexe Wellenzahl - reflektierende Welle :
Λ_e	-	(Dimensionsloser) ästuariner Konvergenzwert (Gleichung 8)
ℓ	m	Länge des Ästuars bei Vorhandensein eines Wehrs
λ	m	Länge der Tidewelle
ω	s ⁻¹	Tidenfrequenz: $\omega = 2\pi/T$
ϕ	rad	Phasenwinkel zwischen Tidewasserstand und Strömungsgeschwindigkeit
