



Die Küste

ARCHIV FÜR FORSCHUNG UND TECHNIK
AN DER NORD- UND OSTSEE

ARCHIVE FOR RESEARCH AND TECHNOLOGY
ON THE NORTH SEA AND BALTIC COAST

**Modellierung der Küstengewässer in Deutschland –
Leistungsfähigkeit und Anwendungsbeispiele**

Die Küste

ARCHIV FÜR FORSCHUNG UND TECHNIK
AN DER NORD- UND OSTSEE

ARCHIVE FOR RESEARCH AND TECHNOLOGY
ON THE NORTH SEA AND BALTIC COAST

MODELLIERUNG DER KÜSTENGEWÄSSER IN DEUTSCHLAND –
LEISTUNGSFÄHIGKEIT UND ANWENDUNGSBEISPIELE

Heft 86 · Jahr 2018

Herausgeber: Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen
Editor: German Coastal Engineering Research Council

Verlag:
Bundesanstalt für Wasserbau (BAW)
Kußmaulstraße 17, 76187 Karlsruhe
Postfach 21 02 53, 76152 Karlsruhe
Telefon: 0721 9726-3380 Telefax: 0721 9726-5320
E-Mail: izw@baw.de, www.baw.de
Druck: BSH Druckerei, Rostock

Gefördert durch:



ISSN 0452-7739
ISBN 978-3-939230-46-5

Die Verfasser sind für den Inhalt der Aufsätze allein verantwortlich. Ein Nachdruck aus dem Inhalt ist nur mit Genehmigung des Herausgebers gestattet:
Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen, Geschäftsstelle, Wedeler Landstraße 157, 22559 Hamburg
Vorsitzender: THEO AUGUSTIN, Bundesministerium für Ernährung und Landwirtschaft, Rochusstraße 1, 53123 Bonn
Geschäftsführer: Dr.-Ing. RAINER LEHFELDT, Wedeler Landstraße 157, 22559 Hamburg
Forschungsleiter: Prof. FRANK THORENZ, Niedersächsischer Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten und Naturschutz, Jahrstraße 1, 26506 Norden
Redaktionsleitung: Dr.-Ing. ANNIKA SCHÜTTRUMPF

Liebe Leserin, lieber Leser,

auf Initiative der Bundesanstalt für Wasserbau (BAW) veröffentlicht das Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen (KFKI) eine neue Ausgabe seiner regelmäßig verlegten Schriftreihe DIE KÜSTE. Das Heft liefert eine zusammenfassende Darstellung über Ansätze der Modellierung der deutschen Küstengewässer. Die ausgewählten Artikel entstanden für ein internationales Publikum auf Englisch anlässlich der internationalen Konferenz Hydroscience and Engineering (ICHE), die das KFKI im Jahr 2014 in Hamburg ausgerichtet hat. Diese Informationssammlung stieß auch in der North Sea Coastal Managers Group, an der das KFKI beteiligt ist, auf großes Interesse, und erscheint jetzt aktualisiert und ins Deutsche übersetzt in DIE KÜSTE, 86.

Seit 1952 berichtet das KFKI in seiner Fachzeitschrift DIE KÜSTE zu Fragen der Küstenforschung und publiziert insbesondere die Ergebnisse aus KFKI Forschungsprojekten, Referenzwerke und Themenhefte. Dieser Wissenstransfer im Küsteningenieurwesen mit zweckmäßigen Daten- und Informationstechniken gehört zu den Aufgaben des KFKI, das im Jahr 1973 die Nachfolge des ehemaligen, seit 1949 bestehenden Küstenausschusses Nord- und Ostsee antrat. In einer Verwaltungsvereinbarung schlossen sich die in der Küstenforschung tätigen Verwaltungen des Bundes und die Küstenländer Niedersachsen, Schleswig-Holstein, Bremen, Hamburg und Mecklenburg-Vorpommern (seit 2001) zusammen. Gemeinsames Ziel ist neben dem erwähnten Wissenstransfer die Umsetzung eines Forschungsprogramms zur Erfassung und Vorhersage der Naturvorgänge im Küstenbereich mit ingenieur- und naturwissenschaftlichen Methoden für eine umweltfreundliche und nachhaltige Nutzung der Küste und des Küstenvorfeldes.

Während in der Anfangszeit Printmedien für den Wissenstransfer wesentlich waren, entwickelten sich mit dem digitalen Aufschwung neue Formen der Kommunikation und Archivierung von Daten. Nach der organisatorischen Anbindung der KFKI-Geschäftsstelle an die BAW und dem Umzug von der ehemaligen Wasser- und Schifffahrtsgeschäftsstelle Nord in Kiel zur BAW am Standort Hamburg konnte das KFKI dank deren technischer Unterstützung moderne IT-gestützte Verfahren zum Wissenstransfer einrichten. Die KFKI-Webseite ist heute als gut besuchte Plattform für Informationen aus der deutschen Küstenzone etabliert, auf der ausführliche Projektinformationen, der Newsletter KFKI-aktuell und sämtliche Ausgaben der Fachzeitschrift DIE KÜSTE frei zugänglich sind. Querbezüge zwischen den Publikationen der vorliegenden Ausgabe und den verwendeten Daten sind leicht herzustellen, wenn die vorhandenen technischen Möglichkeiten über Metadaten und Internet-Dienste genutzt werden.

Mit dem Nord- und Ostsee Küsten-Informationen-System NOKIS hat das KFKI bereits im Jahr 2001 begonnen, standardisierte Metadaten zur Dokumentation und Recherche innerhalb der KFKI-Verwaltungen einzusetzen. Dies gilt für Ergebnisdaten aus Küstenforschungsprojekten ebenso wie für alle Veröffentlichungen in der Reihe DIE KÜSTE und insbesondere für die Dokumentation sämtlicher KFKI-Projekte. Eine Kooperation der BAW mit dem Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) sichert seit 2009 den Bestand von NOKIS als nachhaltige, mit der nationalen Geodaten-Infrastruktur Deutschland (GDI-DE) vernetzte Metadaten-Plattform für Küsteninformationen. NOKIS leistet somit einen Beitrag zum Aufbau der gemeinsamen Geodaten-Infrastruktur in der Europäischen Gemeinschaft (INSPIRE – INfrastructure for SPatial InfoRmation in Europe). Mittlerweile hat das KFKI mit der Marinen Daten-Infrastruktur

Deutschland MDI-DE einen weiteren Meilenstein bei der Verarbeitung von Daten aus der Küstenzone geschaffen und die entstandene Arbeitsplattform im Jahr 2014 mit einer Verwaltungsvereinbarung dauerhaft abgesichert. Unter der gemeinsamen Leitung von BAW und BSH macht das MDI-DE Internetportal die seitens der EU-Richtlinien erforderlichen Daten und Metadaten aus Meer und Küste verfügbar. Das Geo-Portal ermöglicht über Metadaten die Suche nach Fachdaten aus dem Küsteningenieurwesen, dem Küstengewässerschutz, dem Meeresumweltschutz und dem Meeresnaturschutz und unterstützt gemäß INSPIRE deren Nutzung durch Internet-Dienste. Die Plattform MDI-DE unterstützt damit Daueraufgaben und Arbeitsprozesse der beteiligten Verwaltungen.

Insbesondere durch seine digitalen Angebote fungiert das KFKI als zentrale Informationsdrehscheibe im deutschen Küsteningenieurwesen und macht die erfassten Daten und Informationen national sowie international zugänglich. Teil dieses Auftrags, einen Wissenstransfer mit zweckmäßigen Daten- und Informationstechniken zu gewährleisten, ist die Erfüllung der Verpflichtungen aus den EU Rahmenrichtlinien. Dazu gehört auch die Bereitstellung von Überblick verschaffenden Fachpublikationen wie das vorliegende Heft Nr. 86 der Schriftenreihe DIE KÜSTE mit dem Themenschwerpunkt Modellierung.

Angenehme Lektüre wünscht
Dr.-Ing. Rainer Lehfeldt
KFKI Geschäftsführer 2004 – 2018

Inhaltsverzeichnis

Einführung: Veranlassung, Zielgruppe, Vorgeschichte

Harro Heyer

- Modellierung von Küstengewässern in Deutschland –
Erfolge und Anwendungsbeispiele 1

Datenbasis

Ralf Weisse, Lidia Gaslikova, Beate Geyer, Nikolaus Groll und Elke Meyer

- coastDat: Modelldaten für Wissenschaft und Industrie 5

Angela Schäfer und Roland Koppe

- Das Marine Netzwerk für Integrierten Datenzugriff und das Datenportal
Deutsche Meeresforschung 21

Rainer Lehfeldt und Johannes Melles

- MDI-DE – Marine Daten-Infrastruktur Deutschland 33

Ronny Beyer, Axel Orths und Lothar Neumann

- ZDM – Zentrales Datenmanagement der Generaldirektion Wasserstraßen und
Schifffahrt, Außenstelle Nord 49

Oliver Lojek, Knut Krämer, Anna Zorndt, Nils Goseberg und Torsten Schlurmann

- Geschwindigkeits- und Turbulenzmessungen am Emssperrwerk 61

Modellbildung

Hans Burchard, Ulf Gräve, Peter Holtermann, Knut Klingbeil und Lars Umlauf

- Turbulenzschließungsmodellierung für Küstengewässer 75

Bert Putzar und Andreas Malcberek

- Modellierung von Sedimenttransport und Morphodynamik 97

Arne Hammrich und Dagmar Schuster

- Grundlagen der ökologischen Modellierung in Küstengewässern
am Beispiel der Elbe 115

Livia Petzold, Martin Pohl, Peter Schulze und Heinz Konietzky

- Numerische Simulation von Deckwerken in Tidegebieten 127

Emil Stanev und Johannes Schulz-Stellenfleth

- Methoden der Datenassimilation 143

<i>Cordula Berkenbrink und Hans Dieter Niemeyer</i> Analyse von Salzgehaltsänderungen nach Fahrwasserausbauten in Ästuarien mit Künstlichen Neuronalen Netzen	163
<i>Anja Brüning und Elimar Precht</i> Statistische Untersuchung von MetOcean-Daten für die Bemessung von Offshore-Windenergieanlagen in deutschen Gewässern	181
<i>Marko Kastens</i> Statistische Ästuardatenanalyse – einige Methoden und ihre Grenzen	201
<i>Andreas Schöb, Birte Hein, Jens Wyrwa und Volker Kirchesh</i> Langzeitmodellierung der Gewässergüte in der Elbe mit Fokus auf die Sauerstoffbilanz im Ästuar	219

Modellanwendung: Hydrodynamik

<i>Joanna Staneva, Arno Bebens und Nikolaus Groll</i> Jüngste Fortschritte bei der Seegangmodellierung für die Nordsee und die Deutsche Bucht	251
<i>Silvia Maßmann, Frank Janssen, Thorger Brüning, Eckhard Kleine, Hartmut Komo, Inge Menzenbauer-Schumacher und Stephan Dick</i> Operationelles Öldriftporhersagesystem für deutsche Küstengewässer	275
<i>Thorger Brüning, Frank Janssen, Eckhard Kleine, Hartmut Komo, Silvia Maßmann, Inge Menzenbauer-Schumacher, Simon Jandt und Stephan Dick</i> Operationelle Ozeanvorhersage für deutsche Küstengewässer	293
<i>Elisabeth Rudolph</i> Sturmfluten in den Ästuaren der Elbe, Jade-Weser und Ems	311
<i>Jana Kristandt, Benedict Brecht, Helmut Frank und Heiko Knaack</i> Optimierung empirischer Sturmflutvorhersage – Modellierung hochaufgelöster Windfelder	321
<i>Mohamed Tayel † und Hocine Oumeraci</i> Vorhersage extremer Sturmfluten mit Hilfe hydrodynamischer Modellierung und künstlicher neuronaler Netze	341
<i>Guntram Seiß</i> Für die Anwendung auf die Wasserstraßen und Häfen an der Ostseeküste geeignete hydronumerische Modelle	369

- Gerald Herrling, Johanna Elsebach und Anne Ritzmann*
Untersuchung der Veränderungen des Tideregimes in den Ästuaren von
Ems-Dollart und Unterweser mittels mathematischer Modellierung 381

Modellanwendung: Sedimenttransport

- Manfred Zeiler, Peter Milbradt, Andreas Pliß und Jennifer Valerius*
Modellierung großräumiger Sedimenttransporte in der Deutschen Bucht
(Nordsee) 399
- Frank Kösters, Iris Grabemann und Reiner Schubert*
Die Schwebstoffdynamik in der Trübungszone des Weserästuars 425
- Holger Weilbeer*
Sedimenttransport und Sedimentmanagement im Elbeästuar 443
- Dennis Oberrecht und Andreas Wurpts*
Einfluss eines gesteuerten Tidesperrwerksbetriebs auf die Tidedynamik im
Emsästuar 463
- Monika Donner und Oliver Stoschek*
Simulation hoher Schwebstoffkonzentrationen und Optionen für eine
Sanierung der Unterems 471
- Dennis Oberrecht und Andreas Wurpts*
Untersuchung des rheologischen Fließverhaltens von Flüssigschlick anhand
von Proben und Anwendung eines erweiterten Modellansatz 493
- Denise Wehr*
Numerische Simulation der Dynamik von Flüssigschlick in Ästuarsystemen –
Überblick und Ausblick 501

Modellanwendung: Küstenschutz

- Jan-Moritz Müller und Gabriele Gönnert*
Aktuelle Entwicklungen im Hamburger Küstenschutz 513
- Ulrich Winskowsky und Birgit Matelski*
Modellbasierte Sicherheitsüberprüfung von Deichen an der Westküste
Schleswig-Holsteins 521
- Cordula Berkenbrink und Hans-Dieter Niemeyer*
Integrierte Bemessung von See- und Ästuardeichen 531

Hocine Oumeraci, Andreas Kortenhaus, Andreas Burzel, Marie Naulin, Dilani R. Dassanayake, Jürgen Jensen, Thomas Wahl, Christoph Muddersbach, Gabriele Gönner, Sigrid Thumm, Birgit Gerkenmeier, Peter Fröhle, Karl-Friedrich Daemrich, Erik Pasche † und Gehad Ujeyl
XtremRisK – Integrierte Hochwasserrisikoanalyse für extreme Sturmfluten
an offenen Küsten und in Ästuaren: Wichtigste Ergebnisse und Lehren 545

Die Küste im globalen Wandel

Arne Arns, Jürgen Jensen und Thomas Wahl
Zur konsistenten Ermittlung extremer Wasserstände unter Berücksichtigung
gegenwärtiger und prognostizierter Meeresspiegeländerungen 569

Anna C. Zorndt und Torsten Schlurmann
Untersuchungen der Auswirkungen des Klimawandels auf das Weserästuar 587

Rita Seiffert und Fred Hesser
Untersuchung von Folgen des Klimawandels und Anpassungsstrategien in
deutschen Ästuaren 599

*Hanz Dieter Niemeyer, Cordula Berkenbrink, Anne Ritzmann, Heiko Knaack,
Andreas Wurpts und Ralf Kaiser*
Evaluierung von Küstenschutz-Strategien im Hinblick auf
Klimaänderungsfolgen 613

Autorenverzeichnis 629

Modellierung von Küstengewässern in Deutschland – Erfolge und Anwendungsbeispiele

Harro Heyer

Die vorliegende Veröffentlichung ist ein Beitrag zur 11. Internationalen Konferenz für Hydrowissenschaften und Ingenieurwesen (International Conference on Hydroscience and Engineering) ICHE 2014. Die in Hamburg vertretene internationale Gemeinschaft der mit Wasser befassten Wissenschaftler und Experten behandelt den Themenschwerpunkt „Hydro-Engineering zur Lösung der Umweltherausforderungen“. Hydro-Engineering umfasst die Wissenschaft und zugehörige Technologie der Wasserwirtschaft, der Bewirtschaftung natürlicher Systeme und Ressourcen, die von gewässerbezogenen Prozessen beeinflusst werden. Angesichts der Notwendigkeit, die gegenwärtigen und künftigen wirtschaftlichen Bedürfnisse und die ökologischen Herausforderungen zu bewältigen, hat die Nachfrage nach der Konzeptionierung und Entwicklung technischer und umwelttechnischer Maßnahmen für die Systeme Meer, Küste und Ästuar weltweit zugenommen. In jüngster Zeit wird infolge dieser wachsenden Nachfrage auch intensivere Forschungsarbeit an grundlegenden hydraulischen Prinzipien sowie an datengetriebenen Methoden, prozessorientierten Computermodellen und numerischen Modellen sowie ihrer praktischen Anwendung benötigt. Deutschland bildet in dieser Hinsicht keine Ausnahme. Hauptgegenstand dieses Bands sind aktuelle Forschungsthemen, die sich mit der deutschen Küstenzone beschäftigen.

Ansatzpunkt für die wissenschaftliche und technische Arbeit im Bereich des „Hydro-Engineering“ sind in erster Linie Naturphänomene. Es werden die zugrundeliegenden Kräfte und dynamischen Vorgänge von Gewässern untersucht sowie ihre Beeinflussung durch die Geometrie und Rauheit ihrer Grenzen. Wechselwirkungen der dynamischen Gewässersysteme mit der Atmosphäre und dem Meeresboden spielen in diesem Wissenschaftszweig eine übergeordnete Rolle. In Deutschland ist es ein wichtiges Forschungsziel, die Funktionsweise von Meeres-, Küsten- und Ästuarsystemen quantitativ zu untersuchen und Erkenntnisse darüber zu gewinnen, wie sich diese Systeme in der Vergangenheit verändert haben und in ihren gegenwärtigen Zustand gelangt sind, welche Veränderungen sie in Zukunft erwarten, ob durch natürliche Vorgänge oder bauliche Veränderungen verursacht. Das bisherige Wissen und Verständnis dieser Systeme beruht auf beobachtbaren Phänomenen, besonderen Werkzeugen zur Analyse von Daten und zunehmend ausgereiften numerischen Modellen. Aufgrund der Vielzahl an Forschungseinrichtungen in Deutschland, die sich mit Wissenschafts- und Technologiethemen im Bereich des „Hydro-Engineering“ befassen, hat unser Land ein hohes Niveau an fachlicher Erfahrung hinsichtlich Verbesserungen der Validität von Verfahren und Werkzeugen vorzuweisen. Vor allem in den letzten zehn Jahren zeigte sich eine wachsende Nachfrage nach modellgestützten Untersuchungen.

Im vorliegenden Band berichten wir über die zahlreichen Anstrengungen zur Verbesserung fluidbezogener Erforschung besonderer Naturphänomene, über Aspekte der numerischen Berechnung des Fließverhaltens von Fluiden, groß- und kleinmaßstäbliche hydraulische Modellierung unter Einbeziehung von Monitoring-Daten und, nicht zuletzt, über die bauliche Praxis zur Sicherung und zum Schutz von Küstengebieten.

Wissenschaftliche und technische Ansätze im Bereich des „Hydro-Engineering“ berücksichtigen zunehmend das Ideal der „Hydromorphologie“. Betrachtungsgegenstand ist dabei das hydrologische System mit seiner Struktur, Evolution und dynamischen Morphologie in nahezu sämtlichen räumlichen und zeitlichen Maßstäben unter sowohl natürlichen als auch anthropogenen Einflüssen. Hydrologische Systeme haben sich seit über einem Jahrhundert unter dem Einfluss menschlicher Aktivitäten mit ihren Auswirkungen auf Wasserverbrauch, Bodenbewirtschaftung und Klima stark verändert. Die hydrologische Reaktion eines natürlichen Systems auf spezifische Transformationsmaßnahmen lässt sich unmittelbar über die Aufzeichnung von Wasserständen, Fluidströmungen und Salzgehalt beobachten. Es ist jedoch nach wie vor schwierig, die Veränderungen in den Zustandsvariablen genau zu quantifizieren, da sie auch der natürlichen Variabilität von Küstensystemen unterliegen. Eine reale Herausforderung besteht daher in der Vorhersage der hydromorphologischen Reaktion des Systems auf anthropogene Einwirkungen. Im Allgemeinen bedeuten menschliche Maßnahmen Störungen für die natürliche Morphodynamik des Systems. Systemtransformationen verursacht durch menschliche Aktivitäten können schleichende Prozesse auslösen, die die langfristige morphologische Evolution des Systems beeinflussen. In Zeiten solcher Transformationen verschärft sich möglicherweise die eingeschränkte Vorhersagbarkeit der Dynamik von Küstensystemen.

Zahlreiche Faktoren machen gerade Tideästuare zu extrem komplexen hydrologischen Systemen: die Verdünnung des Seewassers mit unterschiedlichen Mengen Süßwassers aus dem Oberwasser, komplexe Advektions- und Vermischungsvorgänge, variierende Reibung bei Gezeitenströmungen verursacht durch unterschiedliche Wassertiefen, Flussbauwerke und Sohlrauheit sowie unterschiedliche Dichtefelder im Wasserkörper verursacht durch längs und quer verlaufende Salzgehaltsgradienten. Die zunehmende Verflechtung der Weltwirtschaft hat ein enormes Wachstum der Schiffskapazitäten zur Folge, unter anderem für den Transport von Öl, hauptsächlich aber auch für den weltumspannenden Containertransport. So werden in Küstenregionen tiefere und breitere Schifffahrtsrinnen benötigt, um die Nutzung durch die größeren Schiffe zu ermöglichen. Der zunehmende Gütertransport in Küstengewässern ist nicht mehr vermeidbar, hat jedoch den hydromorphologischen Zustand der großen deutschen Ästuare beeinflusst. Menschliche Eingriffe haben Auswirkungen auf die Schichtung und die gravitationellen Zirkulationsprozesse und bringen Veränderungen für den Feststofftransport - in Form von Schwebstofftransport oder Geschiebefracht - sowie darüber hinaus für die Lage der Trübungszone mit sich. Auf Grund eines wachsenden Ungleichgewichts der barotropen Druckgradienten während der Flut- und Ebbstromphasen haben sich Phänomene wie das Tidal Pumping verstärkt. Ein Nebeneffekt dieser Entwicklung in Teilgebieten der an der Deutschen Bucht gelegenen Ästuare ist die Verlagerung der Haupt-Baggerbereiche stromaufwärts und die Bildung hochkonzentrierter Schlicksuspensionen und Flüssigschlickschichten. Oft ist eine Veränderung der residuellen Gezeitenvorgänge verantwortlich für diese morphologischen Entwicklungen. Insbesondere ein nicht ausgeglichener Haushalt von Feinsediment in Suspension kann zu Verhältnissen mit niedrigem Sauerstoffgehalt und zu einer unerwünschten Verteilung des Substrats innerhalb des Systems führen.

Wir haben verstanden, dass menschliche Eingriffe in Gewässersysteme tiefgreifende Auswirkungen auf die Systemdynamik haben können und nahezu alle physikalischen, chemischen und biologischen Beschreibungsparameter eines Systemzustands betreffen. Eine sehr wichtige wasserbauliche Aufgabe ist daher heute, bei gewässerbezogenen

Projekten alle Beteiligten in möglichst transparenter Art und Weise zu beraten. Fundierte Antworten auf allgemeine und besondere Fragen sind von Bedeutung für Planer, aber auch für die Gesellschaft als Ganzes: in welchem Zustand befindet sich das System aktuell, welche Prozesse waren für diesen Systemzustand bestimmend, welcher künftige Zustand des Systems ist plausibel, wenn es zu Hochwasserereignissen infolge extremer Wetterbedingungen und infolge des Klimawandels kommt, wie verändert sich der Systemzustand durch wirtschaftlich getriebene Maßnahmen, welche Strategie eignet sich am besten, um den Systemzustand zu verbessern und es gegen Überflutung zu sichern? Von überragender Bedeutung ist die Fortführung eines gleichberechtigten Austauschs und der Diskussion zwischen Interessengruppen mit Wirtschafts- und Umweltinteressen. Umweltziele werden immer wichtiger, vor allem für die Politik und die NGOs. Die Menschen, die tatsächlich hinter Küstenschutzbauwerken leben, bilden sich ebenfalls viel unmittelbarer als bisher eine eigene Meinung über Internetplattformen, sodass die Bedeutung der öffentlichen Medien allmählich abnehmen wird.

Küstengewässer stellen grundlegende natürliche Ressourcen in Deutschland und der ganzen Welt dar. Seit vielen Jahren widmen sich Wasserbauingenieure nun den großen Herausforderungen und der Arbeit an Strategien und Techniken zum Schutz und zur Verbesserung der Umwelt in Küstengewässersystemen. Heute ist es von entscheidender Bedeutung für die gesamte Gesellschaft, sich dieser Fragen anzunehmen und eine nachhaltige Entwicklung zu erreichen. Die Wasserrahmenrichtlinie der EU (2000) und die Meeresstrategie-Rahmenrichtlinie (2008) sind diesem Ziel verpflichtet. Sie schreiben Pflichten für die EU-Mitgliedstaaten in Bezug auf Monitoring fest. Um für solche Berichterstattungspflichten den Weg zu bereiten, hat die EU die INSPIRE-Richtlinie (2007) verabschiedet, die auch die Entwicklung einer europäischen Geodaten-Infrastruktur basierend auf interoperablen Web-basierten Softwarekomponenten unterstützt. Auch dies ist zu einer sehr wichtigen Aufgabe im Tätigkeitsbereich des Hydro-Engineering geworden.

Neben einer Vertiefung der wissenschaftlichen und technischen Erkenntnisse sind spezielle Fähigkeiten in der Diskussion und Kommunikation sowie transparente fortschrittliche Methoden und Modelle für die unterschiedlichen Küstensysteme gefragt. Hydrowissenschaften und Wasserbau stellen sich hier einer extrem anspruchsvollen Aufgabe, welche sich am besten im Rahmen einer nationalen und internationalen Kooperationsstruktur lösen lässt.

Harro Heyer
20. Mai 2014

coastDat: Modelldaten für Wissenschaft und Industrie

Ralf Weisse, Lidia Gaslikova, Beate Geyer, Nikolaus Groll und Elke Meyer

Zusammenfassung

Der coastDat Datensatz ist eine Zusammenstellung meteo-mariner Rekonstruktionen und von Szenarienrechnungen für die Zukunft, die mit Hilfe numerischer Modelle erstellt wurden. Die Kernstücke des Datensatzes umfassen hoch aufgelöste Wind-, Seegang- und Wasserstandsrekonstruktionen (Hindcasts), die bisher hauptsächlich für die Nordsee entwickelt wurden. Rekonstruktionen und Szenarien für andere Gebiete werden jedoch zunehmend verfügbar und in den Datensatz integriert. Je nach Parameter umfassen die rekonstruierten Zeiträume die letzten etwa 50-60 Jahre. Daten aus coastDat wurden erfolgreich sowohl zur Untersuchung wissenschaftlicher Fragestellungen als auch zur Betrachtung von mehr praxis-orientierten Anwendungen z. B. im Schiffbau oder der Offshore Windindustrie eingesetzt. In diesem Beitrag werden der Datensatz und die notwendigen Entwicklungen kurz vorgestellt sowie ein Überblick über Validierungsergebnisse gegeben. Anschließend werden eine kurze Übersicht über derzeit existierende Anwendungen gegeben und die Zugangsmöglichkeiten zu den Daten beschrieben.

Schlagwörter

coastDat, Hindcast, meteo-marine Daten, Nordsee

Summary

The coastDat data set is a compilation of regional meteo-marine hindcasts and scenarios of possible future developments derived from numerical models. The core of the data set comprises high-resolution wind, wind wave and tide-surge hindcasts mostly for the North Sea. Other areas progressively become available. Depending on parameter, the hindcast period covers the last five to six decades of years including the most recent ones. The data set was successfully applied for a variety of scientific as well as more practically oriented applications comprising, for example, naval architecture or offshore wind farms. Here the data set and the history leading to its development are briefly described, validation is reviewed, and an overview about recent uses of the data is provided. Eventually access to the data is briefly sketched.

Keywords

coastDat, hindcast, met-ocean data, meteo-marine data, North Sea

Inhalt

1	Einleitung	6
2	Historische Entwicklung.....	7
3	coastDat-1 und coastDat-2.....	9
4	Validierung	11
5	Anwendungen.....	13
6	Zugriff auf coastDat	15
7	Zusammenfassung	15
8	Schriftenverzeichnis.....	16

1 Einleitung

Statistische Aussagen zu mittleren oder extremen Zuständen mariner Umweltbedingungen sowie zu deren Variabilität oder zu möglichen langfristigen Veränderungen sind sowohl für die Forschung als auch für zahlreiche kommerzielle Offshore-Aktivitäten von zentraler Bedeutung. In der Forschung tragen diese Informationen unter anderem zu einem verbesserten Verständnis von Prozessen oder von Veränderungen bei. Behörden und Industrie benötigen vergleichbare Daten für die Planung, Konstruktion oder Instandhaltung von Küstenschutz- oder Offshore-Anlagen. Oftmals steht jedoch nur eine unzureichende Datengrundlage zur Verfügung, anhand derer solche Statistiken erstellt werden können. So decken vorhandene Beobachtungen oftmals nicht das gesamte Spektrum der Variabilität oder möglicher Veränderungen ab. Weiterhin können die räumliche und zeitliche Messdichte unzureichend sein, oder die Parameter von Interesse sind messtechnisch nicht erfasst worden. Längere Zeitreihen sind oftmals nicht homogen, da zum Beispiel Veränderungen in der Methodik der Datenerhebung künstliche Signale in den Zeitreihen erzeugen können, die als Trends fehlinterpretiert werden können (z. B. WEISSE und VON STORCH 2009).

Der coastDat Ansatz wurde entwickelt, um die Datengrundlage in Bezug auf diese Problematik zu verbessern. Der Ansatz basiert auf der Verwendung quasi-realistischer numerischer Modelle der Atmosphäre, des Seegangs (vom Wind erzeugte Wellen an der Meeresoberfläche) sowie des Wasserstands, bei der unter optimaler Nutzung vorhandener Beobachtungsdaten das marine Klima seit 1948 bzw. 1958 stündlich rekonstruiert und somit eine in sich konsistente Beschreibung der sich verändernden marinen Umweltbedingungen geliefert wird. Ergänzend stellt coastDat Szenarien möglicher zukünftiger Entwicklungen in Folge des anthropogenen Klimawandels zur Verfügung. Der Ansatz wurde über einen Zeitraum von mehr als 10 Jahren entwickelt und angewandt, um zum Beispiel für die Nordsee die Wirksamkeit politischer Maßnahmen zur Reduktion chronischer Ölverschmutzungen (z. B. CHRASTANSKY et al. 2009; CHRASTANSKY und CALLIES 2009) oder die Veränderungen im Wind- (z. B. WEISSE et al. 2005) und Sturmflutklima (z. B. WEISSE und PLUESS 2006) zu analysieren. Im industriellen Bereich wurde coastDat unter anderem im Schiffbau, bei der Modellierung von Ölverschmutzungsrisiken oder beim Bau und Betrieb von Offshore-Windparks eingesetzt (WEISSE et al. 2009). Mit Stand von Mitte 2014 wurde coastDat von über 80 verschiedenen Nutzern verwendet, wobei etwa 46 % aus dem industriellen Bereich, etwa 15 % aus Behörden und etwa 39 %

aus der Forschung kommen. Im Folgenden werden eine kurze Einführung und ein Überblick über den coastDat Datensatz gegeben. Kapitel 2 liefert zunächst einige Hintergrundinformationen insbesondere zur historischen Entwicklung des Ansatzes sowie zu den wichtigsten Erfolgen und Meilensteinen, die letztendlich die Entwicklung von coastDat ermöglichten. In Kapitel 3 werden die beiden derzeit existierenden Versionen von coastDat in einem kurzen Vergleich gegenübergestellt, wobei die neuere Version die Ende der 1990er Jahre entwickelte erste Version schrittweise ersetzt. In Kapitel 4 wird kurz auf einige Validierungsaspekte eingegangen und in Kapitel 5 wird ein Überblick über bisherige wissenschaftliche und praktische Anwendungen von coastDat gegeben. Zugriffsmöglichkeiten auf den Datensatz werden in Kapitel 6 erläutert und in Kapitel 7 wird eine kurze Zusammenfassung gegeben.

2 Historische Entwicklung

Die Rekonstruktion oder Nachhersage (engl. Hindcast) einzelner Ereignisse wie extremer Stürme oder Sturmfluten mithilfe numerischer Modelle besitzt eine lange Tradition. Zum einen wurden solche Rechnungen durchgeführt, um extreme Ereignisse mit zum Teil gravierenden Schäden zu rekonstruieren. Beispiele hierfür sind die Rekonstruktionen des sogenannten Halloween-Sturms von 1991 (CARDONE et al. 1996) oder der Seegangsverhältnisse während der Sydney-Hobart-Regatta im Jahr 1998, in deren Verlauf es aufgrund des schweren Seegangs zu fünf Schiffsverlusten kam (GREENSLADE 2001). Zum anderen wurden solche Rechnungen eingesetzt, um Modelle unter Extrembedingungen zu validieren (z. B. HOPE et al. 2013; DIETRICH et al. 2009).

Mit der Weiterentwicklung der Modelle und der steigenden Leistungsfähigkeit der Computer wurden zunehmend Rekonstruktionen durchgeführt, die längere Zeiträume oder eine größere Zahl an ausgewählten Extremereignissen abdecken konnten. Diese Art von Studien diente in der Regel der Entwicklung von Datenbanken, aus denen später entsprechende Klimatologien abgeleitet werden konnten. Insbesondere für den Bereich des Seegangs wurden solche Studien häufig durch entsprechende Anfragen aus der Industrie ausgelöst, und die Ergebnisse waren deshalb in vielen Fällen nicht öffentlich und standen für weitere Forschungsarbeiten nicht zur Verfügung (WEISSE und GÜNTHER 2011). Ein Beispiel hierfür ist eine in 1987 entwickelte saisonale Wellenklimatologie für die Nordsee, die auf einer 16 Jahre umfassenden Rekonstruktion des Seegangs angetrieben von Windfeldern eines quasi-geostrophischen Modells unter Verwendung digitalisierter und analysierter Oberflächendruckkarten basiert (N.N. 1987).

In den frühen 1990er Jahren war eine Intensivierung der Aktivität außertropischer Stürme in Nordeuropa zu beobachten. Als Folge häuften sich Berichte über widerzeugte Wellen, die höher waren als bisher beobachtet (WASA 1998). In diesem Umfeld wurde das europäische Projekt WASA (Waves and Storms in the North Atlantic) mit dem Ziel ins Leben gerufen, Hypothesen über eine Intensivierung des Sturm- und Wellenklimas im Nordatlantik entweder zu belegen oder zu widerlegen (WASA 1998). Ein Ansatz, der dabei innerhalb des Projekts verfolgt wurde, war die *kontinuierliche* Rekonstruktion und Analyse von Seegang und Windstau über einen Zeitraum von insgesamt mehr als vier Jahrzehnten. Nach unserer Kenntnis war dies der erste mehrere Jahrzehnte umfassende *multidekadische* Hindcast, der speziell auf die Auswertung von *Langzeitveränderungen* ausgerichtet war. Ein wesentliches Ergebnis des Projekts war der Verweis auf die Notwendigkeit

homogener Daten für multidekadische Hindcasts: Inhomogenitäten, wie sie beispielsweise durch Veränderungen in der Dichte des Beobachtungsnetzwerkes oder der Methodik der Datenerfassung entstehen können, können virtuelle Trends erzeugen, die die Nützlichkeit der Rekonstruktionen für die Auswertung langfristiger Veränderungen zumindest stark einschränken (WASA 1998). Eine ausführliche Darstellung der Problematik findet sich z. B. in WEISSE und VON STORCH (2009).

Während der Laufzeit des WASA -Projekts standen möglichst homogene Winddaten, wie sie als Antrieb für die Sturmflut- und Seegangsrekonstruktionen benötigt wurden, nur bedingt zur Verfügung. Die Situation verbesserte sich deutlich, als Mitte der 1990er Jahre globale atmosphärische Reanalysen entstanden. Diese lieferten zum einen auf regelmäßige Gitter interpolierte Daten und zum anderen wurde versucht, den Einfluss von Inhomogenitäten durch die Beibehaltung unveränderlicher Modelle und Datenassimilationsschemata während der Reanalysezeiträume zu minimieren. Ein in diesem Zusammenhang sehr nützliches Produkt ist die bis heute fortlaufend aktualisierte Reanalyse des National Center for Environmental Prediction (NCEP), die seit 1948 in einer räumlichen Auflösung von etwa 210 km x 210 km alle sechs Stunden vorliegt (KALNAY et al. 1996; KISTLER et al. 2001).

Obwohl sich die Auflösung solcher Reanalysen für Studien auf globalen oder kontinentalen Skalen als ausreichend erwies, war sie jedoch für viele Untersuchungen auf regionalen oder kleineren Skalen zu grob. Es wurden daher zahlreiche Versuche unternommen, die globalen Reanalysen mit Hilfe regionaler Modelle räumlich und zeitlich zu verfeinern (dynamisches Downscaling). Um dabei die Daten der globalen Reanalysen in vollem Umfang nutzen zu können, schlugen VON STORCH et al. (2000) ein spezielles Verfahren, das sogenannte spektrale Nudging (engl. spectral nudging), vor. Dieses basiert auf der Annahme, dass die Güte globaler Reanalysen von der Größe der betrachteten Skala abhängt. Dabei wird davon ausgegangen, dass die Modelle generell auf größeren Skalen eine höhere Güte besitzen. Daher sollte sich die regionale Downscaling-Lösung bei größeren Skalen enger an die durch Datenassimilation gestützte globale Lösung annähern, während sie sich auf kleineren Skalen mit zu erwartendem Mehrwert freier entwickeln sollte. Spektrales Nudging wird daher teilweise auch als regionale Datenassimilation ohne Beobachtungsdaten bezeichnet (VON STORCH et al. 2000). Diese und ähnliche Techniken sind mittlerweile stark verbreitet (einen Überblick findet man z. B. in WEISSE und VON STORCH 2009) und liefern einen erheblichen Mehrwert verglichen mit Rechnungen ohne diesen Ansatz (z. B. WEISSE und FESER 2003; FESER et al. 2011).

Die Verfügbarkeit globaler Reanalysen, die Optimierung des Downscalings mit Hilfe des spektralen Nudging-Verfahrens sowie der Bedarf an konsistenten, hochauflösenden meteorologisch-ozeanographischen Rekonstruktionen schufen die Grundlage für das Ende der 1990er Jahre ins Leben gerufene Projekt HIPOCAS (Hindcast of Dynamic Processes of the Oceans and the Coastal Areas of Europe). Aufbauend auf den genannten Entwicklungen wurde mit diesem Projekt erstmals das Ziel verfolgt, einen detaillierten, hochauflösenden und konsistenten multidekadischen meteorologisch-ozeanographischen Hindcast für die europäischen Schelf- und Küstenmeere zu erstellen. Hierbei wurden in der Regel die Verhältnisse im Zeitraum zwischen 1958 und 1998 mit typischen Gitterweiten von ca. 50 km x 50 km (Atmosphäre), etwa 5 km x 5 km (Wellen) bis hin zu wenigen hundert Metern (Wasserstände an der Küste) rekonstruiert (SOARES et al. 2002). Die stündlich gespeicherten Daten ermöglichten dabei sowohl eine detaillierte Validierung, als

auch die Auswertungen langfristiger Veränderungen (z. B. WEISSE und GÜNTHER 2007; CIEŚLIKIEWICZ und PAPIŃSKA-SWERPEL 2008; MUSIĆ und NICKOVIĆ 2008). Mit Ende des Projekts wurden die Datensätze jedoch rasch obsolet, da Ereignisse jüngerer Datums nicht mehr enthalten waren. Aufgrund des weiterhin bestehenden Bedarfs und der anhaltenden Nachfrage auch nach Daten für jüngere Ereignisse wurde die Simulation für die Nordsee am Helmholtz-Zentrum Geesthacht (HZG) mit dem für das HIPOCAS-Projekt implementierten Modellsystem und den Verfahren auch nach Projektende fortgeführt und erweitert. Zu den immer komplexer werdenden Simulationen gehörten nun auch Szenarien möglicher Auswirkungen des zu erwartenden anthropogenen Klimawandels sowie Rekonstruktionen für das Ostseegebiet. Aufgrund dieser Änderungen und Erweiterungen wurde das Projekt anschließend unter dem Namen coastDat weitergeführt.

Im Jahr 2007 wurde das für HIPOCAS implementierte und für coastDat weiter betriebene Modellsystem schließlich eingestellt, als Modellentwicklungen und leistungsfähigere Rechner die Implementierung eines neuen coastDat-2-Systems ermöglichten. Mit diesem wurde der gesamte Zeitraum seit 1948 erneut rekonstruiert. Zum Zeitpunkt des Verfassens dieses Beitrags (2013) werden die Rechnungen fortlaufend aktualisiert, so dass auch Daten neuerer Ereignisse zeitnah zur Verfügung stehen. Der ursprüngliche coastDat Datensatz ist unter dem Namen coastDat-1 weiterhin verfügbar, wird jedoch nicht weiter aktualisiert. Im folgenden Kapitel werden die Gemeinsamkeiten und Unterschiede der beiden Datensätze zusammenfassend dargestellt.

3 coastDat-1 und coastDat-2

Die folgenden Ausführungen beschränken sich auf die wesentlichen Rechnungen und Daten aus den beiden coastDat Datensätzen, insbesondere auf die für die Nordsee erstellten Wind-, Seegang- und Wasserstandsrekonstruktionen. Neben diesen sind Daten weiterer Rechnungen verfügbar wie etwa von Sturmflutszenarien unter möglichen zukünftigen Klimabedingungen (z. B. WOTH et al. 2006), Rekonstruktionen der Temperaturen und des Salzgehalts der Nordsee (MEYER et al. 2011) oder von Sturmflutrekonstruktionen für die Ostsee (WEIDEMANN 2014). Die Liste verfügbarer Daten wird ständig erweitert. Eine aktuelle Version der Liste wird auf der coastDat Website geführt (siehe Kapitel 6).

Beide Datensätze, coastDat-1 und coastDat-2, basieren auf der globalen atmosphärischen Reanalyse des NCEP-NCAR (National Center for Environmental Prediction-National Center for Atmospheric Research) (KALNAY et al. 1996). Diese wird verwendet, um zunächst ein Regionalmodell der Atmosphäre unter Verwendung der spektralen Nudging-Technik (VON STORCH et al. 2000) anzutreiben (Tab. 1). Das Gebiet des Regionalmodells umfasst dabei den größten Teil Europas und der angrenzenden Meeresgebiete. In coastDat-1 wurde damit der Zeitraum 1948 - 2007 unter Verwendung des regionalen Klimamodells REMO (JACOB und PODZUN 1997; FESER et al. 2001) in einer räumlichen Auflösung von ca. 50 km x 50 km rekonstruiert. Für coastDat-2 wurde dieses Modell durch das Klimamodell COSMO-CLM (COSMO in CLimate Mode), Version 4.8_clm_11 (ROCKEL et al. 2008; BALDAUF et al. 2011; STEPPELER et al. 2003) in einer Auflösung von etwa 24 km x 24 km ersetzt und der Zeitraum 1948 - 2013 rekonstruiert. Im Vergleich zu REMO ist COSMO-CLM ein nicht-hydrostatisches operationelles Modell zur Wettervorhersage, das von zahlreichen im Consortium for Small-scale Modeling

(COSMO) zusammengeschlossenen nationalen Wetterdiensten entwickelt und genutzt wird. Das diesem Modell zugrunde liegende Klimamodell wird von der CLM-Community (Climate Limited-area Modelling) entwickelt und verwendet (<http://www.clim-community.eu>). Die Ausgabewerte des Atmosphärenmodells wurden für coastDat-1 und coastDat-2 jede Stunde vollständig gespeichert. Während die Produktion von coastDat-1 im Jahr 2007 eingestellt wurde, wird coastDat-2 laufend erweitert und aktualisiert.

Die aus den Atmosphärensimulationen von coastDat-1 und coastDat-2 gewonnenen Daten für oberflächennahe marine Windfelder und atmosphärischen Druck auf Meereshöhe wurden anschließend verwendet, um Wasserstands- und Seegangsmodele entsprechend anzutreiben (siehe Tab. 1). Die Änderungen des Seegangsmodelessystems in coastDat-2 sind gegenüber dem in coastDat-1 nur gering. In beiden Datensätzen wurde die zu Beginn der Produktion aktuelle Version des Wellenmodells WAM verwendet und für beide Rekonstruktionen wurde das Modell in einer genesteten Version betrieben. Dabei deckt das grobe Gitter (ca. 50 km x 50 km) in beiden Versionen weite Teile des nordöstlichen Atlantiks ab. Das feine Gitter (ca. 5,5 km x 5,5 km) deckt in coastDat-1 das Gebiet der Nordsee südlich von 56 N und in coastDat-2 die gesamte Nordsee ab. Neben einigen technischen Änderungen wie etwa der Neustrukturierung des Gitters oder der Einführung von parallelisiertem Code wurde in coastDat-2 eine Parametrisierung für tiefeninduziertes Brechen der Wellen eingeführt. Dadurch konnten Wellenhöhen in extremen Flachwasserbereichen reduziert werden, die in coastDat-1 gelegentlich zu hoch berechnet wurden. Sowohl in coastDat-1 als auch in coastDat-2 wurden die Ausgabewerte des Wellenmodells jeweils stündlich und vollständig gespeichert. Während die Produktion von coastDat-1 im Jahr 2007 eingestellt wurde, wird coastDat-2 laufend erweitert und aktualisiert.

Wasserstände und Sturmfluten wurden in coastDat-1 mit einer 2D-Version des TELEMAC Modells (HERVOUET und HAREN 1996) berechnet. Das Modell wurde dazu auf einem unstrukturierten Gitter mit einer räumlichen Auflösung von etwa 5 km in der offenen Nordsee bis hin zu etwa 100 m in Küstennähe betrieben. In coastDat-2 wurde TELEMAC durch eine 2D-Version des Modells TRIM-NP ersetzt (KAPITZA 2008), einem genesteten nicht-hydrostatischen Schelfmeermodell mit räumlichen Auflösungen von 12,8 km x 12,8 km im Nordatlantik bis zu 1,6 km x 1,6 km in der Deutschen Bucht. In beiden Rekonstruktionen wurden die Modelle mit Amplituden und Phasen eines globalen Gezeitendatensatz (LYARD et al. 2006) angetrieben. Während in coastDat-1 Fernwellen (engl. external surges) mittels Assimilation von Pegeldaten aus Aberdeen berücksichtigt wurden, wurden diese in coastDat-2 explizit auf einem groben Nordatlantikgitter simuliert und an den Rändern an die höher aufgelösten Gitter übergeben. Auch hier wurden die Ausgabewerte sowohl in coastDat-1 als auch in coastDat-2 jeweils stündlich und vollständig gespeichert. Während die Produktion von coastDat-1 im Jahr 2002 eingestellt wurde, wird coastDat-2 laufend erweitert und aktualisiert.

Tabelle 1: Modell Set-up und Rekonstruktionszeiträume in coastDat-1 und coastDat-2 im Vergleich.

Rekonstruktions- zeitraum	Modell (Modellreferenz; Set-up Referenz)	Modellgebiet	Gitterabstand	Antriebsdaten
coastDat-1				
1948-2007	REMO (JACOB und PODZUN 1997; FESER et al. 2001)	Westeuropa; angrenzende Meere	50 x 50 km	NCEP/NCAR- Reanalyse
1948-2007	WAM (WAMDI 1988; WEISSE und GÜNTHER 2007)	Nordöstlicher Atlantik; Nord- see südlich von 56 N	50 x 50 km 5,5 x 5,5 km	Oberflächennahe Winde aus RE- MO
1958-2002	TELEMAC2D (HERVOUET und HAREN 1996; WEISSE und PLUESS 2006)	Nordsee	Unstrukturiertes Gitter von ca. 5 km bis 100 m	Oberflächennahe Winde und Druck aus REMO
coastDat-2				
1948-2013	COSMO-CLM (ROCKEL et al. 2008; GEYER 2014)	Europa; an- grenzende Meere	24 x 24 km	NCEP/NCAR- Reanalyse
1948-2013	WAM (WAMDI 1988)	Nordöstlicher Atlantik; Nord- see	50 x 50 km 5,5 x 5,5 km	Oberflächennahe Winde aus COSMO-CLM
1948-2013	TRIM-NP (KAPITZA 2008)	Nordöstlicher Atlantik; Nord- see	12,8 x 12,8 km 6,4 x 6,4 km 3,2 x 3,2 km 1,6 x 1,6 km	Oberflächennaher Wind und Druck aus COSMO- CLM

4 Validierung

Die Validierung von Wind-, Seegang- und Wasserstandsdaten aus coastDat-1 ist in der begutachteten Literatur eingehend beschrieben. Ein Vergleich von aus Stationsdaten in der Nordsee abgeleiteten hohen Perzentilen der Windgeschwindigkeit sowie von Sturmstatistiken mit entsprechenden Daten aus coastDat-1 zeigt eine gute Übereinstimmung der beiden Datensätze im Hinblick auf Mittelwerte und Variabilität (WEISSE et al. 2005). Ähnliche Ergebnisse werden in WEISSE und PLUESS (2006) für hohe Wasserstände und in WEISSE und GÜNTHER (2007) für Seegang beschrieben. WEISSE und PLUESS (2006) fanden hierbei eine relativ gute Reproduktion von hohen Wasserständen und Sturmfluten, beobachteten gleichzeitig jedoch eine Tendenz zur Überschätzung der niedrigsten Wasserstände. WEISSE und GÜNTHER (2007) fanden generell eine gute Übereinstimmung zwischen beobachteten und modellierten Wellenparametern, stellten jedoch auch fest, dass die höchsten Wellen in extremen Flachwasserbereichen, in denen das Modell die Bathymetrie-Effekte nicht adäquat wiedergeben kann, tendenziell überschätzt werden. Dieses Ergebnis wurde von GASLIKOVA und WEISSE (2006) bestätigt. Sowohl WEISSE

und PLUESS (2006) als auch WEISSE und GÜNTHER (2007) fanden eine relativ gute Wiedergabe der beobachteten inter-annualen und dekadischen Variabilität in coastDat-1. WINTERFELDT et al. (2011, 2010) und WINTERFELDT und WEISSE (2009) untersuchten und bewerteten anhand von in-situ-Messungen der Windgeschwindigkeit an einer Reihe von Bojen sowie anhand von aus verschiedenen Satellitenprodukten abgeleiteten Windgeschwindigkeiten den Mehrwert von coastDat-1 im Vergleich zur antreibenden globalen NCEP/NCAR-Reanalyse. Sie fanden, dass sich die bodennahen marinen Windgeschwindigkeiten insbesondere in Küstengebieten und entlang von Küstenlinien mit komplexen Geländeformen in coastDat-1 verbessert hatten.

Aufgrund des jüngeren Erstellungsdatums der coastDat-2 Daten sind publizierte Ergebnisse zu deren Validierung und Mehrwert bisher weniger umfangreich. Eine Validierung der atmosphärischen Rekonstruktion wird in GEYER (2014) beschrieben. Der Schwerpunkt liegt dabei auf oberflächennahen Temperaturen und Niederschlägen. Ein Vergleich in Bezug auf die Geschwindigkeit oberflächennaher Winde in coastDat-2 mit den Beobachtungsdaten zweier Bojen (GEYER 2014) bestätigte die gute Offshore-Qualität der coastDat-2-Windfelder und die Erkenntnisse von WINTERFELDT et al. (2011) zum Mehrwert von coastDat.

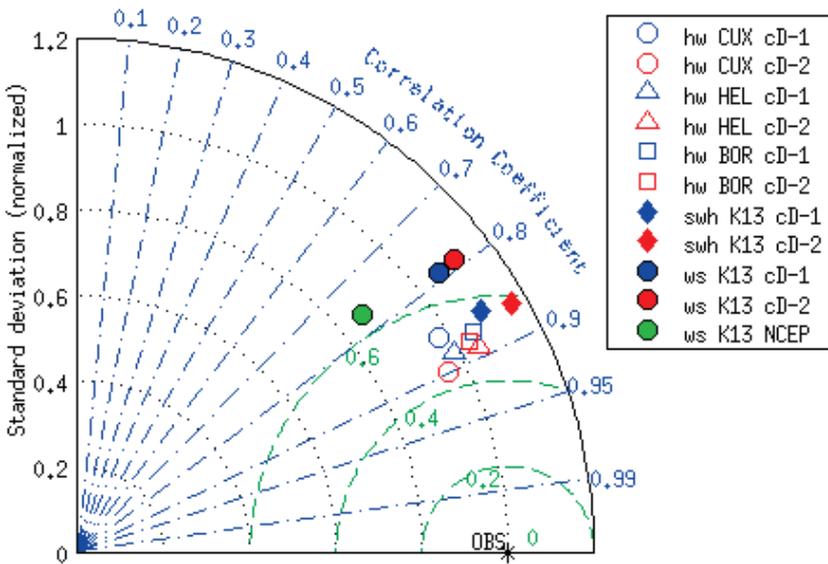


Abbildung 1: Taylor-Diagramm zum Vergleich der Ergebnisse aus coastDat-1 (blau) und coastDat-2 (rot) mit Beobachtungen. Ausgewertet wurden im Zeitraum von 2000 bis 2002 die Messgrößen Windgeschwindigkeit (gefüllte Kreise) und signifikante Wellenhöhe (gefüllte Rauten) an der Plattform K13 sowie Tidehochwasserstände in Cuxhaven (leere Kreise), Helgoland (leere Dreiecke) und Borkum (leere Quadrate). Für die Messgröße Windgeschwindigkeit ist zusätzlich ein Vergleich mit der antreibenden globalen NCEP-Reanalyse dargestellt (grün). Der schwarze Stern kennzeichnet die Position eines Datensatzes, der mit den Beobachtungen perfekt übereinstimmen würde.

Abb. 1 zeigt einige zusätzliche Validierungen für Windgeschwindigkeit, signifikante Wellenhöhe und Tidehochwasserstände aus coastDat-2. In einem sogenannten Taylor-

Diagramm werden Statistiken wie Korrelation (blaue Linien) und mittlerer quadratischer Fehler (engl. root-mean-squared error, grüne Linien) zwischen beobachteten und modellierten Daten sowie die Standardabweichung innerhalb des jeweiligen Datensatzes (schwarze Linien) verglichen. Hierbei wurden in der Darstellung die beiden letzten statistischen Kennzahlen mit der Standardabweichung der entsprechenden Beobachtungsdatensätze normalisiert. Für beide Datensätze coastDat-1 und coastDat-2 liegen die Korrelation mit den beobachteten Daten zwischen etwa 0.8 für die Windgeschwindigkeiten und etwa 0.9 für die hohen Wasserstände. Der normierte mittlere quadratische Fehler variiert zwischen 0.4 für die Wasserstände und 0.6 für die Wellenhöhen. Für die Windgeschwindigkeiten werden Werte über 0.6 gefunden. Für die hohen Wasserstände liegt die Variabilität der rekonstruierten Werte gemessen mit Hilfe der Standardabweichung nahe bei den Beobachtungswerten. Für Windgeschwindigkeiten und Wellenhöhen ist tendenziell eine Überschätzung zu erkennen, wobei diese in coastDat-2 meist etwas höher ausfällt. Generell liegen beide coastDat Versionen im Diagramm dicht beieinander, was auf eine vergleichbare Güte der Rekonstruktionen hindeutet. Der Mehrwert der coastDat Rekonstruktionen wird durch einen Vergleich mit Windgeschwindigkeiten illustriert, die direkt aus der die Rekonstruktionen antreibenden NCEP Reanalyse ermittelt wurden (grüner Punkt in Abb. 1). Letztere zeigen im Vergleich mit Beobachtungen eine deutlich zu geringe Variabilität.

5 Anwendungen

Daten aus coastDat Rekonstruktionen und Szenarien sind seit mittlerweile mehr als 15 Jahren verfügbar und wurden in verschiedenen wissenschaftlichen und praxis-orientierten Anwendungen eingesetzt. Trotz bestehender Unterschiede benötigen alle Anwendungen lange, konsistente und möglichst homogene Zeitreihen.

Ein großer Teil der bisherigen Anwendungen beschäftigt sich mit langfristigen Veränderungen der marinen Umweltbedingungen. So untersuchten beispielsweise WEISSE et al. (2005) die Variabilität und langfristige Entwicklung der Sturmaktivität über dem nordöstlichen Atlantik und Nordeuropa. Andere Studien befassten sich mit Veränderungen in der Häufigkeit polarer Tiefdruckgebiete (ZAHN et al. 2008) oder tropischer Zyklonen (BARCIKOWSKA et al. 2012). Veränderungen und Variabilität im Sturmflut- und Seegangsklima waren Gegenstand der Arbeiten von z. B. WEISSE und PLUESS (2006), GASLIKOVA und WEISSE (2006) oder WEISSE und GÜNTHER (2007). MEYER et al. (2011) verwendeten coastDat zur Untersuchung und Beschreibung langfristiger thermodynamischer Variabilität und Veränderung. Szenarien möglicher zukünftiger Entwicklungen im Sturmflut- und Seegangsklima wurden beispielsweise von WOTH et al. (2006) sowie GRABEMANN und WEISSE (2008) analysiert.

Der coastDat Datensatz wurde darüber hinaus auch umfassend zur Untersuchung methodischer Aspekte des Ansatzes eingesetzt. Die Arbeit von FESER et al. (2011) fasst beispielsweise die Ergebnisse einer Reihe von Studien zusammen, die den Mehrwert des dynamischen Downscalings analysieren. Des Weiteren untersuchten KRUEGER und VON STORCH (2011, 2012) mithilfe von coastDat systematisch den Informationsgehalt von auf Proxydaten basierenden Indikatoren für Sturmaktivität und FESER und VON STORCH (2008) führten am Beispiel von Taifunen in Südostasien eine systematische Bewertung des Mehrwertes des spektralen Nudging-Verfahrens durch.

Andere Studien beschäftigten sich mit verschiedenen Aspekten der Risikobewertung. So koppelten zum Beispiel CHRASTANSKY und CALLIES (2009) ein Lagrangesches Transportmodul und ein Ölchemiemodul an coastDat. Anschließend wurde an verschiedenen Orten eine sehr große Anzahl hypothetischer Öleinleitungen mit jeweils konstanten Zeitabständen (28 Stunden) und konstanten Einleitungsraten initialisiert und im Modell verfolgt. Dadurch konnten für verschiedene Küstenregionen in der Nordsee sowohl mittlere Risikopotenziale als auch deren langfristige Variabilität bestimmt werden. CHRASTANSKY et al. (2009) gelang es, diesen Ansatz für eine bessere Interpretation von relativ kurzen Zeitreihen aus Monitoring-Daten zu nutzen. CHRASTANSKY und CALLIES (2009) fassten die Ergebnisse in Form von probabilistischen Beziehungen zusammen, die räumliche Abhängigkeiten und Sensitivitäten zwischen den in der Studie untersuchten Parametern beschreiben. GASLIKOVA et al. (2011) koppelten Sturmflutdaten aus coastDat mit einem Schadensmodell, um zukünftige Auswirkungen von Sturmfluten auf versicherbare Schäden in der Nordseeeregion zu untersuchen. Unter gleichzeitiger Betrachtung verschiedener Szenarien zum Anstieg des mittleren Meeresspiegels fanden GASLIKOVA et al. (2011) deutliche regionale Unterschiede, wobei sich die in Zukunft zu erwartenden Änderungen in Deutschland und Dänemark als am stärksten erwiesen. Dieses betont die Notwendigkeit, bei der Einschätzung möglicher sozioökonomischer Folgen potentieller Überflutungen sowohl die Effekte des zu erwartenden Meeresspiegelanstiegs als auch Projektionen zu windgetriebenen Änderungen zu berücksichtigen.

Daten aus coastDat waren weiterhin Grundlage für Untersuchungen in Bezug auf Fragestellungen zur Nutzung erneuerbarer Energien. So verwendete beispielsweise WIESE (2008) Daten aus coastDat, um Auswirkungen von Offshore-Windenergieanlagen auf das deutsche Stromnetz für ein Szenario zu simulieren, in dem sämtliche im Bereich der deutschen ausschließlichen Wirtschaftszone der Nordsee geplanten Offshore-Windparks voll ausgebaut und funktionsfähig sind. MARX (2010) analysierte die langfristige Variabilität des Wellenenergiepotenzials in der Nordsee, und BÖMER et al. (2012) beschreiben in ihrem Bericht das theoretische Potenzial verschiedener Meeresenergiequellen auf Basis von coastDat.

Daten aus coastDat wurden auch umfassend beim Design, der Planung und der Installation von Offshore-Windfarmen verwendet. So nutzen viele Anwender beispielsweise aus coastDat abgeleitete Statistiken wie Wiederkehrperioden von zum Beispiel extremen Windgeschwindigkeiten, Wasserständen oder Wellenhöhen. Eine optimale Planung der Installation und Wartung der Anlagen erfordert darüber hinaus eine möglichst gute Kenntnis von Häufigkeiten des Auftretens sogenannter Wetterfenster wie beispielsweise der Häufigkeit, dass die Wellenhöhe über einen definierten Zeitraum unterhalb eines festgelegten Schwellenwerts liegt, so dass die Durchführung wetterabhängiger Arbeiten während der Installation bzw. Wartung der Anlagen möglich wird. Zur Abschätzung solcher Häufigkeiten wurden oftmals auch Daten aus coastDat verwendet, da Zeitreihen vorliegender Beobachtungen oft nicht ausreichend waren, um zuverlässige Statistiken ableiten zu können. Weitere Anwendungsbeispiele von coastDat kommen aus Bereichen wie Schiffbau oder Küstenschutz und Anpassung an Veränderungen. Eine ausführliche Beschreibung solcher Beispiele findet man in WEISSE et al. (2009).

6 Zugriff auf coastDat

Die Webseite <http://www.coastdat.de> stellt den zentralen Einstiegspunkt dar. Hier sind alle Datensätze von coastDat-1 und coastDat-2 zentral gelistet und verlinkt. Für die Daten, die häufiger genutzt und abgefragt werden, wurde ein Online-Zugriff eingerichtet, der ebenfalls zentral über die coastDat Webseite erreichbar ist. Physisch sind die Daten im World Data Center for Climate (WDCC) in Hamburg gespeichert. Der Online-Zugriff erfolgt im Allgemeinen über das dortige Datenportal CERA. Den Datensätzen ist jeweils ein eindeutiger DOI (Digital Object Identifier) zur einfacheren Referenzierung und Identifizierung zugeordnet. Abb. 2 veranschaulicht die Nutzung des Online-Datenzugriffs durch externe Nutzer, wobei sich sowohl coastDat-1 als auch coastDat-2 unter den am häufigsten abgefragten Produkten befinden. Dieses betrifft sowohl die Zahl der Zugriffe als auch den Umfang der heruntergeladenen Daten.

Ein Teil der Modelldaten kann zusätzlich über das Webinterface <http://vis.coastdat.de> visualisiert werden. Hier werden zunächst Parameter wie Windgeschwindigkeit, signifikante Wellenhöhe, Strömungen und Wasserstände in stündlicher Auflösung bereitgestellt, so dass eine Visualisierung oder Animation von Extremereignissen wie Stürmen oder Sturmfluten möglich ist. Auch einfache Statistiken wie die monatliche Maximalwerte der Windgeschwindigkeit oder mittlere Jahressgänge sind abrufbar.

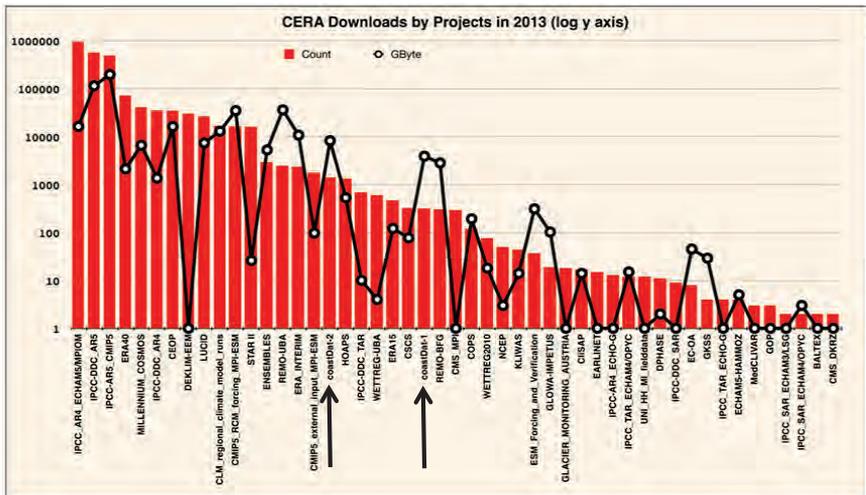


Abbildung 2: Download-Zugriffe im Jahr 2013 auf die wichtigsten Produkte und Datensätze in der CERA-Datenbank des World Data Center for Climate.

7 Zusammenfassung

In diesem Beitrag wurden die der coastDat Datenbank zugrunde liegenden Ideen sowie die Entwicklung und Validierung der Datenbank vorgestellt. Darüber hinaus wurden ausgewählte Anwendungen kurz beschrieben. Daten aus coastDat wurden erfolgreich sowohl zur Untersuchung wissenschaftlicher Fragestellungen als auch von praxisorientierten Aufgaben eingesetzt. In beiden Bereichen werden lange Zeitreihen konsistenter und homogener Datensätze mariner Umweltbedingungen benötigt, um statistische

Aussagen über beispielsweise mittlere Zustände, Extreme oder deren Variabilität ableiten zu können. Oftmals sind solche Daten nicht oder nur eingeschränkt verfügbar. Der hier beschriebene Ansatz bietet eine Möglichkeit, solche Fragestellungen anzugehen.

Die große Zahl und Vielfalt bisheriger Anwender und Anwendungen verdeutlichen den Bedarf und den Nutzen des Ansatzes und der daraus entwickelten Datenbank. Mit Stand von Mitte 2014 verfügt coastDat über etwa 80 externe Nutzer, wovon etwa 45 % aus der Industrie, 40 % aus der Wissenschaft und 15 % aus Behörden stammen. Die Anwendungen sind vielfältig und reichen von Analysen langfristiger Veränderungen, über optimierte Schiffskonstruktionen und Risikobewertungen bis hin zur Planung der Logistik von Offshore-Windfarmen.

Klimadaten und daraus abgeleitete Informationen werden für eine Vielzahl von Zwecken benötigt und die Verbreitung oder Weitergabe solcher Informationen an die Öffentlichkeit oder bestimmte Nutzer wird häufig als Klimadienstleistung (engl. climate service) bezeichnet (http://www.wmo.int/pages/themes/climate/climate_services.php – letzter Zugriff: 23.05.2014). Implizit werden solche Dienstleistungen oftmals mit atmosphärischen Parametern wie Temperatur oder Niederschlag assoziiert, die aus Szenarien möglicher zukünftiger Entwicklungen im Zuge des anthropogenen Klimawandels stammen. Ähnliche Parameter aus dem marinen Bereich wie hohe Wasserstände oder Seegang sowie aktuelle Klimadaten und derzeitige Klimavariabilität erhalten dagegen weniger Beachtung. Basierend auf unseren Erfahrungen mit coastDat und Rückmeldungen von Nutzern kann geschlussfolgert werden, dass Hindcasts vergangener Jahrzehnte sowie abgeleitete Produkte wie Seegangs- oder Wasserstandsklimatologien ebenso von Bedeutung sind. Während Szenarien hauptsächlich in Sektoren mit langen Planungshorizonten (beispielsweise im Küstenschutz oder bei der Umsetzung politischer Maßnahmen) von Interesse sind, werden Hindcasts häufig aus Bereichen angefragt, die mit kürzeren Planungshorizonten oder in Gebieten mit begrenzt verfügbaren Beobachtungsdaten arbeiten (z. B. Offshore-Windanlagen, Schiffbau). Eine stärkere Einbindung und Berücksichtigung kürzerer Zeitskalen sowie gegenwärtiger und natürlicher Klimaschwankungen in bzw. bei der Entwicklung von Klimadienstleistungen kann deshalb zu einer weiteren Verbesserung solcher Dienstleistungen führen.

8 Schriftenverzeichnis

- BALDAUF, M.; SEIFERT, A.; FÖRSTNER, J.; MAJEWSKI, D.; RASCHENDORFER, M. and REINHARDT, T.: Operational Convective-Scale Numerical Weather Prediction with the COSMO Model: Description and Sensitivities. *Mon. Weather Rev.*, 139, 3887-3905, doi:10.1175 / MWR-D-10-05013.1, 2011.
- BARCIKOWSKA, M.; FESER, F. and VON STORCH, H.: Usability of best track data in climate statistics in the western North Pacific *Mon. Weather Rev.*, 140, 2818-2830, doi:10.1175/MWR-D-11-00175.1, 2012.
- BÖMER, J.; BRODERSEN, N.; HUNKE, D.; SCHÜLER, V.; GÜNTHER, H.; WEISSE, R.; FISCHER, J.; SCHÄFFER, M. and GABNER, H.: Ocean Energy in Germany, Final Rep. Project number PPSMDE082434, Federal Ministry for the Environment, Nature Conservation and Nuclear Safety, 2012.
- CARDONE, V.; JENSEN, R.; RESIO, T.; SWAIL, V. and COX, A.: Evaluation of Contemporary Ocean Wave Models in Rare Extreme Events: The “Halloween Storm” of

- October 1991 and the “Storm of the Century” of March 1993. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 13, 198-230, 1996.
- CHRASTANSKY, A. and CALLIES, U.: Model-based long-term reconstruction of weather-driven variations in chronic oil pollution along the German North Sea coast. *Marine Pollution Bulletin*, 58, 967-975, doi:10.1016/j.marpolbul.2009.03.009, 2009.
- CHRASTANSKY, A.; CALLIES, U. and FLEET, D.M.: Estimation of the impact of prevailing weather conditions on the occurrence of oil-contaminated dead birds on the German North Sea coast. *Environmental Pollution*, 157, 194-198, doi:10.1016/j.envpol.2008.07.004, 2009.
- CIEŚLIKIEWICZ, W. and PAPIŃSKA-SWERPEL, B.: A 44-year hindcast of wind wave fields over the Baltic Sea. *Coastal Engineering*, 55, 894-905, doi:10.1016/j.coastaleng.2008.02.017, 2008.
- DIETRICH, J. C.; WESTERINK, J. J.; KENNEDY, A. B.; SMITH, J. M.; JENSEN, R. E.; ZIJLEMA, M.; HOLTHUIJSEN, L. H.; DAWSON, C.; LUETTICH Jr., R. A.; POWELL, M. D.; CARDONE, V. J.; COX, A. T.; STONE, G. W.; POURTAHERI, H.; HOPE, M. E.; TANAKA, S.; WESTERINK, L. G.; WESTERINK, H. J. and COBELL, Z.: Hurricane Gustav (2008) waves and storm surge: hindcast, synoptic analysis, and validation in southern Louisiana. *Mon. Weather Rev.*, 139, 2488-2522, doi:10.1175/2011MWR3611.1, 2011.
- FESER, F.; ROCKEL, B.; VON STORCH, H.; WINTERFELDT, J. and ZAHN, M.: Regional Climate Models add Value to Global Model Data: A Review and selected Examples. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 92, 1181-1192, doi:10.1175/2011BAMS3061.1, 2011.
- FESER, F. and VON STORCH, H.: Regional modelling of the western Pacific typhoon season 2004. *Meteorolog. Z.*, 17, 519-528, 2008.
- FESER, F.; WEISSE, R. and VON STORCH, H.: Multi-decadal Atmospheric Modeling for Europe Yields Multi-purpose Data. *EOS, Transactions American Geophysical Union*, 82, 305+310, 2001.
- GASLIKOVA, L.; SCHWERZMANN, A.; RAIBLE, C. and STOCKER, T.: Future storm surge impacts on insurable losses for the North Sea region. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 11, doi:10.5194/nhess-11-1205-2011, 2011.
- GASLIKOVA, L. and WEISSE, R.: Estimating near-shore wave statistics from regional hindcasts using downscaling techniques. *Ocean Dynamics*, 56, 26-35, 2006.
- GEYER, B.: High-resolution atmospheric reconstruction for Europe 1948–2012: coast-Dat2. *Earth Syst. Sci. Data*, 6, 147-164, 2014.
- GRABEMANN, I. and WEISSE, R.: Climate change impact on extreme wave conditions in the North Sea: an ensemble study. *Ocean Dynamics*, 58, 199-212, 2008.
- GREENSLADE, D.: A Wave Modelling Study of the 1998 Sydney to Hobart Yacht Race. *Aust. Met. Mag.*, 50, 53-63, 2001.
- HERVOUET J. and HAREN L. V.: TELEMAC2D Version 3.0 Principle Note. Rapport EDF HE-4394052B, Electricité de France, Département Laboratoire National d’Hydraulique, Chatou CEDEX, 1996.
- HOPE, M. E.; WESTERINK, J. J.; KENNEDY, A. B.; KERR, P. C.; DIETRICH, J. C.; DAWSON, C.; BENDER, C.; SMITH, J. M.; JENSEN, R. E.; ZIJLEMA, M.; HOLTHUIJSEN, L. H.; LUETTICH Jr., R. A.; POWELL, M. D.; CARDONE, V. J.; COX, A. T.; POURTAHERI, H.; ROBERTS, H. J.; ATKINSON, J. H.; TANAKA, S.; WESTERINK, H. J. and WESTERINK, L. G.: Hindcast and validation of Hurricane

- Ike (2008) waves, forerunner, and storm surge. *J. Geophys. Res.*, 118, 4424-4460, doi:10.1002/jgrc.20314, 2013.
- JACOB, D. and PODZUN, R.: Sensitivity studies with the regional climate model REMO. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 63, 119-129, 1997.
- KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; KISTLER, R.; COLLINS, W.; DEAVEN, D.; GANDIN, L.; IREDELL, M.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLLEN, J.; ZHU, Y.; CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; HIGGINS, W.; JANOWIAK, J.; MO, K.; ROPELEWSKI, C.; WANG, J.; LEETMAA, A.; REYNOLDS, R.; JENNE, R. and JOSEPH, D.: The NCEP/NCAR Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437-471, 1996.
- KAPITZA, H.: Mops - a morphodynamical prediction system on cluster computers. In: High performance computing for computational science - VECPAR 2008, Laginha, J. M.; Palma, M.; Amestoy, P.R.; Dayde, M.; Mattoso, M. and Lopez J. (Eds.), 63-68. *Lecture Notes in Computer Science*, Springer Verlag, 2008
- KISTLER, R.; KALNAY, E.; COLLINS, W.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOLLEN, J.; CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; KANAMITSU, M.; KOUSKY, V.; VAN DEN DOOL, H.; JENNE, R. and FIORIONO, M.: The NCEP/NCAR 50-year Reanalysis: Monthly means CD-ROM and documentation. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 82, 247-267, 2001.
- KRUEGER, O. and VON STORCH, H.: The Informational Value of Pressure-Based Single-Station Proxies for Storm Activity. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 29, 569-580, doi:10.1175/JTECH-D-11-00163.1, 2012.
- KRUEGER, O. and VON STORCH, H.: Evaluation of an Air Pressure-Based Proxy for Storm Activity. *J. Climate*, 24, 2612-2619. doi:10.1175/2011JCLI3913.1, 2011.
- LYARD F.; LEFEVRE F.; LETELLIER T. and FRANCIS, O.: Modelling the global ocean tides: modern insights from FES2004. *Ocean Dynamics*, 56, 394-415, 2006.
- MARX, J.: Langzeitige Variabilität des Wellenenergiepotenzials in der Nordsee, Master Thesis, Univ. Basel, Institut für Physiogeographie und Umweltwandel, Basel, 2010.
- MEYER, E.; POHLMANN, T. and WEISSE, R.: Thermodynamic variability and change in the North Sea (1948-2007) derived from a multidecadal hindcast. *Journal of Marine Systems*, 86, 35-44, 2011.
- MUSIĆ, S. and NICKOVIĆ, S.: 44-year wave hindcast for the Eastern Mediterranean, *Coastal Engineering*, 55, 872-880, doi:10.1016/j.coastaleng.2008.02.024, 2008.
- N. N.: Seasonal Climatology for the North Sea, Allied Naval Engineering Publication, ANEP 14, NATO International Staff, Defence Support Division, 1987.
- ROCKEL, B.; WILL, A. and HENSE, A. 2008: The Regional Climate Model COSMO-CLM (CCLM), *Meteorol. Z.*, 17, 347-348.
- SOARES, C.; WEISSE, R.; CARRETERO, J. and ALVAREZ, E.: A 40 years hindcast of wind, sea level and waves in European Waters. *Proc. 21st International Conference on Offshore Mechanics and Arctic Engineering*, 23-28 June 2002, Norway, Oslo, 2002
- STEPPELER, J.; DOMS, G.; SCHÄTTLER, U.; BITZER, H.; GASSMANN, A.; DAMRATH, U. and GREGORIC, G.: Meso-gamma scale forecasts using the nonhydrostatic model LM. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 82, 75-96, doi:10.1007/s00703-001-0592-9, 2003.
- VON STORCH, H.; LANGENBERG, H. and FESER, F.: A Spectral Nudging Technique for Dynamical Downscaling Purposes. *Mon. Weather Rev.*, 128, 3664-3673, 2000.
- WAMDI-Group: The WAM Model – a Third Generation Ocean Wave Prediction Model. *J. Phys. Oceanogr.*, 18, 1776-1810, 1988.

- WASA-Group: Changing waves and storms in the Northeast Atlantic? *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 79, 741-760, 1998.
- WEIDEMANN, H.: *Klimatologie der Ostseewasserstände: Eine Rekonstruktion 1948-2011*. PhD Thesis, Universität Hamburg, 2014.
- WEISSE, R. and GÜNTHER, H.: Wave Hindcasting. In: Soares, C.; Garbatov, Y.; Fonseca, N. and Teixeira, A. (Eds.), *Marine Technology and Engineering*, Taylor & Francis Group, London, 2011, 1, 279-285, 2011.
- WEISSE, R.; VON STORCH, H.; CALLIES, U.; CHRASTANSKY, A.; FESER, F.; GRABEMANN, I.; GÜNTHER, H.; PLUESS, A.; STOYE, T.; TELLKAMP, J.; WINTERFELDT, J. and WOTH, K.: Regional Meteorological-Marine Reanalyses and Climate Change Projections: Results for Northern Europe and Potential for Coastal and Offshore Applications. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 90, 849-860, 2009.
- WEISSE, R. and VON STORCH, H.: *Marine Climate and Climate Change. Storms, Wind Waves and Storm Surges*. Springer Praxis, 219pp, doi: 10.1007/978-3-540-68491-6, 2009.
- WEISSE, R. and PLUESS, A.: Storm-related sea level variations along the North Sea coast as simulated by a high-resolution model 1958-2002. *Ocean Dynamics*, 56, 16-25, 2006.
- WEISSE, R. and GÜNTHER, H.: Wave climate and long-term changes for the Southern North Sea obtained from a high-resolution hindcast 1958-2002. *Ocean Dynamics*, 57, 161-172, 2007.
- WEISSE, R.; VON STORCH, H. and FESER, F.: Northeast Atlantic and North Sea storminess as simulated by a regional climate model during 1958-2001 and comparison with observations *Journal of Climate*, 18, 465-479, 2005.
- WEISSE, R. and FESER, F.: Evaluation of a method to reduce uncertainty in wind hindcasts performed with regional atmosphere models. *Coastal Engineering*, 48, 211-225, 2003.
- WIESE, F.: *Auswirkungen der Offshore-Windenergie auf den Betrieb von Kohlekraftwerken in Brunsbüttel*. Master Thesis, Universität und Fachhochschule Flensburg, Energie- und Umweltmanagement, Flensburg, 2008.
- WINTERFELDT, J.; GEYER, B. and WEISSE, R.: Using QuikSCAT in the added value assessment of dynamically downscaled wind speed. *International Journal of Climatology*, 31, 1028-1039, 2011.
- WINTERFELDT, J.; ANDERSSON, A.; KLEPP, C.; BAKAN, S. and WEISSE, R.: Comparison of HOAPS, QuikSCAT, and Buoy Wind Speed in the Eastern North Atlantic and the North Sea. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 48, 338-348, 2010.
- WINTERFELDT, J. and WEISSE, R.: Assessment of Value Added for Surface Marine Wind Speed Obtained from Two Regional Climate Models. *Mon. Weather Rev.*, 137, 2955-2965, 2009.
- WOTH, K.; WEISSE, R. and VON STORCH, H.: Climate change and North Sea storm surge extremes: an ensemble study of storm surge extremes expected in a changed climate projected by four different regional climate models. *Ocean Dynamics*, 56, 3-15, 2006.
- ZAHN, M.; VON STORCH, H. and BAKAN, S.: Climate mode simulation of North Atlantic polar lows in a limited area model *Tellus A*, 60, 620-631, 2008.

Das Marine Netzwerk für Integrierten Datenzugriff und das Datenportal Deutsche Meeresforschung

Angela Schäfer und Roland Koppe

Zusammenfassung

Für die marine Forschung ist die Verknüpfung von interdisziplinären Daten essentiell. Um dahingehend einen zentralen und leichten Zugriff auf die existierenden und vielfältigen, jedoch verteilten Daten der marinen Forschung zu ermöglichen, sind gut funktionierende nationale und internationale Infrastrukturen fundamental wichtig.

In diesem Sinne entwickelt das „Marine Network for Integrated Data Access“ (MaNIDA) einen nationalen und vernetzten Ansatz für die Auffindbarkeit und den Zugriff auf verteilte marine Forschungsdateninfrastrukturen mit entsprechenden Datenmanagementstrategien und Arbeitsabläufen. Um sowohl eine kohärente Datenauffindbarkeit, Visualisierung und einen einfachen Datenzugriff als auch die Veröffentlichung von wissenschaftlichen Daten und Publikationen zu ermöglichen, entwickelt das MaNIDA-Konsortium das zentrale „Datenportal Deutsche Meeresforschung“. Durch ein zentrales, automatisiertes Harvesting-Verfahren und standardisierte Schnittstellen verknüpft dieses Datenportal unterschiedliche und verteilte Datenquellen. In diesem Artikel werden sowohl die speziellen Aspekte des Portals zum Thema Inhalte, Funktionalität, Dienste, Architektur, Schnittstellen und Standards als auch die beitragenden Datenanbieter vorgestellt.

Schlagwörter

Dateninfrastruktur, Datenportal, marine Forschungsdaten, Datenzugriff, Datenabfrage, Portalarchitektur, Standards, Schnittstellen, Webdienste, Datenanbieter, Datenprovider, Datenmanagement, Datenarbeitsabläufe, Datenpublikation, Datenzierbarkeit

Summary

The linkage of data beyond disciplinary boundaries is essential for marine research. Sufficient national and international data infrastructures are fundamental for central and easy access to the variety of existing, but distributed datasets in marine science. The Marine Network for Integrated Data Access (MaNIDA) provides a national networked approach in accessing and mining of federated marine research data infrastructures together with data management strategies and data workflows. In that course the MaNIDA consortium conceptualized and developed the “Data Portal German Marine Research” for coherent discovery, view, download and dissemination of scientific data and publications. The data portal is based on a central harvesting and interfacing approach by connecting distributed data sources. Here we inform about the specific details of the portal in terms of content, functionality, services, architecture, interfaces, standards and the contributing data providers.

Keywords

data infrastructures, data portal, marine research data, data access, data retrieval, portal architecture, standards, interfaces, web services, data providers, data management, data workflows, data publication, data citation

Inhalt

1	Einleitung	22
2	Das MaNIDA-Konsortium.....	23
2.1	Entwicklung von Datenarbeitsabläufen und Datenpflege	24
3	Das „Datenportal Deutsche Meeresforschung“	25
3.1	Inhalt und Funktionen	25
3.2	Mehrwertdienste.....	26
3.3	Datenanbieter	27
3.4	Architektur	28
3.5	Schnittstellen und Standards	29
3.6	Datenzugriffsbestimmungen und gute wissenschaftliche Praxis	30
4	Dankeswort.....	30
5	Schriftenverzeichnis.....	30

1 Einleitung

Wissenschaftlicher Erkenntnisgewinn und Fortschritt in der Erdsystemforschung hängen in zunehmendem Maße von der Verfügbarkeit einschlägiger Daten ab. Für die Erforschung des globalen Wandels ist besonders die Verknüpfung von interdisziplinären Daten von größter Bedeutung. Wichtige Beobachtungen und neue Einblicke in globale Umweltveränderungen sind nur mit Hilfe von Daten möglich, die sowohl über einen langen Zeitraum aufgezeichnet wurden als auch kohärent und einfach zugänglich sind. Im Gegensatz zu anderen Forschungsfeldern (Astronomie, Hochenergiephysik, Genetik etc.) existiert in der Erdsystemforschung weder auf nationaler noch auf internationaler Ebene eine Dateninfrastruktur, die einen zentralen und einfachen Zugang zu den vielfältigen, jedoch verteilten Datensätzen der Meeresforschung erlauben würde.

Vor diesem Hintergrund sollen mit dem „Marinen Netzwerk für Integrierten Datenzugriff“ (MANIDA 2014), das von der Helmholtz-Gemeinschaft und mehreren deutschen Meeresforschungsinstituten und Universitäten finanziell unterstützt wird, eine vernetzte Infrastruktur für die Erschließung verteilter mariner Forschungsdaten sowie entsprechende auf Nachhaltigkeit ausgelegte Datenmanagementstrategien bereitgestellt werden. Das Netzwerk strebt die Integration, Harmonisierung und Aggregation verschiedenartiger qualitätskontrollierter Daten und Datenprodukte der deutschen Meeresforschung an und hat als solches Modellcharakter.

Eine der Hauptaufgaben von MaNIDA ist die Implementierung und Wartung einer nachhaltigen digitalen Infrastruktur in Form eines zentralen Datenportals (das DATENPORTAL DEUTSCHE MEERESFORSCHUNG (2014)), das die schlüssige Suche,

Visualisierung, Abfrage und Weitergabe wissenschaftlicher Daten und Publikationen ermöglicht. Damit wird erstmals ein großer Bestand an marinen Forschungsdaten aus national betriebenen Forschungs- und Monitoringseinrichtungen über ein zentrales Portal durchsuchbar und zugänglich gemacht.

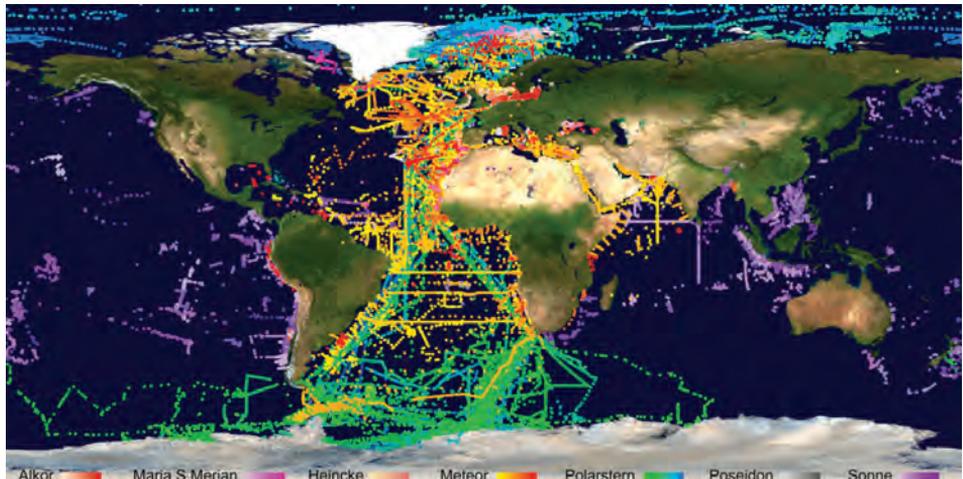


Abbildung 1: Aktueller Status der Probennahmestationen und Fahrten der wichtigsten deutschen Forschungsschiffe (Quelle PANGAEA 2013).

2 Das MaNIDA-Konsortium

Das marine Netzwerk für integrierten Datenzugriff wird seit Februar 2012 als Projekt des Impuls- und Vernetzungsfonds betrieben und durch Ressourcen der Helmholtz-Gemeinschaft und der Partnerinstitute finanziell unterstützt. Gegenwärtig gehören dem Konsortium fünf Partnerinstitute und zwei angegliederte Universitäten an, die in der Meeresforschung tätig sind und Dateninfrastrukturen für die Forschung aufbauen. Zu den ursprünglichen Initiatoren des Projekts gehören:

- AWI – Alfred-Wegener-Institut, Helmholtz-Zentrum für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven
- MARUM – Zentrum für Marine Umweltwissenschaften, Universität Bremen
- BSH – Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie, Hamburg und Rostock-Warnemünde
- GEOMAR – Helmholtz-Zentrum für Ozeanforschung Kiel
- HZG – Helmholtz-Zentrum Geesthacht, Zentrum für Material- und Küstenforschung GmbH
- CAU – Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, Institut für Informatik (angegliedert)
- UHH – Universität Hamburg, Leitstelle Deutsche Forschungsschiffe (angegliedert)

MaNIDA und das „Datenportal Deutsche Meeresforschung“ werden vom Alfred Wegener Institut (AWI) koordiniert. Ein Lenkungsausschuss und mehrere partnerübergreifende Arbeitsgruppen (insgesamt mehr als 20 vorwiegend aus Eigenmitteln finanzierte wissenschaftliche Mitarbeiter) arbeiten gemeinsam an Arbeitsabläufen, Harmonisierung,

Standards und technischen Konzepten von Daten sowie an der praktischen Implementierung des zentralen Datenportals, der Schnittstellen und der Infrastrukturanpassungen der verschiedenen beteiligten Datenanbieter.

Seit dem Ende der Anlaufphase im Juli 2014 steht das MaNIDA-Konsortium auch anderen nationalen Partnerinstituten offen, die sich an der Entwicklung und Einrichtung gemeinsamer Arbeitsabläufe, Standards und digitaler Infrastrukturen für marine Forschungsdaten beteiligen können.

2.1 Entwicklung von Datenarbeitsabläufen und Datenpflege

Eine wichtige Voraussetzung für akzeptable zentrale Such- und Zugriffsfunktionen sind gut aufbereitete Inhalte, die zuverlässig und nachhaltig bereitgestellt werden. Neben den erforderlichen technischen Lösungen gilt es daher vor allem, datenrelevante Arbeitsabläufe und Verfahren zur Pflege wissenschaftlicher Daten zu entwickeln und umzusetzen. Die folgenden Daten sollen angeboten werden:

- validierte Expeditions- und Kampagnendaten zu deutschen Forschungsschiffen und -plattformen,
- archivierte, qualitätskontrollierte Primärdaten, echtzeitnahe Daten (Near-Real-Time-Daten) und Datenprodukte,
- Daten mit langfristiger Zitierfähigkeit und Wiederverwendbarkeit,
- wissenschaftliche Publikationen und Berichte.

Zu diesem Zweck werden in den partnerübergreifenden Arbeitsgruppen von MaNIDA Grundsätze für die Umsetzung von Best Practices in Bezug auf Validierung, Archivierung und Weitergabe mariner Forschungsdaten sowie Empfehlungen zu geeigneten Forschungsinfrastrukturen für Entscheidungsträger und Gremien erarbeitet.

Auf lange Sicht werden die wissenschaftlichen Nutzer von optimierten Verfahren bei Datenerfassung, Qualitätssicherung und Benutzer-Support profitieren. Insgesamt werden sich erhebliche Verbesserungen in der Abwicklung des gesamten Lebenszyklus mariner Forschungsdaten erzielen lassen. Ausdrücklich geplant ist in der nächsten Projektphase die Einrichtung eines Zentrums für die Datenkuration (Data Curation Center), die Implementierung von Technik- und Organisationsstrukturen sowie Maßnahmen zur Sicherstellung der finanziellen Unterstützung der Infrastruktur. Die Aufgabenschwerpunkte des gemeinsamen Data Curation Centers für marine Forschungsdaten sind:

- Supportleistungen für Benutzer und Arbeitsabläufe
- Kontaktstelle und Redaktionssystem für standardisierte Vokabularien und Ontologien sowie
- Aufbau einer strukturierten Datenmanagementlösung.

Um die hierfür benötigten zuverlässigen Arbeitsabläufe zu schaffen, sucht MaNIDA die Kooperation von Akteuren aus Wissenschaft und Behörden.



Abbildung 2: Vereinfachtes Schema zum Arbeitsablauf bei kuratierten Forschungsdaten.

Dank der Arbeit von MaNIDA und durch das zentrale Datenportal wird die Erschließung interdisziplinärer Daten und die Planung zukünftiger Expeditionen erheblich verbessert, da sich fehlende Daten einfach identifizieren lassen. Das Portal bietet jedoch zusätzlich die Möglichkeit der Zusammenführung von Daten verschiedenen Ursprungs (Fahrtdaten, nach den Fahrten erhobene Daten, per Satellitennetz erfasste Daten, Modelldaten usw.) in erweiterten Datenprodukten.

Von den beteiligten Partnern wurden übergreifende Arbeitsgruppen mit entsprechenden Kompetenzen und Aufgabenstellungen eingerichtet:

- Datenportal: Entwicklung und Implementierung von Architektur und Schnittstellen gemäß internationaler Standards und Anforderungen für beteiligte Datenprovider
- Expeditions katalog: zentrale Verwaltung der Metadaten zu aktuellen und zurückliegenden Expeditionen mit Links zu Forschungsdaten und Publikationen
- Fahrtdaten (Underway-Daten): Validierung und Harmonisierung mit Hilfe eines verbesserten Datenerfassungs- und Informationsmanagementsystems (DSHIP 2014), das die an Bord aller großen deutschen Forschungsschiffe erhobenen technischen, nautischen und wissenschaftlichen Daten aufzeichnet
- Fahrtberichte (Cruise Summary Reports): halbautomatisierte Generierung und Schnittstellenintegration DSHIP für nationale Datenanbieter und internationale Vernetzung der wichtigsten deutschen Forschungsschiffe und -plattformen
- Vokabularien, Ontologien, Qualitätssicherung: Harmonisierung und Festlegung internationaler Standards
- Gemeinsames Data Curation Center und Ticketing-System: Anforderungen, Konzepte und Einrichtung
- Angemessene Handhabung mariner Forschungsdaten: gemeinsame Datenrichtlinien und Datenmanagementpläne

3 Das „Datenportal Deutsche Meeresforschung“

3.1 Inhalt und Funktionen

Mit dem „Datenportal Deutsche Meeresforschung“ wird sowohl ein integrativer Rahmen für die einheitliche Auffindbarkeit, Visualisierung und den Abruf als auch für die Veröffentlichung von marinen Forschungsdaten aus unterschiedlichen Quellen (Forschungsschiffe, Observatorien, Glider usw.) geschaffen. Die Inhalte des Portals stammen aus den verschiedenen Daten- und Publikationsrepositorien der in der marinen Forschung in Deutschland tätigen Partnerinstitute. Abb. 3 zeigt die große Bandbreite der im Portal integrierten Informationen: Metadaten zu Forschungsfahrten (Expeditionen), Berichte, Publikationen, archivierte und echtzeitnahe Daten sowie Datenprodukte der gesamten Meeres- und Erdsystemforschungsgemeinschaft Deutschlands und ihrer internationalen Projekte. Vorgehalten werden in erster Linie publizierte Datensätze mit den erforderlichen Metadaten und globalen persistenten Identifikatoren (z. B. DOI 2014) für eine korrekte Zitierfähigkeit. Damit soll der Grundsatz des freien Datenaustauschs und der Datenwiederverwendung bei gleichzeitigem Hinweis auf den ursprünglichen Datenproduzenten unterstützt werden.



Abbildung 3: Inhalte des „Datenportals Deutsche Meeresforschung“.

Bislang wurden die folgenden Suchfunktionen im Datenportal implementiert:

- Allgemeine Suche nach Daten oder Publikationen anhand von Schlüsselwörtern, die in den Metadaten der aus den jeweiligen Repositorien gewonnenen Datensätze beschrieben sind. Durch Auswahl von Ortslexika (Gazetteers) oder grafischer Abfrage kann die Suche zeitlich und räumlich eingeschränkt werden.
- Facettensuche und Suche nach gegebenen Kategorien wie z. B. Datenanbieter (Repositorien), Regionen (Gazetteers), Autoren, Plattformen, Expeditionen/Kampagnen, Projekten, Geräten und Parametern.
- Das Portal bietet neben dem Zugriff auf Datensätze, Datenprodukte und Near-Real-Time-Daten auch Recherchemöglichkeiten über verlinkte wissenschaftliche Veröffentlichungen, Berichte und Dokumentationen in den Publikationsbeständen der jeweiligen Institute, die mit den verfügbaren Datensätzen verbunden sind.

3.2 Mehrwertdienste

Im Rahmen von MaNIDA werden prototypische Fallstudien zur Optimierung und Erweiterung des Datenabrufs erarbeitet und durch Einbindung der Rückmeldungen von Benutzern fortlaufend weiterentwickelt. Derzeit werden drei Mehrwertdienste angeboten:

- Ein Modul für den direkten Zugriff auf die Datenquellen PANGAEA (2014, AWI/MARUM), COSYNA (2014, HZG) und DOD (2014, BSH). Verschiedene Messwerte können durch Definition einer zeitlichen und räumlichen Ausdehnung für harmonisierte Parameter wie Salzgehalt oder Temperatur abgefragt werden. Die abgefragten und integrierten Daten stehen dann zum Download bereit. Diese direkte Zugriffsmöglichkeit wird durch Harmonisierung auf weitere Parameter ausgedehnt und den Datenanbietern über internationale Vokabularien zugänglich gemacht.
- Zum ersten Mal steht ein Pool validierter Bathymetriedaten der Partnerinstitute zur Verfügung, die über eine gut definierte, erweiterte und einheitliche Metadatenbeschreibung zentral abrufbar sind.

- Messdaten aus der Deutschen Bucht sind im Datenportal durch einen Vergleich der Strömungsvektorfelder (Strömungsgeschwindigkeit an der Wasseroberfläche) nahezu in Echtzeit visualisiert und abrufbar.

3.3 Datenanbieter

Die im „Datenportal Deutsche Meeresforschung“ zur Verfügung gestellten Datensätze werden von unterschiedlichen lokalen Quellen abgerufen, die an verschiedenen Instituten vorgehalten und aktualisiert werden. In Folge dessen werden die Datensätze zwar in anbieterspezifischen Formaten bereitgestellt, sind jedoch immer direkt verfügbar und auf dem neuesten Stand.

Die Harmonisierung u. a. der Dateninhalte, Parameter und Vokabularien ist eine langfristige Aufgabe bei der technischen Zusammenführung der Datenbestände der Partnerinstitute. Gemeinsam mit unserer Forschungsgemeinschaft und unseren Datenanbietern arbeiten wir kontinuierlich an der Standardisierung, Klassifizierung und Verlinkung der Daten mit internationalen Initiativen wie ICSU World Data System (ICSU WDS 2014), Global Earth Observation System of Systems (GEOSS 2014), Global Biodiversity Information Facility (GBIF 2014), World Register of Marine Species (WORMS 2014) sowie EU-Initiativen, z. B. European Marine Observation and Data Network (EMODNET 2014), SEADATANET (2014) mit BODC NERC (2014), CF-Standardisierungen (CFC 2014) sowie EUROFLEETS (2014).

Die folgenden Datenanbieter sind am „Datenportal Deutsche Meeresforschung“ beteiligt:

- PANGAEA Data Publisher for Earth & Environmental Science (2014): Dieses Informationssystem ermöglicht die Langzeitarchivierung und Publikation von Daten aus den Erd- und Umweltwissenschaften und wird seit 1993 von AWI und MARUM gemeinschaftlich als Bibliothek mit offenem Zugriff auf Forschungsdaten betrieben. PANGAEA vom International Council for Science (ICSU) als World Data Center akkreditiert worden und von der World Meteorological Organization (WMO) anerkannt. Jeder Datensatz kann über einen Digital Object Identifier (DOI) dauerhaft identifiziert, verbreitet, publiziert und zitiert werden. Die Daten werden in Form von eigenständigen und zitierfähigen Datensammlungen oder als Ergänzungen zu Publikationen archiviert. Als Datenbibliothek verlinkt PANGAEA Primärdaten im Zusammenhang mit Beiträgen in Wissenschaftsmagazinen der Erd- und Umweltwissenschaften aus dem Portfolio der Verlage ELSEVIER (2014) und COPERNICUS PUBLICATIONS (2014), die über SCIENCE DIRECT (2014) kostenlos zur Verfügung stehen. Gegenwärtig bietet PANGAEA mehr als 350.000 Datensätze und 8 Milliarden Messungen.
- COSYNA (2014): Das „Coastal Observing System for Northern and Arctic Seas“ ist ein integriertes, operationelles Beobachtungssystem, das Beobachtungsdaten mit numerischer Modellierung kombiniert. Zu den Messgrößen gehören physikalische, geochemische und biologische Parameter sowie Sedimentschlüsselgrößen mit hoher zeitlicher Auflösung in der Wassersäule und den oberen und unteren Grenzschichten. Die Datenprodukte umfassen in Echtzeit oder nahezu Echtzeit erhobene Datensätze und Webdienste, die aus Vor-Ort-Beobachtung und Fernerkundung abgeleitet wurden, aber auch Vorhersagen auf Basis von

Modellergebnissen. Aufgabe des COSYNA-Datenmanagements ist die Organisation der Datenströme zwischen den Beobachtungs- und zentralen Speichersystemen am Helmholtz-Zentrum Geesthacht und an den Partnerstandorten sowie die Organisation der Datendokumentation und der Benutzeroberflächen für die Datenabfrage und -darstellung. Das Portal enthält ca. 15.000 Datensätze von COSYNA.

- DOD (2014): Das Deutsche Ozeanographische Datenzentrum wurde im Jahr 1967 als Gemeinschaftsprojekt des Deutschen Hydrographischen Instituts (DHI) und der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) eingerichtet. Die nationale ozeanografische Datenbank umfasst derzeit Daten und Informationen von deutschen Forschungsfahrten und nahezu 300.000 Stationen, die insgesamt mehr als 45 Millionen Datenwerte zu ca. 900 Parametern liefern. Dabei handelt es sich hauptsächlich um ozeanografische Parameter wie Temperatur und Salzgehalt, chemische Messwerte zu Nährstoffen, organische, anorganische und radioaktive Komponenten in Meerwasser und Sedimenten sowie Schadstoffe in Organismen (Fische und Muscheln).
- In Zusammenhang mit den verfügbaren Datensätzen der Datenanbieter bietet das Datenportal Zugriff auf wissenschaftliche Veröffentlichungen, Berichte und Dokumentationen. Die teilnehmenden Institute stellen die folgenden internationalen Publikationsrepositorien zur Verfügung: EPIC (2014) von AWI, OCEANREP (2014) von GEOMAR und Publikationen von HZG (2014) und MARUM (2014).

3.4 Architektur

In Abb. 4 ist die dem „Datenportal Deutsche Meeresforschung“ zugrunde liegende Architektur dargestellt. Die Integration der verteilt verfügbaren Inhalte erfolgt über die automatische Erfassung (Harvesting) und Indizierung der von unseren Datenanbietern bereitgestellten Metadaten. Dieser Ansatz ermöglicht eine sehr leistungsfähige Suche nach wissenschaftlichen Inhalten auf Basis eines APACHE LUCENE (2014) ELASTICSEARCH (2014)-Clusters. Da die Systeme der Datenanbieter verschiedene Metadatenformate über unterschiedliche Schnittstellen anbieten, wurden die folgenden Metadatenfelder als Mindestvoraussetzung definiert:

- Persistent Identifier
- Titel
- Datum der Veröffentlichung
- Autoren, Untersuchungsleiter
- Anfangs- und Enddatum der Datenerhebung
- Forschungsplattform oder -schiff
- Expedition
- Messgrößen

Die Metadaten enthalten darüber hinaus Links zu Downloaddiensten oder dynamischen Diensten wie Sensor Observation Services (SOS) oder Web Map Services (WMS). Um den Benutzern harmonisierte Inhalte (Metadaten) präsentieren zu können, werden die unterschiedlichen Nomenklaturen der Parameter mittels eines Feature Catalogue den

Standardnamen angeglichen und die ursprünglichen Metadaten auf Basis eines standardisierten Gazetteer mit den Namen der Meeresregionen versehen.

Neben den von den Datenanbietern bereitgestellten Metadaten betreibt das Portal eine Datenbank, in der Metadaten zu Expeditionen (z. B. IDs, Beginn, Ende, Häfen, Fahrtleiter) aus unterschiedlichen Quellen zusammengeführt werden. Dieser „Expedition Catalogue“ dient als Masterkatalog für das Datenportal. Die Inhalte der beiden Kataloge werden im bereits genannten „Data Curation Center“ bearbeitet.

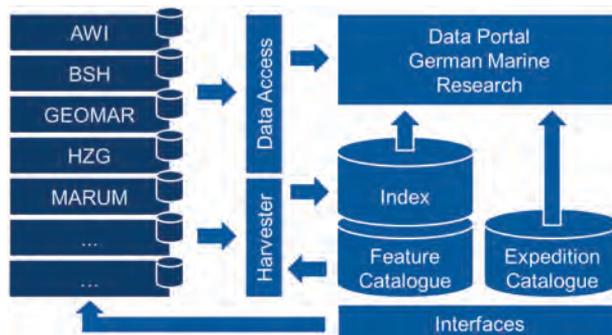


Abbildung 4: Architektur des „Datenportals Deutsche Meeresforschung“.

Das Portal bietet zusätzlich Schnittstellen in Form von Webdiensten für den Feature Catalogue und den Expedition Catalogue. Datenanbieter können diese berechtigten und aufbereiteten Informationen und Metadaten für ihre eigenen Kataloge nutzen.

3.5 Schnittstellen und Standards

Der Harvesting-Ansatz unterstützt verschiedene Standards für die Metadatenerfassung. Unter anderem werden die folgenden drei Protokolle unterstützt:

- OAI-PMH (2014): Open Archives Initiative Protocol for Metadata Harvesting,
- OGC CSW (2014): Open Geospatial Consortium Catalogue Service for Web und
- OGC WFS (2014): Open Geospatial Consortium Web Feature Service.

Metadaten werden üblicherweise in Form von XML-Serialisierungen bereitgestellt. In diesem Fall wird das mit INSPIRE (2014) konforme ISO 19115/19139-Format empfohlen. Der Datenanbieter definiert das Format, in dem die in den Metadatensätzen beschriebenen Informationen weitergegeben werden. Übliche Datenformate sind Formate TSV (durch Tabulatoren getrennte Werte) oder CSV (durch Kommata getrennte Werte) – möglicherweise in einem ZIP-Archiv komprimiert – sowie das PDF-Format (portables Dokumentformat) für Publikationen und Berichte. Das Angebot an Webdiensten reicht von Dateien auf Basis von OPENDAP (2014) über Sensor Observation Service (SOS 2014) bis hin zu OGC Web Feature Services (WFS) und Web Map Services (WMS 2014).

Beim direkten Datenzugriff werden gleichzeitige Datenanfragen an unterschiedliche Datenanbieter unterstützt. Für die Datenanfrage und -übermittlung bietet das Portal sowohl den direkten SQL-Lesezugriff (z. B. Data Warehouse von PANGAEA (2014) als auch WFS-Anforderungen (Web Feature Service), z. B. aus COSYNA (2014) und DOD (2014) an.

3.6 Datenzugriffsbestimmungen und gute wissenschaftliche Praxis

Das Datenportal basiert auf offenen Technologien. Der Zugriff steht Wissenschaftlern, Förderstellen und der Öffentlichkeit frei zur Verfügung. Bislang ist keine Registrierung erforderlich. Um Rückmeldung von Benutzern wird gebeten, damit Funktionalität und Inhalt des gemeinsamen Datenportals fortlaufend verbessert werden können.

Das Zitieren von verwendeten Datensätzen hat sich in der Wissenschaft bewährt. Daher sollten die heruntergeladenen Datensätze immer mit einem Zitat referenziert bzw. mit dem entsprechenden vom Datenanbieter angebotenen Zitat verwendet werden. Um eine lückenlose Referenzierung sicherzustellen, ist zusammen mit dem Datenzitat immer die Zugriffsnummer bzw. die DOI des Datensatzes anzugeben.

4 Dankeswort

Zum Kernteam des MaNIDA-Konsortiums gehören mehr als zwanzig wissenschaftliche Mitarbeiter aus allen Partnerinstituten und darüber hinausgehenden Kooperationen, die sich zumeist in Eigeninitiative und mit eigenen Ressourcen, im Dienst der Wissenschaft, an der Gestaltung und Einrichtung gemeinsamer Dateninfrastrukturen und Arbeitsabläufe beteiligen. Diesem unermüdlichen Einsatz gebührt unser Dank und unsere Anerkennung, zumal Datenmanagement und -veröffentlichung in der Regel im wissenschaftlichen Bewertungssystem nicht ausreichend gewürdigt oder ausgezeichnet werden. Dem Einsatz aller an MaNIDA Mitwirkenden ist es zu verdanken, dass das „Datenportal Deutsche Meeresforschung“ verwirklicht werden konnte und die verteilten Datenanbieter der wesentlichen Repositorien für die Erdsystem- und Meeresforschung in Deutschland vernetzt. Das MaNIDA-Projekt wird in erster Linie durch den Impuls- und Vernetzungsfonds der Helmholtz-Gemeinschaft (SO-071) und zu einem nicht unbedeutenden Teil durch eigene Ressourcen aller Partner finanziert und unterstützt.

5 Schriftenverzeichnis

APACHE LUCENE: Stand 14.06.2014.

BODC NERC - BRITISH OCEANOGRAPHIC DATA CENTRE – NATURAL ENVIRONMENT RESEARCH COUNCIL.

Stand 14.06.2014: http://www.bodc.ac.uk/products/web_services/vocab/

CFC - CLIMATE AND FORECAST CONVENTIONS.

Stand 14.06.2014: <http://cfconventions.org/>

COPERNICUS PUBLICATIONS.

Stand 14.06.2014: <http://publications.copernicus.org/>

COSYNA - COSTAL OBSERVING SYSTEM FOR NORTHERN AND ARCTIC SEAS.

Stand 14.06.2014: <http://www.cosyna.de/>

DATA PORTAL GERMAN MARINE RESEARCH.

Stand 14.06.2014: <http://manida.awi.de>

DOD - GERMAN OCEANOGRAPHIC DATA CENTRE.

Stand 14.06.2014: http://www.bsh.de/en/Marine_data/Observations/DOD_Data_Centre/

DOI - DIGITAL OBJECT IDENTIFIER.

Stand 14.06.2014: <http://www.doi.org/>

DSHIP Data Acquisition System.

Stand 14.06.2014: <http://www.werum.de/plattformen/dship.jsp>

ELASTICSEARCH.

Stand 14.06.2014: <http://www.elasticsearch.org/>

ELSEVIER.

Stand 14.06.2014: <http://www.elsevier.com/>

EMODNET - EUROPEAN MARINE OBSERVATION AND DATA NETWORK.

Stand 14.06.2014: <http://www.emodnet.eu/>

EPIC - ELECTRONIC PUBLICATION INFORMATION CENTER.

Stand 14.06.2014: <http://epic.awi.de/>

EUROFLEETS.

Stand 14.06.2014: <http://www.eurofleets.eu/>

GBIF - GLOBAL BIODIVERSITY INFORMATION FACILITY.

Stand 14.06.2014: <http://www.gbif.org/>

GEOSS GLOBAL EARTH OBSERVATION SYSTEM.

Stand 14.06.2014: <https://www.earthobservations.org/geoss.shtml>

HZG – Publication database.

Stand 14.06.2014: <http://141.4.217.215/fmi/xsl/publikat/Search.xml>

ICSU WDS - INTERNATIONAL COUNCIL FOR SCIENCE WORLD DATA SYSTEM.

Stand 14.06.2014: <https://www.icsu-wds.org/>

INSPIRE - INFRASTRUCTURE FOR SPATIAL INFORMATION IN THE EUROPEAN COMMUNITY.

Stand 14.06.2014: <http://inspire.ec.europa.eu/index.cfm/pageid/101>

MANIDA - MARINE NETWORK FOR INTEGRATED DATA ACCESS.

Stand 14.06.2014: <http://manida.org>

MARUM Publications.

Stand 14.06.2014: <http://publications.marum.de/>

OAI-PMH - OPEN ARCHIVES INITIATIVE PROTOCOL FOR METADATA HARVESTING.

Stand 14.06.2014: <http://www.openarchives.org/pmh/>

OCEANREP.

Stand 14.06.2014: <http://oceanrep.geomar.de/>

OGC CSW - OPEN GEOSPATIAL CONSORTIUM CATALOGUE SERVICE FOR WEB.

Stand 14.06.2014: <http://www.opengeospatial.org/standards/cat>

OGC WFS - OPEN GEOSPATIAL CONSORTIUM WEB FEATURE SERVICE.

Stand 14.06.2014: <http://www.opengeospatial.org/standards/wfs>

OPENDAP.

Stand 14.06.2014: <http://www.opendap.org/>

PANGAEA – Data Publisher for Earth & Environmental Science.

Stand 14.06.2014: <http://www.pangaea.de/>

SCIENCE DIRECT.

Stand 14.06.2014: <http://www.sciencedirect.com/>

SEADATANET.

Stand 14.06.2014: <http://www.seadatanet.org/>

SOS - OPEN GEOSPATIAL CONSORTIUM SENSOR OBSERVATION SERVICE.

Stand 14.06.2014: <http://www.opengeospatial.org/standards/sos>

WMS - OPEN GEOSPATIAL CONSORTIUM WEB MAP SERVICE.

Stand 14.06.2014: <http://www.opengeospatial.org/standards/wms>

WORMS - WORLD REGISTER OF MARINE SPECIES.

Stand 14.06.2014: <http://www.marinespecies.org/>

MDI-DE – Marine Daten-Infrastruktur Deutschland

Rainer Lehfeldt und Johannes Melles

Zusammenfassung

Durch das wachsende Interesse an marinen Geodaten und Berichtspflichten der Europäischen Union für geltende Rahmenrichtlinien veranlasst, wurde eine neuartige Infrastruktur für marine Daten in Deutschland aufgebaut. 11 Bundes- und Landesbehörden bieten Küsten- und Meeresdaten an, die mit Metadaten nach dem ISO-Standard dokumentiert und mit OGC Web Services präsentiert werden. Ein neues Web-Portal dient als zentraler Zugangspunkt für räumliche Daten und Informationen aus der deutschen Küstenzone und den angrenzenden Meeresgebieten. Eine sektorübergreifende Sicht auf Ressourcen wird durch die Bereitstellung technischer Lösungen mit Netzwerken und verteiltem Datenmanagement erleichtert und hilft bei der Erfüllung von Berichtspflichten mit Diensten. Die MDI-DE-Infrastruktur wird dauerhaft beim BSH als gemeinsames Projekt von Bundes- und Landesministerien unter der Leitung einer Lenkungsgruppe betrieben.

Schlagwörter

MDI-DE, Web-Portal, Meeresdaten, Küstendaten, Datenrecherche, Datenzugang, Visualisierung

Summary

Driven by the growing interest in marine spatial data and reporting obligations of the European Union with respect to effective framework directives, a novel marine data infrastructure has been established in Germany. 11 Federal and State agencies provide coastal and marine data which are documented with metadata according to the ISO standard and presented with OGC Web services. A new Web portal serves as central access point for spatial data and information from the German coastal zone and the adjacent marine waters. This facilitates intersectoral views of resources by providing technological solutions of networking and distributed data management and for meeting service based reporting obligations. The MDI-DE infrastructure is permanently maintained at BSH as a joint project of Federal and State ministries under the guidance of a steering group.

Keywords

MDI-DE, Web portal, marine data, coastal data, data mining, data access, visualization

Inhalt

1	Einleitung.....	34
1.1	Die Notwendigkeit einer neuen Dateninfrastruktur.....	35
2	Das MDI-DE-Netzwerk.....	38

2.1	Partner in der deutschen Küstenzone	38
2.1.1	Küsteningenieurwesen und Küstengewässerschutz.....	38
2.1.2	Meeresumweltschutz	39
2.1.3	Meeresnaturschutz	40
2.1.4	Wissenschaftlich-technische Begleitforschung	40
2.1.5	Nachhaltige Plattform für den konzeptionellen und technischen Betrieb.....	41
2.2	Technische Infrastruktur	41
3	Meta- und Geodaten aus der deutschen Küstenzone.....	42
3.1	Metadatenelemente.....	43
3.1.1	Das deutsche Metadatenprofil für die Küstenzone.....	43
3.2	Webservices.....	44
4	Das MDI-DE-Webportal	44
5	Schlussfolgerungen	45
6	Danksagung.....	46
7	Schriftenverzeichnis.....	46

1 Einleitung

Die Marine Dateninfrastruktur Deutschland MDI-DE wurde zwischen 2010 und 2013 mit Förderung durch das Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) konzeptionell entwickelt und technisch implementiert. Insgesamt waren 11 Bundes- und Landesbehörden beteiligt, die für das Küsteningenieurwesen, den Küstengewässerschutz, den Meeresumweltschutz, den Meeresnaturschutz und wissenschaftliche/technische Begleitforschungsbereiche zuständig waren. Zwölf Wissenschaftler waren mit der Integration der Küsten- und Meeresdaten betraut.

Ziel des Projekts war die Bereitstellung der räumlichen Daten und Informationen aus den genannten Zuständigkeitsbereichen für Politik, Wirtschaft und Öffentlichkeit über ein zentrales Internetportal, www.mdi-de.org (LEHFELDT und MELLES 2011). Für diese Themenbereiche wurden unter der Leitung der Bundesanstalt für Wasserbau, Dienststelle Hamburg (BAW), des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie, Hamburg (BSH) sowie des Bundesamtes für Naturschutz, Dienststelle Vilm (BfN) Methoden und Technologien entwickelt und implementiert, um nationale und internationale Informationspflichten der Partner wahrzunehmen.

Die Suche nach Daten bzw. Datenprodukten sowie deren Nutzung erfolgt mithilfe von Metadaten und Webservices. Die MDI-DE unterstützt Behörden in der deutschen Küstenzone bei der Erfüllung ihrer Berichtspflichten in Bezug auf die EU-Rahmenrichtlinien INSPIRE (Infrastructure for Spatial Information in Europe), Richtlinie 2007/2/EG (EUROPÄISCHES PARLAMENT UND RAT 2007a) und MSRL-Richtlinie (Meeresstrategie-Rahmenrichtlinie), 2008/56/EG (EUROPÄISCHES PARLAMENT UND RAT 2008) sowie bei der laufenden Berichterstattung gemäß der Wasserrahmenrichtlinie WRRL, 2000/60/EG (EUROPÄISCHES PARLAMENT UND RAT 2000) und für die NATURA 2000-Gebiete, 97/266/EG (COMMISSION 1997).



Abbildung 1: Das Netzwerk der Marinen Dateninfrastruktur MDI-DE in der deutschen Küstenzone.

Federführende Partner: A1: BAW, A2: BSH, A3: BfN, A4: Uni Rostock. Partner: P1: LKN, P2: NLWKN, P3: NLPV, P4: WSD NW, P5: WSD N, P6: LLUR, P7: LUNG.

Mit dem neuen Webportal der MDI-DE wird auf einer einheitlichen fachlichen Datengrundlage ein standardisierter Zugang zu Fachdaten realisiert, der die Partnerdienststellen von Dienstleistungs-Routearbeiten entlastet. Die in der MDI-DE zusammengeführten Informationen bilden das offizielle, von den zuständigen Bundes- und Landesbehörden bereitgestellte qualitätsgesicherte Informationsangebot zur deutschen Küstenzone von Nord- und Ostsee sowie der angrenzenden Meeresgebiete.

Insbesondere die mit internationalen technischen Standards konformen Schnittstellen zur Bereitstellung von Daten für INSPIRE und für die GDI-DE (GEODATEN-INFRASTRUKTUR DEUTSCHLAND 2008) sind wesentliche Komponenten dieser Infrastruktur, die das Informationsangebot der beteiligten Partner einer größeren Nutzergruppe zugänglich machen sollen.

1.1 Die Notwendigkeit einer neuen Dateninfrastruktur

Derzeit werden die Informationen und Daten aus den Bundes- und Landesbehörden, die Monitoring- und Vermessungsprogramme für unterschiedliche Zielsetzungen durchführen, in den jeweiligen Behördenportalen präsentiert. Bei den Bundesoberbehörden Bundesanstalt für Wasserbau BAW (www.baw.de), Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie BSH (www.bsh.de) und Bundesamt für Naturschutz BfN (www.bfn.de) sowie der Wasser- und Schifffahrtsverwaltung des Bundes WSV (www.wsv.de) spielen Küstendaten in der Regel nur eine untergeordnete Rolle.

Die gleiche Situation findet sich in den Landesportalen des Niedersächsischen Landesbetriebs für Wasserwirtschaft, Küsten und Naturschutz (NLWKN, www.nlwkn.de), der Nationalparkverwaltung Niedersächsisches Wattenmeer (NLPV, www.nationalparkwattenmeer.de/nds), des Landesbetriebs Küstenschutz, Nationalpark und Meeresschutz Schleswig-Holstein (LKN, www.schleswig-holstein.de/LKN), des Landesamts für Landwirtschaft, Umwelt und ländliche Räume Schleswig-Holsteins (LLUR, www.schleswig-holstein.de/LLUR) sowie des Landesamts für Umwelt, Naturschutz und Geologie in Mecklenburg-Vorpommern (LUNG, www.lung.mv-regierung.de).

Das Geodaten-Portal des Bundes (www.geoportal.de) und das Umweltportal des Bundes (bis 2015 www.portalu.de) bieten eine integrative Sicht auf vorhandene Datenbestände aus thematischer Perspektive. Hier werden die verfügbaren Daten in Suchportalen

anhand von standardisierten Metadaten nachgewiesen und können mit standardisierten Webservices visualisiert und heruntergeladen werden. Speziell für die Küstenzone gab es nur das GeoSeaPortal (MELLES 2009) beim BSH mit OGC-konformen Webservices (OGC 2011) und das in Kooperation von BSH und BAW betriebene Nordsee-Ostsee-Küsteninformationssystem NOKIS (LEHFELDT et al. 2008) mit ISO19115-konformen Metadaten.

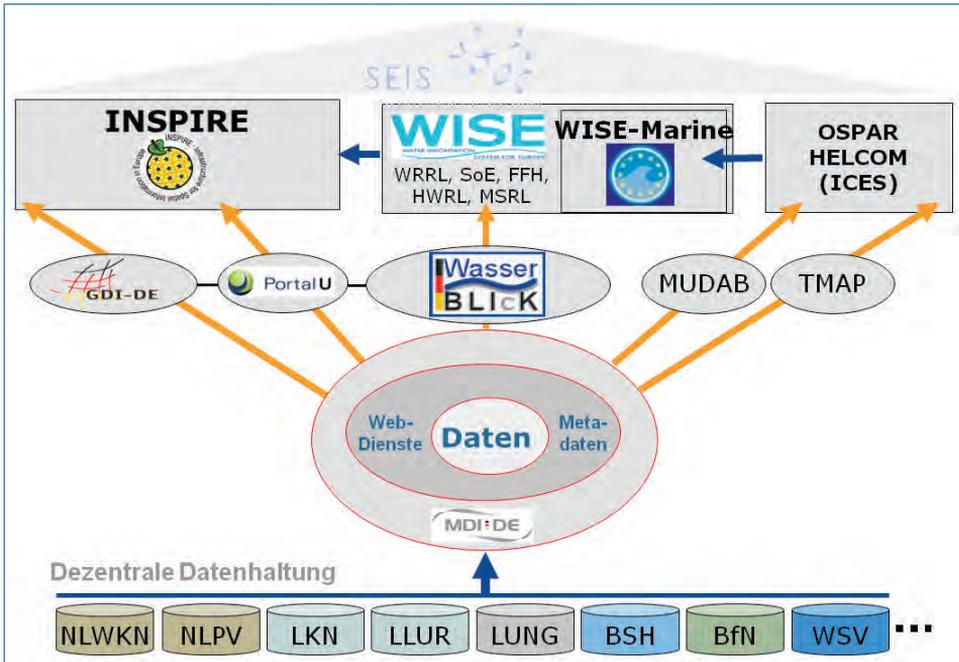


Abbildung 2: Datenfluss und Berichterstattung im MDI-DE-Informationsnetzwerk.

Abb.2 stellt den Datenfluss von den verteilten Quellsystemen im MDI-DE-Informationsnetzwerk dar und zeigt die national und international bereits bestehenden Zielsysteme, für die von den Bundes- und Landesbehörden Daten und Metadaten bereitzustellen sind. Um in diesem Kontext eine effiziente Aufgabenerledigung zu gewährleisten, muss zunächst eine Dateninfrastruktur für die Vernetzung der vorhandenen Quellsysteme aufgebaut werden. Die Anforderungen aus Verwaltung, Wissenschaft, Politik und Wirtschaft sowie der Öffentlichkeit erfordern die Integration von marinen Daten aus den heterogenen Portalen. Das neue MDI-DE-Portal baut technisch auf den Erfahrungen mit NOKIS und dem GeoSeaPortal auf.

Die Forderung nach themenübergreifenden Datenauswertungen nimmt immer mehr zu. Die Gründe dafür liegen in der steigenden Komplexität aktueller Fragestellungen im Zusammenhang mit anthropogenen Veränderungen mariner Ökosysteme und der globalen Klimaveränderung. So bestehen neue Anforderungen vom Küstenschutz und strengere gesetzliche Anforderungen zu Berichtspflichten, die z. B. in der Meeresstrategie-Rahmenrichtlinie MSRL, der Hochwasserrisikomanagementrichtlinie HWRM (EUROPÄISCHES PARLAMENT UND RAT 2007) und den INSPIRE-Rahmenrichtlinien festgelegt sind. Gleichzeitig sind durch die technischen Entwicklungen im World Wide

Web und durch das Open Geospatial Consortium (OGC 2011) die Voraussetzungen für den Aufbau moderner Informationsinfrastrukturen geschaffen. Qualität und Leistungsfähigkeit geeigneter Infrastrukturen bilden eine wesentliche Grundlage zur Optimierung der Zusammenarbeit, zur Steigerung der Produktivität und zur Erfüllung gesetzlicher Auflagen.

Mit den derzeit vorhandenen Werkzeugen sind die gestellten Anforderungen nicht zu bewältigen. Wichtige Bausteine für die notwendige Vernetzung konnten durch NOKIS und den Aufbau von lokalen Geodateninfrastrukturen in einzelnen Dienststellen bereits entwickelt werden. Bis zum Einsatz funktionierender Netzwerke, die die Verwendung von harmonisierten und interoperablen Geodaten über die verschiedenen Verwaltungsebenen hinweg ermöglichen, besteht jedoch noch ein erheblicher Forschungs- und Standardisierungsbedarf auf nationaler wie auf europäischer Ebene.

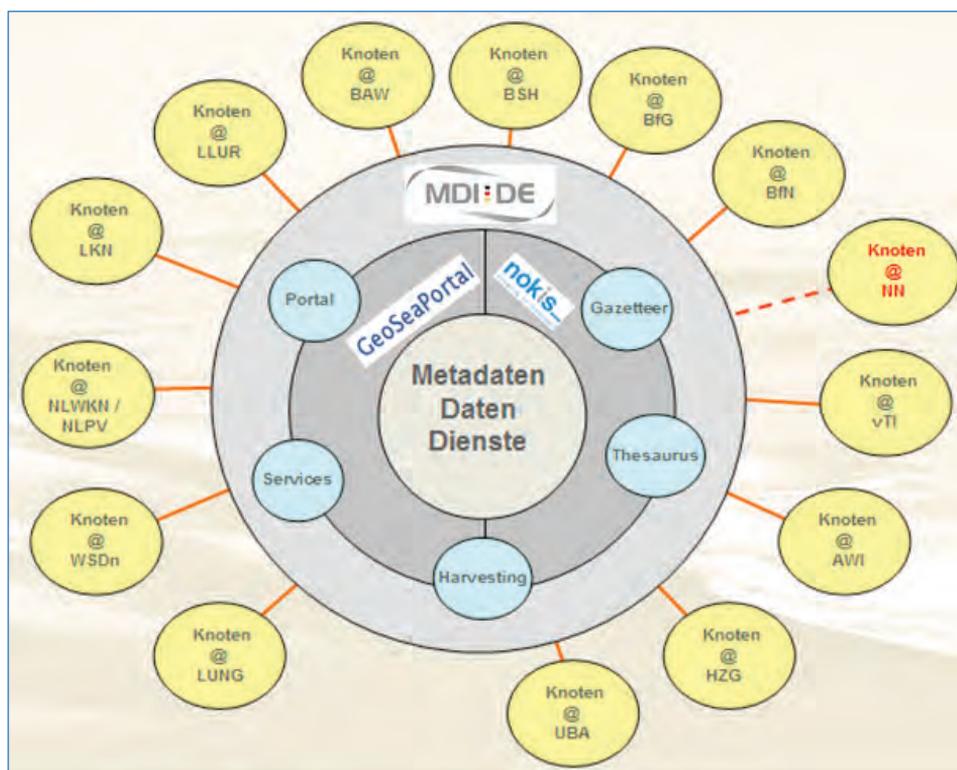


Abbildung 3: MDI-DE-Infrastruktur.

Bereits im Leitfaden zur Implementierung der Wasserrahmenrichtlinie (VOGT 2002) wird die Bedeutung der Harmonisierung von Daten aus verschiedenen Quellen bei der Betrachtung von Flusseinzugsgebieten hervorgehoben. Sie ist Voraussetzung für die interoperable Bereitstellung von Geoinformationen durch Dienste, die auf interdisziplinäre und verteilte Geodaten zugreifen (ARBEITSKREIS ARCHITEKTUR der GDI-DE 2007). Mit der INSPIRE-Richtlinie wird bis 2014 ein enger zeitlicher Rahmen vorgegeben, in dem die Dokumentation der Daten mit Metadaten und der Datenzugang mit standardisierten

Netzwerkdiensten zum Suchen, Darstellen und Herunterladen stufenweise umgesetzt werden sollen. In diesem Kontext wurden in dem MDI-DE-Projekt prototypische Lösungen erarbeitet. In Kap. 2.1.5 wird die nachhaltige Plattform für den zukünftigen konzeptionellen und technischen Betrieb der MDI-DE beschrieben.

2 Das MDI-DE-Netzwerk

Mit der Marinen Daten-Infrastruktur für Deutschland MDI-DE wird ein Beitrag zur Erreichung dieser Ziele geleistet. Alle beteiligten Bundes- und Landesbehörden profitieren von diesem Netzwerk, in dem informationstechnische Grundlagen für die Informationsverbreitung und für die zukünftig zu leistenden Berichtspflichten gelegt werden.

2.1 Partner in der deutschen Küstenzone

Küsteningenieurwesen und Küstengewässerschutz

BAW	Hamburg – Bundesanstalt für Wasserbau
LKN	Husum und Tönning – Landesbetrieb Küstenschutz, Nationalpark und Meeresschutz Schleswig-Holstein
NLWKN	Norden-Norderney und Brake-Oldenburg – Niedersächsischer Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten und Naturschutz
NLPV	Wilhelmshaven - Nationalparkverwaltung Niedersächsisches Wattenmeer
WSD	Nordwest in Aurich/Nord in Kiel – Generaldirektion Wasserstraßen und Schifffahrt, Außenstelle Nord und Außenstelle Nordwest

Meeresumweltschutz

BSH	Hamburg – Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie
LLUR	Flintbek – Landesamt für Landwirtschaft, Umwelt und ländliche Räume Schleswig-Holsteins
LUNG	Güstrow – Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie in Mecklenburg-Vorpommern

Meeresnaturschutz

BfN	Insel Vilm – Bundesamt für Naturschutz, Dienststelle Vilm
------------	-----------------------------------------------------------

Wissenschaftlich-technische Begleitforschung

Universität Rostock	Lehrstuhl für Geodäsie und Geoinformatik an der Universität Rostock
----------------------------	---------------------------------------------------------------------

2.1.1 Küsteningenieurwesen und Küstengewässerschutz

Ein wichtiges Ziel der Forschungstätigkeiten bei der BAW ist die Unterstützung des Datenmanagements für die numerische Modellierung. Zu diesem Zweck wurde die

Harmonisierung verteilt erhobener und gepflegter Datenbestände sowie die Interoperabilität von Mess- und Modelldaten durch Nutzung von Webservices untersucht. Ebenso wird die standardisierte Dokumentation von Daten und Modellen mit Metadaten zur Identifikation von Szenarien und zur intersektoralen Recherche analysiert.

Der Projektpartner bei der NLPV und beim NLWKN war aktiv an der Arbeitsgruppe Metadaten der GDI-DE (GEODATENINFRASTRUKTUR DEUTSCHLAND 2008) beteiligt. In einem weiteren Aufgabenkomplex zur Erstellung eines Gazetteer für die Küste wird die jahrelange Zusammenarbeit von NOKIS mit dem Bundesamt für Kartographie und Geodäsie BKG fortgeführt. Darin zeigt sich deutlich das Interesse des Bundes an einem detaillierten Gazetteer für die gesamte deutsche Küstenzone, der als Bestandteil der MDI-DE in Kooperation mit dem LKN Tönning aufgebaut werden soll. Hier wurden von der BAW und dem Lehrstuhl für Geodäsie und Geoinformatik an der Universität Rostock bereits wichtige Schritte unternommen, die in der BAW und im KFKI vorhandenen Wortlisten zu einem Küstenthesaurus zusammenzuführen.

Die von einer Arbeitsgruppe des Kuratoriums für Forschung im Küsteningenieurwesen KFKI in Küstengewässern regelmäßig durchgeführten Seevermessungen liefern aktuelle Bathymetriedaten für die numerische Modellierung. Diese „Arbeitsgruppe Synopse“ ist seit 1973 für die Aufgabenverteilung bei der Gewinnung von gebietsübergreifenden Datenbeständen zwischen den Bundes- und Landesbehörden in der Küstenzone zuständig. In Kooperation mit der WSD, Außenstelle Nord in Kiel wurde ein webbasiertes Planungstool entwickelt, mit dessen Hilfe Messkampagnen der Vergangenheit, Gegenwart und Zukunft visualisiert werden können und das aufgrund des ihm zugrunde liegenden Metadatenprofils für die Küstenzone (siehe Kap. 3.1.1) und der Nutzung von OGC-Webservices in das MDI-DE-Netzwerk eingebunden wird.

2.1.2 Meeresumweltschutz

In einem zweiten Projekt wurden Forschungs- und Entwicklungsarbeiten zum Meeresumweltschutz vom Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie BSH in Hamburg zusammen mit Projektpartnern im Landesamt für Landwirtschaft, Umwelt und ländliche Räume Schleswig-Holstein LLUR in Flintbeck und im Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie in Mecklenburg-Vorpommern LUNG in Güstrow durchgeführt. Die Zusammenarbeit von BSH, LLUR, und LUNG hat bereits im Zusammenhang mit der Meeresumweltdatenbank MUDAB und der EU-Wasserrahmenrichtlinie WRRL zur Entwicklung von Datenschnittstellen geführt, die für den Austausch von Geodaten genutzt werden. Im MDI-DE-Projekt werden diese Ergebnisse aufgegriffen und weiterentwickelt.

Als Projektpartner steht die Bundesanstalt für Gewässerkunde BfG mit dem dort betriebenen Portal WasserBLICK im Vordergrund. Das Umweltbundesamt UBA in Dessau ist durch die Verantwortlichkeit für die MUDAB ebenfalls beteiligt. Darüber hinaus wurden während der Projektlaufzeit Kontakte zu Forschungseinrichtungen geknüpft, die zu einer Kooperation ausgebaut werden können. Dazu zählen neben dem Institut für Küstenforschung beim Helmholtz-Zentrum Geesthacht HZG das Leibniz-Institut für Meereswissenschaften an der Universität Kiel IFM-GEOMAR und das Leibniz-Institut für Ostseeforschung IOW Warnemünde sowie das Zentrum für Geoinformation der Christian Albrechts-Universität zu Kiel ZfG und das Alfred-Wegener-Institut, Helmholtz-Zentrum für Polar- und Meeresforschung AWI in Bremerhaven.

Das BSH arbeitete mit der BAW an der Zusammenführung von der GDI-BSH und NOKIS. Hier wurde zunächst die technische Integration der bestehenden Systeme realisiert, um dann die gemeinsame Infrastruktur für Karten, Kartenwerkzeuge und Diagramme aufzubauen, die von allen Projektpartnern genutzt werden kann. Bereits bestehende Dienste in der GDI-BSH und in NOKIS wurden dabei berücksichtigt.

Ein wesentliches Ziel der Arbeiten war der Aufbau eines innovativen Webportals für marine Datenbestände und einer Dateninfrastruktur, in der die verteilten Daten harmonisiert und interoperabel zur Verfügung gestellt werden. Diese Plattform kann zum zentralen Knotenpunkt für alle marinen Daten aus der deutschen Küstenzone werden (siehe Kap. 2.1.5). Sie dient der Förderung der Verbreitung von Informationen über Meer und Küsten, der Verbesserung der Transparenz von vorhandenen Daten und der Vermeidung von Doppelarbeit.

2.1.3 Meeresnaturschutz

Das Bundesamt für Naturschutz BfN, Fachbereich „Meeres- und Küstennaturschutz“, Außenstelle Insel Vilm führte in diesem Projekt Forschungs- und Entwicklungsarbeiten zum Meeresnaturschutz durch. Alle Partner aus den Bundes- und Landesbehörden arbeiten bereits im Rahmen von Natura 2000 und MSRL zusammen, um die nationalen und internationalen Informations- und Berichtssysteme zu bedienen.

Als wissenschaftliche Kooperationspartner werden das Forschungs- und Technologiezentrum FTZ Büsum, das Leibniz-Institut für Ostseeforschung IOW Warnemünde und das Alfred-Wegener-Institut AWI Bremerhaven in die Entwicklungen einbezogen. Dies gilt ebenfalls für das Landesamt für Landwirtschaft, Umwelt und ländliche Räume Schleswig-Holstein LLUR in Flintbeck, das Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie in Mecklenburg-Vorpommern LUNG in Güstrow und das Umweltbundesamt UBA in Dessau.

Das BfN nutzt ein internes Informationssystem für Naturschutz und Landschaftsschutz und ein Datensystem zur Erfassung, Dokumentation, Verwaltung und Organisation der naturschutzfachlichen Daten. Die Systeme werden zur Erfüllung der Berichtspflichten von Natura 2000 genutzt für Monitoringdaten, umfangreiche ökologische Daten und für Fachgutachten sowie Daten, die im Zusammenhang mit der MSRL erhoben werden. Eine wesentliche inhaltliche Grundlage ist der Fachthesaurus, der auf der Basis des UMLIS-Thesaurus des Umweltbundesamtes und des PortalU um Mikrothesauri zu Naturschutz und Meeresnaturschutz ergänzt wurde. Die bislang dokumentierten Daten sollen über das neue MDI-DE-Portal mit allen Küstendienststellen/-behörden ausgetauscht und in einem weiteren Schritt an die EU gemeldet werden.

2.1.4 Wissenschaftlich-technische Begleitforschung

Die wissenschaftlich-technische Begleitforschung zur MDI-DE wurde vom Lehrstuhl für Geodäsie und Geoinformatik an der Universität Rostock durchgeführt. Die Systemarchitektur wurde analysiert (RÜH et al. 2011) und Implementierungsstrategien optimiert. Dazu gehören Konformitäts- und Leistungstests der entwickelten Dienste im Kontext der Vorgaben bestehender Systeme wie GDI-DE, PortalU und WasserBLICK sowie der für Berichtspflichten zu MSRL und INSPIRE eingerichteten Arbeitsabläufe.

2.1.5 Nachhaltige Plattform für den konzeptionellen und technischen Betrieb

Seit März 2014 erfolgt die Zusammenarbeit der bisherigen Forschungs- und Entwicklungspartner gemäß einer Verwaltungsvereinbarung, VKoopUIS MDI-DE, die zwischen den für die deutsche Küstenzone zuständigen Bundes- und Landesministerien (STÄNDIGER AUSSCHUSS UMWELTINFORMATIONSSYSTEME 2008) geschlossen wurde.

Die zentralen Komponenten der MDI-DE befinden sich beim BSH. Dabei handelt es sich um das Webportal, in dem harmonisierte Daten und Dienste aus den Quellen des Bundes und der Länder zusammengeführt sind, ein Metadaten-Managementsystem zur Zusammenführung und Archivierung von Daten, einen Küsten-Gazetteer, einen Thesaurus der marinen Begriffe und Dienste für zentrale Datenauswertungen. Alle Partner unterhalten ihre verteilten Infrastrukturknoten (siehe Kap. 2.2) innerhalb des MDI-DE-Netzwerks und sind entsprechend einem festgelegten Verteilungsschlüssel an allen erforderlichen Wartungs-, Aktualisierungs- und Entwicklungskosten beteiligt.

2.2 Technische Infrastruktur

Die Daten und Metadaten der MDI-DE-Partner werden lokal in Infrastrukturknoten vorgehalten. Diese bezeichnen die Hard- und Software einer lokalen Serverarchitektur, mit der die Geodaten und Metadaten verwaltet und über standardisierte Dienste bereitgestellt werden. Nach dem Publish-Find-Bind-Prinzip erfolgt die Interaktion der einzelnen Komponenten über Open Geospatial Consortium (OGC)-konforme Dienste. Eine umfassende Beschreibung der Infrastrukturknoten, deren Prototyp in Abb. 4 exemplarisch dargestellt ist, ist in BINDER (2012) enthalten.

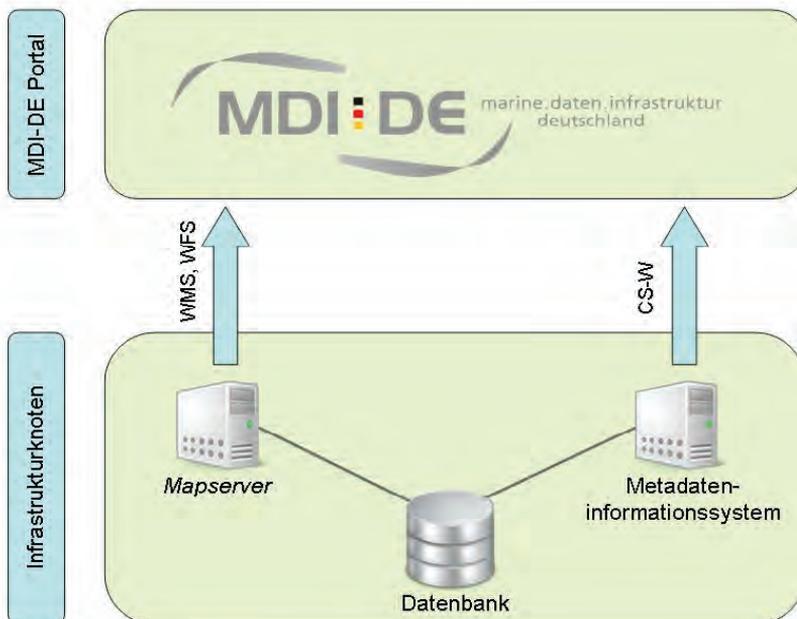


Abbildung 4: Die Elemente eines prototypischen MDI-DE-Infrastrukturknotens.

Am zentralen Knotenpunkt des MDI-DE-Netzwerks, dem MDI-Portal, fließen alle Informationen zusammen. Da die auf verteilten Infrastrukturknoten gehosteten Informationen über standardisierte OGC-Webdienste für Darstellung (WMS), Download (WFS) und Suche (CS-W) bereitgestellt werden, können sie auch in anderen Zusammenhängen, die auf diesen Standards basieren, verwendet werden.

Zur Beschleunigung der Antwortzeiten im Webportal werden die verteilten Metadaten über die CS-W-Schnittstellen am zentralen Knoten gebündelt. Die bereitgestellten Dienste sind zurzeit kostenlos verfügbar, die Einführung eines Abrechnungssystems ist nicht vorgesehen.

3 Meta- und Geodaten aus der deutschen Küstenzone

Zur Erfüllung der Berichtspflichten nach Umsetzung der vom EUROPÄISCHEN PARLAMENT UND DEM EUROPÄISCHEN RAT (2000) erlassenen Europäischen Wasser-Rahmenrichtlinie sind in den Mitgliedsstaaten neue Wege der Informationsverwaltung und automatisierte Arbeitsabläufe erforderlich. LEHFELDT und REIMERS (2004) weisen in diesem Zusammenhang auf die Bedeutung standardisierter Metadaten für die Recherche und die gemeinsame Nutzung relevanter und aktueller Informationen aus verteilten Datenquellen hin. Das Wasserinformationssystem für Europa WISE (water.europa.eu) unterhält ein Webportal, in dem Informationen zum aktuellen Status und zu den laufenden Aktivitäten dieses thematischen Netzwerks bereitgestellt werden.

Bei der Betrachtung beispielsweise von Wassereinzugsgebieten wird die Bedeutung des Austauschs von grenzübergreifenden Informationen deutlich. Er ist einerseits Voraussetzung für die Generierung lückenloser geografischer Daten und andererseits notwendig, wenn eine Vielzahl von vertikalen Referenzsystemen, unterschiedliche Maßeinheiten oder Messmethoden verwendet werden. Diese gilt es zu dokumentieren, damit die verfügbaren Daten zunächst mit Transformationsalgorithmen harmonisiert und schließlich in integrierten Ansichten und Analysen verwendet werden können.

Bereits 2003 einigte sich die NOKIS-Gruppe (LEHFELDT und HEIDMANN 2003) für die Küstenzone auf ein Metadatenprofil mit detaillierten Lösungsansätzen. Mit den ausgewählten Metadatenelementen erhalten die horizontalen Informationsflüsse zwischen den an der Datenerfassung und der Erstellung von Datenprodukten für die Öffentlichkeit beteiligten Akteuren dasselbe Gewicht wie die vertikalen Informationsflüsse zwischen den entweder hierarchisch oder kaskadierend strukturierten Informationssystemen (s. Abb. 2).

Das vereinbarte Metadatenprofil für die Küstenzone erfüllt alle Anforderungen bestehender deutscher Informationssysteme (Umweltportal Deutschland, www.portalu.de, Geodaten-Portal des Bundes, www.geoportal.de). Informationsressourcen (Datensätze, Karten, Bilder usw.), die mit diesem Profil dokumentiert wurden, werden daher von den genannten Portalen und insbesondere vom MDI-DE-Portal erkannt. Die enthaltenen Metadaten sind ohne weiteren Bearbeitungsaufwand in vielen Umgebungen gültig und, was noch wichtiger ist, mit der europäischen INSPIRE-Richtlinie konform.

3.1 Metadatenelemente

Der von der INTERNATIONALEN ORGANISATION FÜR NORMUNG (2003) veröffentlichte Metadatenstandard ISO19115 gibt ca. 300 Metadatenelemente vor, die pro Ressource in 13 Informationskategorien unterteilt sind. Die Klassifizierung und Dokumentation der geografischen Informationen folgt im Wesentlichen den Fragen „Was, Wo, Wann, Wer und Wie“. Insgesamt stellt der Standard einen generischen Ansatz zur Beschreibung von Ressourcen dar. Nutzergruppen werden angehalten, die für ihre spezifischen Zwecke erforderlichen Elemente auszuwählen und damit die Informationsmenge überschaubar zu halten.

Zur Sicherstellung der Kommunikation zwischen verschiedenen Anwendungen ist eine verpflichtende Mindestmenge an Metadaten vorgesehen, der sogenannte „Recommended Core“. Dieser Minimalsatz von Metadaten ist der Grundpfeiler für den fachbereichsübergreifenden Informationsaustausch und die sektorübergreifenden Sichten in den Netzwerken, die thematische Informationssysteme zusammenführen. Er umfasst acht Elemente: den Titel des Datensatzes, das Referenzdatum, den Ansprechpartner, den geografischen Standort, der anhand von vier Koordinaten oder über geografische Identifikatoren angegeben wird, die Themenkategorie, eine Kurzbeschreibung, die Metadaten-sprache und den Metadaten-Ansprechpartner.

3.1.1 Das deutsche Metadatenprofil für die Küstenzone

Ausführliche Angaben zu den Metadatenelementen des Metadatenprofils für die Küstenzone wurden von LEHFELDT und HEIDMANN (2003) veröffentlicht. Mit Blick auf Anwendungen wie Gazetteer und Werkzeuge für Planung, Sedimentklassifizierung und EU-konforme Berichterstellung sind für dieses Metadatenprofil mehr Elemente des Metadatenstandards ISO 19115 als Pflichtelemente festgelegt worden als im ISO Core oder im ISO Recommended Core. Zur Unterstützung automatisierter Suchdienste werden detaillierte Angaben zu den zeitlichen und räumlichen Ausdehnungen der zu dokumentierenden Ressourcen benötigt. Beschreibende Schlüsselwörter, vorzugsweise aus geprüften, von Nutzergruppen gepflegten Vokabularen oder Thesauri sind ebenfalls notwendig, um die Funktionalität der mit diesen Metadaten aufgebauten Suchdienste zu optimieren. Automatisierte Arbeitsabläufe können mithilfe der Statusbeschreibung eines Datensatzes und durch Zugriffs- bzw. Nutzungsbeschränkungen kontrolliert werden. In solchen Anwendungen muss der Kontext der Daten durch die Spezifikation des Datenumfanges und des Geltungsbereichs der Metadaten angegeben werden.

Da der ISO 19115-Standard Metadatenweiterungen vorsieht, die an die spezifischen Anforderungen von Nutzergruppen angepasst sind, beinhaltet das Metadatenprofil für die Küstenzone auch Elemente von an anderer Stelle vorliegenden Profilen. So enthält unser gemeinsames Metadatenmodell ein „Küstenlinienprofil“ für Vermessungen in Gezeitenzonen, dessen Metadatenelemente bereits 2001 vom FEDERAL GEOGRAPHIC DATA COMMITTEE veröffentlicht wurden. Daten zu Tide- und marinen Wetterbedingungen werden zum Zeitpunkt der Erfassung aufgezeichnet, sodass ausführliche Informationen für die korrekte Interpretation der Daten verfügbar sind. Insbesondere aus synoptischer Planungs- oder Modellierungsperspektive dienen die zusätzlichen Metadatenelemente als

Qualitätssicherungsparameter, die bei der Harmonisierung sich ergänzender Datensätze eingesetzt werden können.

Das European Directory of Marine Environmental Research Projects EDMERP definiert nach der Beschreibung von SCHAAP (2000) Metadatenelemente, wie sie im Metadatenprofil für die Küstenzone für Projekte verwendet werden. Diese werden auf den Metadatenstandard ISO19115 abgebildet und enthalten Angaben zu den zeitlichen und geografischen Beschränkungen sowie den zugehörigen Publikationen mit Links zu verfügbaren Online-Ressourcen. Alle Projekte des Kuratoriums für Forschung im Küsteningenieurwesen (KFKI) werden unter Verwendung dieses Metadatenprofils dokumentiert und sind unter www.kfki.de/de/projekte eingetragen.

Eine weitere wichtige Informationsquelle, die einer strukturierten Dokumentation bedarf, sind die mit numerischen Modellen untersuchten Szenarien. Der 2001 von HILL et al. veröffentlichte Standard „Content Standard for Computational Models“ führt eine Reihe von Metadatenelementen zur Dokumentation wichtiger Merkmale der in den Szenarienanalysen angewandten Modelle und Eingabedaten ein. Die NOKIS-Gruppe arbeitet an der Zuordnung dieser Elemente zum Metadatenstandard ISO19115, um das Metadatenprofil für die Küstenzone auch für Modelle nutzbar zu machen.

3.2 Webservices

Die Vorbereitung, Pflege und Verwendung von Metadaten in der MDI-DE wurden 2013 in einem Metadatenleitfaden von WOSNIOK und RÄDER beschrieben. Die Vorgaben der INSPIRE-Richtlinie gelten für die Metadaten sowohl der Geodatensätze als auch der damit verbundenen Webservices. Das Zielsystem GDI-DE (GEODATENINFRASTRUKTUR DEUTSCHLAND 2008) hat zu diesem Zweck entsprechende Konventionen für Metadaten ausgearbeitet. Von der GDI-DE ist darüber hinaus eine Testsuite verfügbar, über die die Konformität aller Metadaten im Netzwerk (MDI-DE inbegriffen) mit den technischen und inhaltlichen Vorgaben von INSPIRE festgestellt werden kann.

Konsistente Metadaten für Geodaten und -dienste sind Voraussetzung für effiziente Recherche-Klienten. In den Portalen der GDI-DE und der MDI-DE wird ein Index genutzt, der zunächst alle vorhandenen Metadatensätze registriert und in einem nächsten Schritt Daten und Dienste verknüpft. So ist es möglich, dem Anwender die Datensätze zusammen mit den zugehörigen Diensten anzuzeigen, die direkt visualisiert und heruntergeladen werden können.

4 Das MDI-DE-Webportal

Gemäß dem Konzept des neuen Webportals für marine und küstenbezogene Daten dient das MDI-DE-Webportal als zentraler Zugangspunkt für alle Daten und Informationen aus der deutschen Küstenzone und aus den angrenzenden Meeresgebieten. Das Portal bietet die folgenden Funktionen:

- Standard- und Expertensuche mit Metadatenkatalog, Thesaurus für geprüfte Vokabularien und Küsten-Gazetteer für geografische Namen in der marinen Umgebung,

- sektorübergreifend einheitliche Datenstrukturen für interdisziplinäre Ansichten mariner Daten,
- Webservices und Downloaddienste für Visualisierung und Datenzugang,
- Implementierung von prototypischen Diensten für die Datenanalyse und automatische Generierung von Berichten in Einklang mit den EU-Rahmenrichtlinien.

Das MDI-DE-Portal setzt auf einem Netzwerk für marine Daten auf, das die lokalen Knoten der wichtigsten Datenquellen der Bundes- und Landesbehörden mit ihrer großen Bandbreite an unterschiedlichen Daten verbindet. Die im Laufe des Forschungs- und Entwicklungsprojekts gewonnenen Erfahrungen können in weitere Implementierungen in den deutschen Küstenländern eingebracht werden.

Zukünftig werden die Webservices der neuen marinen Daten-Infrastruktur Systemanalyseanwendungen für wasserbauliche Maßnahmen, Raumplanung, Naturschutz, Wissenschaft und Ökologie unterstützen.



Abbildung 5: MDI-DE-Portal www.mdi-de.org.

5 Schlussfolgerungen

Mit der neuen, innovativen Informations- und Kommunikationstechnik der MDI-DE wird eine einheitliche marine Geodateninfrastruktur für das marine Datenmanagement geschaffen:

- Integration und Zugang zu Daten mit Diensten für Politik, Wirtschaft, Verwaltung, Wissenschaft und Öffentlichkeit über ein zentrales, einheitliches Webportal,
- Harmonisierung, Standardisierung und Qualitätssicherung der bereits verfügbaren und in Zukunft zu erhebenden Daten,
- Einbindung von Metadaten und Services für Modellierungsszenarien,
- technische Implementierung gemäß aktuellen Standards und Entwicklungen (ISO-Standards, Spezifikationen des Open Geospatial Consortium OGC und des World Wide Web W3C),
- Konformität mit europäischen und nationalen Richtlinien (Infrastructure for Spatial Information in Europe INSPIRE, Wasserrahmenrichtlinie WRRL, Natura 2000, Meeresstrategie-Rahmenrichtlinie MSRL oder, auf Bundesebene, Geodateninfrastruktur Deutschland GDI-DE und Umweltportal des Bundes PortalU).

Die Partnerbehörden sind mit Eigenleistungen in den Betrieb der MDI-DE eingebunden. Der fortlaufende Betrieb wird durch eine Verwaltungsvereinbarung zwischen den Bundes- und Landesministerien sichergestellt.

6 Danksagung

Das Forschungs- und Entwicklungsprojekt MDI-DE wurde in Kooperation von mehreren Partnern mit finanzieller Förderung durch das Bundesministerium für Bildung und Forschung BMBF und unter Leitung des Projektträgers Jülich PTJ mit den Fördernummern 03KIS089, 3KIS090, 03KIS091 und 03KIS092 durchgeführt. Die Autoren bedanken sich an dieser Stelle für die Unterstützung und für die vielen Beiträge von Studenten, Mitarbeitern und anderen an diesen Forschungsprojekten beteiligten Partnern.

7 Schriftenverzeichnis

- ARBEITSKREIS ARCHITEKTUR der GDI-DE (Hrsg.): Architektur der Geodateninfrastruktur Deutschland. Koordinierungsstelle GD I-DE, 2007.
Stand 19.06.2014: <http://www.geoportal.de/SharedDocs/Downloads/DE/GDI-DE/GDI-DE%20Architekturkonzeptv1.html>.
- BINDER, K.(Hrsg.): Leitfaden zur Anbindung eines Infrastrukturknotens an die MDI-DE. 37 S., 2012.
Stand 19.06.2014: http://projekt.mdi-de.org/images/mdi-de/Publikationen/plugin-mdi-de_leitfaden_isk_2_0_publish.pdf
- EUROPÄISCHES PARLAMENT UND RAT: Richtlinie 2008/56/EG zur Schaffung eines Ordnungsrahmens für Maßnahmen der Gemeinschaft im Bereich der Meeresumwelt (Meeresstrategie-Rahmenrichtlinie). Amtsblatt der Europäischen Gemeinschaften L 164, 19-40, 2008.
- EUROPÄISCHES PARLAMENT UND RAT: Richtlinie über die Bewertung und das Management von Hochwasserrisiken. Amtsblatt der Europäischen Gemeinschaften L 288, 27-34, 2007.
- EUROPÄISCHES PARLAMENT UND RAT: Richtlinie 2007/2/EG zur Schaffung einer Geodateninfrastruktur in der Europäischen Gemeinschaft (INSPIRE). Amtsblatt der Europäischen Gemeinschaften L108, 1-14, 2007a.

- EUROPÄISCHES PARLAMENT UND RAT: Richtlinie 2000/60/EG zur Schaffung eines Ordnungsrahmens für Maßnahmen der Gemeinschaft im Bereich der Wasserpolitik (Wasserrahmenrichtlinie). Amtsblatt der Europäischen Gemeinschaften L 327, 1-72, 2000.
- COMMISSION: 97/266/EC Commission Decision of 18 December 1996 concerning a site information format for proposed Natura 2000 sites. Official Journal of the European Communities, L 107, 24 April 1997.
- FEDERAL GEOGRAPHIC DATA COMMITTEE: Shoreline Metadata Profile of the Content Standards for Digital Geospatial Metadata. FGDC-STD-001.2-2001, 75p, 2001.
- GEODATENINFRASTRUKTUR DEUTSCHLAND: Auftrag GDI-DE. 2008.
Stand 19.06.2014: <http://www.geoportal.de/DE/GDI-DE/Organisation/Aufgaben/aufgaben.html>
- HILL, L. L.; CROSIER, S. J.; SMITH, T. R. and GOODCHILD, M.: A Content Standard for Computational Models. D-Lib Magazine, 7 (6), 2001.
Stand 19.06.2014: <http://www.dlib.org/dlib/-june01/hill/06hill.html>
- LEHFELDT, R. und MELLES, J.: Die Marine Dateninfrastruktur Deutschland MDI-DE. In: TRAUB, K.-P.; KOHLUS, J. und LÜLLWITZ, T. (Hg.): Geoinformationen für die Küstenzone. Norden Halmstad: Points Verlag (3), 107-116, 2011.
- LEHFELDT, R.; REIMERS, H.-C.; KOHLUS, J. and SELLERHOFF, F.: A Network of Metadata and Web Services for Integrated Coastal Zone Management. COPEDEC VII, Dubai, UAE, Cyber-proceedings, paper 207, 2008.
- LEHFELDT, R. and REIMERS, H.-C.: The WFD Reporting Process - A German Approach to Information Management in the Coastal Zone. In: GARCÍA DE JALÓN, D. and VIZCAINO, P. (eds): 5th International Symposium on Ecohydraulics. Aquatic Habitats: Analysis & Restoration, September 12-17. IAHR, Madrid, Spain, 175-181, 2004.
- LEHFELDT, R. and HEIDMANN, C.: Information Infrastructure for Integrated Coastal Zone Management. In: GANOULIS, J. and PRINOS, P. (eds): XXX IAHR Congress Proceedings. Theme A. Coastal Environment: Processes and Integrated Management. 465-472, 2003.
- MELLES, J.: GeoSeaPortal - die GDI für marine Geoinformationen. Schriftenreihe des DVW, 58, 125-130, Wißner-Verlag, Augsburg, 2009.
- OGC - OPEN GEOSPATIAL CONSORTIUM (Hrsg.) (2011): Implementierungsspezifikationen für Geodatendienste.
Stand 19.06.2014: <http://www.opengeospatial.org/>
- ORGANISATION FÜR NORMUNG: Geographic information: ISO 19115 - Metadata; ISO 19119 - Services. 2003.
Stand 24.05.2006: <http://www.iso.ch/iso/>
- RÜH, C.; KORDUAN, P. and BILL, R.: Development of the reference model for the marine spatial data infrastructure Germany (MDI-DE). In: PILLMANN, W.; SCHADE, S. and SMITS, P. (eds): Innovations in sharing environmental observation and information. Proceedings of the 25th International Conference EnviroInfo, October 5 – 7. Joint Research Centre Ispra, Institute for Environment and Sustainability. Aachen: Shaker. 419-425, 2011.

- SCHAAP, D.: European Directory of Marine Environmental Research projects (ED-MERP). A key resource of the SEA-SEARCH network. 2000.
Stand 19.06.2014:
<http://www.ifremer.fr/sismer/program/seasearch/doc/EDMERP1.doc>
- STÄNDIGER AUSSCHUSS UMWELTINFORMATIONSSYSTEME STA UIS: Aufgaben und Ziele. 2008.
Stand 19.06.2014: <http://www.laga-online.de/servlet/is/103/>
- VOGT, J. V. (Ed.): Guidance Document on Implementing the GIS Elements of the Water Framework Directive. EC-JRC, (EUR 20544 EN) Luxembourg, 166 p, 2002.
- WOSNIOK, C. und RÄDER, M. (Hg.): Leitfaden zur Pflege und Erstellung von Metadaten in der MDI-DE und Mappingtabelle. 86 Seiten, 2013.
Stand 19.06.2014: http://projekt.mdi-de.org/images/mdi-de/Dokumente/MDI-DE_Leitfaden_Metadaten_v1.0.1.pdf

ZDM – Zentrales Datenmanagement der Generaldirektion Wasserstraßen und Schifffahrt, Außenstelle Nord

Ronny Beyer, Axel Orths und Lothar Neumann

Zusammenfassung

Das Zentrale Datenmanagement (ZDM) betreibt das Portalsystem www.kuestendaten.de seit 2008 als Informationsplattform für den norddeutschen Küstenbereich, seine Ästuare, Flüsse und Kanäle im Zuständigkeitsbereich des Bundes. Die wesentliche Aufgabe besteht in der Dokumentation von Baumaßnahmen an Bundeswasserstraßen innerhalb des Zuständigkeitsbereichs der Generaldirektion Wasserstraßen und Schifffahrt - Außenstelle Nord (GDWS Ast. Nord). Das ZDM übernimmt die Verbreitung von Fachdaten und Informationen aus den Bereichen Gewässerkunde, Naturschutz, Fernerkundung und weiterer allgemein verfügbarer Umweltdaten. Das Angebot an Daten und Informationen konnte in den letzten Jahren immer weiter ausgebaut werden und beinhaltet u. a. plausibilisierte Zeitreihen, komplette konsistente digitale Geländemodelle, ökologische Daten, Beweissicherungsdaten und eine Publikationsdatenbank. Dazu kommen Scopingpapiere, Planunterlagen, genehmigte Planfeststellungsbeschlüsse, die gebiets- und projektbezogen auf dem Einstiegsportal und den fünf regionalen Portalen Tideems, Tideelbe, Nord-Ostsee-Kanal, Nordseeküste, Ostseeküste bereitstehen. Die angebotenen Daten werden sowohl für die manuelle Recherche als auch über standardisierte Schnittstellen, wie Web Mapping Service (WMS), Web Feature Service (WFS) und Sensor Observation Service (SOS) zur Verfügung gestellt. Eine räumliche Suche über ein Kartentool ist möglich und zur Visualisierung von Zeitreihen ist ein moderner Sensor Web Client im Einsatz.

Schlagwörter

Ausbau, Beweissicherung, Deutsche Küste, Datenbereitstellung, Elbeästuar, Elbausbau, Elbvertiefung, Emsausbau, GDWS Ast. Nord, Geodaten, Neubauvorhaben, Nordseeküste, Ostseeküste, Planfeststellung, Planunterlagen, Tideelbe, Tideems, WSV, Zeitreihen, ZDM, Deutsche Bucht

Summary

The Data Management Centre (Zentrales Datenmanagement, ZDM) has been operating the portal system www.kuestendaten.de since 2008 as an information platform for the northern coastal area, including the estuaries, rivers and canals under the competence of the Federal Government. The main task involved is documenting the construction works carried out on federal waterways within the sphere of competence of the Federal Waterways and Shipping Agency, Northern Region Office (GDWS, Northern Region Office). The ZDM is responsible for distributing technical data and information on hydrology, nature conservation, remote sensing technology and any additional environmental data that is commonly available.

In recent years it has been possible to further extend the range of data and information offered. It now also includes plausibility tested time series, complete and consistent digital terrain models, ecological data, data related to the documentation of existing conditions and a database of publications. In addition scoping papers, planning documents and plan approval decisions are provided on an area and project basis on the general entry portal and the five regional portals Tidal Ems (Tideems), Tidal Elbe (Tideelbe), Kiel Canal (Nord-Ostsee-Kanal), North Sea Coast (Nordseeküste) and Baltic Sea Coast (Ostseeküste). The provided data is made available both for manual research and for access through standardised interfaces like Web Mapping Service (WMS), Web Feature Service (WFS) and Sensor Observation Service (SOS). The user can perform spatial searches using a map tool. For visualising time series a state-of-the-art Sensor Web Client is available.

Keywords

development, preservation of evidence, German coast, data provisioning, Elbe estuary, development of the river Elbe, deepening of the Elbe, development of the river Ems, GDWS Northern Region Office, geo-spatial data, new construction projects, North Sea coast, Baltic Sea coast, planning approval, planning documents, Tidal Elbe, Tidal Ems, WSV, time series, ZDM, German Bight

Inhalt

1	Einleitung	50
2	Fachstelle für die Datenbereitstellung und Veröffentlichung	51
3	Zusammenarbeit mit dem DLZ-IT Ilmenau	52
4	Regionales Portal-Tideelbe	52
4.1	Projektinformationen	53
4.2	Karte	54
4.2.1	Web Map Service und Web Feature Service	54
4.3	Zeitreihen	55
4.3.1	Bereitstellung von Zeitreihen - Sensor Observation Service	55
4.3.2	Anzeige von Zeitreihen - Sensor Web Client	56
4.4	Datendownload – Verfügbare Daten	58
5	Metadaten	58
6	Schriftenverzeichnis	59

1 Einleitung

Bei der Fachstelle Zentrales Datenmanagement (ZDM) werden seit Oktober 2008 Daten und digitale Dokumente aller Neu- und Ausbaumaßnahmen im Zuständigkeitsbereich der Generaldirektion Wasserstraßen und Schifffahrt -Außenstelle Nord- (GDWS Ast. Nord) nach einheitlichen Gesichtspunkten zusammenführt und über das Internet zugänglich gemacht. Mit dem ZDM steht seitdem eine neue Dienstleistungseinrichtung für die Ämter der GDWS Ast. Nord zur Verfügung, welche zusätzlich Aufgaben als Auskunftss-

stelle für Dritte vor dem Hintergrund der Informationsfreiheits- und Umweltinformationsgesetzgebung wahrnimmt.

Die Datenbestände des ZDM sind zu erreichen über die Internet-Adresse www.kuestendaten.de. Über diese Einstiegsseite sind die Portale für den Bereich der Nordsee (www.portalnsk.de), des NOK (www.portalnok.de) der Tideelbe (www.portal-tideelbe.de), und der Ostsee (www.portalosk.de), die auch direkt über die jeweilige Web-Adresse aufgerufen werden können, erreichbar. In den regional abgegrenzten Portalen werden spezifische Daten und Informationen der dort durchgeführten Baumaßnahmen der Wasser- und Schifffahrtsämter dokumentiert. Eine Besonderheit stellt das außerhalb des Zuständigkeitsbereichs der GDWS Ast. Nord befindliche Portal Tideems (www.tideems.de) dar. Bei den Gebietsgrenzen (siehe Abb. 1) handelt es sich um ungefähre Anhaltspunkte für die Betrachtungsräume der regionalen Portale und nicht um Zuständigkeitsgrenzen innerhalb der Strukturen der Wasser- und Schifffahrtsverwaltung.

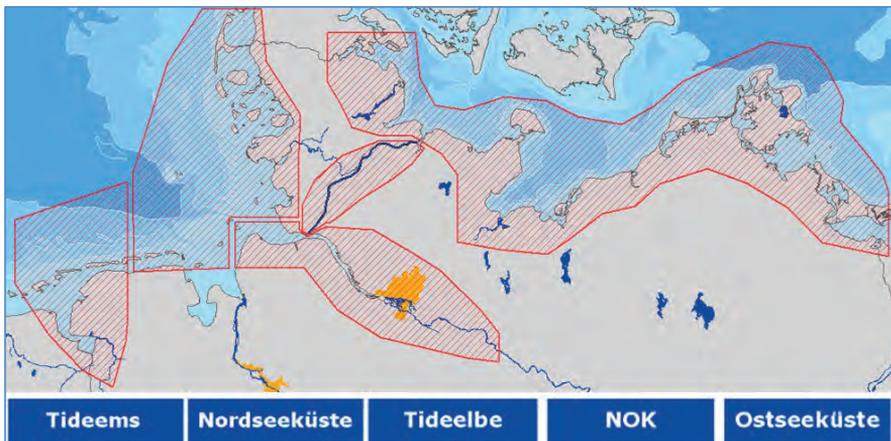


Abbildung 1: Die regionalen Unter-Portale von www.kuestendaten.de.

2 Fachstelle für die Datenbereitstellung und Veröffentlichung

Hervorgegangen ist das ZDM aus der Datensammelstelle der Beweissicherung der Maßnahme „Anpassung der Fahrrinne der Unter- und Außenelbe an die Containerschiffahrt“. Die Einrichtung der Datensammelstelle war Ergebnis einer Festlegung im Planfeststellungsbeschluss vom 22.02.1999, wonach ein ungehinderter Zugang der Einvernehmensbehörden der Länder zur Beweissicherungs-Datenbank festgeschrieben wurde. Die Aufgabe des ZDM besteht heute, neben der Datenzusammenführung bei Neubau-maßnahmen, in der Unterstützung der Ämter in allen Fragen der fachspezifischen IT-gestützten Datenhaltung und Datenvisualisierung. Durch die Bündelung von Fach- und IT-Wissen im GIS-, CAD- und Datenbank-Bereich sowie der Sicherstellung des freien Zugriffs auf die Informations- und Datenbestände wird zugleich den Anforderungen der Richtlinien des Umweltinformationsgesetzes (UIG) und dem Informationsfreiheitsgesetz (IFG) Rechnung getragen. Als Serviceleistung entwickelt das ZDM zudem zentrale Vorgaben von Formaten und Layout und stellt diese als Grundlage für Vergaben der Ämter bereit.

3 Zusammenarbeit mit dem DLZ-IT Ilmenau

Die zentralisierte Server-Hardware und die IT-Vergabestelle des Dienstleistungszentrums für Informationstechnik (DLZ-IT) in Ilmenau, stehen dem ZDM bei der Erfüllung seiner Aufgaben zur Seite und ist auf Dauerhaftigkeit ausgelegt. Diese Zusammenarbeit nahm ihren Anfang bereits 2002 mit dem Vorgänger des ZDM, der Datensammelstelle und wird seitdem erfolgreich fortgesetzt.

Die Administration der statischen Inhalte erfolgt dabei über das Content Management System der WSV und fügt sich damit in das Cooperate Design der WSV ein. Für die Umsetzung der dynamischen Inhalte bedient sich das ZDM zusätzlich eines externen Dienstleisters.

Die komplette Hardwareinfrastruktur des ZDM ist in die lokale Netzstruktur des DLZ-IT und in das Intranet der WSV eingebunden und hat deshalb einen grundlegenden und schnellen Zugang zu den zentralen Diensten, die das DLZ-IT bereitstellt. Es ist somit einfach, zentrale Dienste, wie den Bundeswasserstraßen- oder den Wasserstraßendatenbank-Dienst der WSV in die ZDM-Portale einzubinden. Diese Vernetzung soll zukünftig z. B. genutzt werden, um auf die Daten des wasserwirtschaftlichen Informationssystems KISTERS (WISKI) zuzugreifen. Hierdurch werden aufwändige Datenex- und importe vermieden. Zudem können Änderungen an den Daten durch die gewässerkundlichen Fachabteilungen ohne zusätzliche Aufwände beim ZDM unmittelbar übernommen werden und eine redundante Datenhaltung entfällt.

4 Regionales Portal-Tideelbe

Das regionale Portal-Tideelbe ist das am längsten im Einsatz befindliche Webportal, dessen Entstehung auf die Datensammelstelle zurück geht, die im Beweissicherungsgebiet der letzten Fahrrinnenanpassung 1999/2000 aktiv war und darum, im Vergleich mit den anderen Regionalportalen, einen Vorsprung bei den bereitgestellten Inhalten und Daten besitzt. Die Funktionalitäten und Inhalte von Portal-Tideelbe stehen stellvertretend für die vier weiteren regionalen Portale des ZDM.

Das Portal Tideelbe umfasst einen ungefähren Betrachtungsraum (siehe Abb. 1), der dem Flussregime des Elbeästuars vom Wehr bei Geesthacht (Elbe-km 588) bis zum Mündungstrichter der Elbe im Westen (Elbe-km 760) folgt (BOEHLICH und STROTHMANN 2008). Eingeschlossen sind zusätzlich auch Teilgebiete der Nebenflüsse an der Unterelbe und die Binnenelbe bis Neu Darchau.

Die Bereitstellung der Informationen und Daten erfolgt über vier Webseitenbereiche (siehe Abb. 2), die jeweils in den folgenden Abschnitten beschrieben werden:

- Projektinformation - Projekte
- Karte - Kartentool
- Zeitreihen - Messwertassistent
- Datendownload

Durch die gute Verknüpfung untereinander kann jeder der vier Bereiche als Einstieg genutzt werden, um sich den Informationen und Daten des jeweiligen Portals zu nähern. So findet man von einer Kartenansicht, die ein Sauerstoffmessnetz zeigt, komfortabel zur Zeitreihendarstellung und zum Datendownload des Parameters Sauerstoff. Umgekehrt

funktioniert der Weg ebenso einfach. Ist der Nutzer im Webseitenbereich „Datendownload“ eingestiegen, kann er sich von dort aus die Karte aufrufen.

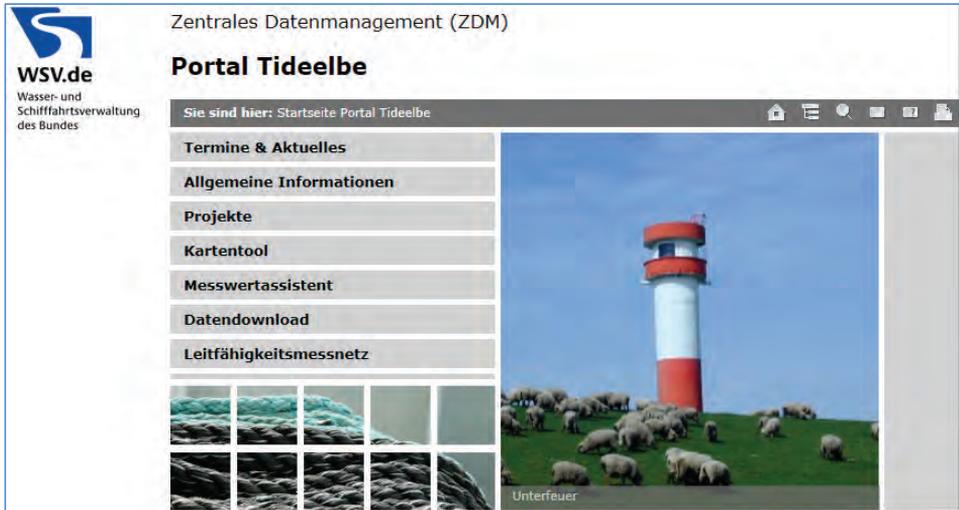


Abbildung 2: Homepage von www.Portal-Tideelbe.de.

4.1 Projektinformationen

In diesem Bereich werden die statischen Inhalte strukturiert nach Aus- und Neubauvorhaben vorgehalten. Statische Inhalte sind Scopingpapiere, Planunterlagen und Planfeststellungsbeschlüsse, die in nutzerfreundlicher Art und Weise systematisch dargestellt werden und einem sich wiederholenden Schema folgen. Bei den größeren Projekten erscheint zuerst ein Projektsteckbrief und dann werden weitere fachliche Inhalte aufgelistet, geordnet nach den einzelnen Projektstufen:

- Voruntersuchung
- Planung
- Planfeststellung
- Beweissicherung
- Kompensationsmaßnahmen

Bei der Bereitstellung der statischen Informationen ist das ZDM bestrebt, die Inhalte in einer möglichst barrierefreien Form anzubieten. Hierbei ist die Verordnung zur Schaffung barrierefreier Informationstechnik nach dem Behindertengleichstellungsgesetz (BITV 2.0) für die Behörden der Bundesverwaltung die Grundlage.

Ausgehend von den statischen Inhalten gibt es viele Links in die dynamischen Bereiche der Portale. So wird an mehreren Punkten ein Bezug vom statischen Bereich zum Kartentool, dem Datendownload, der Publikationsdatenbank oder der Zeitreihendarstellung hergestellt, um bspw. eine Planunterlage mit einer entsprechenden Kartendarstellung zu ergänzen.

4.2 Karte

Die Anzeige von Karten ist immer ein wesentlicher Bestandteil von Datenportalen. Für die ZDM-Portale kommt der Mapserver der Open Source Geospatial Foundation (OS-Geo) zum Einsatz, der über eine Vielzahl von allgemeinen Funktionalitäten verfügt. Zu den herauszustellenden Funktionen zählt der Permalink zur dauerhaften Speicherung von Kartenansichten und eine Freitextsuche über alle vorhandenen Kartenthemen.

Im Gegensatz zu vielen anderen Geoportalen ist das Spektrum der Daten in den ZDM Portalen groß und reicht von den Geobasisdaten über Stationsdaten von hydrologischen und meteorologischen Stationen (Punktinformationen) zur Dokumentation von Längs- und Querprofilen (Linieninformation) bis hin zu umfangreichen Biotopyperfassungen aus High Resolution Stereo Camera (HRSC) – Daten und umfassenden topografischen Modellen aus Laserscanbefliegungen und hydrographischen Vermessungen (Flächeninformationen).

Die Kartenthemen decken folgende Themenbereiche ab:

- Geobasisdaten
- Messnetze
- Topographie
- Vegetation
- Sedimentverteilung
- Kompensationsgebiete
- Fotodokumentation
- Hafendokumentation
- Sperrwerke

4.2.1 Web Map Service und Web Feature Service

Alle Kartenthemen sind auch in Form eines Web Map Service (WMS) frei verfügbar und können so bequem in eigene lokale GIS-Anwendungen eingebunden werden. Als technologische Basis dient der UMN Mapserver (MAPSERVER).

Jedes regionale Portal verfügt über eine eigene separate WMS-Webadresse nach dem Schema des Portal-Tideelbe:

<http://www.portal-tideelbe.de/cgi-bin/bs>

Zur besseren Indexierbarkeit unserer Kartenthemen durch externe und eigene Suchmaschinen wird ein Web Feature Service (WFS) eingesetzt. Mit dem WFS sind alle Kartenthemen beschrieben und vor allem die Messnetze sind so deutlich besser darstell- und auffindbar.

<http://www.portal-tideelbe.de/cgi-bin/wfs>

Künftig soll im Zusammenhang mit der standardisierten Anbindung des WISKI-Systems (siehe Kap. 3) ein Web Processing Service (WPS) zur Berechnung von abgeleiteten Wasserstandswerten eingesetzt werden, da diese Informationen in der WISKI-Datenbank nicht vorgehalten werden.

4.3 Zeitreihen

Eine große Bedeutung im Zusammenhang mit Themen aus der Beweissicherung haben plausibilisierte Zeitreihendaten zu Parametern wie Wasserstand, Strömung, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoff. Der Schwerpunkt im Portal liegt auf plausibilisierten Zeitreihen. Deren Daten bilden eine fundierte flussregimeweite Basis für Analysen. Regelmäßige Anfragen aus Forschung und Wirtschaft zeugen von ihrem hohen Wert.

Folgende Daten werden als plausibilisierte Zeitreihen zur Verfügung gestellt:

- Abfluss
- Chloridgehalt
- Elektrische Leitfähigkeit
- PH-Wert
- Salzgehalt
- Sauerstoff
- Strömungsgeschwindigkeit
- Strömungsrichtung
- Wassertemperatur
- Wasserstandsdaten
- meteorologische Daten

Im Rahmen eines Messnetzes zur Bereitstellung aktueller Leitfähigkeitsmesswerte als Entscheidungshilfe für die Wasserentnahme im Alten Land wird zudem ein nahezu Echtzeitsystem betrieben, welches Daten der elektrischen Leitfähigkeit und Temperatur an derzeit 12 Stationen bereitstellt. In der endgültigen Ausbaustufe werden 18 Stationen abrufbar sein. Der eingesetzte Sensor Web Client (siehe Kap. 4.3.2) mit seiner Benachrichtigungsfunktion bietet hier die Möglichkeit bei der Überschreitung von Grenzwerten eine Benachrichtigung per Email zu versenden.

4.3.1 Bereitstellung von Zeitreihen - Sensor Observation Service

Der Sensor Observation Service (SOS) ist eine Webservice-Schnittstelle, gepflegt vom Open Geospatial Consortium (OGC) zum Zugriff auf Zeitreihendaten in Echtzeit oder für Datenarchive. Die OGC SOS-Schnittstelle ermöglicht den interoperablen (pull-basierten) Zugriff auf Mess- und Beobachtungsdaten. Analog zur Funktionsweise anderer OGC-Dienste bietet er Operationen zum Abrufen (und ggf. auch veröffentlichen) von raumbezogenen Messdaten sowie zugehörigen Metadaten (JIRKA et al. 2014).

Die übergreifende Auswertung hydrologischer Daten aus unterschiedlichen Quellen gewinnt zunehmend an Bedeutung. Das ZDM ist hier bei der Bereitstellung von Daten verschiedener Anbieter seit längerer Zeit ein Vorreiter. Im Rahmen des Fahrrinnenausbaus an der Unterelbe ist die Zusammenführung von Zeitreihendaten aus den Behörden der Länder und des Bundes eine wesentliche Aufgabe des ZDM. Aufgrund der Tatsache, dass bei den Datenerzeugern, wie z. B. bei der Flussgebietsgemeinschaft Elbe (FGG Elbe), bisher keine standardisierten Schnittstellen wie die SOS-Schnittstelle zur Datenbereitstellung eingesetzt werden, ist es zunächst erforderlich, die angeforderten Daten „manuell“ in die Datenbank des ZDM zu überführen.

Der Sensor Observation Service (SOS) fungiert als Abstraktionsschicht, um eine Unabhängigkeit von spezifischen Datenbanken sicherzustellen, gibt die Zeitreihendaten in standardisierter Form heraus und stellt diese im Internet bereit. Abb. 3 zeigt die typische Konfiguration zum Einsatz eines SOS-Servers. Wenn weitere Datenanbieter künftig diese Schnittstelle einsetzen, könnten Zeitreihendaten sehr einfach und ohne Duplizierung der Daten ausgetauscht werden.

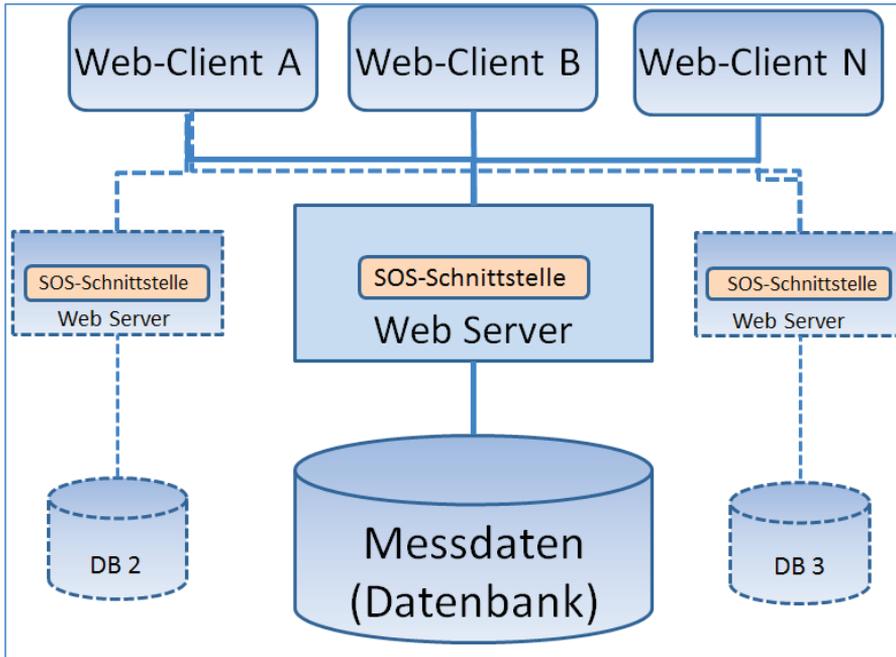


Abbildung 3: Typische SOS-Konfiguration.

4.3.2 Anzeige von Zeitreihen - Sensor Web Client

Die nutzergerechte Darstellung von unterschiedlichen Zeitreihen ist das Ziel, das vom ZDM mit dem Einsatz des Sensor Web Client (SWE Client) verfolgt wird. Der SWE Client ermöglicht die kombinierte Anzeige von Ganglinien (siehe Abb. 4) in performanter und eleganter Art und Weise. Bei der im ZDM eingesetzten Version handelt es sich um eine angepasste Version des Open Source Clients der Firma 52°North, wobei die Änderungen an die Open Source Community zurückgeflossen sind und somit allgemein zur Verfügung stehen.

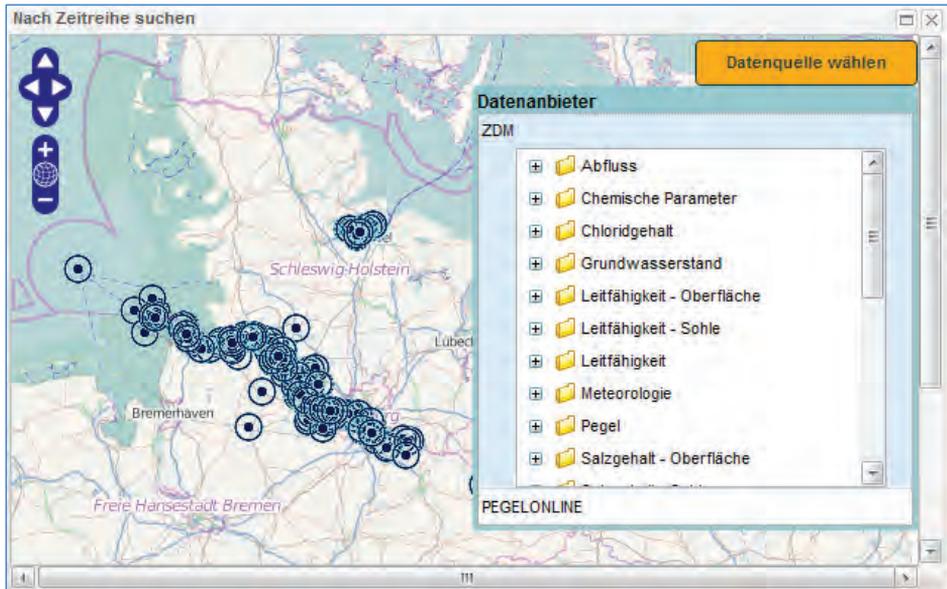


Abbildung 4: Sensor Web Client Zeitreihenauswahl nach Messparameter.

Eine Kartenkomponente erlaubt zunächst die Auswahl eines Datenanbieters (SOS-Schnittstelle) und eines dort verfügbaren Parameters. Innerhalb eines Steckbriefs werden dann die Stammdaten der Messstelle dargestellt. Sind die Daten von Interesse, können sie in die Ganglinienanzeige übernommen werden. Der Nutzer kann nun weitere Zeitreihen einladen und kombinieren, wenn es sich dabei um Daten mit der gleichen zeitlichen Ausdehnung handelt. Wie in dem Beispiel eines Extremhochwasserereignisses (siehe Abb. 5) können somit verschiedene Parameter in einem Zeitraum betrachtet werden.

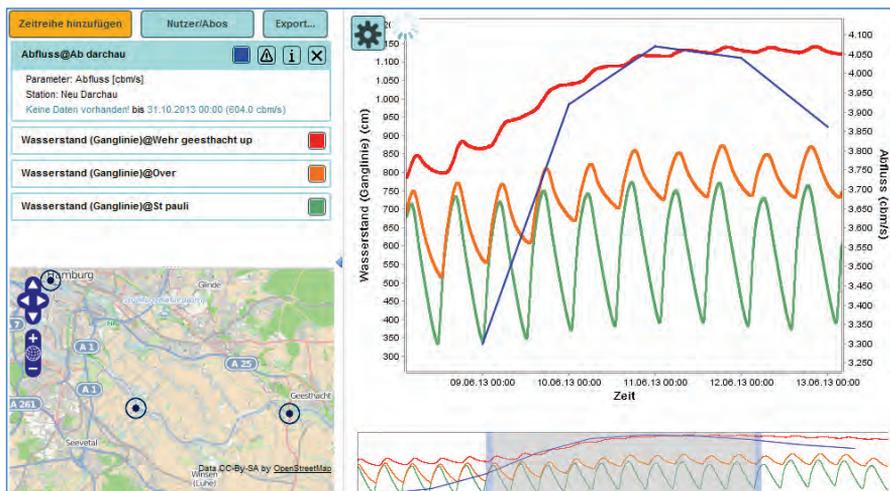


Abbildung 5: Sensor Web Client Zeitreihenanzeige – Extremhochwasserereignis in Geesthacht an der Elbe – Parameter Wasserstand und Abfluss.

Folgende Funktionen stehen dem Nutzer zum Erzeugen einer analytischen Anzeige zur Verfügung:

- Manuelle Skalierung der Zeitachse
- Manuelle Skalierung der Datenachsen separat für jeden Parameter
- Anpassung der Farbe und Strichstärke aller Ganglinien

Eine dauerhafte Reproduktion der Nutzereinstellungen ist durch die Permalink-Funktion möglich. Dabei muss der Nutzer nur einen Link abspeichern, der alle Informationen zur Wiederherstellung der umfangreichen Darstellungsanpassungen enthält. Der Sensor Web Client des ZDM ist unter folgender Adresse erreichbar:

<http://www.portaltideelbe.de/SWC/>

4.4 Datendownload – Verfügbare Daten

Alle Karten und die kompletten plausibilisierten Zeitreihen stehen kostenfrei zum Download bereit.

Die Karten werden im Esri-Shape Dateiformat angeboten und die Zeitreihen stehen im ASCII-Dateiformat bereit. Darüber hinaus können umfangreiche Datensammlungen, z. B. eine Hafendatenbank oder eine Baudatenbank heruntergeladen werden.

Daten-Download

Ich habe die [Nutzungsbedingungen](#) gelesen und akzeptiere sie.

Portal

Erhebende Organisation

Bitte wählen Sie einen Themenbereich und wenn gewünscht, ein Einzelthema aus diesem Themenbereich aus.

Themenbereich

Einzelthema

Aktualisiert seit (tt.mm.JJJJ)

[Liste erstellen](#)

Abbildung 6: Datendownload – mögliche Auswahlmöglichkeiten zu Portal, Organisation und Themenbereich.

5 Metadaten

Die Metadaten zu den verfügbaren Geodaten und Messstationen der ZDM-Portale sind im deutschen Geodatenportal Geoportal.de veröffentlicht. Die Metadaten werden im GeoKatalog.WSV, dem zentralen Metadateninformationssystem der WSV gepflegt und per Catalogue Service Web Schnittstelle (CSW) an das Geoportal.de weitergegeben.

6 Schriftenverzeichnis

- BITV: Verordnung zur Schaffung barrierefreier Informationstechnik nach dem Behindertengleichstellungsgesetz.
http://www.gesetze-im-internet.de/bitv_2_0/index.html
- BOEHLICH, M. J. and STROTHMANN, T.: The Elbe Estuary, Die Küste, 74, 288-306, 2008.
- FGG Elbe Flussgebietsgemeinschaft Elbe <http://www.fgg-elbe.de/>
- IFG: Gesetz zur Regelung des Zugangs zu Informationen des Bundes (ugs. Informationsfreiheitsgesetz).
<http://www.gesetze-im-internet.de/ifg/index.html>
- JIRKA, S.; REMKE, A.; BRÖRING, A. und RIEKE, M.: Erfüllung von INSPIRE-Verpflichtungen zu Anhang II und III-Themen mit Hilfe von Sensor Web-Technologie (DGPF Tagungsband 23 / 2014), 2014.
- KISTERS WISKI: Wasserkundliches Informationssystem Kisters
<https://www.kisters.de/wasser/software/wiski-messdatenmanagement.html>
- MAPSERVER MapServer - open source web mapping.
<http://mapserver.org/>, Stand: 22.04.2013.
- ORTHS, A. und NEUMANN, L. J. R.: Maritime Daten zentralisieren – Fachstelle Zentrales Datenmanagement, Die Küste, Jahresbericht 2008 Wasser- und Schifffahrtsdirektion Nord, 32-33, 2008.
- OSGeo: Open Source Geospatial Foundation <http://www.osgeo.org/>
- UIG: Umweltinformationsgesetz
<https://www.kisters.de/wasser/software/wiski-messdatenmanagement.html>

Geschwindigkeits- und Turbulenzmessungen am Emssperrwerk

Oliver Lojek, Knut Krümer, Anna Zorndt, Nils Goseberg und Torsten Schlurmann

Zusammenfassung

Vom 14. bis 16. Juli 2012 wurde am Emssperrwerk in Gandersum, Deutschland, von dem Niedersächsischen Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz (NLWKN) zusammen mit der Wasser- und Schifffahrtsverwaltung des Bundes (WSA/WSV) sowie dem Franzius-Institut für Wasserbau, Ästuar- und Küsteningenieurwesen (FI) eine gemeinsame Feldmesskampagne durchgeführt. Es wurden Messungen von vertäuten sowie mobilen Plattformen aus durchgeführt. Messergebnisse von 3D-Strömungsgeschwindigkeiten gemessen mittels Ultraschall-Doppler-Profil-Strömungsmesser (engl.: Acoustic Doppler Current Profiler, ADCP) sowie ergänzende Leitfähigkeits-, Temperatur- und Tiefenmessungen im Profil mit einer gefierten CTD-Sonde werden hier vorgestellt. Die Ergebnisse eignen sich für die weitere Entwicklung und Kalibrierung eines hydro-numerischen Modells der Ems durch den NLWKN.

Schlagwörter

Ems, Sperrwerk, ADCP, CTD, Reynolds-Spannungen, TKE, Gradient Richardson Zahl

Summary

From July 14th-16th, 2012 a joint measurement campaign was conducted at the Ems barrage in Gandersum, Germany, by The Lower Saxon State Department for Water, Coastal and Nature Conservation (NLWKN), the Water and Shipping Authority (WSA) Emden and the Franzius-Institute for Hydraulic, Waterways and Coastal Engineering (FI). Both, moored and mobile measurements were carried out. Measurement results of mobile 3D-current velocities by Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP), complemented by a conductivity, temperature and depth (CTD) sensor for vertical profiling are presented here. Results support the calibration and development of a hydro numerical model by the NLWKN.

Keywords

ems, barrage, ADCP, CTD, Reynolds stresses, TKE, gradient Richardson number

Inhalt

1	Einleitung.....	62
2	Methoden.....	62
	2.1 Messtechnik.....	63
	2.2 Messplan.....	64

2.3	Verschneiden der ADCP- und CTD-Daten.....	65
3	Ergebnisse	66
3.1	ADCP-Messungen	66
3.1.1	Vergleichsmessungen	66
3.1.2	Tidesteuerungsversuch.....	67
3.1.3	Vergleich.....	68
3.2	CTD-Messungen.....	68
3.2.1	Salzgehalt.....	69
3.2.2	Trübung.....	69
4	Turbulenzparameter	70
5	Diskussion und Schlussfolgerungen	72
6	Schriftenverzeichnis.....	72

1 Einleitung

Der Niedersächsische Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz (NLWKN) untersucht derzeit Möglichkeiten, das bestehende Sperrwerk an der Unterems zur Beeinflussung des Schwebstofftransports im Ästuar zu nutzen (s. Abb. 1 OBERRECHT und WURPTS 2014). In der Zeit vom 14. bis 16. Juli 2012 wurde ein Versuch der Tidesteuerung des Emssperrwerks in Gandersum durchgeführt. Ziel der Versuchsreihe ist die Untersuchung von Möglichkeiten zur Beeinflussung der Tidedynamik und des Schwebstofftransports im Emsästuar. Dabei werden die in-situ-Messungen durch ein vom NLWKN entwickeltes numerisches Modell ergänzt, mit dem sich sowohl der Betrieb des Emssperrwerks als auch die spezifische Flüssigschlickdynamik der Ems simulieren lässt. Für eine erfolgreiche Kalibrierung und Anwendung des Modells müssen die im Nahbereich des Sperrwerks vorherrschenden lokalen Strömungs- und Turbulenzeigenschaften hinreichend bekannt sein. Mit Hilfe einer bestimmten zeitvariablen Steuerung der Sperrwerkstore wurde die Tideströmung während der Flut leicht verzögert, um die Tidesymmetrie zu verringern.

Mit dem verringerten Wasserspiegelgefälle in Verbindung mit der Verengung des Fließquerschnitts sollte der Impuls des Flutstroms und damit die Sedimenttransportkapazität auf ein Mindestmaß reduziert werden. Der Versuch der Tidesteuerung wurde durch eine umfassende Messkampagne gestützt.

2 Methoden

Zahlreiche Messungen unterschiedlicher Art wurden durch mehrere Forschungsschiffe im Bereich des Sperrwerks vorgenommen. Die Messstationen, die sich sowohl seewärts als auch landwärts des Sperrwerks befinden, wurden durch das Wasser- und Schifffahrtsamt (WSA) Emden betrieben. Das vertäute Forschungsschiff MS Burchana des NLWKN führte stationäre Turbulenzmessungen mittels eines Ultraschall-Doppler-Profil-Strömungsmessers (Acoustic Doppler Current Profiler, ADCP) und – als Referenzmessungen – mit einem ADV-Gerät durch. Das Peilboot Nynorder Oog des NLWKN nahm Tiefenmessungen vor. Darüber hinaus führte das Forschungsschiff des Franzius-Instituts

(FI) in unmittelbarer Nähe des Sperrwerks Strömungs- und Turbulenzmessungen mittels eines ADCP und ergänzende Messungen der Leitfähigkeit, Temperatur und Tiefe mit einer Multisonde (CTD-Sonde) durch. Die Nebenöffnungen des Sperrwerks wurden für den Zeitraum von fünf Tidezyklen für ca. 30 Minuten vor Eintreten des Ebbekenterpunkts geschlossen und während der Flut bis zum folgenden Tidehochwasser geschlossen gehalten. Bereits im Jahr 2009 zeigten Messungen, dass eine Verkleinerung des Fließquerschnitts zu signifikant erhöhten Strömungsgeschwindigkeiten im Nahbereich der beiden verbleibenden offenen Wehrschütze führt. Das FI führte ADCP-Messungen durch, um die Auswirkungen des Tidesteuerungsversuchs auf die Strömungsgeschwindigkeiten und Strömungsfelder zu überwachen.

2.1 Messtechnik

Die hier bewerteten Messungen wurden vom Forschungsschiff des Franzius-Instituts vorgenommen. Die vektoriellen 3D-Strömungsgeschwindigkeiten wurde mittels eines Workhorse Rio Grande ADCP von Teledyne TD Instruments mit einer Arbeitsfrequenz von 600 kHz durchgeführt. Die Ausrichtung des ADCP wird durch interne Sensoren bestimmt, welche die Intensität der Schiffsbewegungen (Stampfen und Rollen) erfassen. Die absolute Positionsbestimmung des Schiffs erfolgt durch einen geodätischen Differential-GPS-Empfänger von Trimble mit eigener Referenzstation, sodass kinematische Korrekturen der Schiffsposition in Echtzeit (RTK-Korrekturen) möglich sind. So wird eine Positionsbestimmung mit einer Genauigkeit im Dezimeter-Bereich erreicht. Die Ausrichtung des Schiffs und des ADCP in der Messebene erfolgt mittels GPS-Kompass. Das Verfahren ist dadurch unempfindlich gegenüber magnetischen Verzerrungen, wie sie beispielsweise im Nahbereich der Verschlussorgane des Sperrwerks oder der Dalben des Sperrwerks auftreten könnten. Für den Fall eines Versagens des GPS-Kompasses wurden auch Sichtlinien-Drehraten (LOS-Raten) mittels des gyroskopischen Systems des Boots erfasst, um Positionsdaten fehlerfrei über Koppelrechnung bestimmen zu können. Die vertikalen Profile von Salzgehalt, Trübung und Temperatur in der Wassersäule wurden mit einer CTD-Sonde gemessen. Die wichtigsten Parameter der eingesetzten Messinstrumente sind in der folgenden Tab. 1 zusammenfassend dargestellt.

Tabelle 1: Übersicht der auf dem Schiff des Franzius-Instituts eingesetzten Messinstrumente.

Instrument	Typ	Hersteller	Testfrequenz	Auflösung
ADCP	WH Rio Grande	Teledyne RDI	2,5 Hz	0,25 m
dGPS	Trimble 5700	Trimble	1 Hz	0,1 m
Gyro-Sensor	Gyro Plus 2	Raymarine	10 Hz	0,1°
GPS-Kompass	LV 100	Hemisphere	10 Hz	0,1°
Leitfähigkeits-, Temperatur- und Tiefensensor (CTD)	ECO IV	Grisard	1 Hz	-

2.2 Messplan

Der Tidesteuerungsversuch erstreckte sich über einen Zeitraum von vier Tidezyklen vom 14. bis 16. Juli 2012. Vor und nach dem Versuch wurden zusätzliche unbeeinflusste „Null-Tiden“ gemessen, um den Einfluss des Tidesteuerungsversuchs auf die lokalen Strömungsbedingungen zu bewerten. Im Mittelpunkt der Messkampagne standen insbesondere die verschiedenen Flutstromgeschwindigkeiten. Die Messzeiten/-perioden waren von Ebbecenterpunkt bis Mittelwasser an den Tidesteuerungsversuch gebunden. Die Messungen erfolgten in sogenannten Messzyklen (Mz), die aus Profilgruppen mit unterschiedlichen Verfahren für ADCP-Profile und CTD-Messungen bestehen. Die Messstellen sind in Abb. 1 dargestellt.

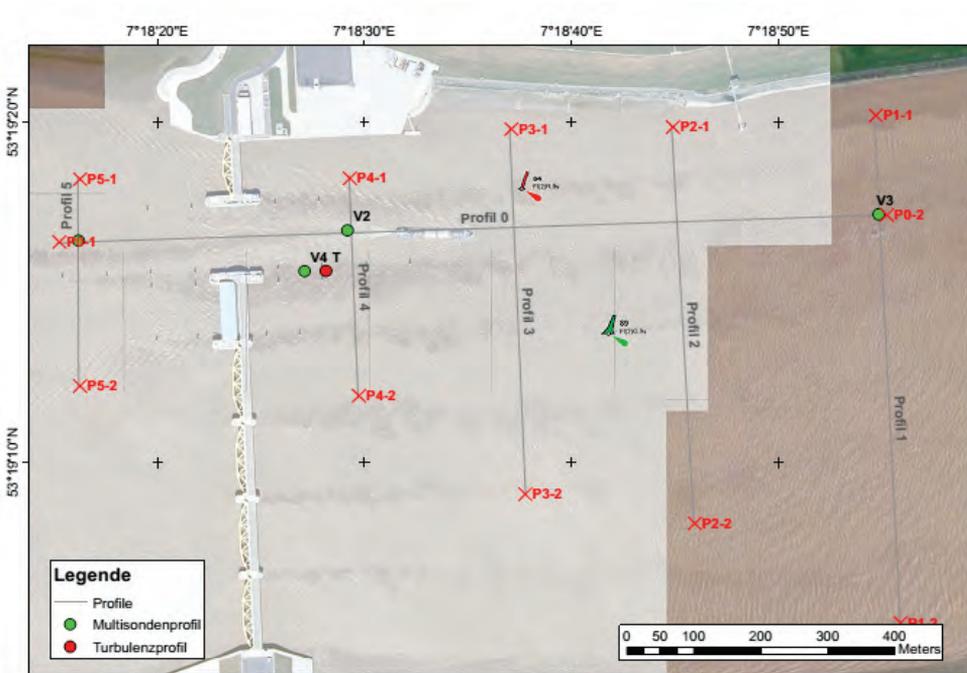


Abbildung 1: Überblick über die Messprofile (—) für das FI-Boot mit Messstellen für die CTD-Messung (•) und die Turbulenz-Messung (•).

Die einmalige Durchführung eines regelmäßigen Messzyklus führt zu einem Längsprofil (P0) und fünf Querschnittsprofilen (P1-5) landseitig und zu einem Profil seeseitig des Sperrwerks. Zusätzliche CTD-Messungen wurden an den Schnittpunkten zwischen den Querschnittsprofilen P1, P4 und P5 mit dem Längsprofil sowie an der Position des Forschungsschiffes Burchana des NLWKN zwischen der ersten und der zweiten Reihe der Dalben auf Höhe des südlichen Pfeilers der Hauptschiffahrtsöffnung (HSÖ) des Sperrwerks vorgenommen (V1-V4). Insgesamt wurden 130 ADCP-Profile und 78 vertikale CDT-Profile gemessen, von denen 17 Paare für eine weitere wissenschaftliche Untersuchung hinsichtlich möglicher Turbulenzparameter geeignet waren.

2.3 Verschneiden der ADCP- und CTD-Daten

Eigenständige ADCP- und CTD-Messungen bilden die Grundlage für die Bewertung lokaler Strömungseigenschaften vor und nach Betrieb der Sperrwerkstore. Ein gemeinsamer Einsatz des ADCP und der CTD-Sonde ermöglicht das anschließende Verschneiden der Daten für einen spezifischen Messort unter Verwendung der Zeitstempel der Messinstrumente. Durch lineare Interpolation der CTD-Daten auf die ADCP-Daten (s. Abb. 2) wird für jede ADCP-Tiefenzelle ein Wert für Salzgehalt, Temperatur und Druck zu einem bestimmten Zeitpunkt bestimmt.

Dieser Ansatz ermöglicht es, Turbulenzparameter wie die turbulente kinetische Energie (IKE) oder die Gradient-Richardson-Zahlen (Ri) für spezifische Messstellen zu bestimmen.

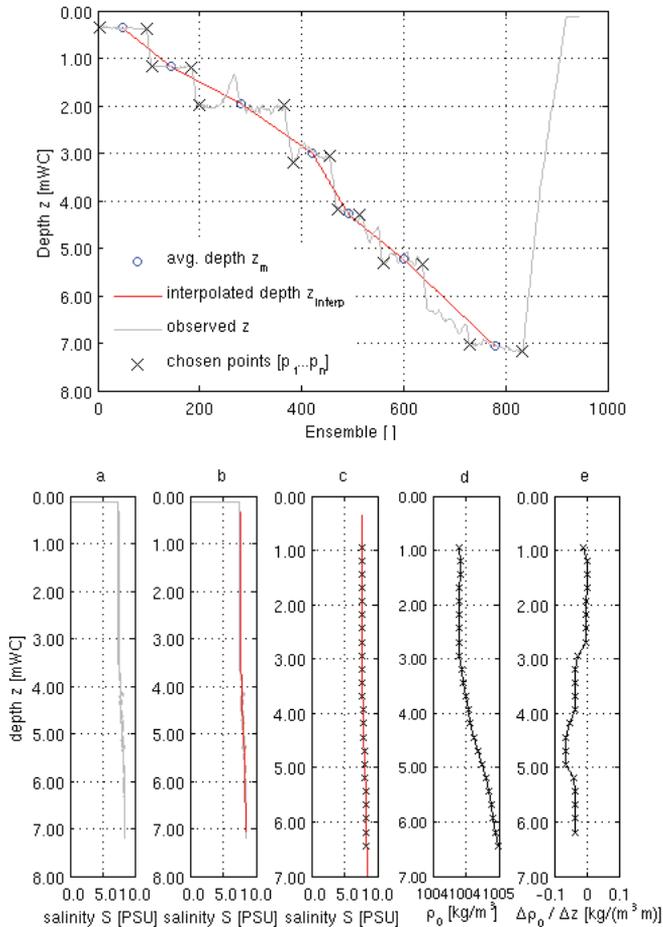


Abbildung 2: Erstes Diagramm: Lineare Interpolation der CTD-Messungen für das Verschneiden mit ADCP-Messungen. Zweites Diagramm: Schrittweise Erzeugung von Eingangsdaten zur Bestimmung der Turbulenzparameter. Beispielhafte Salzgehaltswerte. a) CTD-Messungen des Salzgehalts über die Wassersäule. b) PSU-Funktion basierend auf gemittelten Tiefenwerten. c) Interpolierte PSU-Werte der Zellenmittelpunkte (x). d) Potenzielle Dichte in kg/m³ auf Basis der interpolierten Werte (x). e) Änderung der pot. Dichte über die Tiefe in kg/m³ (x).

3 Ergebnisse

Die in-situ-Messungen von Druck, Temperatur und Leitfähigkeit mittels CTD-Sonde verdeutlichen die Entwicklung der genannten Parameter im Laufe des Tidezyklus. Zusätzlich ist es möglich, durch Verschneiden der durch den ADCP ermittelten Geschwindigkeitsmessdaten mit den CTD-Profildaten für dieselben Messorte die Turbulenzparameter zu berechnen. Die CTD-Daten wurden daher linear auf die vertikalen Positionen der ADCP-Tiefenzellen interpoliert, wodurch sich ein Wert je Variable (Salzgehalt, Druck, Temperatur) je ADCP-Tiefenzelle ergab. Die Reynolds-Spannungen ($R_{i,j}$) wurden anhand der von LOHRMANN et al. (1990) beschriebenen Varianz ermittelt.

Die turbulente kinetische Energie (IKE) wurde gemäß dem Ansatz von LOHRMANN et al. (1990) sowie STACEY et al. (1999a, 1999b) berechnet. Abschließend erfolgte eine Berechnung der Profile von Gradient-Richardson-Zahlen (Ri), die als Hinweis auf die Stabilität der Stratifizierung der Wassersäule dienen. Hier wurde der theoretische Rahmen von LOHRMANN et al. (1990) verwendet, der die Stratifizierung in Beziehung zur räumlichen Änderung der Strömungsgeschwindigkeiten setzt. Die Untersuchungen ergaben eine deutliche Beeinflussung des örtlichen Turbulenz-Szenarios durch den Versuch der Tidesteuerung. Diese auf Beobachtungen basierenden Ergebnisse unterstützen die Kalibrierung des numerischen Ems-Modells und des vom NLWKN entwickelten und betriebenen Sperrwerks.

3.1 ADCP-Messungen

3D-Messungen der Strömungsgeschwindigkeiten wurden mittels eines ADCP durchgeführt, der auf dem Schiff des FI betrieben wurde. So waren Strömungsmessungen in einem größeren Gebiet möglich. Die zeitliche Verteilung der durchgeführten Messzyklen (Mz 02-19) und die zugrundeliegende Tide sind in Abb. 3 dargestellt.

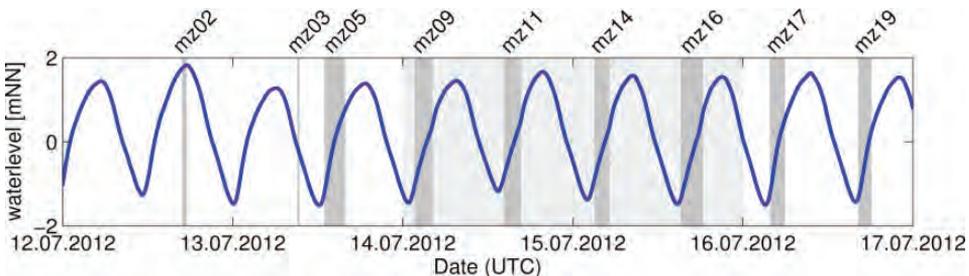


Abbildung 2: Übersicht der ADCP-Messungen, die während der Messkampagne vom 14. bis 16. Juli 2012 mit dem FI-Schiff durchgeführt wurden. Turbulenz-Messzyklen (■), Tidesteuerungsversuch(■), Wasserspiegel am Pegel des Emssperrwerks (—).

3.1.1 Vergleichsmessungen

Dem Tidesteuerungsversuch ging ein Messzyklus (Mz05) zur Erfassung der Strömungsgeschwindigkeiten voraus. Für die Vergleichsmessung wurden alle Tore des Sperrwerks offen gehalten und drei Messzyklen durchgeführt (Mz05a - Mz05c). Die Ergebnisse für Mz05c sind Abb. 4 zu entnehmen.

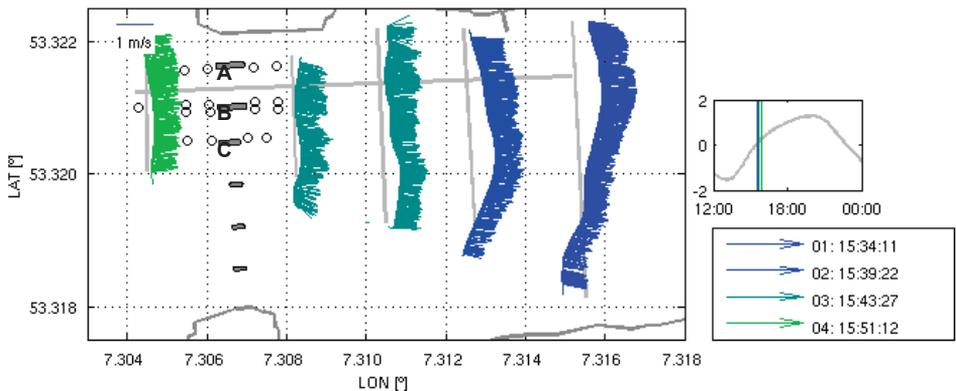


Abbildung 3: ADCP-Geschwindigkeitsmessungen während einer „Null-Tide“. Mz05c, sechs Profile innerhalb des Zeitraums 15:34:11–15:53:59 UTC | 13.07.2012. Die Ems fließt ungehindert und entwickelt ein annähernd konstantes Strömungsfeld A) NÖ1, B) HSÖ, C) BSÖ.

Der erste Messzyklus Mz05a, der am 13.07.2012 zwischen 12:57 und 13:34 UTC aufgezeichnet wurde, erfasst die Verteilung der Strömungsgeschwindigkeit im Nahbereich des Sperrwerks kurz nach Einsetzen des Flutstroms. Die tiefengemittelten Strömungsgeschwindigkeiten erreichen 0,3 - 0,6 m/s. Aufgrund des größeren Fließquerschnitts innerhalb des Bereichs NÖ1 (A), HSÖ (B) und BSÖ (C) lässt sich eine Reduzierung der Strömungsgeschwindigkeiten vom nördlichen Ufer hin zum südlichen Ufer beobachten. Die Messungen für Mz05b erfolgten bei vollständigem Flutstrom zwischen 14:25 und 15:00 UTC mit Geschwindigkeiten von 0,8 m/s bis zu 1,2 m/s. Die zuvor erwähnte Geschwindigkeitsabnahme vom nördlichen hin zum südlichen Ufer ist weniger ausgeprägt. Der Messzyklus Mz05c fiel in den Zeitraum des Tidemittelwassers und ergab Geschwindigkeiten zwischen 0,6 und 0,8 m/s (s. Abb. 4).

3.1.2 Tidesteuerungsversuch

Das Strömungsgeschwindigkeitsfeld, das durch den Tidesteuerungsversuch während Mz09 beeinflusst wurde, der am 14. Juli 2012 mit vier vollständigen Profilgruppen von 01:28 - 04:10 UTC aufgezeichnet wurde, wird hier zur visuellen Beurteilung dargestellt. Die Messergebnisse des ADCP für Mz09b sind in Abb. 5 dargestellt.

Die Aufzeichnungen des Messzyklus Mz09a erfolgten zwischen 01:38 und 02:06 UTC, kurz nach Tideniedrigwasser. Die Strömungsgeschwindigkeiten im Bereich der Schifffahrtsöffnungen liegen zu Beginn bei 0,7 m/s und erreichen im Verlauf des Messzyklus 1,5 m/s. Infolge der Verengung des Querschnitts der Schifffahrtsöffnungen entwickelt sich unterhalb der geschlossenen Tore eine Rückströmung, die in der südlichen Flusshälfte Geschwindigkeiten von bis zu 0,6 m/s erreichen kann. Im Laufe der Flut steigen die Strömungsgeschwindigkeiten in den Hauptschifffahrtsöffnungen auf bis zu 2,0 m/s im Messzyklus Mz09b an. Zudem nimmt die Rückströmung zu und erreicht Werte von 1,0 m/s. Im Messzyklus Mz09d sind im Fahrwasser immer noch Strömungsgeschwindigkeiten von 2,0 m/s zu beobachten, während sich die Rückströmung leicht abschwächt und auf 0,6 m/s zurückgeht.

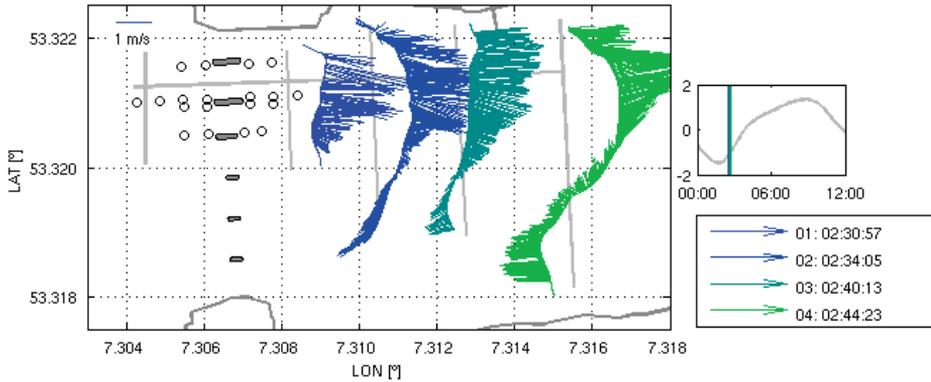


Abbildung 4: ADCP-Geschwindigkeitsmessungen während der Tidesteuerung. Mz09b, vier Profile innerhalb des Zeitraums 02:30:57–02:44:23 UTC|14.07.2012. Landwärts des Sperrwerks zeigt sich deutlich die Entwicklung eines Wirbels und einer Rückströmung in Richtung des südlichen Ufers.

3.1.3 Vergleich

Die dem Tidesteuerungsversuch vorangehende Vergleichsmessung (Mz02, Mz03 und Mz05) ergibt ein einheitliches Strömungsfeld mit einer Tendenz zu geringfügig höheren Geschwindigkeiten im Fahrwasser nahe dem nördlichen Ufer der Ems. Anders als bei der Vergleichsmessung zeigt sich bei der Tidesteuerung deutlich, dass der Flutstrom auf die Haupt- und Binnenschiffahrtsöffnungen begrenzt ist. Dadurch kommt es zu einer starken räumlichen Änderung der Strömungsgeschwindigkeiten zwischen dem nördlichen und südlichen Teil des Flusses sowie zur Entwicklung eines Wirbels im südlichen Flussbereich. Die tiefengemittelten maximalen Strömungsgeschwindigkeiten im Fahrwasser erreichen während des Tidesteuerungsversuchs 2,5 m/s mit Spitzenwerten von mehr als 3,0 m/s. Follow-up-Messungen des Vergleichszustands (Mz17 und Mz18) dokumentieren, dass das zuvor gemessene einheitliche Strömungsfeld wiederhergestellt ist. Es kommt zu keiner Änderung der tiefengemittelten Geschwindigkeitswerte durch den vorangegangenen Tidesteuerungslauf, z. B. in Folge eines Rückstaus.

3.2 CTD-Messungen

Messungen des Salzgehalts und der Temperatur wurden mit Hilfe einer CTD-Sonde an verschiedenen Messpunkten und in bestimmten Abständen durchgeführt (s. Abb. 1). Wie erwartet zeigt die Entwicklung der Messwerte über den Tidezyklus eine leichte zeitliche Variabilität.

In den Messwerten ist jedoch keine Stratifizierung erkennbar. Dennoch weisen die Daten zum Salzgehalt die Entwicklung eines vertikalen Salzgradienten auf (s. Abb. 6).

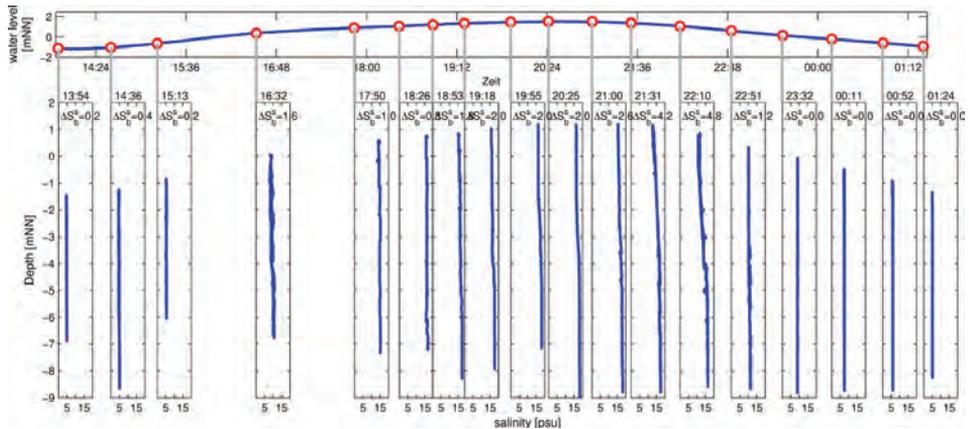


Abbildung 5: CTD-Messungen des Salzgehalts in PSU in der Wassersäule über den Tidezeitraum. Mz11-13, 19 Profile innerhalb der Zeitspanne von 13:51:59, 14.07.2012 bis 15.07.2012, 13:27:03 UTC.

3.2.1 Salzgehalt

Die CTD-Daten für den Salzgehalt lassen sich in vier unterschiedliche Phasen unterteilen. Bei Niedrigwasser erreicht der gemessene Salzgehalt Werte von 5 PSU und die Wassersäule ist vollständig durchmischt, mit einem Unterschied von 0,2 PSU zwischen der obersten und der untersten Schicht. Durch die Einwirkung des Flutstroms kommt es zu einem kontinuierlichen Anstieg der Salzgehaltswerte bis auf 10 PSU bei Tidemittelwasser. Hier beträgt der Unterschied zwischen den Schichten bis zu 1,2 PSU. In der Phase von Mittelwasser bis Tidehochwasser ist eine geringfügige Schichtenausbildung der Salzgehaltswerte in der Wassersäule erkennbar. Nahe der Oberfläche werden 15 PSU gemessen, in Bodennähe sind es 17 PSU. Zu Beginn des Ebbestroms nehmen diese Werte infolge des zunehmenden Abflusses vom Flussoberlauf ab, sodass sich Oberflächenwerte von 10 PSU ergeben und der interne Gradient maximiert wird. Ab Mittelwasser weist der Ebbestrom wieder eine vollständig durchmischte Wassersäule auf. Bei Tideniedrigwasser geht der Salzgehalt kontinuierlich von 10 auf 5 PSU zurück.

3.2.2 Trübung

Die Trübung wird mittels eines Sensors zur Messung der optischen Dämpfung bestimmt; sie beschreibt das Verhältnis von emittiertem zu absorbiertem und gestreutem Licht. Eine Trübung von 0 % bedeutet, dass 100 % des emittierten Lichts am Ende der Messstrecke gemessen werden. Wird das emittierte Licht zu 100 % gestreut bzw. absorbiert, liegt eine Trübung von 100 % vor. Die mit dem Trübungssensor gemessenen Werte wurden durch Wasserproben vor Ort evaluiert. Um eine geeignete Kalibrierung für den Sensor zu gewährleisten, erfolgte anschließend eine schrittweise Verdünnung der Proben mit Süßwasser. Aufgrund der hohen Trübungswerte der Ems wurde die Messstrecke von dem üblichen Standardwert von 135 mm auf 15 mm verkürzt.

Die mit der Sonde gemessenen Trübungswerte lassen sich deutlich vier Phasen zuordnen. In der Phase von Tideniedrigwasser bis Tidemittelwasser wurden hohe Trübungswerte von rund 95 % mit einer vollständig durchmischten Wassersäule beobachtet. In der Phase von Tidemittelwasser bis zum folgenden Tidehochwasser wurde in der oberen Hälfte der Wassersäule ein Rückgang der Trübung auf 70 % gemessen. Dies führte zu einem Gradienten in der Wassersäule, da die Bodenwerte weiterhin bei etwa 90 % lagen. Bei Tidehochwasser sinken die Oberflächenwerte auf 30 - 40 % und die Bodenwerte auf 50 - 60 %. Mit dem Ebbestrom wird die Durchmischung wiederhergestellt und die Werte steigen bis zum nächsten Tideniedrigwasser wieder kontinuierlich auf 95 %.

4 Turbulenzparameter

Ein weiteres Verschneiden der zu derselben Zeit am selben Ort erfassten Messwerte ermöglicht eine Bestimmung der Reynolds-Spannungen, turbulenten kinetischen Energie (TKE) und Gradient-Richardson-Zahlen (Ri) für diese spezifischen Messungen. Insgesamt war das Verschneiden in 17 Messzyklen möglich. Die Berechnung dieser Parameter erfolgte auf der Grundlage des Theorierahmens von LOHRMANN et al. (1990), STACEY et al. (1999a, 1999b), TRUCKENBRODT (2008), MCDUGALL et al. (2010) und LU und LUECK (1999). In den Ergebnissen der Vergleichsmessungen wird eine Entwicklung der Parameter im Verlauf des Flutstroms deutlich. So entwickeln die Reynolds-Spannungen das typische Profil über die gesamte Wassersäule wie in STACEY et al. (1999a,b) (hier nicht dargestellt) beschrieben. Bei den Vergleichsmessungen liegen die Werte zwischen $0,005 - 0,02 \text{ m}^2/\text{s}^2$. Mit Einsetzen des Flutstroms nehmen diese zu und gehen nach Mittelwasser allmählich wieder zurück. Ein ähnliches Verhalten wurde unter den Bedingungen des Tidesteuerungsversuchs beobachtet, wobei die Werte mit $0,02 - 0,04 \text{ m}^2/\text{s}^2$ insgesamt geringfügig größer waren.

Die Entwicklung der TKE-Werte verläuft ähnlich: die Werte aus den Vergleichsmessungen steigen mit einsetzendem Flutstrom und nehmen nach Erreichen von Mittelwasser allmählich ab; dabei bewegen sie sich in einem Spektrum von $0,1 - 0,15 \text{ W}/\text{m}^2$. Ähnlich wie bei den Reynolds-Spannungen sind die Werte im Tidesteuerungsversuch höher und liegen in der Spanne von $0,17 - 0,21 \text{ W}/\text{m}^2$. Der Verlauf ändert sich jedoch nicht und bei Erreichen von Mittelwasser ist ein allmählicher Rückgang der Werte zu beobachten.

Durch Bestimmen der Richardson-Zahl Ri wurde schließlich festgestellt, ob die vorhandene turbulente Energie ausreicht, um potenzielle Stratifizierungen der Wassersäule zu überwinden. Die Zahl Ri beschreibt das Verhältnis von potenzieller Energie zu kinetischer Energie. Dabei liegt der kritische Wert bei $Ri_{\text{crit}} = 0,25$. Wird dieser überschritten, ist zu wenig Energie vorhanden und es kann zur Ausbildung einer Stratifizierung kommen. Werte unterhalb Ri_{crit} weisen auf ausreichend Energie zur Überwindung einer möglichen Stratifizierung der Wassersäule hin. Die Ri -Werte wurden in Übereinstimmung mit der internationalen Fachliteratur durch $\log_{10}(Ri/0,25)$ normalisiert, sodass sich Ri_{crit} von $0,25$ auf $0,0$ verlagert und die Auswertung von Plots vereinfacht (STACEY et al. 1999a, 1999b) wird.

Die in den Vergleichsmessungen bestimmten Ri -Werte zeigen ein ähnliches Verhalten wie die beiden anderen Turbulenzparameter: mit Einsetzen des Flutstroms nehmen die Werte zu und mit Erreichen von Mittelwasser gehen sie wieder zurück. Die Werte aus den Vergleichsmessungen liegen zwischen $-3,0$ und $-5,3$, d. h. es ist ausreichend Energie zur Überwindung einer potenziellen Stratifizierung vorhanden. Im Tidesteuerungsversuch

kommt es ebenfalls zu einem Anstieg der Werte mit zunehmendem Flutstrom und einem Rückgang bei Erreichen von Mittelwasser. Die Ri -Werte sind unter den Versuchsbedingungen negativer; sie liegen zwischen -4,3 und -6,0 und weisen auf eine Verlagerung des Verhältnisses zugunsten der kinetischen Energie hin. In den folgenden Abbildungen sind die Ergebnisse für ein Ri -Profil für den Messzyklus Mz09c (Abb. 7a) sowie Messstelle (Abb. 7b) und zeitlicher Rahmen (Abb. 7c) der Messung dargestellt.

Sämtliche Ri -Werte sind negativ und weisen keine plötzlichen, bedeutenden Varianzen in ihren Profilen auf. Sie können folglich tiefengemittelt werden, ohne dass dadurch wichtige Daten für eine einfachere visuelle Beurteilung verloren gingen (s. Abb. 7d).

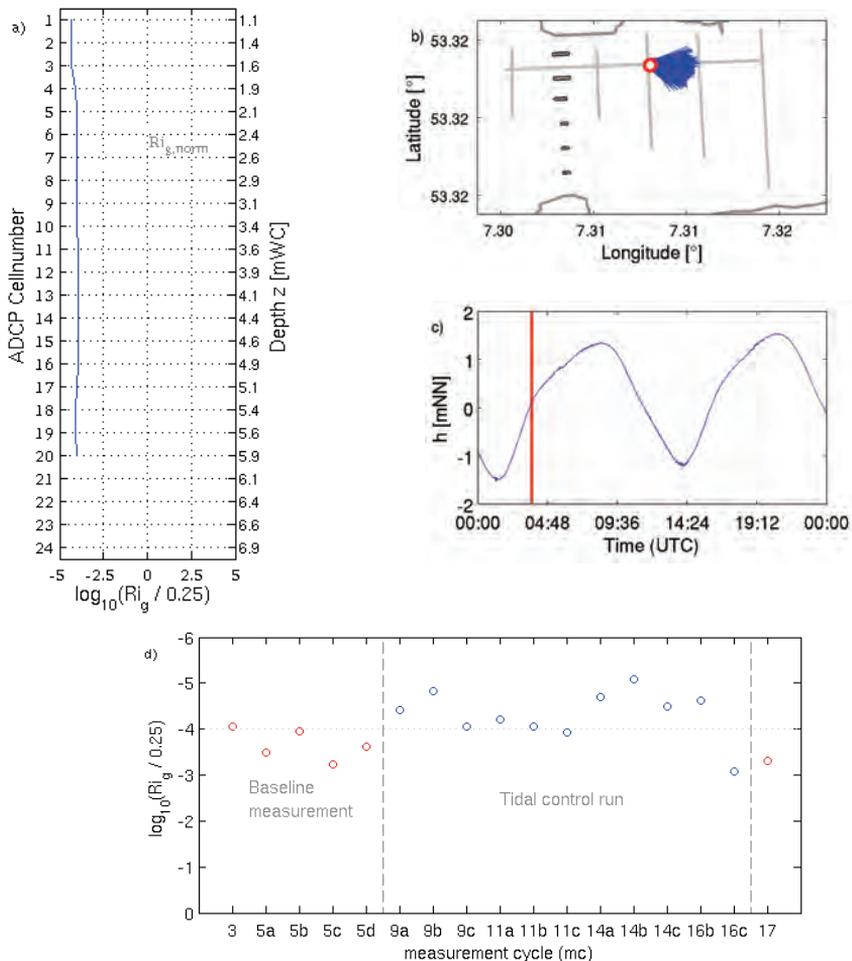


Abbildung 6: a) Normalisierte Gradient-Richardson-Zahl (\rightarrow), über dem Profil Mz09a CTD aufgetragen: 14.07.2012, 02:17:21 – 02:24:01 | ADCP: 14.07.2012, 02:15:49 – 02:25:57 UTC. b) Messstellen in Bezug auf das Sperrwerk mit Position der Multisonde (\circ) und der zusätzlichen ADCP-Messungen (\rightarrow) c) Messperiode innerhalb der Tide. d) Normalisierte tiefengemittelte Gradient-Richardson-Zahlen für die Turbulenz-Messzyklen 3 bis 17, welche durch Verschneiden der ADCP-Messungen mit den CTD-Daten, die durch das FI-Schiff vor Ort erfasst wurden, erhalten werden.

5 Diskussion und Schlussfolgerungen

Während des Tidesteuerungsversuchs vom 14. bis 16. Juli 2012 am Emssperrwerk wurden vom Franzius-Institut Messungen der 3D-Strömungsgeschwindigkeiten mittels eines ADCP durchgeführt sowie Messungen des Salzgehalts und der Trübung mit einer CTD-Sonde. Die Durchführung der Messungen erfolgte von einer mobilen Plattform aus, die in der schnell fließenden Ems betrieben wird. Die Messergebnisse konnten erfolgreich bewertet werden. In den hier vorgestellten Ergebnissen sind Änderungen des lokalen Strömungsfeldes erfasst, die in Zusammenhang mit dem Tidesteuerungsversuch stehen.

Die Daten unterstützen außerdem die Kalibrierung und Validierung eines vom NLWKN entwickelten und betriebenen hydronumerischen Modells des Ems-Ästuars.

Aus den ADCP-Messungen geht deutlich eine Erhöhung der tiefengemittelten Strömungsgeschwindigkeiten hervor, die auf die Verengung des Fließquerschnitts durch Beschränkung auf die Schifffahrtsöffnungen zurückzuführen ist.

Während des Flutstroms kommt es zur Bildung eines Wirbels und einer Rückströmung im Nahbereich der geschlossenen Nebenöffnungen.

Vertikale CTD-Messungen des Salzgehalts und der Trübung ergeben einen leichten vertikalen Gradienten für Wasserstände oberhalb von Mittelwasser. In Bezug auf die Trübung beträgt der Unterschied zwischen den Oberflächenwerten und Bodenwerten maximal 30 %. Der höchste vertikale Gradient im Bereich Salzgehalt liegt bei 5 PSU.

Des Weiteren wurden im Nahbereich der Hauptschifffahrtsöffnung bei den Vergleichsmessungen Unvollkommenheiten festgestellt, die auf eine nicht messbare Sohle des Fahrwassers zurückzuführen waren. Dies könnte ein Hinweis auf eine Ansammlung von Schwebstoffen oder Flüssigschlick in diesem Bereich sein.

Die mittels Verschneiden der Messdaten berechneten Turbulenzparameter zeigen eine allgemeine Verstärkung der bereits vorhandenen Turbulenzen, die durch den Tidesteuerungsversuch verursacht wurden. Eine signifikante Zunahme der Turbulenzeigenschaften konnte jedoch nicht beobachtet werden. Nichtsdestoweniger sind die Messungen hilfreich, um zu beurteilen, welche Auswirkungen die Torsteuerung im Rahmen des Versuchs auf die Hydrodynamik im Umfeld des Emssperrwerks hat.

Schließlich wurde ein neues und mobiles Messverfahren für Turbulenzparameter auf Basis von ADCP- und CTD-Messungen erfolgreich angewendet.

6 Schriftenverzeichnis

- LOHRMANN, A.; HACKETT, B. and ROED, L. P.: High Resolution Measurements of Turbulence, Velocity and Stress Using a Pulse-to-Pulse coherent Sonar. In: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19-37, 1990.
- LU, Y. and LUECK, R. G.: Using a Broadband ADCP in a Tidal Channel. Part I: Mean Flow and Shear. In: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 16, 1556-1567, 1998a.
- LU, Y. and LUECK, R. G.: Using a Broadband ADCP in a Tidal Channel. Part II: Turbulence. In: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 16, 1568-1579, 1998b.
- MCDUGALL, T. J.; FEISTEL, R.; MILLERO, F. J.; JACKETT, D. R.; WRIGHT, D. G.; KING, B. A.; MARION, G. M.; CHEN, C-T. A.; SPITZER, P. and SEITZ, S.: The International Thermodynamic Equation of Seawater 2010 (TEOS-10): Calculation and Use of

- Thermodynamic Properties. In: Global Ship-based Repeat Hydrography Manual, IOCCP Report No, 14, ICPO Publication Series No. 134, 2010.
- OBERRECHT, D. and WURPTS, A.: Impact of Controlled Tidal Barrier Operation on Tidal Dynamics in the Ems Estuary. In: Die Küste, 81, 2014.
- STACEY, M. T.; MONISMITH, S. G. and BURAU, J. R.: Measurements of Reynolds stress profiles in unstratified tidal flow. In: Journal of Geophysical research, 104(C5), 10933-10949, 1999a.
- STACEY, M. T.; MONISMITH, S. G. and BURAU, J. R.: Observations of Turbulences in a Partially Stratified Estuary. In: Journal of Physical Oceanography, 29, 1959-1970, 1999b.
- TRUCKENBRODT, E.: Grundlagen und elementare Strömungsvorgänge dichtebeständiger Fluide. In: Fluidmechanik Band 1, doi: 10.1007/978-3-540-79018-1_3, 2008.

Turbulenzschließungsmodellierung für Küstengewässer

Hans Burckhard, Ulf Gräwe, Peter Holtermann, Knut Klingbeil und Lars Umlauf

Zusammenfassung

In diesem Artikel wird die Anwendung von Turbulenzschließungsmodellen in numerischen Modellen für den Küstenozean dargestellt. Zwei-Gleichungs-Turbulenzschließungsmodelle stellen für die Berechnung von diapycnischen Impuls-, Wärme- und Konzentrationsflüssen im Küstenozean einen optimalen Kompromiss zwischen Effizienz und Genauigkeit dar. Diese Modelle gewährleisten ausreichende Freiheitsgrade, um sie für die wichtigsten Eigenschaften der Vermischung im Küstenozean zu kalibrieren, sind aber immer noch numerisch robust und effizient im Bedarf an Rechenzeit. Isopycnische Vermischungsschemata werden ebenfalls kurz dargestellt. Die wichtigsten Aspekte der Implementierung und Numerik werden diskutiert, wobei der Schwerpunkt auf der numerisch induzierten Vermischung liegt, die zusammen mit der physikalisch induzierten Vermischung erst die effektive Vermischung in Ozeanmodellen ergibt.

Vertikal-adaptive Koordinaten werden als eine Möglichkeit dargestellt, die numerische Vermischung zu reduzieren. Abschließend werden Beispiele von Simulationen im Küstenozean mit dem General Estuarine Transport Model (GETM) in Kopplung mit dem Turbulenzmodul des General Ocean Turbulence Model (GOTM) gezeigt. Diese Beispiele umfassen Vermischung in der Thermokline der nördlichen Nordsee, physikalisch und numerisch induzierte Vermischung in der westlichen Ostsee sowie beckenweite Vermischung in der zentralen Ostsee. Diese drei Beispiele zeigen, wie wichtig die Verwendung von gut kalibrierten Turbulenzschließungsmodellen zusammen mit vertikal-adaptiven Koordinaten in der Modellierung von Prozessen im Küstenozean ist.

Schlagwörter

Küstenozeanmodellierung, Turbulenzschließungsmodellierung, numerische Vermischung, adaptive Koordinaten, General Ocean Turbulence Model (GOTM), General Estuarine Transport Model (GETM)

Summary

In this paper the use of turbulence closure models in coastal ocean models is reviewed. Two-equation turbulence closure models are argued to be an optimal compromise between efficiency and accuracy for the purpose of calculating diapycnal fluxes of momentum, heat and tracers in coastal ocean modelling. They provide enough degrees of freedom to be calibrated to the most prominent properties of coastal ocean mixing, but are still numerically robust and computationally efficient. Isopycnal mixing schemes are briefly reviewed as well. Major implementational and numerical aspects are presented, with some focus on the inherent problem of numerically-induced mixing which together with the physically-induced mixing gives the effective mixing in ocean models. Vertically adaptive coordinates are presented as one possibility to reduce

numerical mixing. Finally, three coastal ocean simulation examples from the General Estuarine Transport Model (GETM) which is coupled to the turbulence module of the General Ocean Turbulence Model (GOTM) are given. These examples include thermocline mixing in the Northern North Sea, physically and numerically induced mixing in the Western Baltic Sea as well as basin-wide mixing in the Central Baltic Sea. All three examples highlight the importance of using well-calibrated turbulence closure models together with vertically adaptive coordinates.

Keywords

coastal ocean modelling, turbulence closure modelling, numerical mixing, adaptive coordinates, General Ocean Turbulence Model (GOTM), General Estuarine Transport Model (GETM)

Inhalt

1	Einleitung	76
2	Turbulenzschließungsmodelle	78
2.1	Zwei-Gleichungsmodelle zur Turbulenzschließung als Arbeitshilfen für die Parametrisierung vertikaler turbulenter Flüsse.....	78
2.2	Parametrisierungen für horizontale turbulente Flüsse.....	81
3	Numerische und implementierungsbezogene Aspekte	83
4	Beispiele der Küstenozeanmodellierung	84
4.1	Vermischung in der Thermokline der zentralen Nordsee	85
4.2	Physikalische und numerische Vermischung in der westlichen Ostsee.....	87
4.3	Beckenweite Vermischung in der zentralen Ostsee	88
5	Schlussfolgerungen	91
6	Schriftenverzeichnis.....	92

1 Einleitung

Die turbulente Dissipation und Vermischung sind für die Dynamik des Küstenozeans und den damit verbundenen Transporten von Wärme, Salz, Schwebstoffen sowie von gelösten biogeochemischen Substanzen von enormer Bedeutung. Der stochastische Charakter der Turbulenz und ihre starke räumliche und zeitliche Variabilität erweisen sich jedoch bei direkten Beobachtungen von Vermischung und Dissipation als hinderlich. So sind aussagekräftige Turbulenzbeobachtungen nur an einzelnen Orten und mit verhältnismäßig großem messtechnischen Aufwand möglich. Üblicherweise werden von Bord aus betriebene frei sinkende Profiler zur Messung der Turbulenz-Mikrostruktur eingesetzt und hochauflösende Ultraschall-Doppler-Messungen der Strömungsgeschwindigkeiten von vertäuten Plattformen aus durchgeführt. Erfolgreiche Beobachtungen dieser Art in den Küstenzonen der Nord- und Ostsee wurden beispielsweise von BECHERER et al. (2011), UMLAUF et al. (2007) und VAN DER LEE und UMLAUF (2011) durchgeführt. Für Prozessuntersuchungen in Küstengewässern sind diese Beobachtungen unerlässlich, doch angesichts des räumlichen und zeitlichen Intermettenz der Turbulenz ermöglichen sie in

der Regel keine hinreichend genaue Ermittlung des turbulenten Transports und der Vermischung insgesamt, die in Gesamtgebieten der Küstenozeane, wie z. B. in den Becken in der Ostsee, in Tideästuaren oder in der Deutschen Bucht, auftreten. Für derartige systemweite Untersuchungen werden realistische dreidimensionale numerische Modelle angewendet, die eine Parametrisierung der turbulenten Prozesse mit statistischen Methoden ermöglichen. Die (üblicherweise von Beobachtungen der Strömungen und Schichtung begleiteten) Turbulenzbeobachtungen sind dann von größtem Wert für die Modellkalibrierung und -validierung.

Zu den wichtigsten Prozessen, für die die Turbulenz im Ozean von wesentlicher Bedeutung ist, zählen beispielsweise der jährliche Zyklus der Dynamik der Deckschichten (von dem die gesamte Primärproduktion abhängt), der Sedimenttransport in hochdynamischen Gewässern wie dem Wattenmeer oder Tideästuaren (der z. B. für die morphodynamische Evolution dieser Gewässer entscheidend ist), die Kreisläufe und residuellen Strömungen in Ästuaren und Mündungsbereichen (von denen der Transport residueller Sedimente und gelöster Stoffe abhängt), das Entrainment des umgebenden Wassers in Oberflächenschichten geringer Dichte (wie beispielsweise Flussfahnen) oder dichte Bodenströmungen wie die Salzwasserzuflüsse in die Ostsee, um nur einige zu nennen.

Die dreidimensionalen Flachwassergleichungen (d. h. die hydrostatischen Gleichungen) für die Impulserhaltung zur Berechnung des Geschwindigkeitsvektors (u, v, w) sind Grundlage der meisten Küstenozeanmodelle. Beispiele sind hier Modelle mit strukturierten Gittern wie ROMS (Regional Ocean Modelling System, www.myroms.org, siehe z. B. SHCHEPETKIN und MCWILLIAMS 2005) und GETM (General Estuarine Transport Model, www.getm.eu, siehe z. B. HOFMEISTER et al. 2010 sowie die darin enthaltenen Referenzen) sowie Modelle mit unstrukturierten Gittern wie SELFE (http://www.stccmop.org/knowledge_transfer/software/selfe, ZHANG und BAPTISTA 2008) und FVCOM (Unstructured Grid Finite Volume Coastal Ocean Model, <http://fvcom.smast.umassd.edu/FVCOM/>, CHEN et al. 2002). Den genannten Modellen liegt folgende allgemeine Form der Impulserhaltungsgleichungen zugrunde (siehe z. B. BLUMBERG und MELLOR 1987):

$$\begin{aligned} \partial_t u + \partial_x(uu) + \partial_y(uv) + \partial_z(uw) - \partial_x(2A_h \partial_x u) - \partial_y(A_h(\partial_y u + \partial_x v)) - \partial_z(A_v \partial_z u) = \\ +fv - g\partial_x \eta + \int_z^\eta \partial_x b d\xi \end{aligned} \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \partial_t v + \partial_x(vu) + \partial_y(vv) + \partial_z(vw) - \partial_y(2A_h \partial_y v) - \partial_x(A_h(\partial_y u + \partial_x v)) - \partial_z(A_v \partial_z v) = \\ -fu - g\partial_y \eta + \int_z^\eta \partial_y b d\xi \end{aligned} \quad (2)$$

wobei gilt: x und y bezeichnen die horizontalen Koordinaten, z die vertikale Koordinate (aufwärts positiv) und t die Zeit. f ist der Coriolisparameter, $b = -g(\rho - \rho_0)/\rho_0$ die Auftriebskraft (mit Fallbeschleunigung g , Referenzdichte ρ_0 und potentieller Dichte ρ), und η ist der Wasserstand. In Verbindung mit den Gleichungen für Temperatur und Salzgehalt sowie einer Zustandsgleichung für die Berechnung der potentiellen Dichte ist dieses Gleichungssystem geschlossen, mit Ausnahme der Bestimmung der vertikalen und horizontalen Wirbelviskosität A_v beziehungsweise A_h , und der vertikalen und horizontalen Wirbeldiffusivität K_v beziehungsweise K_h (letztere Werte werden für die

Haushaltsgleichungen für Temperatur, Salzgehalt und andere Tracer benötigt). Um die vertikale Wirbelviskosität und -diffusivität A_v und K_v zu bestimmen, ist eine Turbulenzschließungsmodellierung erforderlich. Für diese stehen unterschiedliche komplexe Theorien zur Verfügung. Alle oben erwähnten Küstenozeanmodelle sind direkt an die Bibliothek der Turbulenzschließungsmodelle GOTM (General Ocean Turbulence Model, www.gotm.net, UMLAUF und BURCHARD 2005) angekoppelt (oder verwenden abgespeicherte Versionen wie im Falle von ROMS, siehe WARNER et al. 2005.) Die grundlegende Theorie wird in Kap. 2.1 vorgestellt. Für die Modellierung der horizontalen Wirbelviskosität und -diffusivität A_h und K_h werden üblicherweise die in Kap. 2.2 kurz diskutierten verhältnismäßig einfachen algebraischen Schließungen verwendet.

2 Turbulenzschließungsmodelle

2.1 Zwei-Gleichungsmodelle zur Turbulenzschließung als Arbeitshilfen für die Parametrisierung vertikaler turbulenter Flüsse

Zwei-Gleichungsmodelle zur Turbulenzschließung haben sich in den letzten Jahrzehnten als wichtige Modellkomponenten in der Küstenozeanmodellierung etabliert. Die wichtigsten Vertreter dieser Modellklasse sind das k - ε -Modell (RODI 1980; BURCHARD und BAUMERT 1995), das k - ω -Modell (WILCOX 1988; UMLAUF et al. 2003) und das k - kl -Modell (MELLOR und YAMADA 1982) mit der turbulenten kinetischen Energie bezogen auf die Masseneinheit (TKE) k , der Dissipationsrate der TKE ε , der turbulenten Frequenz $\omega = \varepsilon/k$ und der Längenskala der energietragenden turbulenten Wirbel l . Eine Schlüsselkomponente derartiger Modelle ist die sogenannte Energiekaskade,

$$\varepsilon = c_e \frac{k^{3/2}}{l} \quad (3)$$

zwischen den energietragenden turbulenten Bewegungen der Skala l und der Dissipation der kinetischen Energie durch Wirbelelemente der kleinsten (Kolmogorov-)Skalen (c_e ist eine Proportionalitätskonstante). Analog zur kinetischen Theorie der idealen Gase werden die vertikale Wirbelviskosität und -diffusivität als proportional zum Produkt einer turbulenten Längenskala (hier l) und einer turbulenten Geschwindigkeitsskala (hier $k^{1/2}$) bestimmt. Bei Anwendung des in (3) aufgeführten Kaskadengesetzes können diese Beziehungen in ihren am häufigsten verwendeten Formen ausgedrückt werden:

$$A_v = c_{\mu} \frac{k^2}{\varepsilon}; \quad K_v = c'_{\mu} \frac{k^2}{\varepsilon} \quad (4)$$

wobei c_{μ} und c'_{μ} dimensionslose Stabilitätsfunktionen sind, die in der Regel Funktionen verschiedener dimensionsloser Strömungsinvarianten sind (s.u.). In etlichen Arbeiten (BURCHARD et al. 1998; BAUMERT und PETERS 2000; UMLAUF et al. 2003; UMLAUF und BURCHARD 2003) konnte gezeigt werden, dass alle zuvor genannten Zwei-Gleichungsmodelle in Situationen, in denen der (advective und turbulente) Transport von Turbulenzgrößen vernachlässigbar ist, mathematisch äquivalent sind. Da diese Situationen die grundlegenden Eigenschaften der in Küstenozeanmodellen verwendeten Turbulenzmodelle bestimmen, beschränkt sich die nachfolgende Diskussion auf das am häufigsten zum Einsatz kommende Zwei-Gleichungsmodell für die Turbulenzschließung: das

k - ε -Modell. In dreidimensionalen Ozeanmodellen wird das k - ε -Modell in der Regel in der folgenden Form angewendet:

$$\partial_t k + \partial_x(uk) + \partial_y(vk) + \partial_z(wk) - \partial_z \left(\frac{A_v}{\sigma_k} \partial_z k \right) = P + B - \varepsilon \quad (5)$$

$$\partial_t \varepsilon + \partial_x(u\varepsilon) + \partial_y(v\varepsilon) + \partial_z(w\varepsilon) - \partial_z \left(\frac{A_v}{\sigma_\varepsilon} \partial_z \varepsilon \right) = \frac{\varepsilon}{k} (c_1 P + c_3 B - c_2 \varepsilon) \quad (6)$$

wobei die 5 empirischen Parameter σ_k und σ_ε (turbulente Schmidt-Zahlen) sowie c_1 , c_2 und c_3 gelten. Bei letzterem Parameter unterscheiden wir zwischen c_3^- für stabile Schichtung und c_3^+ für instabile Schichtung. $P = A_v M^2$ mit dem Quadrat der vertikalen Scherung $M^2 = (\partial_z u)^2 + (\partial_z v)^2$ ist die Scherungsproduktion (Umwandlung der mittleren kinetischen Energie in TKE) und $B = -K_v N^2$ mit dem Quadrat der Auftriebsfrequenz $N^2 = \partial_z b$ ist die Auftriebsproduktion (Umwandlung potentieller Energie in TKE oder umgekehrt). Es ist zu beachten, dass die TKE-Gleichung direkt aus einer Reynoldsmittelung der Navier-Stokes-Gleichungen abgeleitet werden kann, mit einer einzigen, relativ einfachen Schließungsannahme: dem Gradientenausdruck für die turbulenten Flüsse. Die rechte Seite der Erhaltungsgleichung für die Dissipationsrate ist jedoch rein empirisch, bei Annahme dimensionaler Konsistenz und einer Form der Quell- und Senkterme, die analog zu den Termen in der TKE-Gleichung ist.

Die fünf freien Parameter des k - ε -Modells bieten hinreichend Freiheitsgrade für die Kalibrierung des Modells auf die wichtigsten Standardströmungen. Dabei basiert die Kalibrierung der drei Parameter auf der rechten Seite der Dissipationsgleichung auf der Annahme einer homogenen turbulenten Strömung, für die alle räumlichen Gradienten auf der linken Seite von (5) und (6) verschwinden, sodass ein System von zwei gewöhnlichen Differentialgleichungen (DGLn) verbleibt. Zur Kalibrierung von c_1 wird (3) verwendet, um eine DGL für die Längenskala l aus (5) und (6) in folgender Form abzuleiten:

$$\partial_t l = c_e \frac{k^{1/2}}{\varepsilon} ((1,5 - c_1)P + (1,5 - c_3)B - (1,5 - c_2)\varepsilon) \quad (7)$$

Ausgehend von dem theoretischen Argument, dass die Scherung, welche die Dimensionen einer inversen Zeit hat, keine Längenskala bestimmen kann (BAUMERT und PETERS 2000), wird $c_1 = 1,5$ zur Eliminierung des Scherungsproduktionsterms auf der rechten Seite von (7) benötigt. Zur Kalibrierung von c_2 wird frei zerfallende Turbulenz mit $P = B = 0$ angenommen. Für diese lassen sich die DGLn für k und ε für großes t als

$$\frac{k}{k_0} \propto \left(\frac{t}{t_0} \right)^d \quad (8)$$

mit der Zerfallsrate $d = -1/(c_2 - 1)$ lösen. In experimentellen Untersuchungen wurde $-1,3 \leq d \leq -1$ bestimmt, woraus sich der realistische Wertebereich für c_2 ableiten läßt (eine ausführliche Erörterung ist UMLAUF und BURCHARD 2003 zu entnehmen).

Eine Strategie für die Kalibrierung von c_3^- erfordert die Berücksichtigung stationärer Lösungen für die DGLn für k und ε zur Eliminierung von P . Wird die Vermischungseffizienz als $\Gamma = -B/\varepsilon$ definiert, erhalten wir die folgende Beziehung für die Berechnung von c_3^- :

$$\Gamma = \frac{c_2 - c_1}{c_1 - c_3^-} \tag{9}$$

Da eine Vermischungseffizienz von $\Gamma \approx 0.2$ ein fest etabliertes Ergebnis für eine stationäre, stabil geschichtete Scherströmung darstellt (OSBORN 1980), kann c_3^- als der Kalibrierungsparameter für die Vermischungseffizienz betrachtet werden (BURCHARD und HETLAND 2010). Es sei an dieser Stelle darauf hingewiesen, dass eine korrekte Kalibrierung des Modellparameters c_3^- wichtige Voraussetzung für die Modelleistung in stabil geschichteten Strömungen (z. B. in Entrainment-Situationen) ist. Zu beachten ist auch, dass in früheren Ansätzen die Verwendung der stationären Richardson-Zahl (für die ein Wert in der Größenordnung $1/4$ gezeigt wurde) für die Kalibrierung von c_3^- vorgeschlagen wurde (BURCHARD und BAUMERT 1995). Für die instabile Schichtung (konvektive Turbulenz mit $B > 0$) führten HOLT und UMLAUF (2008) an, dass der zweite Term auf der rechten Seite der Gleichung für die Längenskala (7) nicht positiv sein darf, da in diesem Fall nur Quellterme für die Gleichung vorhanden wären. Dies würde dazu führen, dass die Quellterme nur durch den Term für den turbulenten Transport ausgeglichen werden könnten – dieser wäre jedoch in Teilen der Wassersäule gleich null oder hätte das falsche Vorzeichen. Aus diesem Grund empfehlen HOLT und UMLAUF (2008) $c_3^+ = 1.5$.

Die Kalibrierung der Schmidt-Zahl für die Dissipationsrate σ_ϵ beruht auf der Anforderung, dass die Dissipationsgleichung konsistent mit einer Skalierung nach dem logarithmischen Wandgesetz für stationäre Lösungen mit $B = 0$ ist, woraus sich folgender Ausdruck ergibt:

$$\sigma_\epsilon = \frac{\kappa^2}{(c_\mu^0)^{1/2} (c_2 - c_1)} \tag{10}$$

mit der von Karman-Konstante $\kappa = 0.4$ und dem Gleichgewichtswert $c_\mu^0 = 0.09$ für die Stabilitätsfunktion der Wirbelviskosität. Zu beachten ist, dass die Bodenrandbedingungen für die TKE und ihre Dissipationsrate in der Regel direkt aus dem Wandgesetz abgeleitet werden (siehe BURCHARD und PETERSEN 1999, die zeigen konnten, dass Flussrandbedingungen numerisch akkurater sind als die Dirichlet-Bedingungen). Die Konstruktion der Oberflächenrandbedingungen erfolgt auf dieselbe Weise, wobei die Oberflächenreibungsgeschwindigkeit als Geschwindigkeitsskala verwendet wird. Wo die Injektion von TKE aufgrund brechender Oberflächenwellen relevant ist, wird ein Fluss turbulenter kinetischer Energie vorgegeben sowie ein modifizierter Fluss der Dissipationsrate der turbulenten kinetischen Energie (UMLAUF und BURCHARD 2003, 2005). Schließlich ist es möglich, die Schmidt-Zahl für die TKE-Gleichung σ_k zu verwenden, um die experimentell bestimmte räumliche Zerfallsrate der TKE für Versuche mit bewegtem Gitter zu kalibrieren (UMLAUF und BURCHARD 2003). Sie sollte einen Wert von etwa eins haben. Ausgehend von diesen Beziehungen würde sich z. B. folgende konsistente Parametergruppe ergeben:

$$c_1 = 1.5; \quad c_2 = 1.9; \quad c_3^- = -0.5; \quad c_3^+ = 1.5; \quad \sigma_k = 1.0; \quad \sigma_\epsilon = 1.33. \tag{11}$$

Das oben beschriebene Standardmodell $k - \epsilon$ wird durch eine Wahl für die turbulente Prandtl-Zahl $P_r^t = A_v / K_v$ geschlossen, die im Bereich von eins liegt und von der Schichtung abhängig sein kann (BURCHARD und BAUMERT 1995). Zwei-Gleichungsmodelle

höherer Komplexität werden von sogenannten algebraischen Schließungen der Transportgleichungen für die zweiten Momente (z. B. Reynolds-Spannungen und turbulente Wärme-flüsse) abgeleitet. Für diese Modelle wurden signifikante Verbesserungen gegenüber dem Standardmodell nachgewiesen, insbesondere für dichtegeschichtete Strömungen; eine ausführliche Diskussion findet sich beispielsweise bei BURCHARD (2002) sowie UMLAUF und BURCHARD (2005). CANUTO et al. (2001) stellten erfolgreiche algebraische Reynoldsspannungsmodelle bereit, die von BURCHARD und BOLDING (2001) an die Zwei-Gleichungsmodelle adaptiert wurden. Kurz gesagt ist das Ergebnis dieser Schließungsmodelle zweiter Ordnung, dass die in (4) definierten Stabilitätsfunktionen Funktionen der Scherungszahl $M^2\tau^2$ und der Auftriebszahl $N^2\tau^2$ sind, mit der turbulenten Zeitskala $\tau = k / \varepsilon$.

Aufgrund ihrer Konstruktion sind die Zwei-Gleichungsmodelle Grenzschichtmodelle, für die Beschreibung der Vermischung im Inneren des Ozean, die durch die Interaktion von internen Wellen und Turbulenz bestimmt wird, nicht geeignet. Aus diesem Grund wird im Inneren, aus den Transportgleichungen für k und ε vorhergesagten Turbulenzgrößen gegen Null tendieren, ein niedrigerer Schwellwert für k und ε eingeführt. In diesem Fall wird in geschichteten Strömungen die turbulente Längenskala l durch die Ozmidov-Skala $l_o = (\varepsilon / N^3)^{1/2}$ begrenzt, was auch in der Form $\varepsilon > (c_e / c_{lim})kN$ mit $c_{lim} = 0.53$ neu formuliert werden kann (GALPERIN et al. 1988). In stabil geschichteter Turbulenz wird dabei für die TKE infolge des Energieflusses vom internen Wellenfeld zur Turbulenz die Aufrechterhaltung eines bestimmten Turbulenzniveaus angenommen. Ozeanmodelle liefern in der Regel keine Informationen über diesen Energietransfer. Die turbulente kinetische Energie wird daher einfach durch einen TKE-Mindestwert $k \geq k_{min}$ begrenzt, wobei k_{min} als Kalibrierungsparameter für die Wirbelviskosität im stabil geschichteten niedrigen Energiefluss dient. BURCHARD et al. (2002) konnten zeigen, dass die beobachteten Wirbelviskositäten in der Thermokline der nördlichen Nordsee bei Verwendung des Wertes von $k_{min} = 10^{-6}$ J/kg reproduzierbar waren.

2.2 Parametrisierungen für horizontale turbulente Flüsse

Während es für die Ozeanmodelle einen konsistenten theoretischen Rahmen für die vertikalen turbulenten Flüsse gibt, fehlt es an einem strengen Schließungsmodell für die horizontalen Turbulenzflüsse. Zwei Ansätze werden hier in der Küstenozeanmodellierung üblicherweise verwendet: entweder wird die horizontale Diffusion nicht berücksichtigt (z. B. infolge einer zu starken künstlichen numerischen Vermischung, siehe BURCHARD und RENNAU 2008 und Kap. 3) oder für A_h wird ein konstanter Wert festgesetzt. Die richtige Wahl von A_h wird mittels Sensitivitätsstudien bestimmt. Als wichtigster Kritikpunkt gegen die Verwendung einer konstanten horizontalen Viskosität (Diffusivität) lässt sich sagen, dass dieser Ansatz nicht skalen-sensitiv ist. Eine Erhöhung der Gitterauflösung würde zu einer Verringerung der horizontalen Viskosität führen. Im Grenzfall einer Direkten Numerischen Simulation (DNS) sollte der Wert von A_h gegen null konvergieren (die bisher vernachlässigte molekulare Viskosität muss in diesem Fall neu eingeführt werden). Der zweite Nachteil der Verwendung einer konstanten A_h ist die Vernachlässigung der räumlichen Struktur der Strömung. In Regionen mit hoher horizontaler Scherung oder Dehnung beispielsweise sollten die horizontalen turbulenten Flüsse stärker sein als

in Regionen mit ruhigem Wasser. Aus diesem Grund wird eine gegenüber der Skala und der Strömung sensitive Sub-Grid-Schließung benötigt.

Eine mögliche Lösung bieten Grobstruktursimulationen (Large Eddy Simulations, LES), in denen die energietragenden Wirbelstrukturen aufgelöst werden. Allerdings ist der für diese Technik erforderliche Rechenaufwand bei der Mehrzahl der ozeanographischen Anwendungen unverhältnismäßig hoch.

Zur Schließung der Lücke entwickelte SMAGORINSKY (1963) eine LES-Schließung für geophysikalische Anwendungen. Sein Ansatz beinhaltet eine Skalierung für die horizontale Wirbelviskosität für ein numerisches Modell, dessen Gitterskala im Bereich der Wirbelkaskade für dreidimensionale Turbulenz liegt, wie von KOLMOGOROV (1941) vorgeschlagen:

$$A_b = c (\Delta x \Delta y) \sqrt{(\partial_x u)^2 + \frac{1}{2} (\partial_y u + \partial_x v)^2 + (\partial_y v)^2} \quad (12)$$

Wobei c eine Konstante im Wert von $O(0,1)$ ist und Δx , Δy die horizontale Gittergröße repräsentieren. Den Anforderungen entsprechend ist diese Parametrisierung sensitiv gegenüber der Skala, berücksichtigt jedoch auch die Scherung und Dehnung des Strömungsfeldes. Der einzige freie Parameter c muss in Sensitivitätsversuchen bestimmt werden. So konnten HOLT und JAMES (2006) beispielsweise zeigen, dass ein Wert von $c = 0.1$ bei ihrer Anwendung ein zu stark ausgebildetes Wirbelfeld erzeugte (im Vergleich mit Satellitenbeobachtungen). Ein Wert von $c = 0.4$ führte zu einem zu glatten Geschwindigkeitsfeld. Sie folgerten daraus, dass ein Wert von $c = 0.2$ zu den besten Ergebnissen führt.

Die Viskosität in Smagorinskys Modell stellte einen beträchtlichen Fortschritt beim Verständnis der Wechselwirkungen zwischen numerischer Auflösung und physikalischen Gegebenheiten dar, und der Ansatz hat sich bei technischen Strömungen und Strömungen im Küstenbereich bewährt. Dessen ungeachtet wurde die Gültigkeit der dem Smagorinsky-Modell zugrundeliegenden Annahmen in den letzten zehn Jahren in Frage gestellt (z. B. FOX-KEMPER et al. 2008).

Die Skalierung in (12) basierte auf der Annahme, dass der Bereich der spektralen Energie $E(k) \propto k^{-5/3}$ mit der Wellenzahl k ist. Kolmogorov entwickelte darüber hinaus die Vorstellung einer Energiekaskade von den großskaligen Wirbelelementen hin zu Wirbelelementen kleinerer Längenmaße. Dasselbe Prinzip gilt für die Enstrophie. Zur Auflösung der Kolmogorov'schen Energiekaskade im Ozean wird eine Auflösung von $O(1 \text{ cm})$ benötigt, die zum jetzigen Zeitpunkt bei weitem noch nicht realisierbar ist. Zusätzlich zeigte CHARNEY (1971), dass im geophysikalischen Bereich die Turbulenz zweidimensional (geostrophische Turbulenz) und nicht mehr isotropisch ist. Er konnte nachweisen, dass die Energie nun als $E(k) \propto k^{-3}$ zu messen ist. Aufgrund der Tatsache, dass in den meisten ozeanographischen Anwendungen die Rossby-Zahl (Verhältnis der horizontalen Beschleunigung zur Coriolis-Beschleunigung) weniger als eins beträgt, befinden sich große Teile der Strömung im geostrophischen Gleichgewicht und werden somit durch die geostrophische Turbulenz beschrieben. CHARNEY erbrachte auch den Nachweis, dass für die Enstrophie immer noch eine Energiekaskade zu beobachten ist. Anders als Kolmogorovs dreidimensionale Turbulenz zeigt die zweidimensionale Turbulenz jedoch eine inverse Energiekaskade, das heißt, die Energie wird von den kleinskaligen Wirbelelementen hin zu Wirbelelementen größerer Längenmaße übertragen. Unter

Berücksichtigung dieser Tatsache wurde von LEITH (1996) eine alternative Skalierung der Viskosität ausgehend von der Vortizität angeregt.

Die Parametrisierungen der horizontalen Viskosität nach SMAGORINSKY (1963) und LEITH (1996) wurden in einem numerischen Versuch von MENEMENLIS et al. (2006) verglichen. Im Ergebnis zeigte der Vergleich, dass die Skalierung der Viskosität auf einer nach LEITH (1996) reproduzierten Enstrophiekaskade basieren sollte und nicht auf einer Skalierung nach SMAGORINSKY (1963), die aus einer Energiekaskade im Intertialbereich resultiert. Allerdings ist bei Verwendung der Skalierung von LEITH (1996) eine Anpassung erforderlich, damit divergente Bewegungen in den 3D-Simulationen nicht instabil oder zu groß werden und dadurch die Courant-Bedingung bei der vertikalen Advektion verletzt wird.

Für die oben erörterten horizontalen Viskositäten wird eine geringere Sensitivität gegenüber Sub-Grid-skaligen Parametrisierungen erwartet als bei grob aufgelösten Modellierungsaufgaben. Ihre Performance ist zudem höher als die der immer noch verwendeten konstanten Viskositäten. Doch auch hochauflösende Ozeanmodelle sind sensitiv gegenüber Sub-Grid-skaligen Parametrisierungen; die Verbesserung der Parametrisierung ist folglich von großer Bedeutung. Im Ozean liegt naturgemäß ein sehr breites und vielfältiges Spektrum an Skalen vor. Phänomene, die wesentlich unter dem Erfassungsniveaus des Gitters liegen, beispielsweise sub-mesoskalige Wirbel, der Verlust des geostrophischen Gleichgewichts oder sogar Turbulenzen in der Mikrostruktur – werden auch mindestens in den nächsten Jahrzehnten rein theoretische Parametrisierungen in Ozeanmodellen erforderlich machen (siehe z. B. FOX-KEMPER et al. 2008).

3 Numerische und implementierungsbezogene Aspekte

Für eine modulare Kopplung zwischen einem Turbulenzschließungsmodell und einem dreidimensionalen hydrodynamischen Ozeanmodell ist der Austausch klar definierter Parameterlisten zwischen den beiden Modellen erforderlich. Das 3D-Modell benötigt von dem Turbulenzschließungsmodell die Wirbelviskosität und die Wirbeldiffusivität. Da Turbulenzschließungsmodelle im Regelfall als eindimensionale Wassersäulenmodelle formuliert werden, müssen im 3D-Modell zudem die turbulenten Eigenschaften k und ε gespeichert werden. Das 1D-Turbulenzschließungsmodell benötigt die Scherung M und die Schichtung N zur Berechnung der Produktionsterme sowie die Reibungsgeschwindigkeit (und Rauigkeitslängen) an der Oberfläche und am Boden zur Berechnung der Oberflächen- und Bodenrandbedingungen. Ein Austausch dieser Eigenschaften muss bei jedem Zeitschritt erfolgen. Da 3D-Modelle zumeist auf horizontal und vertikal gestaffelten Gittern basieren, sind räumliche Interpolationen erforderlich, um die ausgetauschten Terme an der richtigen und numerisch stabilen Position zu lokalisieren. Dies ist auch bei Finite Elemente-Modellen von wesentlicher Bedeutung (siehe z. B. KÄRNÄ et al. 2012). Die turbulente Zeitskala ist meistens deutlich kürzer als die Zeitskalen in der Hydrodynamik. Es scheint sich daher anzubieten, die dreidimensionale Advektion von k und ε zu vernachlässigen, die im dreidimensionalen hydrodynamischen Modell beherrscht werden muss. Die Qualitätsanforderungen an die verwendeten Advektionsschemata sind hoch, da die Turbulenzgrößen bei kurzen Entfernungen über mehrere Größenordnungen variieren können und die resultierenden Werte immer noch positiv sein müssen. Aus diesem Grund ist die Anwendung relativ teurer positiv-definitiver Advektionsschemata

zwingend. Auch wenn die Ergebnisse von 3D-Modellen ohne Berücksichtigung der Advektion von Turbulenzgrößen häufig eine hinreichende Genauigkeit bieten, können aufgrund dieser Vernachlässigung numerische Instabilitäten auftreten. In komplexen realistischen Strömungssituationen sollte daher die Turbulenzadvektion berücksichtigt werden.

Ein weiterer wesentlicher Aspekt von Turbulenzschließungsmodellen ist die Diskretisierung der Dissipationsterme für k und ε , um sicherzustellen, dass diese im positiven Bereich liegen (dies ist mathematisch garantiert). Hier findet in der Regel das Verfahren der Quelltermlinearisierung (PATANKAR 1980) Anwendung; eine ausführliche Erörterung bieten BURCHARD et al. (2005).

Abschließend sei darauf hingewiesen, dass die effektive Dissipation und Vermischung in der Ozeanmodellierung im Allgemeinen größer ist als die auf Basis der Turbulenzschließung physikalisch berechnete Vermischung. Dissipation und Vermischung sind definiert als der Abbau der Varianz der Geschwindigkeit beziehungsweise der Tracer. Für die Temperaturvermischung ergibt sich beispielsweise folgende lokale Berechnung

$$\chi_{\theta} = 2K_r(\partial_x\theta)^2 + 2K_b(\partial_x\theta)^2 + 2K_b(\partial_y\theta)^2 \quad (13)$$

mit der potentiellen Temperatur θ . Es ist jedoch bekannt, dass die numerische Advektion von Tracern (z. B. Temperatur, Salzgehalt, Schwebstoffe) im Allgemeinen zu einer künstlichen numerischen Vermischung führt, die möglicherweise in derselben Größenordnung wie die physikalische Vermischung vorliegt. Für die exakte Quantifizierung der numerischen Vermischung wurden Verfahren von BURCHARD und RENNAU (2008) sowie KLINGBEIL et al. (2014) entwickelt. Die letztgenannten haben eine Erweiterung der Analyse der numerischen Vermischung in eine Analyse der numerischen Dissipation aufgezeigt. Zusammenfassend kann gesagt werden, dass für eine Bestimmung der effektiven Vermischung und Dissipation in numerischen Modellen der numerische Varianzabbau ebenfalls zu quantifizieren ist. Eine Verringerung der numerischen Dissipation und Vermischung ist durch Wahl korrekter Advektionsschemata, einer hohen Auflösung oder adaptiver Koordinaten möglich (HOFMEISTER et al. 2010).

4 Beispiele der Küstenozeanmodellierung

Im folgenden Kapitel werden die Ergebnisse von Beispielsimulationen in der Küstenozeanmodellierung vorgestellt. Sie zeigen die zentrale Rolle der Turbulenzschließungsmodellierung für diese Regionen. Für alle Simulationen wurde das General Estuarine Transport Model (GETM, siehe z. B. HOFMEISTER et al. 2011) verwendet, welches an das Turbulenzschließungsmodul des General Ocean Turbulence Model (GOTM, siehe UMLAUF und BURCHARD 2005) gekoppelt ist. Die darin enthaltenen Turbulenzschließungen sind in Kap. 2.1 ausführlich beschrieben worden. Um hohe vertikale Auflösungen in (zeitlich und räumlich variablen) Regionen mit starken Scherungs- oder Schichtungserscheinungen zu ermöglichen, wurden für alle Simulationen an den Boden und die Oberfläche angepasste Vertikalkoordinaten (HOFMEISTER et al. 2011) verwendet. In der Horizontalen wurden Kugelkoordinaten mit einem gestaffelten C-Gitter verwendet.

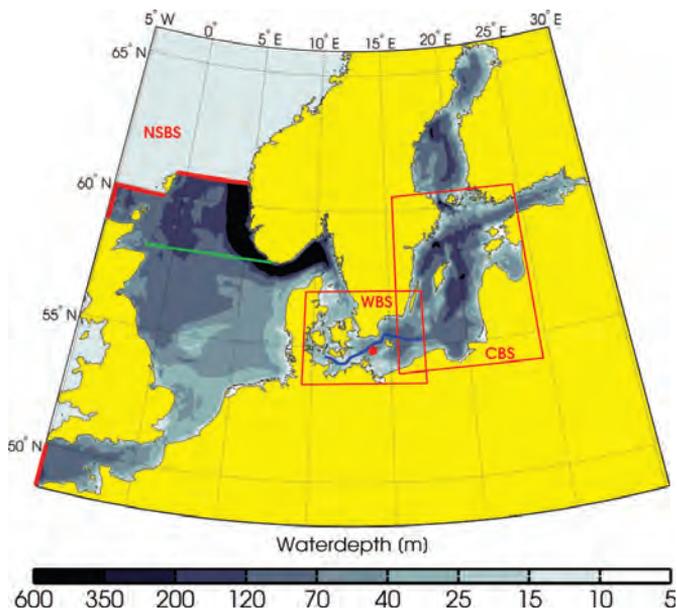


Abbildung 1: Karte der Nordsee / Ostsee 1 Seemeilen-Modellkonfiguration (NSBS). Die beiden roten Rahmen stellen die Grenzen der eingebetteten Modelle (WBS und CBS) dar. Die grüne Linie markiert zusätzlich den Ort, wo sich das Temperaturtransekt von Abb. 2 befindet. Die blaue Linie zeigt das Transekt, wie es in Abb. 4 dargestellt ist. Der rote Punkt zeigt die Position der MARNET Arkona-Boje, deren Daten hier für die Modellvalidierung genutzt werden (siehe Abb. 3).

Der Oberflächenantrieb wurde vom lokalen Modell des Deutschen Wetterdienstes bereitgestellt, während die lateralen Randbedingungen von einer 1 Seemeilen-GETM-Simulation für die gesamte Nordsee- und Ostseeregion vorgegeben wurden. Das vollständige Modellgebiet für diese Simulation ist in Abb. 1 dargestellt. Die entlang eines Transekts in der Nordsee (grüne Linie) erhaltenen Ergebnisse werden in Kap. 4.1 diskutiert. Dieses Transekt für die Nordsee verdeutlicht die Relevanz einer korrekten Auflösung zur Darstellung der Thermokline und der diapkyknischen Vermischungsraten für eine realistische Modellierung der Nordsee. Die Ergebnisse aus einer eingebetteten Simulation für die westliche Ostsee (Western Baltic Sea, WBS) mit einer Auflösung von etwa 600 m und einem Fokus auf die numerische Vermischung sind Kap. 2.2 zu entnehmen. Kap. 4.3 schließlich beschreibt die Ergebnisse aus einer eingebetteten Simulation der zentralen Ostsee (Central Baltic Sea, CBS) mit einer Auflösung von 600 m, in der die tatsächliche beckenweite Vermischung untersucht wurde. Die Modellgebiete für die WBS- und CBS-Modelle sind ebenfalls in Abb. 1 dargestellt.

4.1 Vermischung in der Thermokline der zentralen Nordsee

Die zentrale Nordsee zeichnet sich durch eine Temperaturschichtung im Sommer und eine gute Durchmischung im Winter aus. Die Sommerschichtung beginnt im Frühjahr, wenn die turbulente Vermischung infolge von Tiden und Wind ausreichend unterdrückt wird, weil die nach unten gerichteten Oberflächenwärmeflüsse zu einer Ausbildung von

Temperaturschichten führen. Die Vermischung spielt auch bei der Primärproduktion in der Nordsee eine zentrale Rolle.

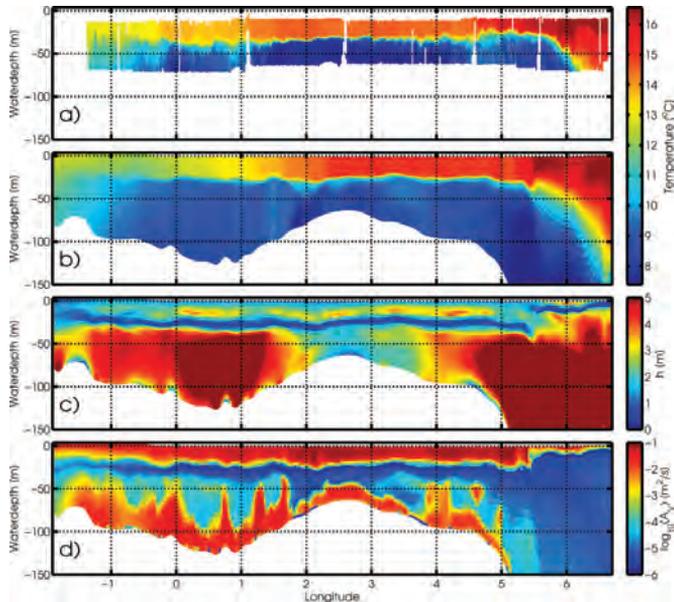


Abbildung 2: Simulationen und Modellergebnisse entlang eines 58°N-Transekts über die Nordsee (siehe grüne Linie in Abb. 1) am 3. September 2009. a: durch eine zwischen Oberfläche und Boden oszillierende CTD-Sonde (vom Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie freundlicherweise zur Verfügung gestellt); b: simulierte Temperatur; c: lokale Dicke der angepassten Koordinaten; d: Wirbelviskosität.

Sobald am Ende des Frühjahrs die Oberflächennährstoffe aufgebraucht sind, beschränkt sich die Nährstoffversorgung der euphotischen Zone auf diapyrnische aufwärtsgerichtete Nährstoffflüsse von den nährstoffreichen Bodenwasserbereichen der Thermokline. Die Intensität dieser Nährstoffflüsse ist überwiegend abhängig von den Werten, die in der stark geschichteten Region der Thermokline für die Wirbeldiffusivität K_v verzeichnet werden. Wie bereits in Kap. 2.1 erörtert, werden die Wirbelviskosität und die Wirbeldiffusivität in dieser Region durch die Größe für den Mindestwert an turbulenter kinetischer Energie ϵ_{min} gesteuert. Abb. 2 zeigt eine beobachtete und simulierte Temperaturschichtung im Sommer entlang eines 58°N-Transekts der Nordsee. Die Übereinstimmung zwischen den Beobachtungen (die auf eine Tiefe im Bereich von 10 m bis 70 m begrenzt sind) und den Modellergebnissen ist gut. Selbst Details der Temperaturstruktur, wie ein Rückgang der oberflächennahen Temperatur und eine Ost-West-Schichtung und die Schärfe des Temperatursprungs in der Region der Thermokline, sind gut reproduziert. Letzteres ist nur aufgrund der starken Akkumulation der Koordinatenschichten in der Thermokline-Region möglich, die eine vertikale Auflösung von örtlich weniger als 0,2 m zulässt (Abb. 2c). Die Wirbelviskosität in der ausgeprägten Thermokline liegt generell oberhalb von $10^{-6} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$. Neben der hohen vertikalen Auflösung führt auch die Verwendung angepasster Vertikalkoordinaten zu einer starken Reduzierung der künstlichen numerischen Vermischung (siehe auch Kap. 4.2), welche in Modellen mit geopotentiellen

Koordinaten die diapkyhnische Vermischung und die damit verbundenen Nährstoffflüsse dominieren würde.

4.2 Physikalische und numerische Vermischung in der westlichen Ostsee

Die Erstellung eines numerischen Modells der Ostsee ist eine anspruchsvolle Aufgabe. Für Simulationen der Ostsee muss eine Vielzahl an Phänomenen reproduziert werden: der Wassermassenaustausch durch die engen und flachen Dänischen Meerengen, die unregelmäßige Überflutung der Darßer Schwelle und der Drogden Schwelle, aufkommende Dichteströmungen, durch die Bodenwasser in die Kette von Becken in der zentralen Ostsee gelangt, die Überlappung von Einstömen auf dem richtigen Dichteniveau, und die niedrigen Vermischungsniveaus während Stagnationsperioden in den tiefen Becken. Diese unterschiedlichen Anforderungen verlangen ein sorgfältig kalibriertes Ozeanzirkulationsmodell mit einer gut kalibrierten Turbulenzschließung (Kap. 2.1). Die gute Eignung des mit dem General Ocean Turbulence Model (GOTM) gekoppelten General Estuarine Transport Model (GETM) als numerische Modellfamilie zur Bewältigung dieser Herausforderungen wurde in verschiedenen Studien belegt (BURCHARD et al. 2009; HOFMEISTER et al. 2011). So stellten HOFMEISTER et al. (2011) beispielsweise ein validiertes Modell für die gesamte Ostsee mit einer Auflösung von 1 Seemeile vor. Es ist möglich, zur Untersuchung der lokalen und sub-mesoskaligen Prozesse Modelle mit einer höheren Auflösung in solche grob aufgelösten Modelle einzubetten. In diesem Kapitel werden Ergebnisse aus einem 600 m-Modell der westlichen Ostsee vorgestellt (zum Modellgebiet siehe Abb. 1). An den offenen Rändern im Kattegat und östlich des Bornholmer Beckens sind der Verlauf der Wasseroberfläche, die tiefenintegrierten Geschwindigkeiten sowie die Profile für Temperatur und Salzgehalt durch das grob aufgelöste NSBS-Modell vorgegeben. Die Simulation erfolgte mit 40 adaptiven Schichten. Dadurch wurde eine hohe vertikale Auflösung in den Grenzschichten und auch in der sich entwickelnden Thermokline und Halokline erzielt. Mit diesen Einstellungen war eine akkurate Simulation der dynamischen Bedingungen in der westlichen Ostsee möglich. Abb. 3 zeigt die Validierung gegenüber den im Arkonabecken erhobenen Mooring-Daten (siehe Abb. 1 für den Standort dieser unabhängigen Boje). Dennoch ist die simulierte effektive Vermischung und Dissipation wie in Kap. 3 begründet nicht nur das Ergebnis der Auswirkungen der Sub-Grid-skaligen Parametrisierungen (physikalischer Anteil), sondern auch der Abbruchfehler der diskreten Advektionsterme (numerischer Anteil), siehe KLINGBEIL et al. (2014). Abb. 4 zeigt das Verhältnis der numerischen zur physikalischen Salzvermischung und das Verhältnis der numerischen zur physikalischen Dissipation kinetischer Energie entlang des in Abb. 1 dargestellten Transekts. In großen Gebieten lag eine numerisch bedingte Vermischung in derselben Größenordnung wie die physikalische Vermischung vor. Die numerisch induzierte Dissipation kinetischer Energie hingegen war um mindestens eine Größenordnung kleiner als die physikalische Dissipation. Diese Ergebnisse verdeutlichen sowohl die Notwendigkeit akkurater Advektionsschemata mit reduzierter numerischer Vermischung als auch die Relevanz gut kalibrierter Turbulenzparametrisierungen für die (physikalische) Dissipation kinetischer Energie.

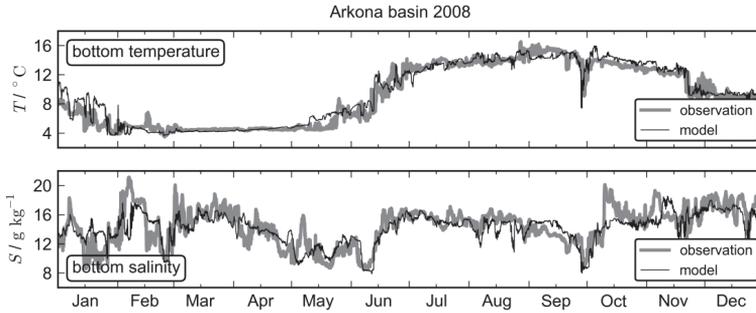


Abbildung 3: Vergleich der Zeitreihen für beobachtete und simulierte Temperatur- und Salzgehaltswerte im Bodenwasser des Arkonabeckens im Jahr 2008. Die Beobachtungsdaten stammen von der in Bodennähe (48 m Tiefe) installierten CTD-Sonde der MARNET-Station (Arkona-Boje) in der Arkonasee (zum genauen Standort siehe Abb. 1).

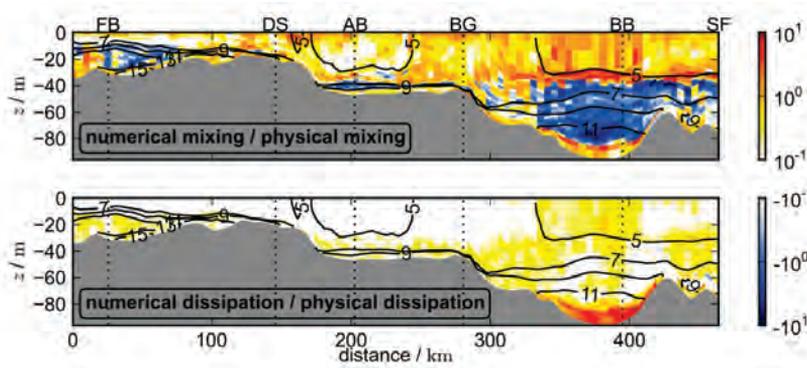


Abbildung 4: Verhältnis der numerischen zur physikalischen Salzvermischung und Verhältnis der numerischen zur physikalischen Dissipation kinetischer Energie entlang des in Abb. 1 gezeigten Transekts. Die Isopyknen sind als Konturlinien dargestellt. Die Daten sind über den Zeitraum 19.-28. September 2008 gemittelt. Die vertikalen Linien sind Positionsangaben für den Fehmarnbelt (FB), die Darßer Schwelle (DS), das Arkonabecken (AB), Bornholmssgat (BG), das Bornholmer Becken (BB) und die Stolper Schwelle (SF).

4.3 Beckenweite Vermischung in der zentralen Ostsee

Die zentrale Ostsee ist ähnlich wie die Ostsee insgesamt durch eine Kette von durch Schwellen miteinander verbundenen Becken charakterisiert. Die Hauptrolle nimmt hier das Gotlandbecken ein, eines der tiefsten (mit einer Tiefe von bis zu 240 m) und, im Hinblick auf das Wasservolumen, größten Becken der Ostsee.

Im Gegensatz zur Nordsee sind Tiden in der zentralen Ostsee so gut wie nicht vorhanden (FEISTEL et al. 2008) und entsprechend ist der Windantrieb die Hauptursache für die Vermischung. Während jedoch der obere Bereich der Wassersäule einem direkten Windeinfluss und atmosphärischen Temperaturveränderungen ausgesetzt ist, wird die Turbulenz und Vermischung in den tieferen Bereichen der Wassersäule durch die Schichtung verhindert – selbst im Winter reicht die Oberflächenvermischung nur bis zur Halokline in etwa 80 m Tiefe. Die Halokline bezeichnet den Übergang von den salzärme-

ren oberen Wasserschichten mit einem Salzgehalt von etwa 8 g/kg zu den tieferen Bereichen mit Salzgehalten von bis zu 13 g/kg. Die Erwärmung des Oberflächenwassers im Frühjahr und Sommer führt zur Bildung einer zweiten Dichtesprungschicht, der Thermokline. Infolge des atmosphärischen Antriebs verhindert die Thermokline die Vermischung zwischen dem kälteren Winterwasser oberhalb der Halokline und unterhalb der Thermokline.

Die vertikale Durchmischung unterhalb der Halokline beziehungsweise Thermokline unterscheidet sich folglich von der oberflächennahen Vermischung hinsichtlich der Antriebsprozesse. Die Auswirkungen eines Windereignisses, beispielsweise eines Sturms beginnen, ausgehend von der Vermischung des Tiefenwassers, mit der Anregung verschiedener Tiefenwasserbewegungen (z. B. interne und durch die Wechselwirkung mit der Topographie erzeugte Wellen). Diese Bewegungen verlieren ihre Energie durch Bodenreibung und innere Reibung sowie, in geringerem Maße, durch Vermischung (also die Umwandlung kinetischer Energie in Background Potential Energy). Anders als bei der Vermischung in der Oberflächenschicht besteht bei der Vermischung des Tiefenwassers über die oben beschriebene Prozesskette nur eine indirekte Verbindung zum Windantrieb. AXELL (1998) konnte zeigen, dass die Tiefenwasservermischung im Gotlandbecken in der stürmischeren Wintersaison zunahm; HOLTERMANN und UMLAUF (2012) stellten Korrelationen zwischen Einzelsturmereignissen und erhöhten Vermischungsrate her. Zahlreiche Prozesse im Tiefenwasser sind bekannt. Abb. 2 (REISSMANN et al. 2009) beispielsweise bietet einen guten Überblick über die Vermischungsprozesse in der Ostsee. Weniger bekannt hingegen ist die Bedeutung der verschiedenen Vorgänge für die Vermischung des Tiefenwassers.

Eine Studie über die wichtigsten Vermischungsprozesse und Vermischungsrate in den tieferen Regionen der zentralen Ostsee wurde 2007 durchgeführt: im sogenannten Baltic Sea Tracer Release Experiment (BaTRE) wurde ein passiver Tracer in 200 m Tiefe im zentralen Gotlandbecken freigesetzt (ungefähr an der Position C1 in Abb. 5). Das für den Versuch verwendete inerte Gas CF_3SF_5 ist auch in sehr niedrigen Konzentrationen detektierbar und ermöglichte eine Verfolgung des Tracer Patches über eine Zeitspanne von zwei Jahren. In Verbindung mit der Injektion des Tracers wurden auch mehrere Mooring-Stationen im Gotlandbecken installiert und in derselben Zeit Messungen der Turbulenzmikrostruktur durchgeführt (UMLAUF et al. 2008; HOLTERMANN et al. 2012; HOLTERMANN und UMLAUF 2012). Eines der wichtigsten Ergebnisse aus dem Versuch waren die signifikanten Unterschiede zwischen der vom Tracer Patch wahrgenommenen vertikalen turbulenten Diffusivität zu Beginn und in den späteren Phasen des Versuchs. Diese Unterschiede wurden auf den Einfluss von Randvermischungsprozessen zurückgeführt, welche nach dem ersten Randkontakt auf die Tracer-Wolke einzuwirken begannen, sodass die vertikale Ausbreitung des Tracers extrem zunahm. Dieses Ergebnis deckte sich mit den direkten Messungen der turbulenten Dissipationsrate mittels frei sinkendem Profiler zur Messung der Scherungs-Mikrostruktur.

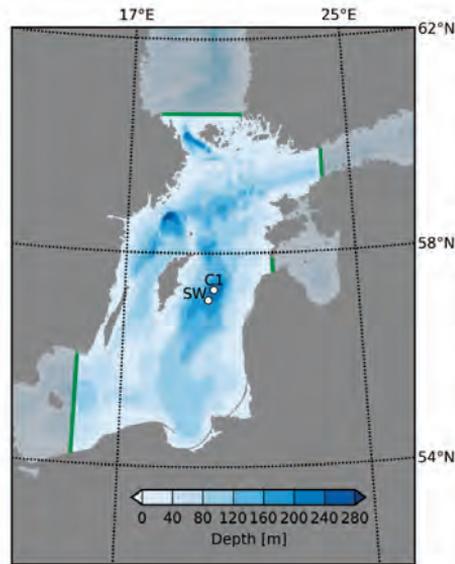


Abbildung 5: Modellgebiet des GETM-Modells für die zentrale Ostsee. Die grünen Linien markieren die offenen Ränder. Die weißen Punkte stellen die Standorte der beiden Moorings im Gotlandbecken dar.

Für die numerische Modellierung bedeutet das Ergebnis, dass das Modell im besten Fall fähig sein sollte, diese verschiedenen Vermischungsbedingungen zu reproduzieren. In dieser Hinsicht gute Ergebnisse wurden mit einem Modellaufbau für die zentrale Ostsee unter Anwendung von GETM mit 200 vertikal adaptiven Schichten und einer horizontalen Auflösung von 600 m erreicht, siehe HOLTERMANN et al. (2014). Diese Auflösung ist im Vergleich zu den meistens verwendeten Ostseemodellen relativ hoch – üblich sind horizontale Gittergrößen von 1 bis 2 Seemeilen oder größer (siehe z. B. FENNEL et al. 2010). Mit dem Modell war es möglich, die Unterschiede zwischen der geringen Vermischung im Inneren der Wassersäule und der erhöhten Vermischung an den Beckenrändern und somit die Entwicklung der Tracer-Wolke zu reproduzieren.

Die Modellergebnisse für Salzgehalt, Temperatur und turbulente Diffusivität unter typischen Sommerbedingungen an den Stationen C1 und SW sind Abb. 6 zu entnehmen. Der erwärmte obere Bereich der Wassersäule oberhalb einer Schicht mit kälterem Winterwasser, die zwischen der Thermokline und Halokline liegt, ist deutlich sichtbar. Die turbulenten Diffusivitäten in den oberen Schichten liegen zwischen $1 \cdot 10^{-6} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ und $5 \cdot 10^{-3} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$. Unter dem Winterwasser überschreiten die turbulenten Diffusivitäten selten $10^{-6} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$. Darin zeigt sich die mechanische Isolation der tieferen Schichten vom direkten atmosphärischen Antrieb. Unmittelbar über dem Boden jedoch nehmen die turbulenten Diffusivitäten bedingt durch die Bodenreibung wieder zu. Der Vergleich der Wirbeldiffusivitätsprofile der Messstationen SW und C1 in Abb. 6c verdeutlicht sehr gut, dass die erhöhten turbulenten Diffusivitäten an den Bodenrändern in unterschiedlichen Tiefen zu beobachten sind. Diese laterale Inhomogenität zwischen der niedrigen K_p bei C1 und der erhöhten K_p bei SW in 210 m Tiefe ist die Hauptursache der unterschiedlichen Ausbreitungsraten des passiven Tracers vor und nach Kontakt mit dem Rand des Beckens.

Durch die Verwendung von Modellergebnissen, die gegenüber einer Vielzahl von Beobachtungen im BaTRE-Versuch sorgfältig validiert wurden, war der Nachweis möglich, dass durch den atmosphärischen Antrieb ein Spektrum interner Wellen und sub-inertialer Bewegungen ausgelöst wurde, die ihrerseits als Haupttreiber der Vermischung in der Randschicht wirkten. Nach erfolgreicher Reproduktion des Tracer-Versuchs zeigten die Ergebnisse auch die komplexe Wechselwirkung zwischen den vermischten Wassermassen an den Rändern und der internen Wassersäule.

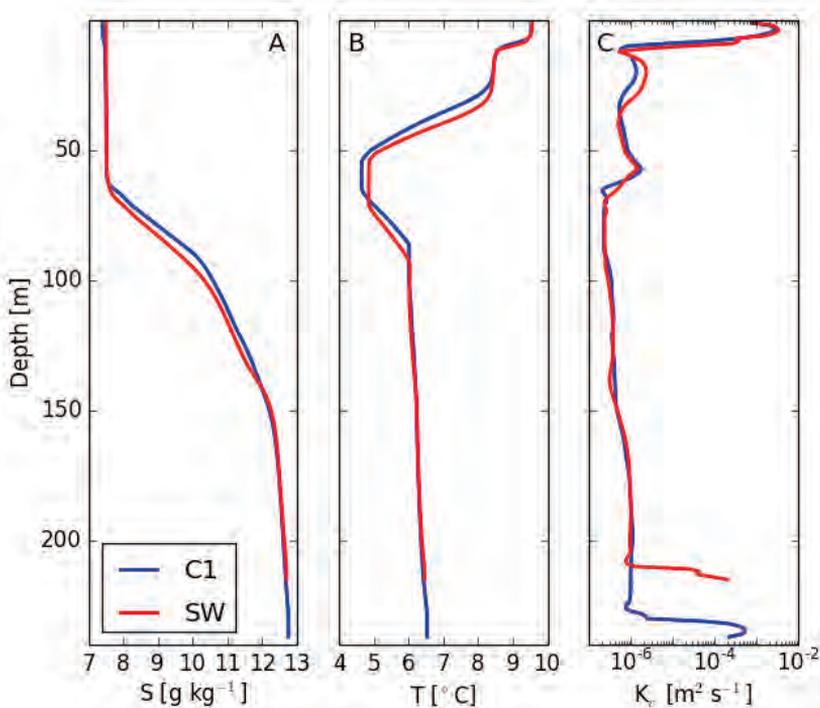


Abbildung 6: Salzgehalt (A), Temperatur (B) und turbulente Diffusivität (C) bei C1 (blau) und SW (rot), zum Standort der Messstationen s. a. Abb. 5. Die vom GETM-Modell der zentralen Ostsee gelieferten Daten stammen vom 1. Juni 2008 (Mitternacht).

5 Schlussfolgerungen

Diese Untersuchung zeigt die Notwendigkeit von hinreichend realistischen Turbulenzschließungsmodellen und hinreichend genauen numerischen Schemata für die Nutzung in Küstenozeanmodellen. Also optimale Lösung für diese Aufgabe wurden die Zwei-Gleichungsmodelle für die Turbulenzschließung vorgestellt. Einfachere parametrische Turbulenzschließungsmodelle wie das KPP-Modell (LARGE et al. 1994), die häufig in großmaßstäblichen Ozeanmodellen verwendet werden, würden die dynamischen Prozesse der Schichtung und Vermischung mit angemessener Genauigkeit reproduzieren. Die komplexeren Modelle werden zumeist nur in idealisierten Zusammenhängen verwendet und wurden für realistische 3D-Modelle des Küstenozeans beschrieben. Bei den meisten Anwendungen für Küstenozeanmodelle ist die korrekte Reproduktion der

Vermischungseffizienz die wesentliche Voraussetzung für eine Vorhersagbarkeit des Zustands des Küstenozeans. Dies beinhaltet bei den im vorliegenden Beitrag vorgestellten Modellanwendungen die Unterdrückung der Vermischung in der saisonalen Thermokline, das Entrainment in dichte Bodenströmungen sowie die beckenweite Vermischung. Andere Küstenozeanprozesse, die in einer kritischen Beziehung zur Vermischungseffizienz stehen, sind beispielsweise die ästuarine Zirkulation, die Wechselwirkungen zwischen Sedimenten und Strömung bei hohen Sedimentkonzentrationen oder das Entrainment des umgebenden Wassers in Flussfahnen. Die erforderliche numerische Auflösung lässt sich hier insbesondere über angepasste Vertikalkoordinaten erreichen, die eine hohe Auflösung in Regionen mit starken Scherungs- oder Schichtungserscheinungen ermöglichen. Diese Vorgehensweise ist natürlich nur wirkungsvoll, wenn hinreichend korrekte Advektionsschemata verwendet werden. Andere (nicht-adaptive) Möglichkeiten, eine hohe vertikale Auflösung zu erreichen, bestehen beispielsweise in der Verwendung einer großen Zahl an vertikalen Schicht (was häufig den Rechenaufwand zu groß werden lässt) oder in der Nutzung geopotentieller Koordination mit lateraler Auflösungsvariation (BACKHAUS 2008). Dies wurde jedoch bislang nicht mit einer Ankopplung an Turbulenzschließungsmodelle getestet. Eine weitere Möglichkeit ist die Verwendung unstrukturierter adaptiver Finiter Elemente in der Vertikalen (PIGGOTT et al. 2008), eine Methode, die in der Ozeanmodellierung noch in den Kinderschuhen steckt.

Danksagung: Für die deutsche Beteiligung am Ostsee Monitoringprogramm COMBINE und den Betrieb der in der Ostsee befindlichen Messstationen des Marinen Umweltmessnetzes in Nord- und Ostsee (MARNET) ist das Leibniz-Institut für Ostseeforschung Warnemünde (IOW) im Auftrag des Bundesamts für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) zuständig. Die Finanzierung erfolgt durch das Bundesministerium für Verkehr, Bau und Stadtentwicklung (BMVBS).

6 Schriftenverzeichnis

- AXELL, L. B.: On the variability of Baltic Sea deep water mixing, *J. Geophys. Res.*, 103(C10), 21, 667-21,682, doi: 10.1029/98JC01714, 1998.
- BACKHAUS, J. O.: Improved representation of topographic effects by a vertical adaptive grid in vector-ocean-model (VOM). Part I: Generation of adaptive grids, *Ocean Modelling*, 22, 114-127, 2008.
- BAUMERT, H. and PETERS, H.: Second-moment closures and length scales for weakly stratified turbulent shear flows, *J. Geophys. Res.*, 105, 6453-6468, 2000.
- BECHERER, J.; BURCHARD, H.; FLÖSER, G.; MOHRHOLZ, V. and UMLAUF, L.: Evidence of tidal straining in well-mixed channel flow from micro-structure observations, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L17611, doi: 10.1029/2011GL049005, 2011.
- BLUMBERG, A. F. and MELLOR, G. L.: A description of a coastal ocean circulation model. In: HEAPS, N. S. (Ed.), *Three Dimensional Ocean Models*. American Geophysical Union, Washington, D.C., 1-16, 1987.
- BURCHARD, H.: Applied turbulence modelling in marine waters, vol. 100 of *Lecture Notes in Earth Sciences*, Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 229 pp., 2002.
- BURCHARD, H. and BAUMERT, H.: On the performance of a mixed layer model based on the k-ε turbulence closure, *J. Geophys. Res.*, 100, 8523-8540, 1995.

- BURCHARD, H. and BOLDING, K.: Comparative analysis of four second-moment turbulence closure models for the oceanic mixed layer. *J. Phys. Oceanogr.*, 31, 1943-1968, 2001.
- BURCHARD, H.; BOLDING, K.; RIPPETH, T. P.; STIPS, A.; SIMPSON, J. H. and SÜNDERMANN, J.: Microstructure of turbulence in the northern North Sea: a comparative study of observations and model simulations, *J. Sea. Res.*, 47, 223-238, 2002.
- BURCHARD, H.; DELEERSNIJDER, E. and STOYAN, G.: Some numerical aspects of turbulence-closure models, 197-206. In: BAUMERT, H. Z.; SIMPSON, J. H. and SÜNDERMANN, J. (eds.), *Marine Turbulence: Theories, Observations and Models*, Cambridge University Press, Cambridge, 630 pp., 2005.
- BURCHARD, H. and HETLAND, R. D.: Quantifying the contributions of tidal straining and gravitational circulation to residual circulation in periodically stratified tidal estuaries, *J. Phys. Oceanogr.*, 40, 1243-1262, 2010.
- BURCHARD, H.; JANSSEN, F.; BOLDING, K.; UMLAUF, L. and RENNAU, H.: Model simulations of dense bottom currents in the Western Baltic Sea. *Cont. Shelf Res.*, 29, 205-220. 2009.
- BURCHARD, H. and PETERSEN, O.: Models of turbulence in the marine environment – a comparative study of two-equation turbulence models, *J. Mar. Syst.*, 21, 29-53, 1999.
- BURCHARD, H.; PETERSEN, O. and RIPPETH, T. P.: Comparing the performance of the k- ϵ and the Mellor-Yamada two-equation turbulence models, *J. Geophys. Res.*, 103, 10543-10554, 1998.
- BURCHARD, H. and RENNAU, H.: Comparative quantification of physically and numerically induced mixing in ocean models, *Ocean Modelling*, 20, 293-311, 2008.
- CANUTO, V. M.; HOWARD, A.; CHENG, Y. and DUBOVIKOV, M. S.: Ocean turbulence. Part I: one-point closure model. Momentum and heat vertical diffusivities. *J. Phys. Oceanogr.*, 31, 1413-1426, 2001.
- CHARNEY, J. G.: Geostrophic Turbulence, *J. Atmos. Sci.*, 28, 1087-1095, 1971.
- CHEN, C.; LIU, H. and BEARDSLEY, R. C.: An unstructured, finite-volume, three-dimensional, primitive equation ocean model: application to coastal ocean and estuaries. *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 20, 159-186, 2002.
- FEISTEL, R.; NAUSCH, G. and WASMUND, N. (Eds.): *State and Evolution of the Baltic Sea, 1952-2005. A detailed 50-year survey of meteorology and climate, physics, chemistry, biology, and marine environment*, 703 pp., Wiley-Interscience, Hoboken, NJ, USA, 2008.
- FENNEL, W.; RADTKE, H.; SCHMIDT, M. and Neumann, T.: Transient upwelling in the central Baltic Sea, *Cont. Shelf Res.*, 30(19), 2015-2026, doi: 10.1016/j.csr.2010.10.002, 2010.
- FOX-KEMPER, B.; FERRARI, R. and HALLBERG, R.: Parameterization of mixed layer eddies. Part I: Theory and diagnosis, *J. Phys. Oceanogr.*, 38, 1145-1165, 2008.
- GALPERIN, B.; KANTHA, L. H.; HASSID, S. and ROSATI, A.: A quasi-equilibrium turbulent energy model for geophysical flows. *J. Atmos. Sci.*, 45, 55-62, 1988.
- HOFMEISTER, R.; BECKERS, J.-M. and BURCHARD, H.: Realistic modelling of the exceptional inflows into the central Baltic Sea in 2003 using terrain-following coordinates. *Ocean Modelling*, 39, 233-247, 2011.

- HOFMEISTER, R.; BURCHARD, H. and BECKERS, J.-M.: Non-uniform adaptive vertical grids for 3D numerical ocean models, *Ocean Modelling*, 33, 70-86, 2010.
- HOLT, J. T. and JAMES, I. D.: An assessment of the fine-scale eddies in a high-resolution model of the shelf seas west of Great Britain, *Ocean Modelling*, 13, 271-291, 2006.
- HOLT, J. and UMLAUF, L.: Modelling the tidal mixing fronts and seasonal stratification of the Northwest European Continental shelf, *Cont. Shelf Res.*, 28, 887-903, 2008.
- HOLTERMANN, P.; UMLAUF, L.; TANHUA, T.; SCHMALE, O.; REHDER, G. and WANIEK, J.: The Baltic Sea Tracer Release Experiment. Part 1: Mixing rates, *J. Geophys. Res.*, 117, C01,021, doi: 10.1029/2011JC007439, 2012.
- HOLTERMANN, P. and UMLAUF, L.: The Baltic Sea Tracer Release Experiment. Part 2: Mixing processes, *J. Geophys. Res.*, 117, C01,022, doi: 10.1029/2011JC007445, 2012.
- HOLTERMANN, P.; BURCHARD, H.; GRÄWE, U.; KLINGBEIL, K. and UMLAUF, L.: Deep-water dynamics and boundary mixing in a non-tidal stratified basin. A modeling study of the Baltic Sea, *J. Geophys. Res. Oceans*, 119, doi: 10.1002/2013JC009483, 2014.
- KÄRNÄ, T.; LEGAT, V.; DELEERSNIJDER, E. and BURCHARD, H.: Coupling of a discontinuous Galerkin finite element marine model with a finite difference turbulence closure model, *Ocean Modelling*, 47, 55-64, 2012.
- KLINGBEIL, K.; MOHAMMADI-ARAGH, M.; GRÄWE, U. and BURCHARD, H.: Quantification of spurious dissipation and mixing – Discrete Variance Decay in a Finite-Volume framework, *Ocean Modelling*, doi: 10.1016/j.ocemod.2014.06.001, 2014.
- KOLMOGOROV, A. N.: The local structure of turbulence in incompressible viscous fluid for very large Reynolds numbers, *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, 30, 301-305, 1941. Reprinted in: *Proc. R. Soc. Lond. A*, 434, 9-13, 1991.
- LARGE, W. G.; MCWILLIAMS, J. C. and DONEY, S. C.: Oceanic vertical mixing: a review and a model with nonlocal boundary layer parameterisation, *Rev. Geophys.*, 32, 363-403, 1994.
- LEITH, C. E.: Stochastic models of chaotic systems, *Physica D*, 98, 481-491, 1996.
- MELLOR, G. L. and YAMADA, T.: Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys. Space Phys.* 20, 851-875, 1982.
- MENEMENLIS, D.; HILL, C.; ADCROFT, A.; CAMPIN, J.-M.; CHENG, B.; CIOTTI, B.; FUKUMORI, I.; HEIMBACH, P.; HENZE, C.; KÖHL, A.; LEE, T.; STAMMER, D.; TAFT, J. and ZHANG, J.: NASA supercomputer improves prospects for ocean climate research, *Am. Geophys. Union*, 86(9), 95-96, 2005.
- OSBORN, T. R.: Estimates of the local rate of vertical diffusion from dissipation measurements. *J. Phys. Oceanogr.*, 10, 83-89, 1980.
- PATANKAR, S. V.: *Numerical Heat Transfer and Fluid flow*. McGraw-Hill, New York, 1980.
- PIGGOTT, M. D.; GORMAN, G. J.; PAIN, C. C.; ALLISON, P. A.; CANDY, A. S.; MARTIN, B. T. and WELL, M. R.: A new computational framework for multi-scale ocean modelling based on adapting unstructured meshes, *Int. J. Numer. Meth. Fluids*, 56, 1003-1015, 2008.
- REISSMANN, J.; BURCHARD, H.; FEISTEL, R.; HAGEN, E.; LASS, H. U.; MOHRHOLZ, V.; NAUSCH, G.; UMLAUF, L. and WIECZOREK, G.: State-of-the-art review on vertical

- mixing in the Baltic Sea and consequences for eutrophication, *Progr. Oceanogr.*, 82, 47-80, 2009.
- RODI, W.: Turbulence models and their applications in hydraulics, Tech. Rep., Int. Assoc. for Hydraul. res., Delft, The Netherlands, 1980.
- SHCHEPETKIN, A. F. and MCWILLIAMS, J. C.: The Regional Ocean Modeling System: A split-explicit, free-surface, topography following coordinates ocean model, *Ocean Modelling*, 9, 347-404, 2005.
- SMAGORINSKY, J.: General circulation experiments with the primitive equations, *Month. Weather Rev.*, 91, 99-164, 1963.
- UMLAUF, L.; ARNEBORG, L.; BURCHARD, H.; FIEKAS, V.; LASS, H. U.; MOHRHOLZ, V. and PRANDKE, H.: The transverse structure of turbulence in a rotating gravity current, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L08601, doi: 10.1029/2007GL029521, 2007.
- UMLAUF, L. and BURCHARD, H.: A generic length-scale equation for geophysical turbulence models, *J. Mar. Res.*, 61, 235-265, 2003.
- UMLAUF, L. and BURCHARD, H.: Second-order turbulence closure models for geophysical boundary layers. A review of recent work, *Cont. Shelf Res.*, 25, 795-827, 2005.
- UMLAUF, L.; BURCHARD, H. and HUTTER, K.: Extending the k-omega turbulence model towards oceanic applications, *Ocean Modelling*, 5, 195-218, 2003.
- UMLAUF, L.; TANHUA, T.; WANIEK, J. J.; SCHMALE, O.; HOLTERMANN, P. and REHDER, G.: Hunting a new tracer, *EOS, Transactions American Geophysical Union*, 89 (43), 419-419, 2008.
- VAN DER LEE, E. M. and UMLAUF, L.: Internal-wave mixing in the Baltic Sea: Near-inertial waves in the absence of tides. *J. Geophys. Res.*, 116, C10016, doi: 10.1029/2011JC007072, 2011.
- WARNER, J. C.; SHERWOOD, C. R.; ARANGO, H. G. and SIGNELL, R. P.: Performance of four turbulence closure models implemented using a generic length scale method, *Ocean Modelling*, 8, 81-113, 2005.
- WILCOX, D. C.: Reassessment of the scale-determining equation for advanced turbulence models. *AIAA Journal*, 26, 1299-1310, 1988.
- ZHANG, Y. and BAPTISTA, A. M.: SELFE: A semi-implicit Eulerian-Lagrangian finite-element model for cross-scale ocean circulation. *Ocean Modelling*, 21, 71-96, 2008.

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 Mischung 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.

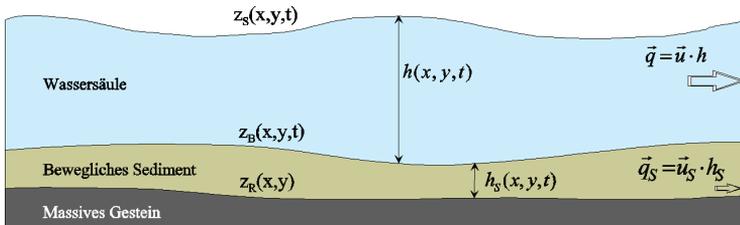


Abbildung 1: Konzeptioneller Aufbau eines Gewässers mit beweglicher Sohle.

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:

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

Darin sind der dimensionslose Parameter n die Porosität, $\bar{q}_S = (q_{Sx}, q_{Sy})^T$ 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 h 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 τ'_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.

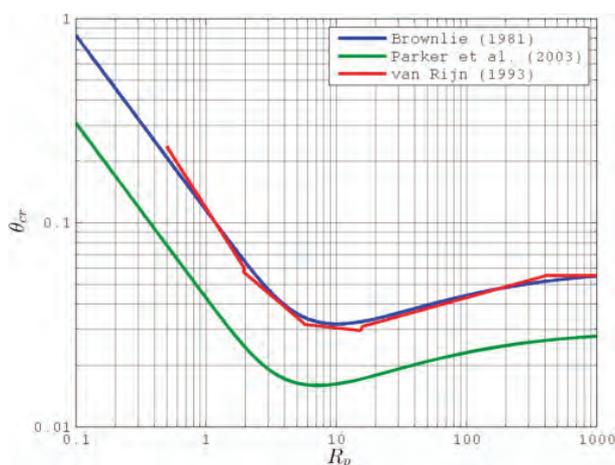


Abbildung 2: Kritische Sohlschubspannung θ_{cr} des Transportbeginns in Abhängigkeit von der Korn-Reynoldszahl.

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 $[m^2/s]$, m und n formelabhängige Parameter und $\theta' = \tau'_B / ((\rho_S - \rho)gd_{50})$ die effektive dimensionslose Sohlschubspannung mit der Gravitationsbeschleunigung g in $[m/s^2]$ und dem Korndurchmesser d_{50} in $[m]$. Weiterhin ist $\alpha = ((s-1)gd_{50}^3)^{1,5}$ in $[m^2/s]$ 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).

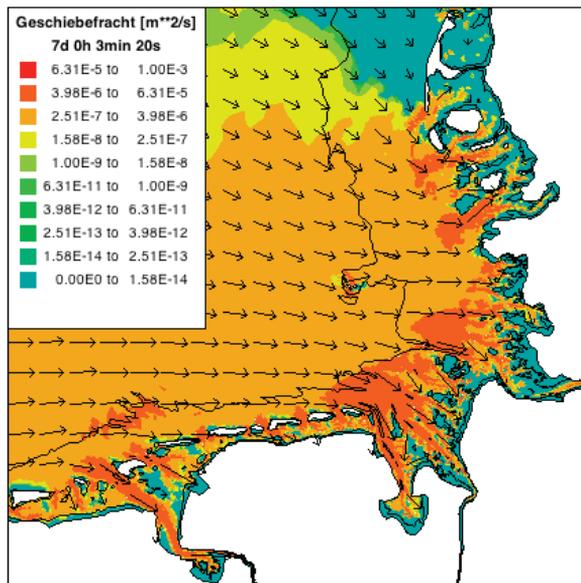


Abbildung 3: Beispiel zur Geschiebetransportrate bei Flutstrom mit der Formel nach Meyer-Peter und Müller.

2.4 Schwebstofftransport

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

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

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.

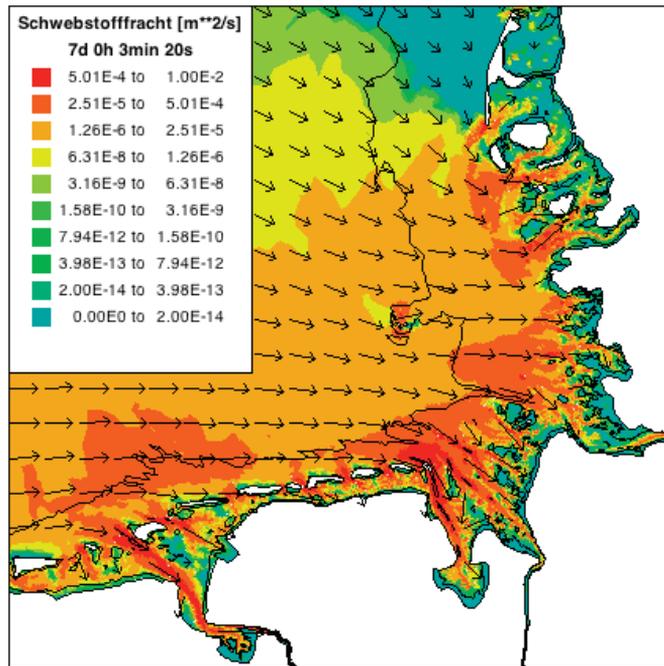


Abbildung 4: Beispiel zum tiefengemittelten Schwebstofftransport bei Flutstrom.

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 Sohlage, 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 Sedimentbelagerung 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.

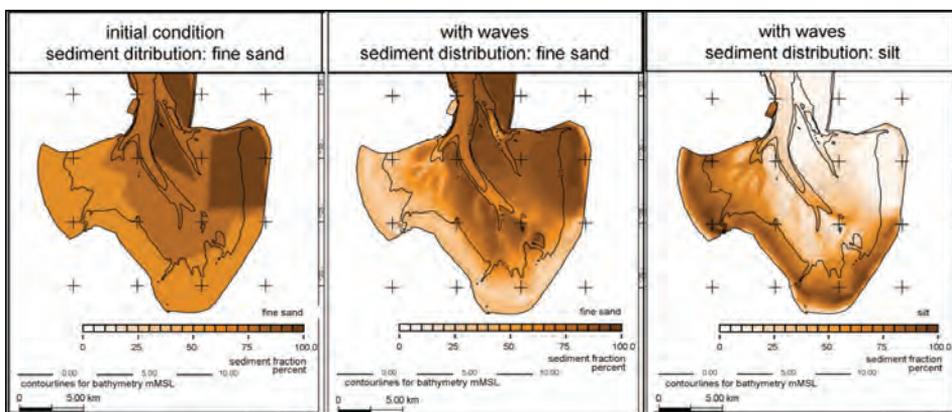


Abbildung 5: Initiale Verteilung von Feinsand sowie Feinsand und Schluff nach 9 simulierten Tagen.

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 Riffel Existenz 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.

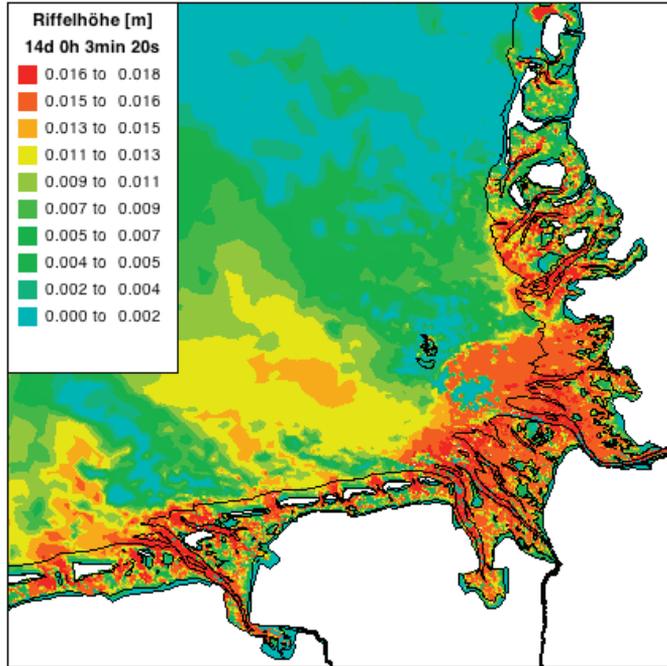


Abbildung 6: Prädizierte Riffelhöhe.

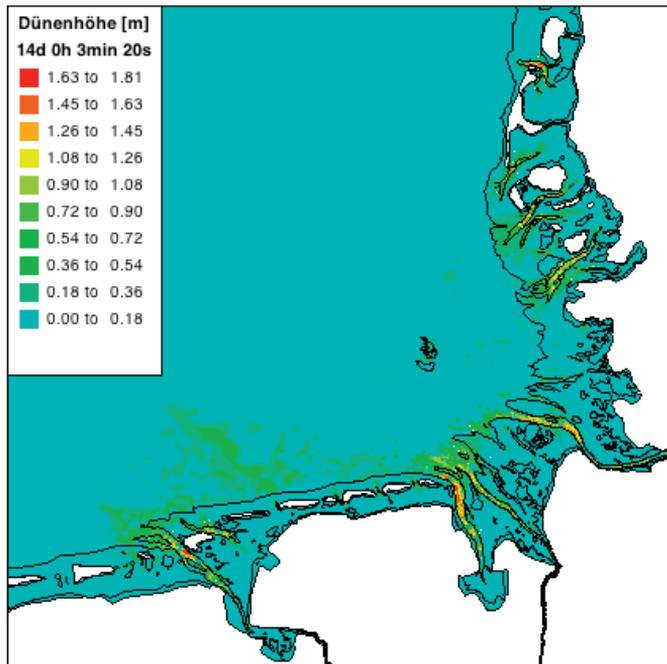


Abbildung 7: Prädizierte Dünenhöhe.

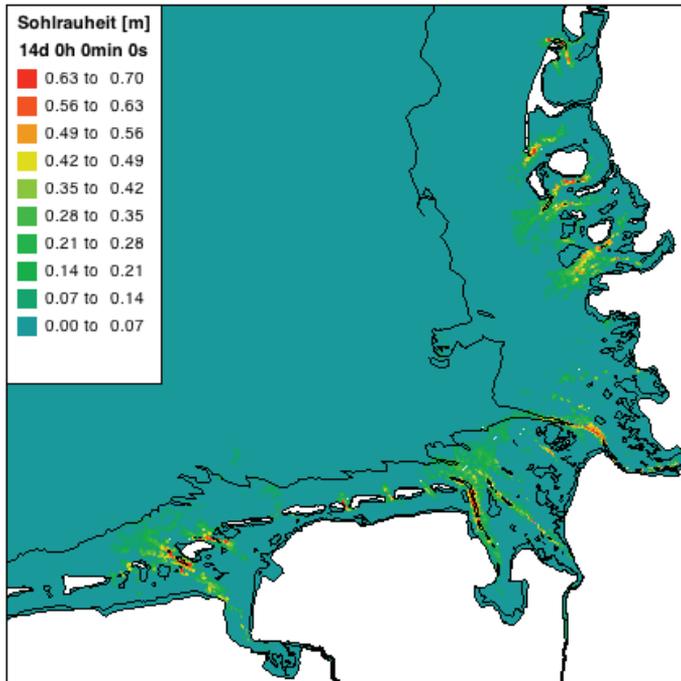


Abbildung 8: Aus prädiktierten Riffel- und Dünenabmessungen berechnete Sohlrauheit.

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.

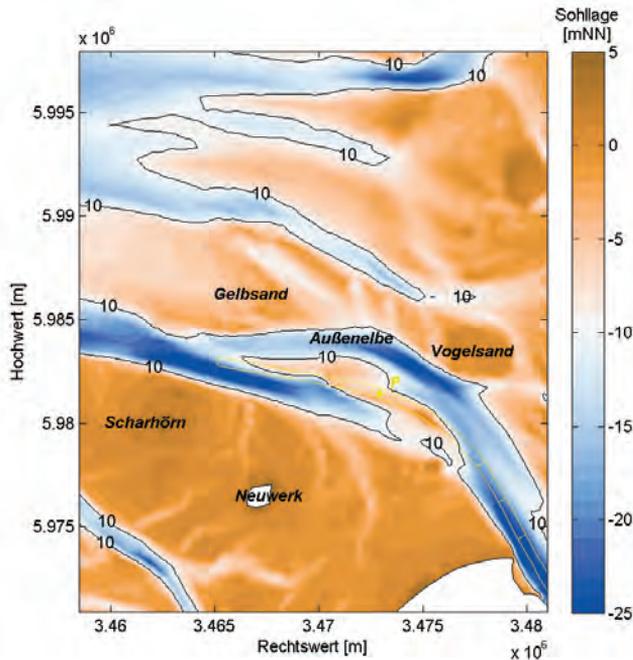


Abbildung 9: Simulierte Sohlage ohne Baggerungen nach 100 Jahren im Mündungsbereich der Tideelbe in die Deutsche Bucht. Die Gebiete in der Fahrrinne, die in der Simulation mit Unterhaltungsmaßnahmen verwendet wurden, sind gelb markiert und erleichtern den Vergleich beider Simulationen.

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 Fahrwasserverlagerung nach Nordosten wird vermindert. Die daraus resultierenden Sohlendifferenzen zwischen beiden Simulationen betragen bis zu 17 m.

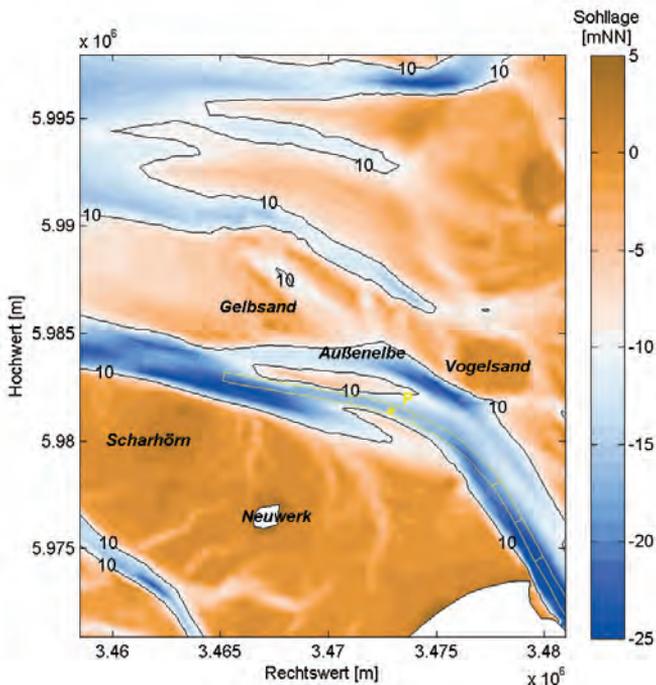


Abbildung 10: Simulierte Sohlage mit Baggerungen nach 100 Jahren im Mündungsbereich der Tideelbe in die Deutsche Bucht. Die Gebiete zur Sedimententnahme in der Fahrrinne sind gelb markiert.

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 TELEMAC-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.

Grundlagen der ökologischen Modellierung in Küstengewässern am Beispiel der Elbe

Arne Hammrich und Dagmar Schuster

Zusammenfassung

Die mathematische Modellierung von Sauerstoff im Gewässer umfasst zahlreiche Prozesse. Neben einer präzisen Berechnung der Hydraulik, sowie der Advektion/Dispersion, sind die formulierten Prozesse im Wasserqualitätsmodell eine wichtige Voraussetzung für ein verlässliches Modell.

Für die vorliegende Untersuchung wurde ein MIKE 21 FM Modell (DHI, 2013) verwendet, um die hydraulischen Bedingungen im Hafen von Hamburg und der angrenzenden Tideelbe zu berechnen. Das Modell basiert auf Reynolds-gemittelten Navier-Stokes-Gleichungen unter Berücksichtigung der Annahmen von Boussinesq und unter Annahme einer hydrostatischen Druckverteilung. Impuls- und Massenerhaltung, auch für die Inhaltsstoffe wie z. B. Salz und Temperatur, sind in dem zugrunde liegenden Ansatz erfasst. Die räumliche Diskretisierung erfolgt über einen elementzentrierten Finite-Volumen-Ansatz. Horizontal wird ein unstrukturiertes Mesh verwendet.

Das hydrodynamische Modell wurde an einen Gleichungslöser (ECO Lab) als Basis für das Wasserqualitätsmodell gekoppelt. ECO Lab (DHI, 2013) ist ein numerischer Gleichungslöser zur Programmierung von ökologischen Modellen.

In der vorliegenden Untersuchung wurde ein Eutrophierungsmodell in ECO Lab verwendet, um die Konzentrationen von Phytoplankton, Chlorophyll-a, Zooplankton, Detritus, anorganischen Nährstoffen und Sauerstoff in der Elbe bei Hamburg zu berechnen. Makroalgen wurden im Modell nicht berücksichtigt, da ihr Einfluss in diesem Teil der Elbe vernachlässigbar ist. Das Eutrophierungsmodell ist in das Advektions-/Dispersionsmodul integriert, welches den physikalischen Transport im Modell rechnet.

Das Modell wurde zur Berechnung der Sauerstoffkonzentration im Hafen von Hamburg verwendet. Speziell die Veränderungen der Sauerstoffkonzentration im Reiherstieg, einem Kanal im Süden Hamburgs, der normalerweise zur Süderelbe hin durch eine Schleuse verschlossen ist, sollte im Modell erfasst werden. Die geschlossene Schleuse soll vor allem den Eintrag und die Sedimentation von Schwebstoffen in das Hafengebiet verhindern. Im Rahmen der Planungen für eine neue Schleuse am Reiherstieg sollte mithilfe des Modells untersucht werden, ob durch eine zeitweilige Öffnung der Schleuse die Sauerstoffkonzentration im Reiherstieg verbessert werden kann. Die Untersuchung zeigt, dass die Resuspension und anschließende sauerstoffzehrende Mineralisation von organischem Material eine wichtige Rolle spielt. Eine optimale Steuerung der Schleuse muss ein Kompromiss sein, zwischen möglichst langer Öffnung der Schleusentore, um viel sauerstoffreiches Wasser in den Hafen zu spülen, und einer möglichst geringen Resuspension von organischem Material, da diese immer eine Sauerstoffzehrung durch Mineralisation nach sich zieht.

Schlagwörter

Sauerstoff, Nährstoff, Wasserqualität, Elbe, Modell, MIKE 21, ECO Lab

Summary

Modelling dissolved oxygen in water encompasses a range of requirements and process descriptions. Among a good representation of hydraulics, including advection/dispersion, the processes in the ecological part of the model are crucial for a reliable model.

A MIKE 21 (DHI 2013) flexible mesh model was used to simulate the hydrodynamic conditions in the River Elbe around Hamburg. The model is based on the numerical solution of twodimensional incompressible Reynolds averaged Navier-Stokes equations subject to the assumptions of Boussinesq and of hydrostatic pressure. Thus, the model consists of continuity, momentum, temperature and density equations and is solved by a turbulent closure scheme. The spatial discretisation is performed using a cell-centred finite volume method. In the horizontal plane an unstructured mesh is used.

This hydrodynamic model was coupled to the ecological module (ECO Lab) to form the basis for the water quality model. ECO Lab (DHI 2013) is a numerical lab for ecological modelling. It is an open and generic tool for customising aquatic ecosystem models to describe water quality. The module is mostly used for modelling water quality as part of an environmental impact assessment.

In the present case a eutrophication model was used to describe the concentrations of phytoplankton, chlorophyll-a, zooplankton, organic matter (detritus), inorganic nutrients and oxygen in the river Elbe in Hamburg. Rooted vegetation and macroalgae were not implemented as their influence in this part of the Elbe is negligible. The eutrophication module is integrated within the advection-dispersion module which describes the physical transport processes at each node in the model domain.

The model was used to describe the oxygen conditions in the Port of Hamburg, especially the change of dissolved oxygen in the Reiberstieg, a lateral channel which is usually closed with a sluice at the southern end to prevent suspended solids to deposit in the port. Due to plans for a new sluice gate the Hamburg Port Authority tested if a temporary opening of the gate could improve the oxygen conditions in the port. The model showed that resuspension and mineralization of organic material play an important role in this system. The balance between opening the gates to flush oxygen rich water into the port and preventing the introduction of organic material is crucial for better oxygen balance in the Reiberstieg.

Keywords

oxygen, nutrients, water quality, Elbe, model, MIKE21, ECO Lab

Inhalt

1	Einleitung.....	117
2	Methoden.....	119
2.1	Hydrodynamisches Modell	119
2.2	Ökologisches Modell	119
3	Ergebnisse.....	120
3.1	Hydrodynamisches Modell	120
3.2	Ökologisches Modell	122
4	Diskussion	126
5	Schriftenverzeichnis	126

1 Einleitung

Die Modellierung der Hydrodynamik ist zwar ein seit vielen Jahren fest etabliertes Verfahren, die ökologische Modellierung spielt dabei jedoch eine eher untergeordnete Rolle. Der hohe Rechenaufwand für die in der Regel sehr komplexen ökologischen Modelle stellte bisher ein großes Problem dar. Mit den rückläufigen Preisen für leistungsstarke Computer entwickelt sich die ökologische Modellierung jedoch immer mehr zu einem geeigneten Werkzeug für die Untersuchung anthropogener Eingriffe in Küstengewässer.

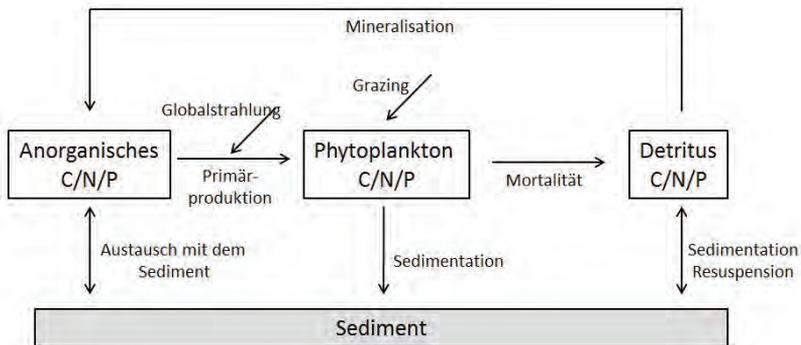


Abbildung 1: Typisches konzeptionelles ökologisches Modell.

Die Komplexität solcher Modelle beruht auf der engen Verzahnung der biologischen und chemischen Prozesse, die in hohem Maße voneinander abhängig sind. So hängt beispielsweise die Sauerstoffkonzentration von der Temperatur und der Konzentration des Phytoplanktons ab. Die Konzentration des Phytoplanktons selbst ist eine Funktion des Lichts und der Verfügbarkeit von Nährstoffen. Dies wiederum bedeutet, dass in einem Sauerstoffmodell auch die Temperatur und alle Nährstoffkreisläufe (insbesondere die Kreisläufe für Kohlenstoff, Stickstoff und Phosphor) abgebildet werden müssen. Ein

typisches konzeptionelles Modell, das den Einfluss benthischer Vegetation vernachlässigt, ist in Abb. 1 dargestellt.

Das gesamte Phytoplankton wird unter Einwirkung von Licht aus anorganischem Material aufgebaut (Primärproduktion). Diese Primärproduktion ist der einzige sauerstoffproduzierende Prozess im Wasser. Die gesamte tote Materie (Detritus) wiederum wird unter Sauerstoffverbrauch in anorganische Materie mineralisiert. Beide organischen Pools (Phytoplankton und Detritus) unterliegen einem Absinkverhalten. In der Regel kann nur der Detritus-Anteil erneut resuspendieren, da, so die häufige Annahme, abgesunkenes Phytoplankton abstirbt.

Da Licht der wichtigste Einflussfaktor für die Primärproduktion ist, wirken sich alle Faktoren mit Einfluss auf die Lichtdurchdringung (z. B. die Trübung) direkt auf den gelösten Sauerstoff aus. Ein weiterer wichtiger Faktor ist die durch Trübung häufig verursachte Erhöhung des biologischen Sauerstoffbedarfs (BSB), da organische Verbindungen nach der Resuspension mineralisieren und dabei gelösten Sauerstoff zehren.

Die vorliegende Studie befasst sich mit der Problematik der resuspendierten Stoffe, die im Hafen von Hamburg zu starker Sauerstoffzehrung führen.

Das Hafenbecken des Reiherstiegs im südlichen Teil des Hamburger Hafens ist am südlichen Ende durch eine Schleuse verschlossen (Abb. 2). Um den Eintrag von Schwebstoffen in den Reiherstieg zu verhindern, bleibt die Schleuse in der Regel geschlossen. Lange Verweilzeiten des Wasserkörpers und niedrige Sauerstoffkonzentrationen sind die Folge. Im Rahmen der geplanten Ertüchtigung dieser Schleuse wurde diskutiert, ob durch eine zeitweilige Öffnung der Schleusentore eine Verkürzung der Verweilzeiten und eine Verbesserung der Sauerstoffverhältnisse im Hafen erreicht werden könnte. Es ist offensichtlich, dass eine Öffnung der Schleuse die Verweilzeiten verkürzen würde, es war jedoch unklar, ob die Sedimente aufgrund der zunehmenden Strömungsgeschwindigkeiten resuspendieren und zu einer Erhöhung des BSB im Reiherstieg führen würden.

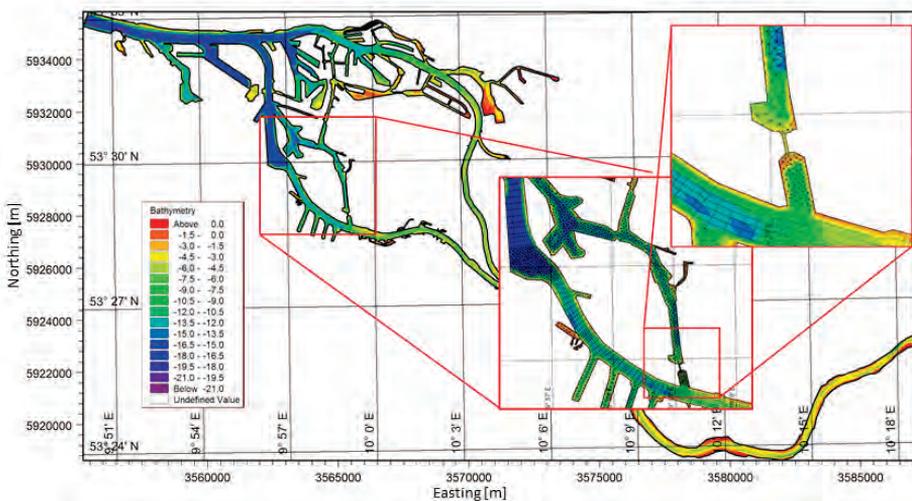


Abbildung 2: Der Reiherstieg im Hafen von Hamburg.

2 Methoden

2.1 Hydrodynamisches Modell

Zur Simulation der hydrodynamischen Bedingungen in der Elbe in Hamburg wurde das flexible Mesh-Modell MIKE 21 (DHI, 2013) eingesetzt. Das Modell basiert auf der numerischen Lösung von Reynolds-gemittelten Navier-Stokes-Gleichungen unter Berücksichtigung der Annahmen von Boussinesq und der Annahme einer hydrostatischen Druckverteilung. Kontinuitäts-, Impuls-, Temperatur- und Dichtegleichungen sowie Turbulenz sind in diesem Modell erfasst. Die räumliche Diskretisierung erfolgt über einen elementzentrierten Finite-Volumen-Ansatz. Horizontal wird ein unstrukturiertes Mesh verwendet.

Das Modellgebiet (Abb. 3) erstreckt sich im tideabhängigen Teil der Elbe vom Wehr in Geesthacht (stromaufwärts) bis nach Blankenese (stromabwärts).

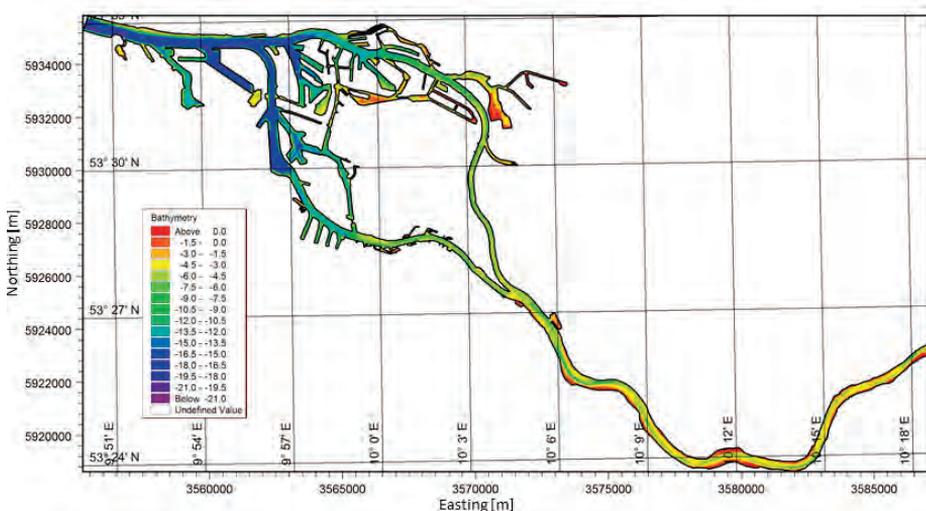


Abbildung 3: Modellgebiet des M21FM-Modells.

2.2 Ökologisches Modell

An das 2D-hydrodynamische Modell wurde ein ökologisches Modell gekoppelt, um die gleichzeitig stattfindenden Transport- und Dispersionsvorgänge sowie die biologischen/chemischen Prozesse zu berechnen. Das ökologische Modell basiert auf dem Modell „Eutrophication 1“ (DHI 2013). In dem Modell sind die folgenden 11 Zustandsgrößen, die der Advektion und Dispersion unterliegen, beschrieben:

- Kohlenstoff aus Phytoplankton (gC/m³)
- Stickstoff aus Phytoplankton (gN/m³)
- Phosphor aus Phytoplankton (gP/m³)
- Chlorophyll-a (g/m³)
- Kohlenstoff aus Zooplankton (gC/m³)
- Kohlenstoff aus Detritus (gC/m³)

- Stickstoff aus Detritus (gN/m³)
- Phosphor aus Detritus (gP/m³)
- Anorganischer Stickstoff (gN/m³)
- Anorganischer Phosphor (gP/m³)
- Gelöster Sauerstoff (g/m³)

Die benthische Vegetation wurde im untersuchten tideabhängigen Teil der Elbe und im Hamburger Hafen als unerheblich angesehen.

Ein besonderer Schwerpunkt lag auf der Resuspension von Sedimenten nahe der Schleuse durch die höheren Strömungsgeschwindigkeiten beim Öffnen der Tore. Aus diesem Grund wurden an der Schleuse Sedimentproben entnommen, um die Korngrößenverteilung zu messen. Ausgehend von diesen Messungen wurden Strömungsgeschwindigkeit und resuspendiertes Sediment für verschiedene Korngrößenklassen korreliert (Abb. 4).

Darüber hinaus wurde der biologische Sauerstoffbedarf (BSB) der Sedimentproben gemessen. Die empirischen Beziehungen zwischen Resuspension und BSB wurden in das ökologische Modell aufgenommen. Mit diesem Ansatz wurde sichergestellt, dass die durch die Mineralisierung der resuspendierten Sedimente am Schleusentor verursachte biologische/chemische Sauerstoffzehrung im Modell angemessen umgesetzt wird.

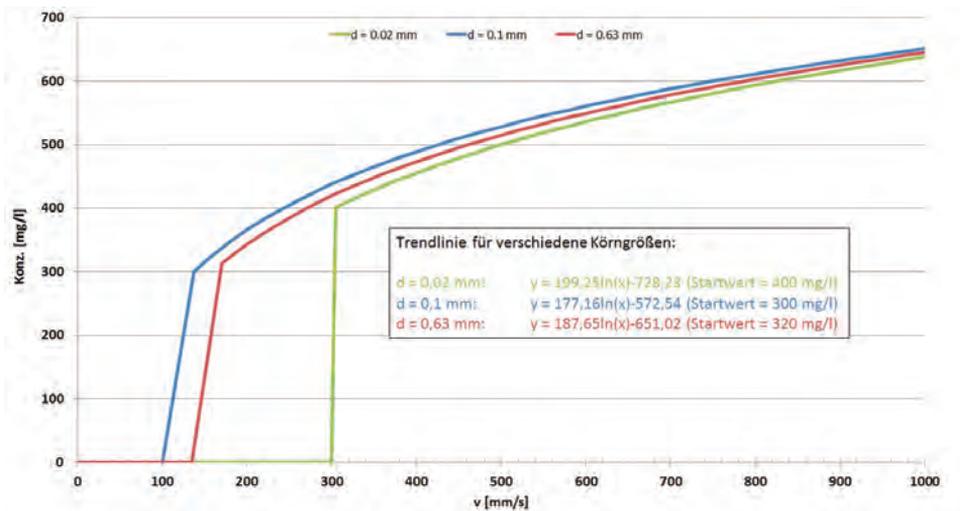


Abbildung 4: Korrelation zwischen Strömungsgeschwindigkeit und resuspendiertem Sediment für verschiedene Korngrößenklassen.

3 Ergebnisse

3.1 Hydrodynamisches Modell

Das hydrodynamische Modell wurde an den Pegeln in St. Pauli (Abb. 5) und Bunthaus (Abb. 6) für den Wasserstand kalibriert. Bei Tideniedrigwasser neigt das Modell besonders bei Bunthaus zu einer Überschätzung der gemessenen Werte. Im Allgemeinen besteht jedoch eine gute Übereinstimmung zwischen den gemessenen und den simulierten Wasserständen.

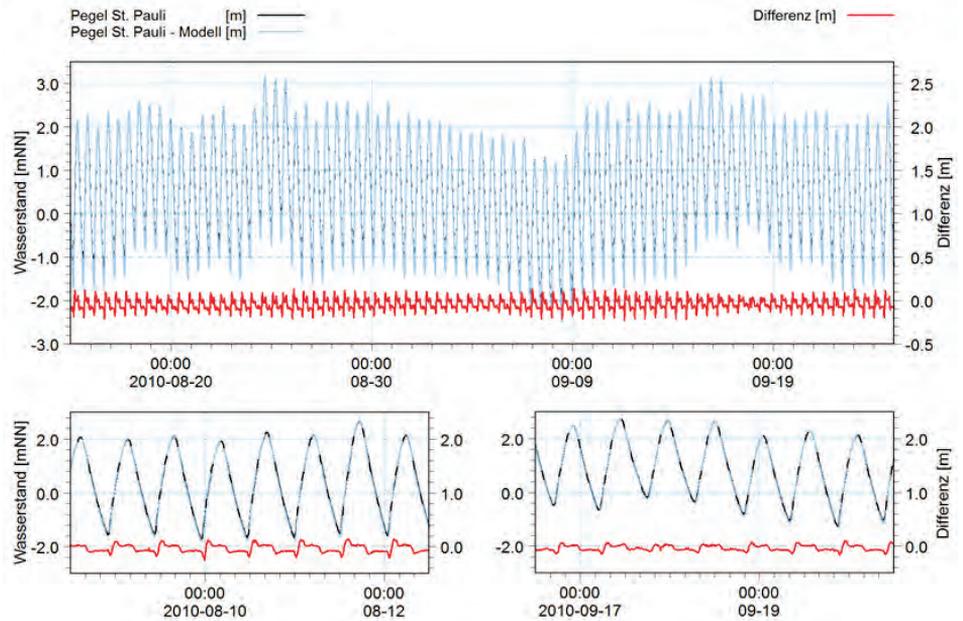


Abbildung 5: Gemessener Wasserstand (schwarze Linie) und simulierter Wasserstand (blaue Linie) am Pegel St. Pauli. Die rote Linie kennzeichnet die Differenz zwischen den gemessenen und den simulierten Werten.

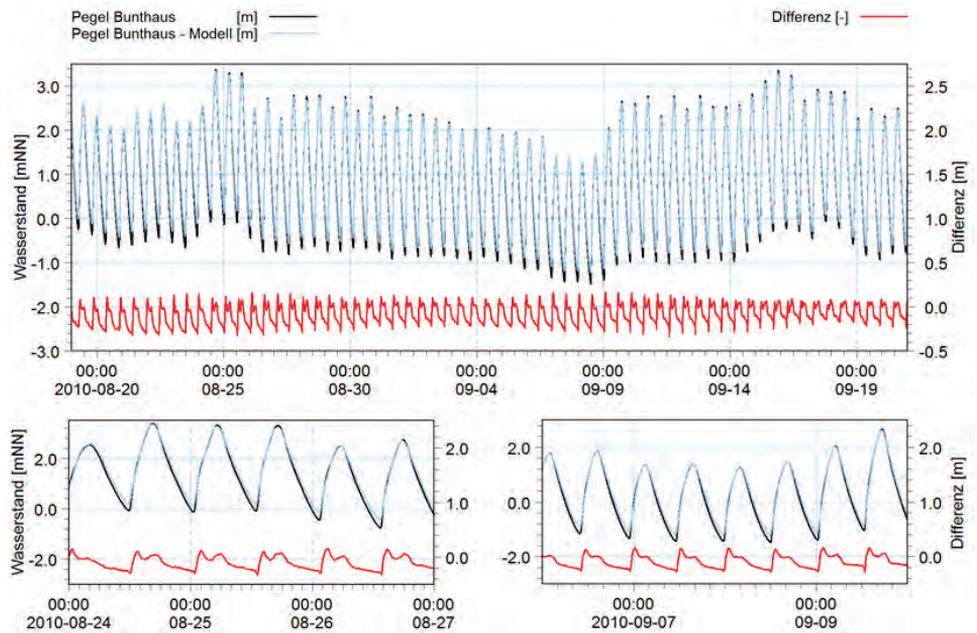


Abbildung 6: Gemessener Wasserstand (schwarze Linie) und simulierter Wasserstand (blaue Linie) am Pegel Bunthaus. Die rote Linie kennzeichnet die Differenz zwischen den gemessenen und den simulierten Werten.

3.2 Ökologisches Modell

Die Sauerstoffkonzentrationen wurden mit Messungen von zwei Messstationen kalibriert. Ein Sauerstoffsensor wurde südlich der Reiherstieg-Schleuse, der zweite im Reiherstieg nördlich der Schleuse (Abb. 7) angebracht.

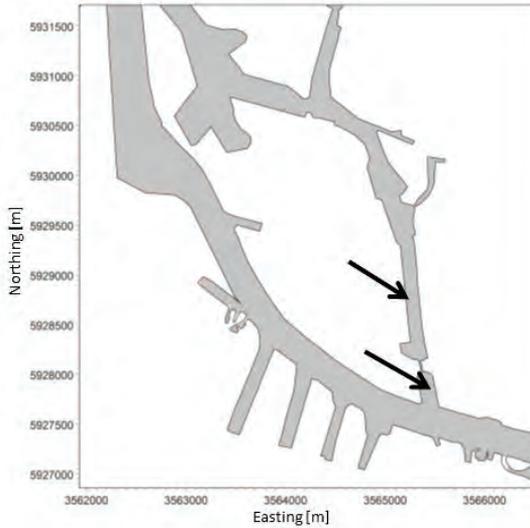


Abbildung 7: Position der beiden Sauerstoffsonden.

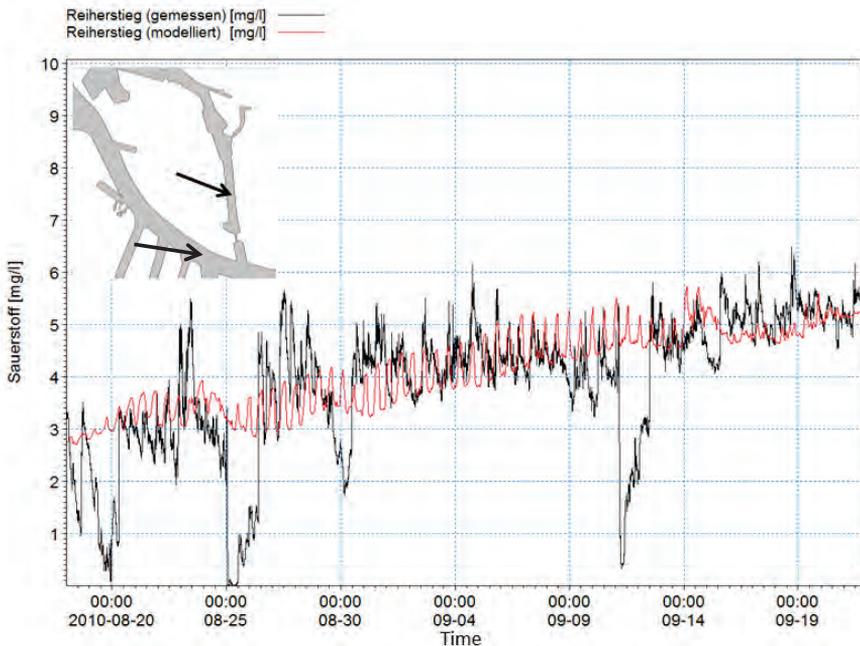


Abbildung 8: Gemessene (schwarz) und simulierte (rot) Sauerstoffkonzentrationen im Reiherstieg.

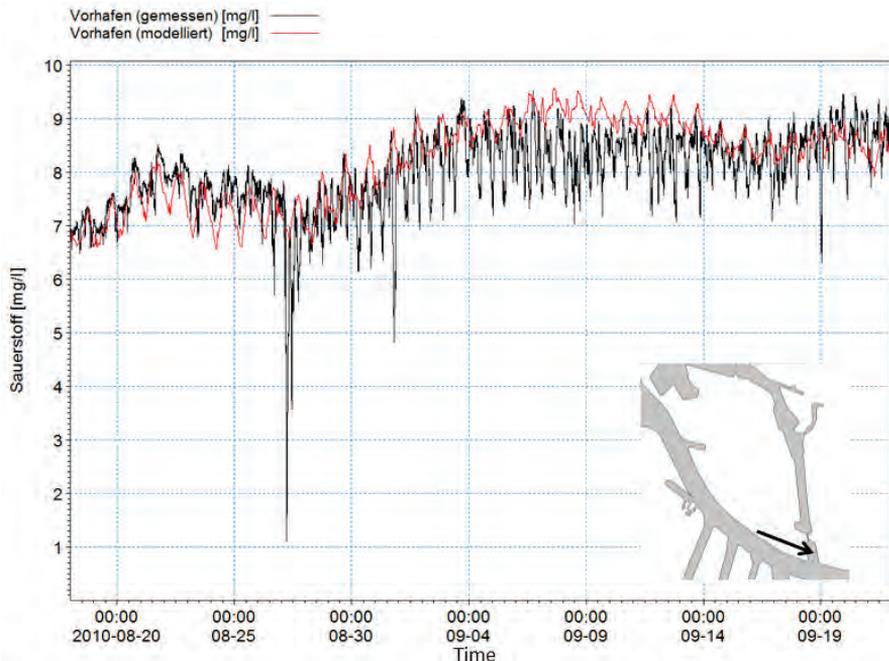


Abbildung 9: Gemessene (schwarz) und simulierte (rot) Sauerstoffkonzentrationen südlich der Reiherstieg-Schleuse.

Die Sauerstoffmessungen zeigten starke Schwankungen, die nicht dem Tagesverlauf oder dem Tidenzyklus zuzuschreiben waren (Abb. 8 und Abb. 9). Mit großer Wahrscheinlichkeit ist der starke Sauerstoffrückgang im Reiherstieg Schiffsbewegungen geschuldet, durch die eine Resuspension großer Mengen an Sedimenten verursacht wird. Weitere mögliche Erklärungen wären lokale Einleiter oder der Oberflächeneintrag organischer Substanzen nach Regenereignissen. Diese Erklärungsmöglichkeiten lassen sich jedoch wegen fehlender Daten nicht bestätigen. Folglich können die entsprechenden Ereignisse im vorliegenden Modell nicht reproduziert werden. Abgesehen von diesen ungeklärten Ereignissen reproduziert das Modell die allgemeinen Trends sowie die Tages- und Tidenzyklen.

Nach der Kalibrierung wurde ein Szenario mit zeitweise geöffneten Schleusentoren berechnet. Im Modell wurde die Öffnung der Tore eine Stunde nach Tidehochwasser und die Schließung der Tore eine Stunde vor Tideniedrigwasser angesetzt. Ziel dieser kontrollierten Vorgehensweise war es, dass möglichst viel Wasser aus der Süderelbe in den Reiherstieg gelangt. Während des Hochwassers blieben die Tore geschlossen, um das Einströmen aus Richtung unterstrom in den Reiherstieg zu vermindern. Unterhalb von Hamburg ist die Konzentration von gelöstem Sauerstoff in der Regel niedriger als im Oberwasser; daher war das Ziel, möglichst viel Oberwasser in den Reiherstieg zu pumpen und das Einströmen von Unterwasser zu vermindern.

Abb. 10 zeigt die allgemeine Entwicklung von gelöstem Sauerstoff, BSB und resuspendiertem Sediment über mehrere Tiden. Die Zeitreihe stellt die Situation direkt an den Schleusentoren im Reiherstieg dar. Für den gelösten Sauerstoff zeigt sich bei Öffnung der

Tore ein deutlich positiver Effekt. Große Mengen an Wasser mit einer hohen Konzentration von gelöstem Sauerstoff gelangen in den Reiherstieg und bewirken den sofortigen Anstieg der Sauerstoffkonzentration im Bereich der Schleusentore.

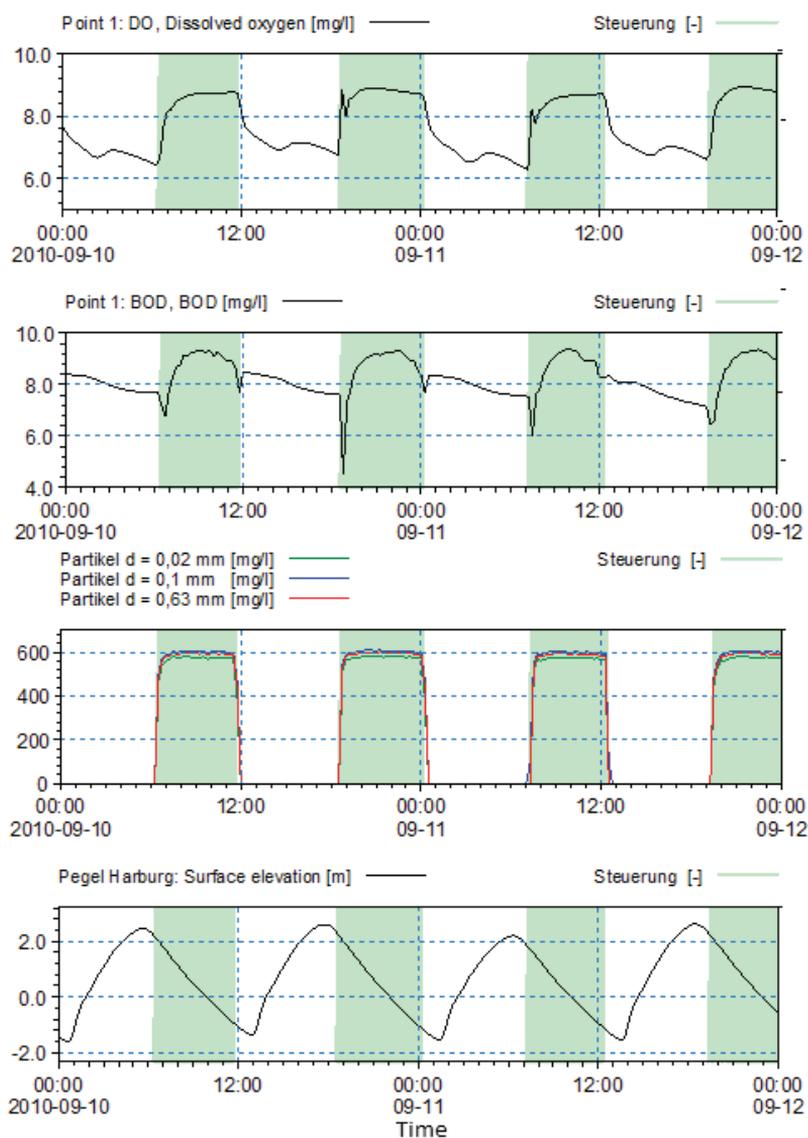


Abbildung 10: Verlauf von gelöstem Sauerstoff, BSB und resuspendierten Sedimenten an den Schleusentoren während unterschiedlicher Tidezeiträume. Das unterste Diagramm zeigt den Wasserstand. Die Zeiträume, in denen die Schleusentore geöffnet sind, sind grün unterlegt.

Gleichzeitig mit dem Eintritt von Wasser und Sauerstoff in den Reiherstieg resuspendieren große Mengen Sediment aufgrund der höheren Strömungsgeschwindigkeiten im Bereich der Schleuse (Abb. 10). Dadurch steigt auch der BSB.

In den Zeiträumen mit geschlossenen Toren sinkt der BSB mit einsetzender Mineralisation der organischen Verbindungen. Dieser Vorgang spiegelt sich auch in der sinkenden Konzentration des gelösten Sauerstoffs wider, da die Mineralisation ein sauerstoffzehrender Vorgang ist.

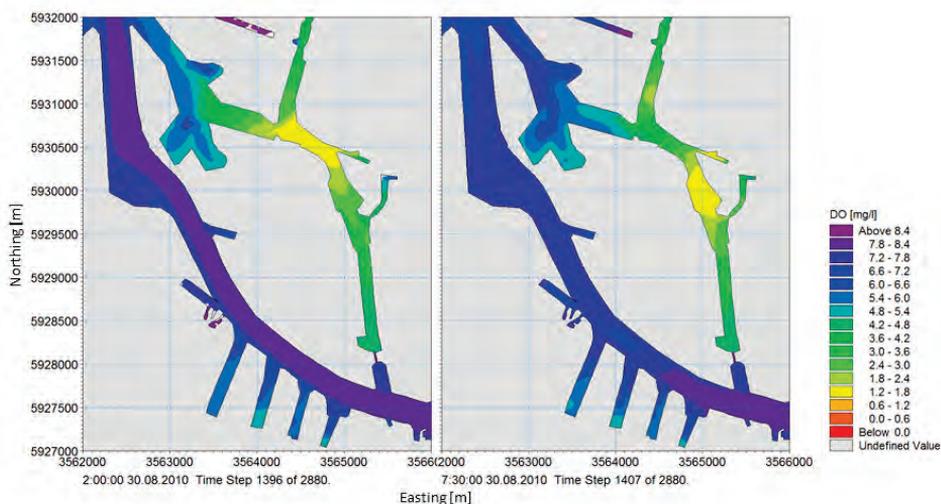


Abbildung 11: Konzentration an gelöstem Sauerstoff im Reiherstieg im Szenario mit permanent geschlossenen Schleusentoren. Die linke Abbildung zeigt die Bedingungen bei Tideniedrigwasser, die rechte Abbildung die Bedingungen bei Tidehochwasser.

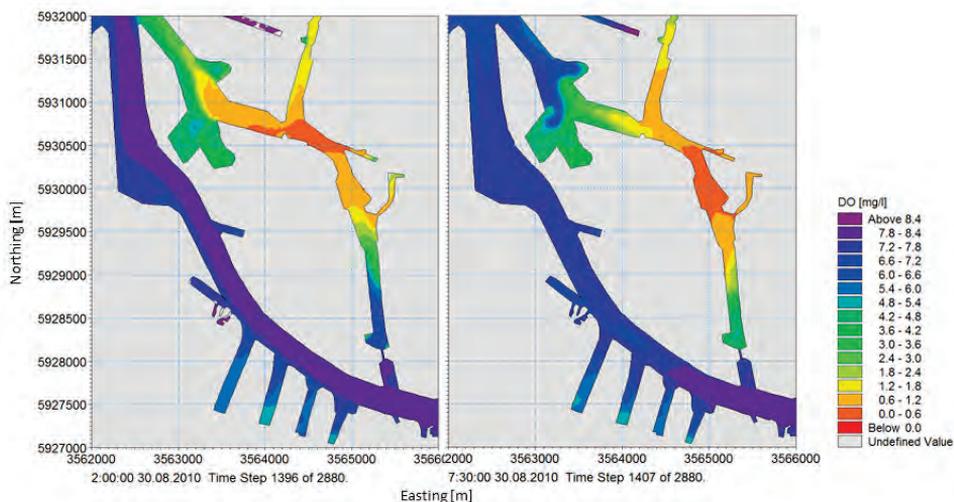


Abbildung 12: Konzentration an gelöstem Sauerstoff im Reiherstieg im Szenario mit zeitweise geöffneten Schleusentoren. Die linke Abbildung zeigt die Bedingungen bei Tideniedrigwasser, die rechte Abbildung die Bedingungen bei Tidehochwasser.

Abb. 11 und Abb. 12 zeigen die räumliche Wirkung der zeitweiligen Öffnung auf den gelösten Sauerstoff bei Tidehoch- und Tideniedrigwasser am 30. 8. 2010. Im Anfangszustand (Abb. 11) liegt die niedrigste Konzentration des gelösten Sauerstoffs im Reiherstieg bei ca. 1,5 mg/l. Je nach Tide oszilliert die niedrigste Konzentration zwischen dem „Äußeren Schmidtkanal“ und dem „Mittleren Reiherstieg“. Die zeitweilige Öffnung (Abb. 12) ändert das räumliche Muster nicht, führt jedoch zu einer viel niedrigeren Konzentration des gelösten Sauerstoffs (ca. 0,5 mg/l) infolge des sauerstoffzehrenden BSB. Der positive Effekt des sauerstoffhaltigen Elbewassers ist nur auf den ersten hundert Metern nördlich der Schleuse sichtbar.

4 Diskussion

Die vorliegende Studie zeigt die Auswirkung der Mineralisierung von resuspendiertem Sediment. Die mit der zeitweiligen Öffnung der Schleusentore angestrebte Verbesserung im Hinblick auf den gelösten Sauerstoff zeigt in weiten Bereichen des Reiherstiegs eine unerwartete Verschlechterung der Sauerstoffverhältnisse. Der positive Effekt des sauerstoffreichen Elbewassers endet nach einigen wenigen hundert Metern im Reiherstieg. Nördlich dieses kleinen Bereichs sinken die Konzentrationswerte des gelösten Sauerstoffs auf einen niedrigeren Wert als im Szenario mit permanent geschlossenen Toren. Dieser Rückgang ist der starken Sauerstoffzehrung von mineralisierendem Material (BSB) zuzuschreiben, das hauptsächlich von resuspendierten Sedimenten stammt, die durch die hohen Strömungsgeschwindigkeiten im Bereich der Schleusentore auftreten. Das Material wird in Richtung Norden in den Reiherstieg transportiert, wo der Mineralisierungsprozess einsetzt. Dadurch kommt es zu einer starken Sauerstoffzehrung im mittleren Bereich des Reiherstiegs. Auch wenn große Mengen sauerstoffreichen Wassers in den Reiherstieg eintreten, wird dieser positive Effekt in weiten Teilen des Reiherstiegs durch die Sauerstoffzehrung des BSB überlagert.

Die vorliegenden Ergebnisse zeigen, dass ein nachhaltiger positiver Effekt auf die Sauerstoffkonzentration im Reiherstieg ein Kompromiss zwischen einer möglichst hohen Menge an sauerstoffreichem Elbewasser und einem möglichst niedrigen BSB ist. Aus diesem Grund muss die Strömung niedrig gehalten werden, um die Resuspension von Sedimenten zu verhindern.

5 Schriftenverzeichnis

DHI: MIKE 21 & MIKE 3 Flow Model FM, Hydrodynamic and Transport Module, Scientific Documentation, 2013.

DHI: ECO Lab, Short scientific description, 2013.

Numerische Simulation von Deckwerken in Tidegebieten

Livia Petzold, Martin Pohl, Peter Schulze und Heinz Konietzky

Zusammenfassung

Deckwerke dienen dem Schutz der Uferböschungen von Schifffahrtsstraßen vor auftretenden hydraulischen Belastungen aus schiffs- und windinduzierten Wellen und Strömungen, wechselnden Tidewasserständen sowie Sturmfluten. Die derzeitigen Grundlagen zur Deckwerksbemessung sind für die vielfältigen und komplexen Randbedingungen insbesondere im Tidegebiet teilweise ungenügend. Daher wird ein numerisches Modell entwickelt, mit dem die Interaktion zwischen Deckwerk und hydraulischen Belastungen simuliert werden kann. Zur ganzheitlichen Simulation werden dabei zwei verschiedene numerische Methoden verwendet.

Das Deckwerk wird mit der Diskreten Elemente Methode (DEM) modelliert. Das Verhalten der einzelnen Deckwerkssteine kann somit realistisch mit allen Freiheitsgraden abgebildet werden. Die DEM wird mit einem Programm zur numerischen Strömungssimulation (CFD) gekoppelt, um die hydraulischen Einwirkungen zu berücksichtigen. Zusätzliche Modellversuche in einer hydraulischen Rinne, Feldversuche und Messungen mit instrumentierten Deckwerkssteinen dienen zur Validierung des numerischen Modells.

Schlagwörter

Deckwerk, Numerische Simulation, Diskrete Elemente Methode, Computational Fluid Dynamics, Modellversuche

Summary

Rip-rap revetments are used to protect embankments and coastal shores against erosion. They are built to resist ship and wind induced waves, tidal and ship induced currents, tidally varying water levels and storm surges. In some areas the current basis of rip-rap design is inadequate for dealing with the complexity and variety of boundary conditions, especially in tidal zones. A numerical model has therefore been developed which is capable of simulating the resistance of rip-rap to hydraulic loads. Rip-rap-water-interaction is modelled holistically using two numerical methods.

Rip-rap is modelled using the Discrete Element Method (DEM) in three dimensions. The DEM can be used to model rip-rap stones as autonomous objects with all degrees of freedom and realistic movement. The DEM code is coupled with a computational fluid dynamics code (CFD) to account for the influence of the hydraulic loads. Waves and currents acting on the rip-rap stones as well as tidally varying water levels can be generated realistically using time dependent boundary conditions.

Additional physical model tests in a laboratory flume, field tests and measurements with instrumented rip-rap stones serve as validation for the numerical model.

Keywords

revetment, rip-rap, numerical simulation, discrete element method, computational fluid dynamics, model tests

Inhalt

1	Einleitung	128
2	Forschungsvorhaben	130
3	Bemessung von Deckwerken	130
4	Modellierung des Deckwerks mit der DEM-Methode	131
5	Modellierung hydraulischer Einflüsse mit CFD	134
6	Kopplung von CFD und DEM	135
7	Wasserbausteine mit Sensortechnologie	137
8	Physikalische Modellversuche	138
9	Feldversuche	139
10	Schlussfolgerungen und Ausblick	140
11	Schriftenverzeichnis	140

1 Einleitung

Deckwerke dienen dem Schutz der Uferböschungen von Schifffahrtsstraßen und Seeschifffahrtsstraßen vor Erosion. In den meisten Fällen werden Deckwerke aus Steinschüttungen eingesetzt, da sie zahlreiche Vorteile bieten wie z. B. ein großes Maß an Flexibilität und Widerstandsfähigkeit gegenüber Setzungen (Abb. 1).



Abbildung 1: Deckwerke am Emsufer als Schutzschicht gegen Erosion der Uferböschung infolge hydraulischer Belastungen.

Deckwerke sind vielfältigen Einflüssen ausgesetzt. Bei der Bemessung der Deckwerke an Binnenwasserstraßen sind als wichtigste Parameter schiffsinduzierte Wellen und Strömungen sowie Wasserüberdrücke im Porenraum infolge eines schiffserzeugten Wasserspiegelabsinks zu beachten. An den Wasserstraßen im Küstenbereich spielen zudem küstenspezifische Einflussfaktoren eine bedeutende Rolle.

Folgende Richtlinien sind derzeit für die Bemessung von Deckwerken in Deutschland relevant:

- BAW-Merkblatt: „Grundlagen zur Bemessung von Böschungs- und Sohlensicherung an Binnenwasserstraßen“ – GBB 2010 (BAW 2010)
- BAW-Merkblatt: „Anwendung von Regelbauweisen für Böschungs- und Sohlensicherung an Wasserstraßen“ - MAR 2008 (BAW 2008)
- „Empfehlung für die Ausführung von Küstenschutzwerken“ – EAK 2002 (KFKI 2007)
- „Wasserbausteine im Deckwerksbau“ (HANSEN 1985)
- „The Rock Manual“ (CIRIA et al. 2007)
- „Dikes and Revetments“/„Geosynthetics and Geosystems in Hydraulic and Coastal Engineering“ (PILARCZYK 1998; PILARCZYK 2000)

Die oben genannten Kriterien basieren in der Regel auf Modellversuchen im kleinen Maßstab oder auf Erfahrungswerten von Binnenwasserstraßen. Das bedeutet, dass diese Richtlinien aufgrund der komplexen und vielfältigen Randbedingungen der Tidegebiete in einigen Bereichen nur begrenzt anwendbar sind. Abb. 2 zeigt einen Überblick über die unterschiedlichen Einflüsse, die für die Bemessung von Deckwerken an Wasserstraßen in Küstengebieten relevant sind. Zu den Faktoren, die sich auf die unterschiedlichen Deckwerksbemessungen für Binnen- und Seeschiffahrtsstraßen auswirken, zählen beispielsweise: größere Seeschiffe, die sich von Binnenschiffen hinsichtlich ihrer Form und zunehmenden Größe unterscheiden, unterschiedliche und unregelmäßige Wasserstraßenquerschnitte mit variierenden Böschungsneigungen anstatt eines regelmäßigen Fahrinnenquerschnittes, der Einfluss des Seegangs infolge einer größeren dem Wind ausgesetzten Wasseroberfläche, Tideströmungen, die zusätzlich zu den schiffsinduzierten Strömungen wirken sowie tidebedingt schwankende Grundwasserstände.

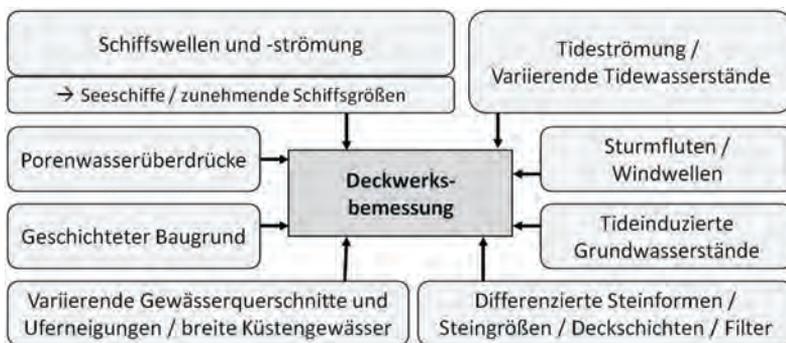


Abbildung 2: Einflussfaktoren bei der Bemessung von Deckwerken in Tidegebieten und Küstengewässern.

2 Forschungsvorhaben

Die verfügbaren Grundlagen für die Deckwerksbemessung sind unzureichend, besonders in Küstenregionen. Aus diesem Grund soll ein numerisches 3D Modell zur Simulation der Interaktion zwischen Deckwerk und Wasserstraße entwickelt werden. Dieses Modell berücksichtigt durch die Kopplung unterschiedlicher numerischer Methoden sowohl den hydraulischen (Wellen und Strömungen) als auch den mechanischen Teil (Deckwerk) der Interaktion und ermöglicht somit eine ganzheitliche numerische Analyse der Standsicherheit von Schüttsteindeckwerken.

Das Forschungsvorhaben umfasst verschiedene Bereiche: numerische Simulation und Modell- beziehungsweise Naturuntersuchungen. Die numerischen Modelle für den hydraulischen Teil werden mit Hilfe eines Programms zur numerischen Strömungssimulation (CFD) erzeugt. Das Deckwerk wird mit der Diskreten Elemente Methode (DEM) in 3D modelliert. Die ganzheitliche numerische Modellierung wird durch die gekoppelte Berechnung beider Codes ausgeführt. Im Anschluss erfolgt die Validierung des numerischen Modells durch Modellversuche in einer hydraulischen Rinne, Messungen mit instrumentierten Wasserbausteinen und Messungen von Wellen und Strömungen im Rahmen von Naturversuchen.

Das langfristige Ziel des Forschungsprojekts ist die Bereitstellung eines geeigneten numerischen Tools für eine sichere und wirtschaftliche Deckwerksbemessung, die an die besonderen örtlichen Bedingungen angepasst ist.

3 Bemessung von Deckwerken

Die Stabilität von Deckwerken gegenüber den hydraulischen Belastungen ist einerseits von der Größe und Masse der verwendeten Einzelsteine und andererseits von deren Zusammenwirken in einem Verbund abhängig. Die Interaktion der Wasserbausteine erfolgt bei einem unverklammerten Deckwerk durch die gegenseitige Verzahnung. Gemäß dem BAW-Merkblatt GBB (BAW 2010) wird die erforderliche Steingröße bei der hydraulischen Bemessung des Deckwerks in Abhängigkeit von den hydraulischen Belastungen (Wellen, Strömungen) bestimmt. Die Bestimmung des Flächengewichts (Dicke des Deckwerks) erfolgt im Rahmen der geotechnischen Bemessung und ist für die Gewährleistung der Sicherheit gegen Abgleiten, Abheben und hydrodynamische Bodenverlagerung erforderlich. Eine bestimmte Mindestdicke des Deckwerks ist erforderlich, um eine stabile Deckschicht mit der oben beschriebenen Verzahnung zwischen den Steinen zu gewährleisten. Zusätzlich zur hydraulischen und geotechnischen Bemessung wird in der Deckwerksbemessung der Nachweis der Gesamtstandsicherheit der Uferböschung einschließlich der Steinschüttung geführt (BAW 2010).

Für Deckwerke werden Steinklassen nach der europäischen Norm für Wasserbausteine (DIN EN 13383-1) verwendet. Die leichten Gewichtsklassen (LMB_{5/40}, LMB_{10/60}) werden hauptsächlich an Seeschiffahrtsstraßen eingesetzt, um ausreichend robuste Deckwerke zu gewährleisten.

Im numerischen Modell sollte eine realistische Darstellung des Deckwerks im Hinblick auf die jeweilige Gewichtsklasse (Größe und Masse der Einzelsteine) und die bestehende Stabilität der Steinschüttung (Verzahnung) erfolgen.

4 Modellierung des Deckwerks mit der DEM-Methode

Die Diskrete Elemente Methode (DEM) ist eine numerische Methode für die Simulation der Bewegungen und Interaktion von Partikeln eines diskontinuierlichen Mediums auf der Grundlage des 2. Newtonschen Gesetzes und eines Kontaktgesetzes. In einem diskontinuierlichen Medium bestehen Kontaktpunkte oder Schnittstellen zwischen den diskreten Elementen, aus denen sich das System zusammensetzt (ITASCA 2014). In einer DEM-Software ist daher ein wirksamer Algorithmus zur Kontaktdetektion erforderlich, um die Kontaktpunkte zu ermitteln, die bei der Modellberechnung entstehen oder sich auflösen, sowie die Anwendung der entsprechenden Kontaktgesetze, die bei der Wechselwirkung zwischen Partikeln zum Tragen kommen (JAKOB und KONIETZKY 2012). Ursprünglich wurde die DEM-Methode von CUNDALL und STACK (1979) entwickelt. Heute findet sie breite Anwendung in der Untersuchung technischer Fragestellungen bei granularen Materialien.

Eine Beschreibung des in der DEM-Methode durchgeführten Berechnungszyklus findet sich bei ITASCA (2014): „Die in der Diskreten Elemente Methode durchgeführten Berechnungen wechseln zwischen der Anwendung des Zweiten Newtonschen Gesetzes auf die Partikel und der Anwendung eines Kraft-Verschiebungs-Gesetzes an den Kontaktstellen. Während mit dem Zweiten Newtonschen Gesetz die Bewegung jedes Partikels aufgrund der auf ihn einwirkenden Kontakte und Volumenkräfte bestimmt wird, dient das Kraft-Verschiebungs-Gesetz der Aktualisierung der aus der relativen Bewegung an jedem Kontakt entstehenden Kontaktkräfte.“ (Abb. 3)

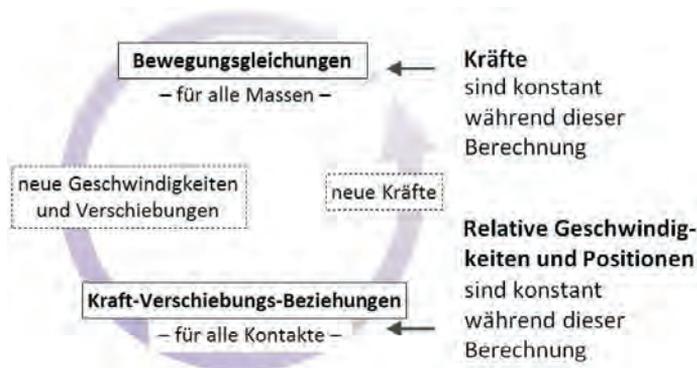


Abbildung 3: Berechnungszyklus DEM (verändert nach ITASCA 2014).

Die DEM ermöglicht die Modellierung der Deckwerkssteine als unabhängige Objekte und eine realistische Abbildung ihres Verhaltens mit sechs Freiheitsgraden (drei translatorische und drei rotatorische Freiheitsgrade). In diesem Forschungsprojekt erfolgt der DEM-bezogene Teil der Modellierung durch Anwendung des von ITASCA CONSULTING GROUP INC. entwickelten dreidimensionalen Codes PFC3D (Particle Flow Code 3D) (2008a). Dieser Code stellt eine vereinfachte Version der allgemeinen DEM dar: Durch die Verwendung kugelförmiger Partikel (Kugeln) wird die Kontaktdetektion erleichtert. Beliebige komplexe Geometrien können mittels der Verschmelzung sich überlappender Kugeln zu sogenannten „Clumps“ (Klumpen) realisiert werden. Dieser Ansatz mit einer

Vielzahl von Kugeln ermöglicht die Erzeugung steinähnlicher Partikel und gesamter Deckwerksgeometrien (Abb. 4). Jeder dieser Clumps agiert als unabhängige Einheit und kann während des Berechnungszyklus nicht zerfallen (ITASCA 2008a).

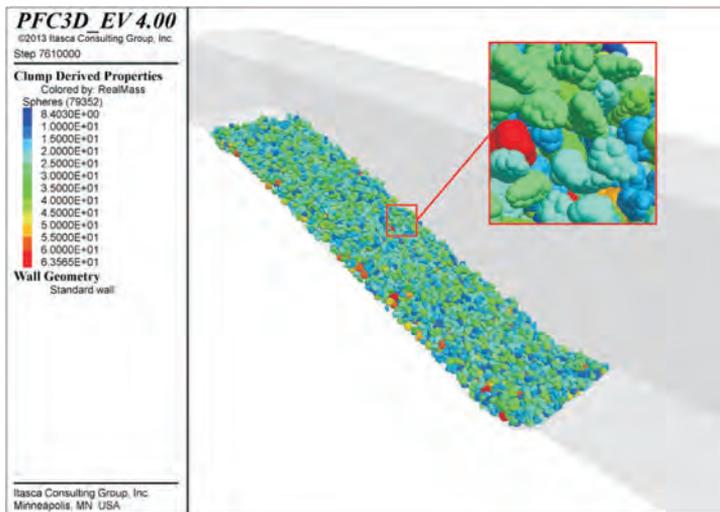


Abbildung 4: Mit PFC3D modelliertes Deckwerk.

Wie oben erwähnt sollte das numerische Deckwerk im Hinblick auf die Darstellung der Verzahnungseffekte zwischen den Steinen und in Bezug auf die jeweilige Wasserbausteinklasse realistisch sein. Aus dieser Forderung ergeben sich zwei wichtige Problemstellungen: die realistische Darstellung der Partikelform der Einzelsteine und die realistische Darstellung des gesamten Deckwerks im Hinblick auf die Größen- und Massenverteilung sämtlicher Steine im numerischen Modell.

Das Forschungsvorhaben wurde in Zusammenarbeit mit dem Lehrstuhl für Gebirgs- und Felsmechanik/Felsbau am Institut für Geotechnik der TU Bergakademie Freiberg durchgeführt. Für eine realistische Darstellung des Deckwerks wurden die Steine verschiedenen Größen- und Formkategorien (plattig, länglich, kompakt) zugeordnet, wobei für das numerische Modell eine gemischte Gruppe mit Steinen aller Kategorien verwendet wurde (HERBST et al. 2010). Im Rahmen des Projekts wurden auch verschiedene Verfahren zur Generierung von Partikeln in unregelmäßigen Formen und zur Darstellung von Deckwerken untersucht, entwickelt und getestet (HERBST et al. 2010; YUAN 2012). Die erste Methode für die Generierung von Deckwerkssteinen ist ein Zufallsalgorithmus, der auf Grundlage des Verfahrens nach LU und MCDOWELL (2007) entwickelt wurde. Die Form der generierten Partikel wird hier durch sechs Parameter bestimmt: die Zahl der Raumrichtungen für die Generierung der Kugeln, die mit jeder Richtung verknüpfte Wahrscheinlichkeit, die Anzahl Kugeln, die in der gewählten Richtung generiert werden, sowie der für die Kugeln geltende Radien-Verringerungsgrad und Überlappungsgrad. Eine weitere Methode zur Generierung von realistisch geformten Deckwerkssteinen ist die Verwendung von Oberflächengeometrien realer Steine (verfügbar z. B. durch Fotoauswertung oder 3D-Scan). Mit Hilfe eines im DEM-Code enthaltenen Pack-Algorithmus wird das 3D-Oberflächennetz mit Kugeln ausgefüllt. In beiden Fällen ist eine realistische

Darstellung des Deckwerks bezüglich der Größe und Massenverteilung der entsprechenden Gewichtsklasse der Wasserbausteine möglich (Abb. 5).

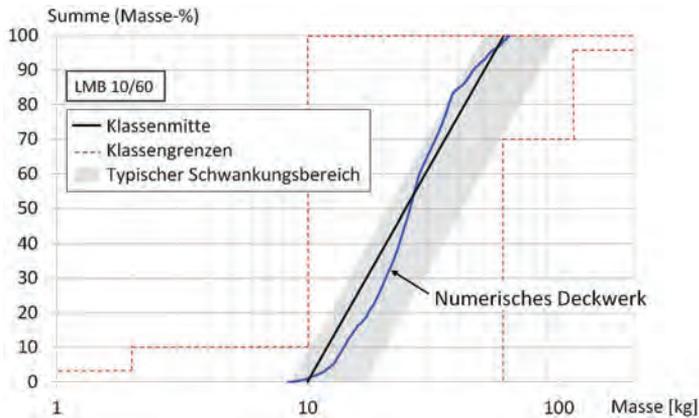


Abbildung 5: Typische Variationsbreite der Summenkurve für Wasserbausteine der Klasse $LMB_{10/60}$ (BAW 2008), Summenkurve des dazugehörigen Deckwerks.

Die Steine lassen sich im numerischen Modell in komplexer oder vereinfachter Weise darstellen (hoch oder niedrig aufgelöste Partikelform), abhängig von der Zahl der Kugeln, die zur Bildung eines Clump verwendet werden (Abb. 6).

Je komplexer die Geometrie der Clumps ist, desto besser ist die Qualität der Darstellung der Interaktion zwischen den Steinen. Die Dauer der Deckwerksgenerierung und die Rechenzeit des Modells nehmen jedoch in der Regel mit steigender Komplexität der verwendeten Clumps exponentiell zu. Neben der Partikelform wird das Verhalten der Clumps während der Berechnung auch durch den Reibungskoeffizienten auf der Partikeloberfläche und indirekt durch die Steifigkeit der Partikel beeinflusst. In physikalischen Modellversuchen wird untersucht, inwieweit sich diese Eigenschaften auf die Genauigkeit der numerischen Modellierung auswirken und in welcher Art und Weise die Parameterauswahl für eine größtmögliche Realitätsnähe erfolgen sollte.

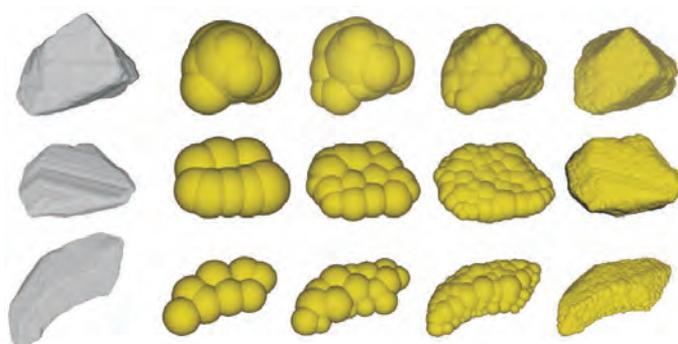


Abbildung 6: Darstellung von Wasserbausteinen als Clumps mit vereinfachter und komplexer Geometrie (YUAN 2012).

5 Modellierung hydraulischer Einflüsse mit CFD

Die Modellierung hydraulischer Einflüsse wie Wellen und Strömungen erfolgt mit Hilfe eines CFD-Programms zur numerischen Strömungssimulation. Die hydrodynamische Berechnung basiert auf den Navier-Stokes-Gleichungen, mit denen die Bewegung von Fluiden beschrieben wird. In Verbindung mit der Kontinuitätsgleichung ermöglichen sie die Lösung sämtlicher hydrodynamischer Problemstellungen.

In diesem Forschungsvorhaben kommt das Programm „Coupled Computational Fluid Dynamics“ (CCFD) zur Anwendung, ein Produkt von ITOCHU Techno-Solution Corporation (ITASCA 2008b). Der CCFD-Solver löst die vereinfachten inkompressiblen Navier-Stokes-Gleichungen (ITASCA 2008b; HERBST 2011):

$$\rho \frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + \rho \vec{v} \cdot \nabla (\vec{v}) = -\nabla p + \eta \nabla^2 (\vec{v}) \quad (1)$$

und die Kontinuitätsgleichung (HERBST 2011):

$$\nabla \cdot \vec{v} = 0 \quad (2)$$

mit der Fluiddichte ρ , der Fluidgeschwindigkeit \vec{v} , dem Fluiddruck p und der Fluidviskosität η mit Hilfe der Finite-Volumen-Methode in einem dreidimensionalen diskretisierten Modellraum (Fluidzelle, Hexaeder). Eine Kopplung beider Programme – der mechanischen DEM-Berechnung in PFC3D und der hydraulischen Berechnung in CCFD – ist möglich (Abb. 7). Der CCFD-Solver ist in ein grafisches Modellierungsprogramm eingebettet (Pre-/Post-Prozessor), das die Modellgeometrie sowie die Start- und Randbedingungen festlegt (INTERNATIONAL CENTER FOR NUMERICAL METHODS IN ENGINEERING 2008).

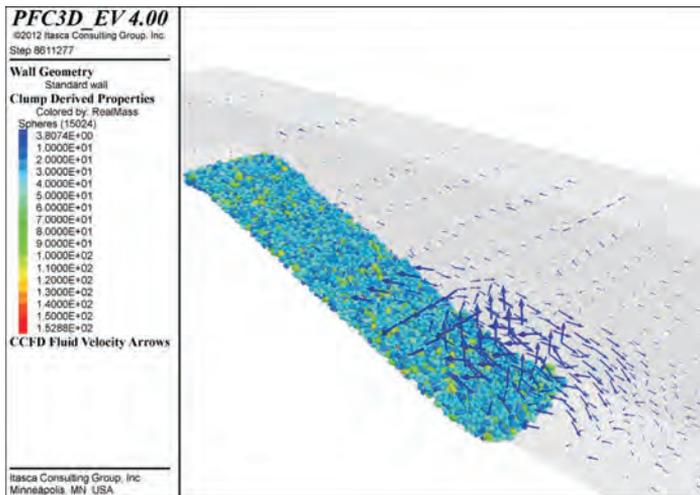


Abbildung 7: Gekoppelte Berechnung der auf das Deckwerk wirkenden Wellenbelastung.

In der numerischen Simulation können die hydraulischen Belastungen durch Anwendung zeitlich veränderlicher Randbedingungen am Modellrand erzeugt werden. Wellen und Strömungen werden in Form der Wasserspiegelauslenkung generiert, und die

horizontalen und vertikalen Geschwindigkeiten der Wasserteilchen (Orbitalgeschwindigkeit) als eine Funktion der Zeit beschrieben. Die Daten aus den Feldversuchen werden im Anschluss als Eingangsdaten für die im numerischen Modell generierten Wellen verwendet (Abb. 8).

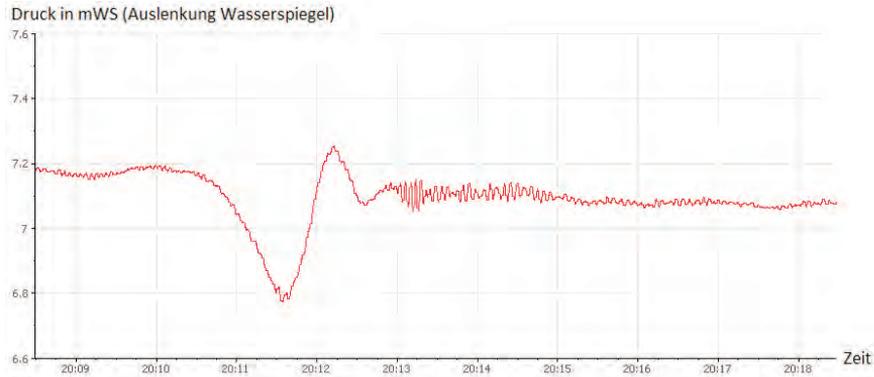


Abbildung 8: Beispielmessung einer schiffserzeugten Welle aus dem Feldversuch.

Die gemessene Wasserspiegelauslenkung (Wellenhöhen) und das daraus abgeleitete Geschwindigkeitsfeld (Entwicklung der horizontalen und vertikalen Geschwindigkeit unterhalb der Welle) werden als Zeitreihe für jeden Zeitschritt in das numerische Modell importiert. Die gemessene Welle wird somit direkt in der numerischen Simulation erzeugt.

Die Reaktionen einzelner Deckwerkssteine im DEM-Programm infolge des Wellen- und Strömungsangriffs aus der hydraulischen Berechnung in CCFD können mit Hilfe sogenannter „Histories“ im Programm PFC3D aufgezeichnet werden.

6 Kopplung von CFD und DEM

Die im Vorhaben verwendeten numerischen Programme ermöglichen die Verbindung der DEM-Berechnung und der hydraulischen Berechnung (siehe Beispiel in Abb. 7). Die Verlagerung und die Geschwindigkeit der Partikel werden in PFC3D und die Zustandsgrößen der Strömung in CCFD bestimmt. Während der gekoppelten Berechnung werden beide Programme nach dem oben beschriebenen Verfahren (siehe Kapitel 4 und 5) ausgeführt. Ein zusätzlicher Datenaustausch findet in zuvor definierten Zeitabständen statt. Sowohl im DEM-Code als auch im CFD-Programm sind zusätzliche Terme einbezogen, um den Fluidkräften und dem Vorhandensein von Partikeln in der Strömung Rechnung zu tragen.

Im DEM-Teil der gekoppelten Berechnung wird der neue Term \vec{f}_{fluid} hinzugefügt, welcher die Kraft des Fluids darstellt (ITASCA 2008b):

$$\frac{\partial \vec{u}}{\partial t} = \frac{\vec{f}_{mech} + \vec{f}_{fluid}}{m} + \vec{g} \quad (3)$$

wobei gilt: \vec{u} ist die Partikelgeschwindigkeit, m ist die Partikelmasse, \vec{f}_{fluid} ist die gesamte Kräfteinwirkung des Fluids auf das Partikel, \vec{f}_{mech} ist die Summe der zusätzlich wirkenden

Kräfte und \vec{g} ist die Erdbeschleunigung. Die Kraft \vec{f}_{fluid} setzt sich aus drei Termen zusammen: der Schleppkraft, der durch den Druckgradienten des Fluids wirkende Kraft sowie der Auftriebskraft (ITASCA 2008b):

$$\vec{f}_{fluid} = \vec{f}_{drag} + \frac{4}{3}\pi r^3 (\nabla p - \rho \vec{g}) \tag{4}$$

mit

$$\vec{f}_{drag} = \left(\frac{1}{2} C_d \rho \pi r^2 |\vec{u} - \vec{v}| (\vec{u} - \vec{v}) \right) \cdot n^{-\lambda} \tag{5}$$

wobei gilt: r ist der Partikelradius, C_d ist ein Schleppkraftkoeffizient und $n^{-\lambda}$ ist ein empirischer Faktor zur Berücksichtigung der örtlichen Porosität. Die Fluidströmung \vec{v} und der Druckgradient des Fluids ∇p , die für diese Berechnung benötigt werden, werden in CCFD bestimmt und bei jedem Austausch der Kopplungsinformationen an PFC3D übergeben. Die auf die Partikel einwirkende Fluidkraft wird auf jedes Partikel angewendet (ITASCA 2008b).

Im hydraulischen Teil der Berechnung werden die Gleichungen für die Fluidbewegung (1) und die Kontinuitätsgleichung (2) mit Porositätstermen und einer zusätzlichen Volumenkraft infolge der im Fluid vorhandenen Partikel formuliert (ITASCA 2008b):

$$\rho \frac{\partial \vec{n}\vec{v}}{\partial t} + \rho \vec{v} \cdot \nabla (\vec{n}\vec{v}) = -n \nabla p + \eta \nabla^2 (\vec{n}\vec{v}) + \vec{f}_b \tag{6}$$

und

$$\frac{\partial n}{\partial t} + \nabla \cdot (\vec{n}\vec{v}) = 0 \tag{7}$$

wobei gilt: n ist die Porosität und \vec{f}_b ist die Volumenkraft. Die aktuelle Porosität n in jeder Fluidzelle und die Volumenkraft \vec{f}_b werden in PFC3D bestimmt und während des Datenaustauschs an CCFD übergeben. Die aufgrund der vorhandenen Partikel auf das Fluid einwirkende Volumenkraft wird als Mittelwert über einer Fluidzelle angegeben (ITASCA 2008b).

Eine Darstellung des oben beschriebenen Berechnungszyklus ist in Abb. 9 zu sehen.



Abbildung 9: Berechnungszyklus gekoppelter DEM-CFD-Berechnungen.

Eine begrenzende Bedingung für die gekoppelte Modellierung ist die Mindestporosität von 1 % in jeder Fluidzelle, damit eine Fluidströmung berechenbar ist. Dies hat zur Folge, dass maximal 99 % des Volumens einer Fluidzelle mit Partikeln gefüllt sein kann.

Das wirkt sich auf die Netzauflösung des Fluidproblems aus und führt dazu, dass die Fluidzellen größer als die generierten Deckwerkssteine sein müssen.

7 Wasserbausteine mit Sensortechnologie

Im Rahmen des Forschungsvorhabens wird ein Messgerät entwickelt, um die translatorischen und rotatorischen Bewegungen der Wasserbausteine infolge des Wellen- und Strömungsangriffs aufzuzeichnen. Verschiedene Wasserbausteine unterschiedlicher Größe, Form und Dichte werden dazu mit Beschleunigungs- und Drehratensensoren instrumentiert (Abb. 10). Die dazugehörige Leiterplatte zur Messung der Beschleunigungs- und Rotationsgeschwindigkeit ist eine hausinterne Entwicklung. In diesem Zusammenhang bestand eine besondere Herausforderung in der beschränkten Raumkapazität insbesondere für die interne Stromversorgung sowie in der Minimierung des elektrischen Verbrauchs des Systems. Die Daten können von dem künstlichen Stein für einen Zeitraum von höchstens einem Monat erfasst und auf einer Speicherkarte gespeichert werden. Die vom Messgerät in Modell- oder Feldversuchen gemessenen Verlagerungen des Steins lassen sich mit den Verschiebungen sowie den translatorischen und Winkelgeschwindigkeiten vergleichen, die als sog. „Histories“ von den Partikeln im numerischen Modell aufgezeichnet werden. Die hydraulischen Belastungen und Kräfte, die auf das Deckwerk wirken, sollen auf Grundlage dieser Messungen bestimmt werden. Die Messungen mit den instrumentierten Wasserbausteinen erfolgen sowohl in Versuchsrinnen als auch in Feldversuchen.

Abb. 11 zeigt das Messergebnis für einen lose in einem Deckwerksabschnitt eingebetteten instrumentierten Stein in der hydraulischen Versuchsrinne. Der Stein ist permanent überströmt; die verschiedenen Messungen erfolgen bei zunehmender Strömungsgeschwindigkeit. In der Abbildung wird die Entwicklung der Winkelgeschwindigkeiten für Roll-, Nick- und Gierwinkel gezeigt. Zu Beginn der schrittweisen Erhöhung der Strömungsgeschwindigkeit ist keine Bewegung des Wasserbausteins zu erkennen, bei einer Strömungsgeschwindigkeit von etwa 1,7 m/s bis 2,0 m/s setzt eine Schwingungsbewegung des Steins ein.



Abbildung 10: Beispiel eines Wasserbausteins mit Sensortechnologie.

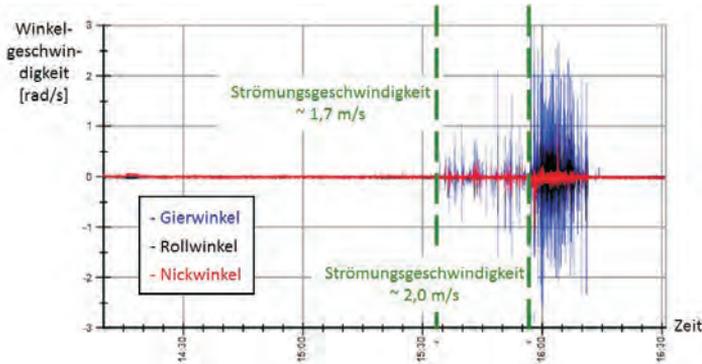


Abbildung 11: Beispiel eines Messergebnisses aus der Versuchsrinne.

8 Physikalische Modellversuche

Mit physikalischen Modellversuchen wird das numerische Modell validiert. Das Verhalten der numerischen Wasserbausteine wird in erster Linie von der Partikelform und dem Reibungskoeffizienten auf der Partikeloberfläche beeinflusst. Da sich die Berechnungszeit mit einer komplexen Darstellung der Steine immens erhöht, wird mittels Modellversuchen in einer hydraulischen Rinne untersucht, inwieweit sich diese Eigenschaften auf die Genauigkeit der numerischen Modellierung auswirken und wie die Parameterauswahl für eine größtmögliche Übereinstimmung mit der Realität erfolgen sollte. Die Ergebnisse der physikalischen Versuche mit bekannten Randbedingungen werden mit dem entsprechenden numerischen Modell verglichen (Abb. 12).

Für die Modellversuche steht die Strömungsrinne der Bundesanstalt für Wasserbau, Hamburg zur Verfügung, in die ein böschungsparell überströmter Deckwerksabschnitt aus Wasserbausteinen der Klasse CP_{90/250} im Maßstab 1:1 eingebaut wird (Abb. 12). Die Messungen erfolgen in zwei unterschiedlichen Kampagnen mit Böschungsneigungen von 1:1 beziehungsweise 1:3. Die Strömungsgeschwindigkeit im Deckwerksabschnitt wird innerhalb einer Messkampagne in mehreren Versuchen in vier Schritten von rund 1 m/s auf 2 m/s erhöht. Die Verlagerung der Steine infolge der Überströmung wird durch Laserscans und eine farblich markierte Oberfläche des Deckwerksabschnitts dokumentiert.

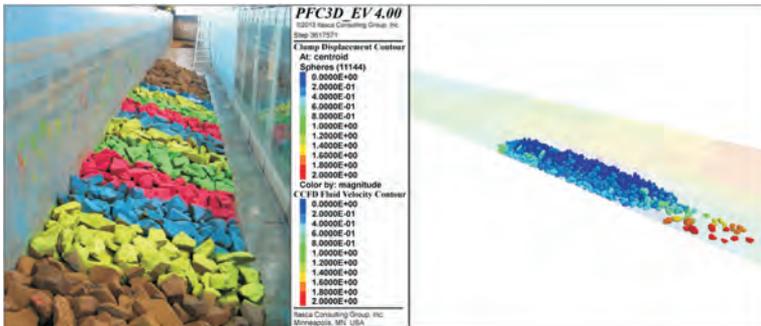


Abbildung 12: Deckwerksabschnitt in hydraulischer Versuchsrinne und numerische Simulation der physikalischen Modellversuche.

9 Feldversuche

Neben den physikalischen Modellversuchen werden die im Rahmen eines Projekts durchgeführten Feldversuche zur Validierung des numerischen Modells herangezogen. Es werden Wellenhöhen, Strömungsgeschwindigkeiten und zu einem bestimmten Grad auch Porenwasserdrücke im Untergrund im Feldversuch auf der Insel Lühesand in der Unterelbe gemessen. Diese Messungen erfolgen an zwei Messstationen in exponierter Lage mit variierender Böschungsneigung und variierender Distanz zur Fahrrinne (Abb. 13). Neben stationären Messsystemen werden zwei flexible, autarke Strömungs sonden eingesetzt. Diese Messgeräte werden an verschiedenen Positionen über die gesamte Uferböschung hinweg platziert und messen die hydraulischen Belastungen direkt oberhalb der Böschungsoberfläche. Zusammen mit der Messung der hydraulischen Belastungen erfolgen auch Messungen mit instrumentierten Wasserbausteinen.

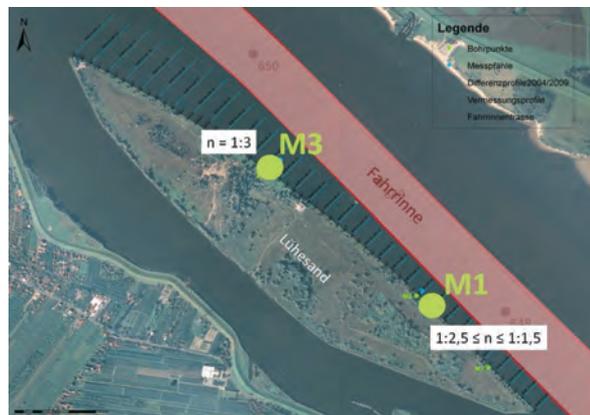


Abbildung 13: Messstationen M1 und M3 auf der Insel Lühesand, Elbe.

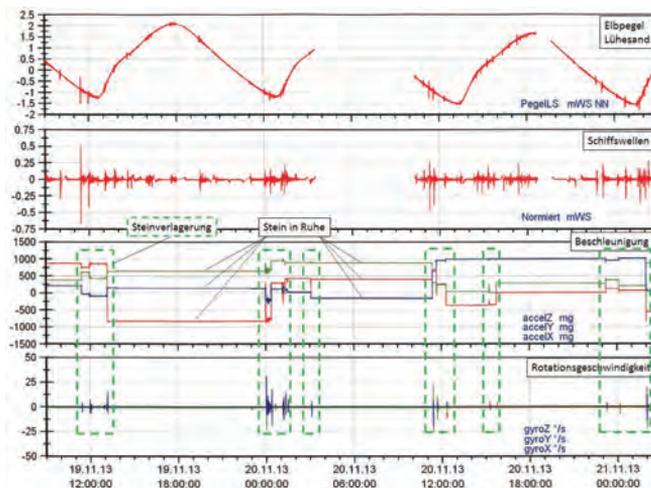


Abbildung 14: Beispiel für Messungen mit instrumentierten Wasserbausteinen im Feldversuch.

10 Schlussfolgerungen und Ausblick

Die Diskrete Elemente Methode ist ein geeignetes Verfahren für die Simulation von Deckwerken mit Partikeln mit komplexer Form. Sie erlaubt die Reproduktion der Bewegung von Einzelsteinen mit einer beliebigen Zahl von Freiheitsgraden. In Verbindung mit einer CFD-Berechnung ist es möglich, ein ganzheitliches Modell der Interaktion zwischen Deckwerk und hydraulischen Belastungen zu erstellen. Die die Deckwerkssteine repräsentierenden numerischen Partikel werden anhand physikalischer Versuche in einer hydraulischen Rinne und durch ein Messgerät zur Erfassung der Steinbewegungen kalibriert. Die Fortsetzung der physikalischen Modellversuche und Feldversuche ist geplant und die Modellierung und Validierung der numerischen Simulation wird angepasst und verbessert, um eine größtmögliche Übereinstimmung mit realen Bedingungen zu erreichen.

11 Schriftenverzeichnis

- BUNDESANSTALT FÜR WASSERBAU (BAW): Anwendung von Regelbauweisen für Böschungs- und Sohlensicherungen an Binnenwasserstraßen (MAR). Eigenverlag, Karlsruhe, 2008.
- BUNDESANSTALT FÜR WASSERBAU (BAW): Grundlagen zur Bemessung von Böschungs- und Sohlensicherungen an Binnenwasserstraßen (GBB). Eigenverlag, Karlsruhe, 2010.
- CIRIA; CUR and CETMEF: The Rock Manual. The use of rock in hydraulic engineering (2nd edition). C683, CIRIA, London, 2007.
- CUNDALL, P. A. and STRACK, O. D. L.: A discrete numerical model for granular assemblies. In: Géotechnique, Vol. 29,1, 47-65, doi: 10.1680/geot.1979.29.1.47, 1979.
- DIN EN 13383-1: Wasserbausteine Teil 1: Anforderungen, 2002.
- HANSEN, U. A.: Wasserbausteine im Deckwerksbau. Bemessung und Konstruktion. Westholsteinische Verlagsanstalt Boyens & Co. Heide (Holstein), 1985.
- HERBST, M.; POHL, M. und KONIETZKY, H.: Numerische Simulation der Interaktion Wasser – Deckwerk im Tidegebiet. In: Dresdner Wasserbauliche Mitteilungen, Vol. 40. Dresden, 85-94, 2010.
- HERBST, M.: DEM-Fluid Coupling. Coupled CFD Add-on to PFC3D 4.0. Coupled CFD Training. Presentation, Freiberg, 23.-25.03.2011.
- INTERNATIONAL CENTER FOR NUMERICAL METHODS IN ENGINEERING: GiD. User Manual. Version 9. Barcelona, 2008.
- ITASCA CONSULTING GROUP INC.: PFC3D. Particle Flow Code in 3 Dimensions. User's Manual. Version 4.0. Minneapolis, 2008a.
- ITASCA CONSULTING GROUP INC.: PFC3D. Particle Flow Code in 3 Dimensions. CCFD Add-on. Version 1.0. Minneapolis, 2008b.
- ITASCA CONSULTING GROUP INC.: Distinct Element Method.
Stand 13.05.2014: <http://www.itascacg.com/software/pfc/distinct-element-method>
- JAKOB, C. und KONIETZKY, H.: Partikelmethoden. Eine Übersicht. Report. TU Bergakademie Freiberg, 2012.
Stand 13.05.2014: http://tu-freiberg.de/fakult3/gt/feme/studium/Handbuch_Partikelmethoden.pdf

- KURATORIUM FÜR FORSCHUNG IM KÜSTENINGENIEURWESEN (KFKI) (Ed.): Empfehlungen für die Ausführung von Küstenschutzwerken durch den Ausschuss für Küstenschutzwerke (EAK 2002, Korrigierte Ausgabe 2007). Die Küste, 65, 2007.
- LU, M. and MCDOWELL, G. R.: The importance of modelling ballast particle shape in the discrete element method. In: Granular Matter, Vol. 9, 1-2, 69-80, 2007.
- MITTELBACH, L.: Numerical Simulation of Rip-Raps with the Distinct Element Method. In: AIP Conf. Proc. 1542: Powders and Grains. Sydney, 1178-1181, doi: 10.1063/1.4812147, 2013.
- PILARCZYK, K. W.: Dikes and Revetments. Design, Maintenance and Safety Assessment. A.A.Balkema, Rotterdam, 1998.
- PILARCZYK, K. W.: Geosynthetics and Geosystems in Hydraulic and Coastal Engineering. A.A.Balkema, Rotterdam, 2000.
- YUAN, F. L.: Coupled CFD-DEM simulation of wind wave interaction with rock riprap on riverside slopes. Research Report. TU Bergakademie Freiberg (not published), 2012.

Methoden der Datenassimilation

Emil Stanev und Johannes Schulz-Stellenfleth

Zusammenfassung

Es wird eine Übersicht über Vorhersagemethoden in der Ozeanographie, die auf numerischen Modellen, Beobachtungen und Datenassimilationstechniken basieren, gegeben. Die Grundlagen der Datenassimilation als eine Anwendung der Schätz- und Kontrolltheorie werden beschrieben und die zugehörigen statistischen und numerischen Methoden eingeführt. Klassische Verfahren wie der Kalman Filter oder Optimale Interpolation werden ebenso wie neuartige Ansätze wie der „reduced rank filter“ oder „smoother“ erläutert. Probleme und Herausforderungen werden angesprochen, die charakteristisch sind für Vorhersagen im Küstenbereich. Dazu gehören die folgenden Punkte: komplexe Physik, die die Datenassimilation erschwert; charakteristische Zeitskalen; starke Schockeffekte bei der sequentiellen Datenassimilation, wenn Modelle neu gestartet werden; spezielle Daten- und Beobachtungsplattformen im Küstenbereich und optimale Nutzung von Synergien zwischen verschiedenen Daten; schwierige Spezifizierung von Modell- und Beobachtungsfehlern; Kopplung von Modellen für den Küsten- und den Tiefwasserbereich und der nahtlose Übergang zwischen den verschiedenen räumlichen Skalen. Einige dieser Herausforderungen und ihre Behandlung werden für den Bereich der Deutschen Bucht veranschaulicht durch die Beschreibung eines prä-operationellen HF Radar Datenassimilationssystems, das drei WERA Stationen verwendet, sowie ein Assimilationssystem, das FerryBox Messungen von Temperatur und Salzgehalt an der Meeresoberfläche benutzt.

Schlagwörter

Kalman-Filter, 4D-VAR, Smoother, Vorhersagen im Küstenbereich, Modell- und Beobachtungsfehler, Deutsche Bucht

Summary

An overview of ocean forecasting techniques amalgamating numerical models, observations and data assimilation methods is presented. The basics of data assimilation as an application of estimation theory or control theory is described and the corresponding statistical and numerical methods are introduced. Classical approaches like Kalman filter or optimal interpolation are explained as well as state-of-the-art methods such as reduced rank filters and smoother approaches. The problems and challenges of coastal ocean forecasting are identified, which are associated with the specific variables of interest for coastal applications such as: complex physics complicating the assimilation of data; characteristic time scales; vigorous adjustment process arising in sequential data assimilation, when models are restarted; specific data and observational platforms in coastal ocean and maximising the outcome of synergies between different data types; model and observation error specification; coupling coastal and deep ocean models and seamless transition between coastal and open-ocean scales. Illustrations of some of the above challenges and their treatment in the area of the German Bight are given by describing a pre-operational HF radar data assimilation system using three WERA stations, as well as an assimilation system using FerryBox surface temperature and salinity measurements.

Keywords

Kalman filter, variational data assimilation, smoothers, coastal ocean forecasting, model and observation errors, German Bight

Inhalt

1	Einleitung	144
2	Methoden	147
2.1	Grundlegende Konzepte.....	147
2.2	Direct Insertion und Newtonian Relaxation.....	148
2.3	Sequenzielle Ansätze	148
2.3.1	Optimale Interpolation	148
2.3.2	Kalman-Filter.....	149
2.3.3	Ensemble-Verfahren	149
2.3.4	Reduzierung von Zustands- und Fehlerunterräumen.....	150
2.3.5	Die dreidimensionale Analyse (3D-VAR).....	151
2.4	Ansätze mit Smoothern.....	151
2.4.1	Allgemeine Darstellung.....	151
2.4.2	Die vierdimensionale Analyse (4D-VAR).....	151
2.4.3	Ensemble Smoother: Optimierung von Randbindungen und meteorologischem Antrieb	152
3	Datenassimilation im Küstenozean: Anwendungsbeispiele aus der Deutschen Bucht.....	153
3.1	Spezifische Probleme der Datenassimilation im Küstenozean.....	153
3.2	Assimilation von FerryBox-Daten zu Temperatur und Salzgehalt an der Meeresoberfläche	155
3.3	OI mit zeitlich/räumlicher Komponente (STOI): ein Schritt in Richtung „beste Schätzung der Oberflächenströmung“.....	157
3.4	Potenzieller Nutzen von operationellen Produkten zur Messung von Oberflächenströmungen	158
4	Schlussfolgerungen und zukünftige Herausforderungen	159
5	Danksagung.....	160
6	Schriftenverzeichnis.....	160

1 Einleitung

Bei der Datenassimilation in der Ozeanographie werden Beobachtungen und Modelle mit dem Ziel zusammengeführt, (1) ein besseres Verständnis der Ozeanzirkulation auf allen relevanten zeitlichen und räumlichen Skalen zu erlangen sowie (2) den Ozeanzustand überwachen und (3) vorhersagen zu können. Durch die Kombination von Beobachtungen

mit numerischen Simulationen sind effiziente, präzise und realistische Zustandsschätzungen möglich. Ohne Datenassimilation wären zudem keine Zustandsschätzungen mit zeitlicher und räumlicher Abtastung sowie mit räumlicher Abdeckung von praktischem Interesse möglich, da die Datenerhebung im Ozean, insbesondere über einen langen Zeitraum hinweg, schwierig und kostenaufwändig ist. Die Datenassimilation liefert vierdimensionale Zeitreihen dynamisch angepasster Felder, die in Form von hochauflösenden und kompletten Datensätzen (Beobachtungs- und Modelldaten gemischt) in Analysen der Systemdynamik verwertbar sind. Damit geht sie über traditionelle methodologische Ansätze hinaus, in denen sich Beobachtungen und Theorie unabhängig voneinander entwickelten oder bestenfalls ohne Nutzung von Synergien parallel entwickelt wurden.

Bei der Datenassimilation besteht die Herausforderung darin, die wichtigsten Informationen aus den relativ wenigen und durch verschiedene Störquellen verrauschten Beobachtungen zu extrahieren und diese bestmöglich in die numerischen Vorhersagemodelle einzuspeisen. Die Beobachtungsfehler sind auf Geräterauschen, Abtastungsfehler und eventuelle Fehlinterpretationen der Messungen zurückzuführen. Selbstverständlich sind auch numerische Ozeanmodelle nicht fehlerfrei: Fehler resultieren aus unvollständiger (fehlerbehafteter) Modellphysik, unzureichender Gitterauflösung, Problemen mit offenen Randbedingungen sowie atmosphärischen oder hydrologischen Antrieben. Selbst „perfekte“ Ozeanmodelle entfernen sich im Rahmen einer Vorhersage von der Realität. Hierbei wird von einer Grenze der Vorhersagbarkeit gesprochen. Diese Grenze hängt von der Art der geophysikalischen Fluide und dominierenden Prozesse ab. Für synoptische Prozesse im Ozean liegt sie in einer Größenordnung von Wochen bis Monaten, für den Küstenozean in einer Größenordnung von Stunden und Tagen. Der Verlust der Vorhersagbarkeit geht einher mit einer nichtlinearen Übertragung und Zunahme von Fehlern.

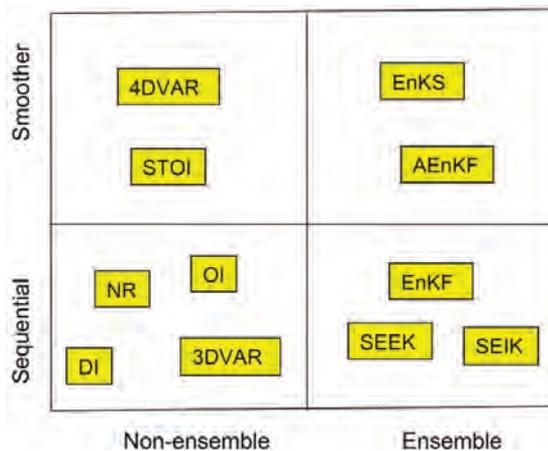


Abbildung 1: Schematische Darstellung verschiedener Assimilationsmethoden. Die Abkürzungen werden in Kapitel 2 erläutert. Die Methoden Direct Insertion (DI) und Newtonian Relaxation (NR) sind zwar im Feld links unten aufgeführt, stellen aber keine typischen sequenziellen Methoden, wie sie heute verwendet werden, dar.

Angesicht der oben dargelegten grundlegenden Eigenschaften geophysikalischer Systeme erweist sich die Erstellung präziser Vorhersagen als schwierig. Ihre Entwicklung muss mit Hilfe von Beobachtungen mit geeigneter räumlicher Abdeckung und in Intervallen

unterhalb der Grenze der Vorhersagbarkeit regelmäßig korrigiert werden. Für den Korrekturprozess müssen multivariate Aspekte der zu kombinierenden Modell- und Beobachtungsdaten bekannt sein. Ein grundlegendes Problem bei der Datenassimilation ist die Angabe der Kovarianzmatrizen für Modell- und Beobachtungsfehler. Sie bestimmen, wie die Daten aus den Beobachtungen in das Modell übertragen werden. Wenn diese Angabe vollständig ist und korrekt verwendet wird, können Beobachtungen, die für eine Modellvariable vorliegen, dynamisch konsistente Korrekturen in anderen Modellvariablen oder -bereichen, die nicht gemessen werden, generieren.

Im Laufe der letzten Jahre haben die Assimilations- und Vorhersageverfahren für Ozeandaten einen eindrucksvollen Reifegrad erreicht (CHASIGNET und VERRON 2006). Ein gutes Beispiel hierfür ist das Global Ocean Data Assimilation Experiment (GODAE). Aus diesem Projekt gingen zahlreiche Systeme hervor, die u. a. vom australischen Bureau of Meteorology (BLUElink Ocean Data Assimilation System, BODAS), dem Jet Propulsion Laboratory (Estimating the Circulation and Climate of the Ocean, ECCO), dem UK Met Office (Forecast Ocean Assimilation Model, FOAM) sowie dem in mehreren EU-Ländern ins Leben gerufenen MyOcean-Projekt (Nucleus for European Modeling of the Ocean VARIational Data Assimilation, NEMOVAR) betrieben werden (CUMMINGS et al. 2009). Die oben genannten GODAE-Systeme assimilieren verschiedenste Messdaten, darunter von Satellitenaltimetern erhobene Daten zu Meeresspiegelanomalien, von Argo-Floats, verankerten oder treibenden Bojen, XBTs (Expendable Bathythermographen) und CTD-Sonden (zur Messung von Leitfähigkeit, Temperatur und Tiefe) erhobene Daten zu Temperatur und Salzgehalt in der Wassersäule, in-situ oder per Satellit gemessene Daten zur Meeresoberflächentemperatur sowie per Satellit gemessene Daten zu Meereiskonzentration und Treibeis.

Bislang finden Datenassimilationsverfahren in der Ozeanographie Anwendung in operationellen Vorhersagen, Fehleranalysen, bei der Parameteroptimierung, in Untersuchungen von Ozeanprozessen und in der Planung neuer Beobachtungssysteme. Im letztgenannten als Observation System Simulation Experiments (OSSEs) bekannten Anwendungsbereich wird die Optimierung zukünftiger experimenteller oder operationeller Überwachungsnetze vorangetrieben. Im Vergleich zu den in der Meteorologie und der globalen Ozeanographie eingesetzten Methoden befinden sich die Vorhersageverfahren für die Küste noch in einer recht frühen Entwicklungsphase. Dies ist darauf zurückzuführen, dass die zahlreichen spezifischen Probleme der Datenassimilation im Küstenozeanbereich in den globalen und regionalen Datenassimilationssystemen keine hinreichende Berücksichtigung finden. In der vorliegenden Studie sollen daher nach einer Erläuterung der Grundlagen der Datenassimilation die spezifischen Probleme im Küstenbereich benannt und einige Lösungsmöglichkeiten aufgezeigt werden. Die praktische Umsetzung zur Verdeutlichung verschiedener Ansätze erfolgt in der Deutschen Bucht, einem flachen, gezeitendominierten Bereich der südlichen Nordsee.

Kapitel 2 des vorliegenden Beitrags gibt eine Einführung in den theoretischen Hintergrund der Datenassimilation in der Ozeanographie. In Kapitel 3 werden Anwendungen in der Deutschen Bucht exemplarisch vorgestellt. Kapitel 4 schließlich enthält kurze Schlussfolgerungen.

2 Methoden

2.1 Grundlegende Konzepte

Die Datenassimilation in der Ozeanographie befasst sich mit der räumlichen Verteilung und zeitlichen Entwicklung von Zustandsgrößen (z. B. Geschwindigkeit, Druck, Dichte, Temperatur und Salzgehalt). Ziel ist die Einschätzung des Zustands in Abhängigkeit von drei Dimensionen unter Einbeziehung der Zeit. Mit ozeanographischen Vorhersagesystemen wird der zukünftige Zustand des Ozeans unter Zugrundelegung seines Zustand zu einer gegebenen Anfangszeit berechnet. Das Werkzeug zur Berechnung solcher Prognosen ist das dynamische (Zirkulations-) Modell. Dieses Modell ist die *erste Komponente von Vorhersagesystemen*. Es nimmt eine numerische Approximation prognostischer Feldgleichungen für Zustandsgrößen vor. Die Gleichungen enthalten Parameter (z. B. bezogen auf physikalische Vorgänge oder Fundamentalkonstanten) und werden durch die gegebenen Anfangsdaten und Randbedingungen initialisiert und angetrieben. Die für die Datenassimilation verwendeten dynamischen Modelle müssen die interne Dynamik des Ozeans und seine Reaktion auf externe Antriebe korrekt abbilden, das heißt, sie müssen die realen Vorgänge zumindest im statistischen Mittel gut wiedergeben.

Die *zweite Komponente von Vorhersagesystemen* ist ein Datenassimilationswerkzeug, mit dem die Zustandsgrößen des dynamischen Modells mit den Beobachtungen verknüpft werden. Ein solches Werkzeug muss die Daten dynamisch interpolieren und extrapolieren und Beobachtungen und Simulationen mit Gewichtungen verbinden, die umgekehrt proportional zu den jeweiligen Fehlern sind. Die Datenassimilation bedient sich der statistischen Schätztheorie und der Kontrolltheorie (Abb. 1). Zur ersten Theorie gehört der klassische Kalman-Filter (KF), der auf einer Wahrscheinlichkeitsmaximierung basiert. Die Kontrolltheorie betrachtet das Verhalten dynamischer Systeme, in denen eine oder mehrere Ausgangsgrößen im Laufe der Zeit einer bestimmten Referenzgröße folgen müssen. Aus diesem Grund werden die Eingangsgrößen so manipuliert, dass der gewünschte Effekt auf die Ausgangsgröße erzielt wird. Die 4DVAR-Methode ist in dieser Kategorie am gebräuchlichsten. Die *dritte Komponente von Vorhersagesystemen* besteht aus den verwendeten Beobachtungsnetzen, die für die Erfassung der dominierenden Vorgänge geeignet sein und eine ausreichende Genauigkeit gewährleisten müssen. Der vorliegende Beitrag konzentriert sich auf die zweite Komponente von Vorhersagesystemen.

Im Folgenden werden die Zustandsgrößen im Zeitschritt k als Vektor x_k der Dimension n bezeichnet. Die Beobachtungen der Dimension m zum Zeitpunkt k werden mit y_k^0 bezeichnet. Es wird davon ausgegangen, dass die Entwicklung der Zustandsgrößen mit Hilfe eines dynamischen (Vorhersage-)Modells beschrieben wird:

$$x_{k+1}^f = Mx_k^a + \eta_k \quad (1)$$

Hierbei gilt: Der Index „f“ steht für Forecasting (Vorhersage). M ist ein Operator der Dimension $n \times n$. Er entspricht dem diskreten Schema, das einem gegebenen numerischen Modell zugeordnet ist. η_k steht für Gaußsches Rauschen mit Kovarianzmatrix Q_k .

Die Beziehung zwischen den Zustandsgrößen und den Messwerten wird mit Hilfe eines linearen Modells beschrieben:

$$y_k^0 = Hx_k + \epsilon_k \quad (2)$$

Hierbei ist H der Beobachtungsoperator und ϵ_k steht für Gaußsches Messrauschen mit Kovarianzmatrix R , das häufig als „weißes“ Rauschen angenommen wird (d. h. R ist diagonal). Beobachtungsfehler ergeben sich aus Instrumentenrauschen und sogenannten Darstellungsfehlern, die modellabhängig sind. Welches relative Gewicht der Beobachtung beigemessen wird, hängt vom Umfang der Beobachtungsfehler in Kombination mit den Fehlern im numerischen Modell ab. Die Modellfehler werden durch die Fehlerkovarianzmatrix P beschrieben.

In den folgenden Kapiteln werden verschiedene Ansätze zur Suche nach einem sogenannten analysierten Zustand x^a beschrieben, bei dem eine optimale Kombination einer ersten Modellzustandsschätzung x^f mit den Messungen y^o gegeben ist. Die meisten Ansätze (Abb. 1) lassen sich als ein Problem der Minimierung einer Kostenfunktion formulieren, mit der einerseits die Abweichung zwischen Modell und Beobachtungen (die sogenannte Innovation) reduziert und andererseits die Abweichung von der ersten Schätzung möglichst klein gehalten wird.

2.2 Direct Insertion und Newtonian Relaxation

Die einfachste Form der Assimilation ist die Direct Insertion (DI). Hierbei werden die Vorhersagewerte an den Beobachtungspunkten durch Messwerte ersetzt. Da dies nur bei konsistenten Daten möglich ist, wie sie kaum jemals vorliegen, ist diese Methode nicht optimal. Im Vergleich dazu führt das Nudging- bzw. Newtonian Relaxation-Schema Terme in die prognostischen Gleichungen ein, die proportional zur Differenz zwischen den beobachteten Daten und den Zustandsgrößen (d. h. den Residuen) sind. Diese Methode „relaxiert“ das Modell in Richtung der Beobachtungen. Die Relaxationszeiten sollten mit den maßgeblichen Zeitreihen konsistent, jedoch nicht zu kurz sein, um Modellstörungen vorzubeugen.

2.3 Sequenzielle Ansätze

Bei den sequenziellen Methoden der Datenassimilation (BRASSEUR 2006) werden Vorhersage-/Analysezyklen wiederholt durchgeführt. Bei jedem Zeitschritt der Analyse wird für die nächste Vorhersage ein neuer Anfangszustand des Modells berechnet, der auf dem Modellzustand und den aktuell verfügbaren Beobachtungen basiert. In den folgenden Kapiteln werden verschiedene unter diese Kategorie fallende Ansätze beschrieben.

2.3.1 Optimale Interpolation

Die optimale Interpolation (OI) (GANDIN 1963; LORENC 1981; DALEY 1991) ist eine Vereinfachung des Kalman-Filters. Die Fehlerkovarianz der Prognose wird durch die Fehlerkovarianz der Hintergrundstatistik ersetzt. In einfacheren Implementierungen werden die im Filter verwendeten Gewichtungen empirisch zugewiesen. Diese Methode basiert auf der grundlegenden Hypothese, dass *für jede Modellvariable einige wenige Beobachtungen ausreichen, um das Analyse-Inkrement zu bestimmen*. Die Spezifikation der Matrix $-P$ hängt in der Regel von der Form der empirischen Autokorrelationsfunktionen (z. B. Gaußsche Funktionen) ab, die als zeitunabhängig gelten. Bei der OI-Methode wird denjenigen

Beobachtungen erhebliches Gewicht zugemessen, die eine signifikante Backgroundfehlerkovarianz aufweisen. In der praktischen Anwendung begrenzt der Korrelationsradius den geometrischen Bereich um die zu berücksichtigenden Modellgrößen.

2.3.2 Kalman-Filter

Die Schätzung des Zustandsvektors lässt sich als Maximierung einer *a posteriori*-Wahrscheinlichkeit des Systemzustands für gegebene Beobachtungen y_k^0 und für eine gegebene erste Schätzung des Modellzustands x_k^f formulieren. Die Schätztheorie (z. B. GELB 1974) besagt, dass die sogenannte Analyse x_k^a , die optimale Kombination von Modell und Beobachtung, gegeben ist durch

$$x_k^a = x_k^f + K_k \left(y_k^0 - Hx_k^f \right) \quad (3)$$

wobei

$$K_k = P_k^f H^T \left(HP_k^f H^T + R \right)^{-1} \quad (4)$$

die Kalman-Gain-Matrix ist. Der Filter kann daher als zweistufiges Verfahren betrachtet werden: (i) Die Vorhersage des Zustandsvektors und seiner Fehlerkovarianz werden berechnet als

$$x_k^f = Mx_{k-1}^a \quad (5)$$

$$P_k^f = MP_{k-1}^a M^T + Q_k \quad (6)$$

(ii) Die Analyse wird aus den Gleichungen (3) und (4) abgeleitet. Schließlich wird (iii) die a-posteriori-Kovarianz berechnet als

$$P_a^k = (I - K_k H) P_k^f \quad (7)$$

Der Analyseschritt ist eine lineare Verknüpfung der dynamischen Vorhersage x_k^f mit der Differenz zwischen Beobachtungsdaten und Modellvorhersagen $y_k^0 - Hx_k^f$, dem sogenannten Residualwert.

Daraus folgt, dass der KF (KALMAN 1960) eine Vereinfachung der Bayesschen Schätzung für lineare Systeme und daher nur für lineare Modelle optimal ist. Eine Linearisierung des Modells um die Zustandsschätzung herum führt zum sogenannten erweiterten Kalman-Filter (EK-Filter) (JAZWINSKI 1970).

Analysen mit dem KF sind möglich, wenn die Vorhersage- und Beobachtungsfehler bekannt und präzise angegeben sind. Da diese statistischen Daten im Allgemeinen nicht allgemein verfügbar sind, ist die Anwendung von Assimilationsalgorithmen oft nicht im strengen Sinne optimal (DEE und DA SILVA 1998).

2.3.3 Ensemble-Verfahren

Um die für den KF erforderliche Linearisierung des Modells zu umgehen, wurde eine weitere Variante des Kalman-Filters entwickelt, die auf Ensemble-Verfahren und Monte

Carlo-Methoden basiert. Diese als Ensemble KF (EnKF; EVENSEN 1994; BURGERS et al. 1998) bekannte Methode stellt die im EK-Filter gegebenen Fehlerstatistiken mit einem Ensemble von Modellzuständen dar. (Die Approximation der Kovarianz erfolgt durch Stichprobenkovarianzen.) Die Schätzung der strömungsabhängigen Backgroundfehlerkovarianz macht diese Methode zu einer guten Alternative zu den Variationsansätzen (siehe Kapitel 2.3.4).

2.3.4 Reduzierung von Zustands- und Fehlerunterräumen

Es ist nicht möglich, einen vollständigen Kalman-Filter in realistische Ozeanmodelle zu implementieren, da die Gleichungen für die Fehlervorhersage und -analyse zu anspruchsvoll und damit die CPU- und Speicheranforderungen zu hoch sind. OI hingegen führt zu einer zu starken Vereinfachung der Fehlerfortpflanzung. In dem von CANE et al. (1996) vorgeschlagenen Filter wird der Zustandsraum durch Projektion grundlegender Funktionen auf einen linearen Unterraum reduziert. Hierfür werden wenige ausgewählte empirische orthogonale Funktionen (EOF) verwendet.

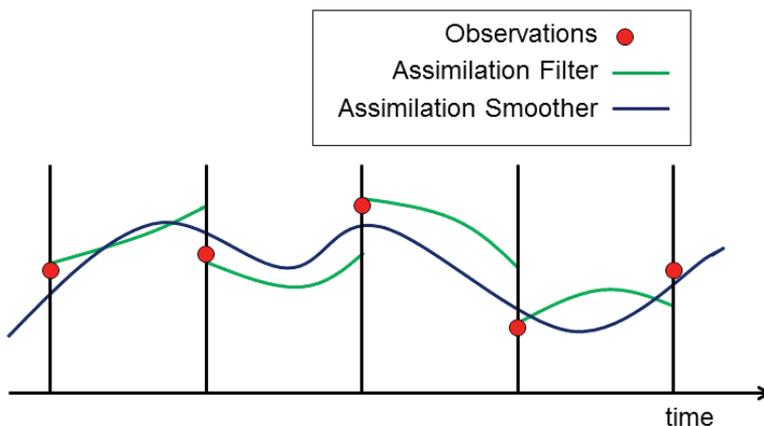


Abbildung 2: Trajektorien des Modellzustands während des Datenassimilationsprozesses in Variationsverfahren (blaue Kurve) und sequenziellen Verfahren (grüne Linien). Die roten Punkte symbolisieren Beobachtungen.

Ein weiterer Ansatz zur Reduktion des Rechenaufwands basiert auf einer niederrangigen Approximation der Zustandskovarianzmatrix. Beispiele für niederrangige Filter sind der Reduced Rank Square Root-Algorithmus (RRSQRT) (VERLAAN und HEEMINK 1995) und der Singular Evolutive Extended Kalman-Filter (SEEK) (PHAM et al. 1998). Im SEEK-Filter wird die Fehlerkovarianzmatrix durch eine singuläre niederrangige Matrix angenähert. In der praktischen Anwendung korrigiert der SEEK-Filter die Vorhersage in die Richtungen, in denen der Fehler durch die Dynamik des Modells nicht ausreichend abgeschwächt wird. Diese „Korrekturrichtungen“ entwickeln sich im Zeitverlauf in Anlehnung an die Entwicklung des Modells. Zur besseren Behandlung der nichtlinearen Fehlerentwicklung wurde der Singular Evolutive Interpolated Kalman-Filter (SEIK) (PHAM et al. 1998) als Variante des SEEK-Filters eingeführt. Er verbindet die niederrangige Approximation mit einer Ensemble-Darstellung der Kovarianzmatrix.

2.3.5 Die dreidimensionale Analyse (3D-VAR)

Die 3D-VAR-Datenassimilation wurde zunächst von SASAKI (1958) entwickelt. Von LORENC et al. (2000) wurde das Schema in der globalen operationellen numerischen Wettervorhersage eingeführt. Jüngere Anwendungen in der Ozeanvorhersage werden von DOBRICIC und PINARDI (2008) beschrieben. Wie auch in dem unter 2.4.2 beschriebenen 4D-VAR-Ansatz wird hier die Berechnung der Gain-Matrix K (Gleichung 4) umgangen. Im Gegensatz zu 4D-VAR werden jedoch alle Beobachtungen (im Zeitfenster um die Analysezeit herum) der Analysezeit zugeordnet. Die Lösung wird durch iterative Auswertungen der Kostenfunktion

$$J(x) = (x - x_k^f)^T B^{-1} (x - x_k^f) + (y_k^o - H[x])^T R^{-1} (y_k^o - H[x]) \quad (8)$$

und ihres Gradienten

$$\nabla J(x) = 2B^{-1} (x - x_k^f) - 2H^T R^{-1} (y_k^o - H[x]) \quad (9)$$

ermittelt. Dieser wird benötigt, um anhand eines geeigneten Algorithmus für den Gradientenabstieg das Minimum zu erreichen. Die Zustandsschätzung x^a zur Minimierung der Kostenfunktion wird dann als Anfangszustand für die nächste Vorhersage verwendet.

2.4 Ansätze mit Smoothern

2.4.1 Allgemeine Darstellung

Wichtige Schemata der optimalen Kontrolltheorie (GHIL und MALANOTTE-RIZZOLI 1991) sind die generalisierten Inversions- und Adjunktenverfahren. Mit diesen als Variationsverfahren bekannten Verfahren wird versucht, die Abweichungen zwischen Daten- und Modelltrajektorien über einen bestimmten Zeitraum zu minimieren. Sie wurden zunächst von MARCHUK (1974) entwickelt und dann von TALAGRAND und COURTIER (1987) sowie MOORE et al. (2011) in der Umweltmodellierung bekannt gemacht.

Variationsmethoden beruhen auf der Annahme, dass die Analyse zum Initialisierungszeitpunkt stattfindet und die einzelnen Beobachtungen an unterschiedlichen Zeitpunkten t_i im betrachteten Zeitintervall auf n Zeitschritte verteilt sind. Analog zur Darstellung der sequenziellen Methoden bezeichnen y_i , x_i und x_{ii} jeweils die Beobachtungen, das Modell und die Wahr-Zustände zur Zeit t_i . Die Fehlerkovarianzmatrix für die Beobachtungsfehler $y_i - H(x_{ii}) - H(x_{ii})$ ist R_i .

2.4.2 Die vierdimensionale Analyse (4D-VAR)

Die 4D-VAR-Analyse minimiert die folgende Kostenfunktion:

$$J(x) = (x - x_b)^T B^{-1} (x - x_b) + \sum_{i=1}^n (y_i - H_i[x_i])^T R_i^{-1} (y_i - H_i[x_i]) \quad (10)$$

Diese Kostenfunktion ist die Summe der quadratischen Abweichungen der Vorhersagefelder und analysierten Felder, gewichtet durch die Genauigkeit der Vorhersage (erster Term

auf der rechten Seite der Gleichung 10), plus der Summe der quadratischen Abweichungen der Analysewerte von den Beobachtungen gewichtet durch die Genauigkeit der Beobachtungen (zweiter Term auf der rechten Seite der Gleichung 10). Sie stellt sicher, dass sich die Analyse nicht zu weit von Beobachtungen und Vorhersagen entfernt. Der entscheidende Vorteil der Variationsansätze liegt darin, dass das Minimierungsproblem der einschränkenden Bedingung unterliegt, dass die Abfolge der Modellzustände x_i eine Lösung der Modellgleichungen sein muss. In der Regel wird der Gradient der Kostenfunktion unter Anwendung eines sogenannten adjungierten Modells geschätzt, das hinsichtlich Implementierung und Pflege des Computercodes sehr anspruchsvoll ist. Darüber hinaus muss die Assimilation in Echtzeitvorhersagen während des gesamten 4D-VAR-Zeitintervalls auf die Verfügbarkeit der Beobachtungsdaten „warten“. In sequenziellen Systemen hingegen sind die Beobachtungsdaten bereit kurz nach ihrer Erhebung nutzbar.

2.4.3 Ensemble Smoother: Optimierung von Randbindungen und meteorologischem Antrieb

Der Algorithmus Ensemble Kalman Smoother (EnKS), eine Abwandlung des EnKF, löst ein Glättungsproblem (VAN LEEUWEN und EVENSEN 1996; EVENSEN und VAN LEEUWEN 2000; VAN LEEUWEN 2001; SAKOV et al. 2010). In die Schätzung des zu einer bestimmten Zeit gegebenen Ozeanzustands fließen auch die Daten ein, die vor und nach diesem Zeitpunkt verfügbar sind. Indem also die zukünftigen Beobachtungsdaten zeitlich in die Vergangenheit propagiert werden, glättet EnKS den dynamischen Zustand und stellt ein längeres Assimilationsfenster sicher. Alle erhobenen Beobachtungen werden in einem einzigen Update assimiliert. Dabei wird die Entwicklung des Zustands und der Zustandsfehlerkovarianz über die gesamte Länge des Zeitfensters berücksichtigt.

BARTH et al. (2010; 2011) zeigten die Verwendung von Ensemble Perturbation Smoothers jeweils für die Optimierung von Tiderandbedingungen und die Korrektur von Bodenwinden. In beiden Fällen wurden vom HF-Radar gemessene Oberflächenströmungen in der Deutschen Bucht assimiliert. Hier stellt sich, wie im vorherigen Kapitel erläutert, die Situation anders dar als im Hochseebereich, da Tiden in Küstenmodellen nicht innerhalb des Gebiets generiert, sondern über die Randbedingungen in das Gebiet hinein propagiert werden. Eine Aktualisierung des Modellzustands mittels Datenassimilation ist daher ohne gleichzeitige Aktualisierung der Randbedingungen nicht ausreichend, um das Modell der Tidevariabilität zu verbessern.

Für den eingesetzten Smoother gilt die Annahme, dass alle Beobachtungen innerhalb des Zeitraums der Modellintegration in einen Beobachtungsvektor (y^o) mit entsprechender Fehlerkovarianz (R) gruppiert werden. Um ein Ensemble dynamisch realistischer Randbedingungen zu erstellen (BARTH et al. 2009), wird eine Kostenfunktion formuliert, die sich direkt auf die Wahrscheinlichkeit der jeweiligen Randbedingungsstörung bezieht. Die Kostenfunktion stellt sicher, dass die Störungen eine finite Energie haben, glatt sind und eine lineare Bedingung erfüllen. Der Ansatz ist eng mit dem asynchronen EnKF (AEnKF, SAKOV et al. 2010) verknüpft, der die Optimierung von Modelltrajektorien (d. h. Modellergebnissen in Raum und Zeit) anstatt von Modellzuständen vorsieht. Für eine zunehmende Zahl von Ensemble-Mitgliedern nähert sich der Ensemble Smoother an den AEnKF an.

3 Datenassimilation im Küstenozean: Anwendungsbeispiele aus der Deutschen Bucht

3.1 Spezifische Probleme der Datenassimilation im Küstenozean

Die Datenassimilation im Küstenozean ist aufgrund der Vielfalt an zu berücksichtigenden Phänomenen und der Vielzahl an interaktiven Skalen in Raum und Zeit wesentlich komplexer (DE MEY et al. 2009; DE MEY und PROCTOR 2009). Realistische Küstenvorhersagen sind daher nur mit einer im Vergleich zum Tiefseebereich deutlich höheren räumlichen und zeitlichen Auflösung möglich. Prozesse wie Tiden und hochfrequente barotrope Reaktionen auf den atmosphärischen Antrieb, die in der Datenassimilation für die offene See gelegentlich vernachlässigt werden, stehen im Küstenozean im Vordergrund. Die kleinen zeitlichen Skalen (Stunden) und horizontalen Skalen (hunderte Meter) stellen sowohl in numerischer als auch in wissenschaftlicher Hinsicht eine Herausforderung dar.

Die meisten der in Kapitel 2 beschriebenen Methoden werden gegenwärtig für die Assimilation von Daten in Küstenmodellen eingesetzt. Ihre Diversität spiegelt die Komplexität der Küstenprozesse und den Stand der Vorhersagesysteme wider, die nach wie vor in der Entwicklung stecken. Einige Anstrengungen werden jedoch unternommen, die Qualität der Datenassimilation in der praktischen Anwendung zu testen und zu verbessern (STANEV et al. 2011).

Nachfolgend werden einige Probleme im Zusammenhang mit der Assimilation von Küstendaten beschrieben.

1. Zusätzlich zu den physikalischen Eigenschaften, die auch für Hochseemodelle zu berücksichtigen sind, sind für Küstenanwendungen die für den Sedimenttransport wichtigen bodennahen Strömungen und eine große Zahl biogeochemischer Eigenschaften als *Messgrößen von Interesse*. Dies führt zu einer wesentlich höheren Zahl von Variablen und einer größeren Komplexität der Modelle und Assimilationsschemata. Kürzere Zeitskalen (z. B. Minuten bis Stunden für Tiden) erhöhen den Bedarf an Beobachtungsdaten hoher Qualität und spezifischen Datenassimilationsschemata.
2. Bei der sequenziellen Datenassimilation kommt es zu *starken Schockeffekten*, wenn Modelle neu gestartet werden (z. B. MALANOTTE-RIZZOLI et al. 1989). Eine allzu häufige Assimilation von Beobachtungsdaten kann sogar zu einer schlechteren Qualität der Modellergebnisse aufgrund der generierten hochfrequenten Bewegungen führen (TALAGRAND 1972). In den nachfolgenden Kapiteln wird ein Ansatz zur Lösung dieses Problems vorgestellt.
3. Im Küstenbereich werden *andere Daten und Beobachtungsplattformen* eingesetzt als in der offenen See. So kann beispielsweise die Satellitenaltimetrie nicht alle für den Küstenozean wichtigen Skalen auflösen. In den Schelfmeeren sind keine Daten aus profilierenden Driftkörpern (Floats) verfügbar. Neue Perspektiven und Herausforderungen bieten hier Daten von Hochfrequenz-Radaren (HF) und ADCP, Wasserstandsdaten von küstennahen Tidepegelstandorten und Bodendruckmessgeräten, Daten zu Wassereigenschaften von festen Messstellen und Fähren (Abb. 3), Glidern und AUVs. Insbesondere muss die Assimilation von Altimetriedaten auch die Unterabtastung des Tidesignals berücksichtigen, die sich mit Hilfe der Synergie zwischen Altimeter-, Tidepegelstation- und HF-Radar-Daten gut kompensieren lässt.

4. Die *komplexe Physik* in der Küstenzone erschwert die Datenassimilation und erfordert die Auflösung des gesamten Spektrums der Phänomene: Veränderungen der Wasserstände (Tiden, Sturmfluten), Skalenvielfalt, mit Gezeiten (z. B. Gezeitenfronten) verbundene Reibungs- und Mischeffekte, Einfluss von kleinskaligen Strukturen des Meeresbodens (z. B. enge Kanäle) und deren zeitliche Änderung durch morphodynamische Prozesse (die wenig bekannt sind), Rolle der Meerengen für den Austausch zwischen den Einzugsgebieten und Zuströme für den Austausch zwischen Wattflächen und offener See, Trockenfallen und Überflutung. Zusätzlich erschwert wird die Situation durch komplexe nicht-lineare Prozesse (z. B. die Entstehung von „Over-Tides“) und andere komplexe Kopplungen unterschiedlicher Prozesse bei unterschiedlichen Frequenzen.

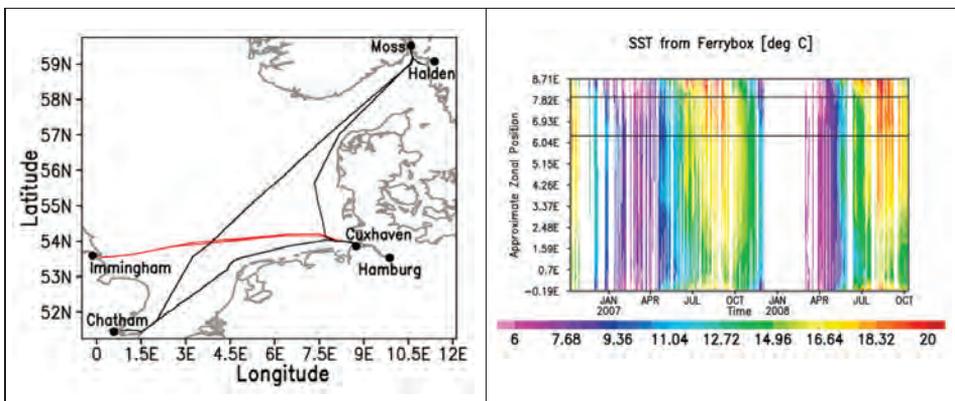


Abbildung 3: FerryBox-Routen in der Nordsee mit rot markierter Route Cuxhaven - Immingham (links) und FerryBox SST-Messungen (rechts) aus den Jahren 2007 und 2008 (aus GRAYEK et al. 2011).

5. Die *Spezifizierung von Fehlern* ist in der Küstenzone extrem schwierig. Aufgrund starker Nichtlinearitäten, die durch die Kopplung unterschiedlicher Prozesse auf unterschiedlichen Zeitskalen entstehen (z. B. Frequenzen von M2-Tiden und Prozesse mit niedrigeren Frequenzen wie die unterschiedliche Schichtung bei Spring- und Nipptiden), sind dynamisch konsistente Fehlervorhersageschemata notwendig. Zudem gehen die meisten Assimilationsschemata von Beobachtungen ohne systematische Fehler mit Gauß-verteilterm Rauschen aus, was sich häufig als unrealistisch erweist. Auch für viele Beobachtungsplattformen im Küstenbereich ist die Ermittlung von Fehlern schwierig. Einige Plattformen, z. B. Satellitenaltimeter, zeigen in der Küstenzone größere Fehler.
6. Die *Kopplung von Modellen aus dem Küsten- und Tiefwasserbereich* ist ein weiteres Problem, das noch nicht hinreichend gelöst werden konnte. Bei den meisten Küstenmodellen erfolgt die Einbettung (Nesting) in eine Richtung. Die Modellauflösung wird in hohem Maße durch den Antrieb von den Rändern gesteuert, deren Daten aus gröberskaligen Modellen stammen. Modelle mit Nesting in beide Richtungen ermöglichen die Propagierung von (assimilierten) Informationen aus Küstenbeobachtungen, die in der Regel von den gröberskaligen Vorhersagesystemen nicht assimiliert werden, aus dem Küstengebiet heraus. Diese Upscaling-Fähigkeit könnte sich für regionale Modelle als vorteilhaft erweisen. Unstrukturierte Gittermodelle bieten eine

effiziente Möglichkeit, einen nahtlosen Übergang zu erzielen, da sie den Übergang zwischen den verschiedenen Skalen im Küsten- und Hochseebereich viel besser darstellen können. In diesen Modellen korrigieren die für das Schelfmeer erhobenen Beobachtungsdaten den Zustand der Tiefsee und die Daten der Tiefsee wiederum den Zustand der Küste. Ein Beispiel für das Potenzial dieser im strukturierten Gittermodell getesteten Möglichkeit kann STANEV et al. (2014) entnommen werden. In den folgenden Kapiteln werden die Vorhersagemodelle durch verfügbare Beobachtungsdaten aus FerryBox-Systemen und HF-Radaren ergänzt. Dabei wird gezeigt, wie sich einige der oben beschriebenen Probleme lösen lassen.

3.2 Assimilation von FerryBox-Daten zu Temperatur und Salzgehalt an der Meeresoberfläche

In diesem Kapitel wird die Assimilation von Messungen des Salzgehalts (SSS) und der Temperatur an der Meeresoberfläche (SST) beschrieben. Die Daten wurden in einem Küstengebiet von einem FerryBox-System erhoben und mittels sequenziellem Filter assimiliert. Eine FerryBox ist ein autonomes System zur Messung, Erfassung und Übertragung von Daten, das bei Fahrbetrieb des Trägerschiffes durchgängig im Einsatz ist (PETERSEN et al. 2006). Die Messung erfolgt in einer Wassertiefe von 4 bis 6 m direkt oder durch Probeentnahme aus einem steten Meerwasserkreislauf. Die für die vorliegende Studie verwendeten einfachen Sensoren messen Temperatur, Salzgehalt, Trübung und Fluoreszenz von Chlorophyll a.

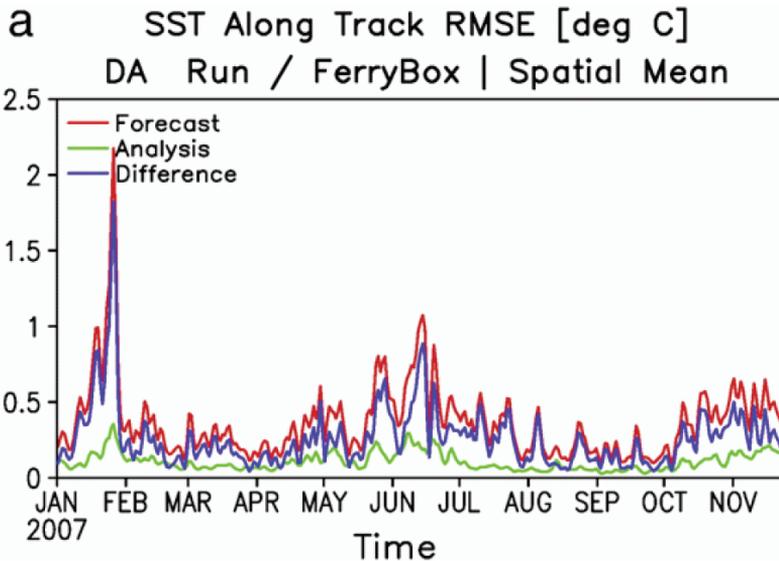


Abbildung 4: RMSE-Werte aus der SST-Vorhersage (rot), SST-Analyse (grün) und jeweilige Differenz (blau) (aus GRAYEK et al. 2011).

Bislang operieren FerryBox-Systeme auf den Nordseestrecken Büsum – Helgoland, Cuxhaven – Harwich, Cuxhaven – Immingham und seit Kurzem zwischen Hamburg, Cuxhaven, Chatham, Moss und Halden (Abb. 3 links). Je nach der zurückzulegenden

Distanz werden die Häfen in den folgenden Intervallen jeweils erneut angefahren: Büsum – Helgoland täglich, Cuxhaven – Immingham unter 36 Stunden, Hamburg – Cuxhaven – Chatham – Moss – Halden etwa 8 Tage. Im vorliegenden Beitrag wird die Strecke zwischen Cuxhaven und Immingham (siehe rote Linie in Abb. 3 links) im Zeitraum von 2007 bis 2008 analysiert.

Zum Einsatz kommt ein auf physikalischen Gleichungen basierendes numerisches 3D-Modell (BURCHARD und BOLDING 2002). Im Modell werden die Gleichungen für die drei Geschwindigkeitskomponenten u , v , w und die Höhe der Meeresoberfläche ζ sowie die Gleichungen für die turbulente kinetische Energie und die Wirbel-Dissipationsrate aufgrund von Viskosität gelöst. Die Anwendung des Modells auf die Deutsche Bucht (Abb. 3) wird in STANEVA et al. (2009) beschrieben.

Das Potenzial von FerryBox-Daten in Bezug auf die Optimierung der Vorhersagegenauigkeit wurde in GRAYEK et al. (2011) analysiert. Wie bereits dargelegt, sind aus der Literatur viele Assimilationsmethoden bekannt, die auf dieses Problem anwendbar sind (z. B. EVENSEN 2003; BRASSEUR 2006; NERGER et al. 2006; DOBRICIC und PINARDI 2008). Da in der vorliegenden Studie weniger die Untersuchung spezifischer Assimilationsmethoden als vielmehr eine allgemeine Analyse der Eignung von FerryBox-Daten für bessere Vorhersagen im Vordergrund steht, entschied man sich für einen relativ einfachen Assimilationsansatz auf Basis der optimalen Interpolation (OI).

Beim Standard-Kalman-Filter muss die Kovarianzmatrix P der Vorhersage in jedem Analyseschritt mit Hilfe von Linearisierungen des Modeloperators oder Ensemble-Verfahren aktualisiert werden. Mit der in dieser Studie verwendeten OI-Methode entfällt dieser komplexe Schritt, da von einer unveränderlichen Vorhersagefehlerstatistik ausgegangen wird. Darüber hinaus sieht das OI-Assimilationsschema eine entfernungsabhängige Ortsbestimmung vor, die langreichweitige Korrelationen in der Background-Kovarianzmatrix P herausfiltert. Zu diesem Zweck wird eine Gaußsche Funktion mit einer Breite von 30 km verwendet.

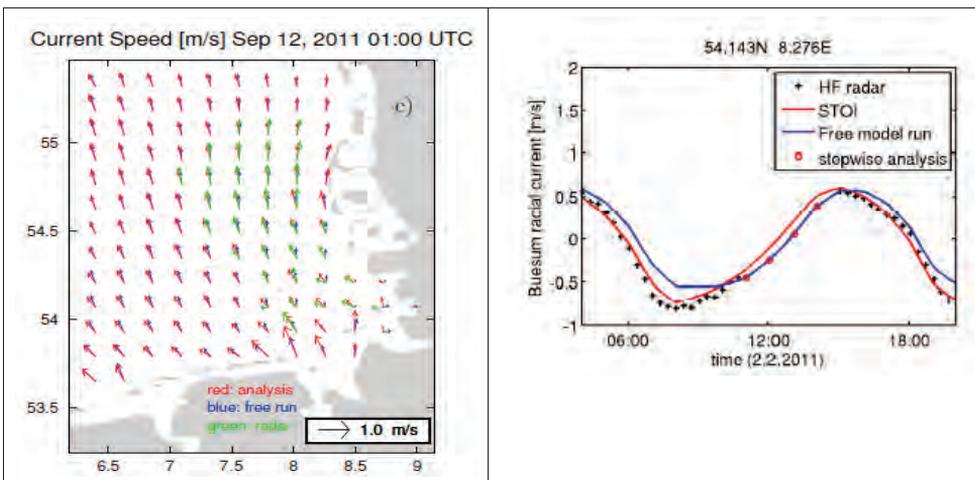


Abbildung 5: (Links) Darstellung der Differenzen zwischen freiem Modelllauf (blau), Analysen (rot) und HF-Radar-Beobachtungen (grün). (Rechts) Messung der radialen Strömungsgeschwindigkeit mit HF-Radar (schwarze Kreuze), freier Modelllauf (blaue Linie) und STOI-Analyse (rote Linie) sowie Analyse mit sequenziellem Ansatz (rote Kreise).

Das auf Basis des OI-Schemas implementierte Assimilationssystem führt täglich um 12:00 Uhr eine Analyse durch. Abb. 4 zeigt einen Vergleich zwischen dem freiem Modelllauf (rot) und der Analyse (grün) in Bezug auf räumlich gemittelte SST RMSE-Fehler. In diesem Fall wurden satellitenbasierte SST-Messungen (OSTIA) als Referenz verwendet. Wie ersichtlich, weist die Analyse meist deutlich weniger Fehler auf.

3.3 OI mit zeitlich/räumlicher Komponente (STOI): ein Schritt in Richtung „beste Schätzung der Oberflächenströmung“

Eine weitere Optimierung des Nutzens von operationellen Beobachtungen wird mit dem COSYNA-System (Coastal Observing SYstem for Northern and Arctic Seas) erzielt, das unlängst im Bereich der Deutschen Bucht installiert wurde. Das System beinhaltet unter anderem drei WERA HF RadarStationen und stationäre Plattformen. Eine besondere Herausforderung bei der HF-Radar-Assimilation ist die Einbindung von Gezeiten. Sie ist insbesondere in Gebieten wie der von Tidenströmungen geprägten Deutschen Bucht ein dringliches Problem. Da HF-Radar-Daten in der Regel mehrmals pro Stunde erhoben werden, empfiehlt es sich nicht, Analyse und Modell bei jeder Aktualisierung des Beobachtungsbestands neu zu starten, da die Modelle in diesem Fall zwischen zwei Zeitschritten der Analyse keinen Gleichgewichtszustand erreichen können. Die STOI-Methode (Spatio Temporal Optimal Interpolation) (STANEV et al. 2014) verbindet Elemente klassischer Assimilationsfilter mit reinen Beobachtungsverfahren (FROLOV et al. 2012; WAHLE und STANEV 2011). Der vorgeschlagene Datenassimilationsansatz (siehe Übersicht der verschiedenen Methoden in Abb. 1) weist Ähnlichkeiten mit den in BARTH et al. (2010) und SAKOV (2010) beschriebenen Methoden auf, hat jedoch den Vorteil, dass die Kovarianzmatrix der Modellfehler einfacher formuliert ist und gleichzeitig eine Vorhersagefähigkeit vorhanden ist.

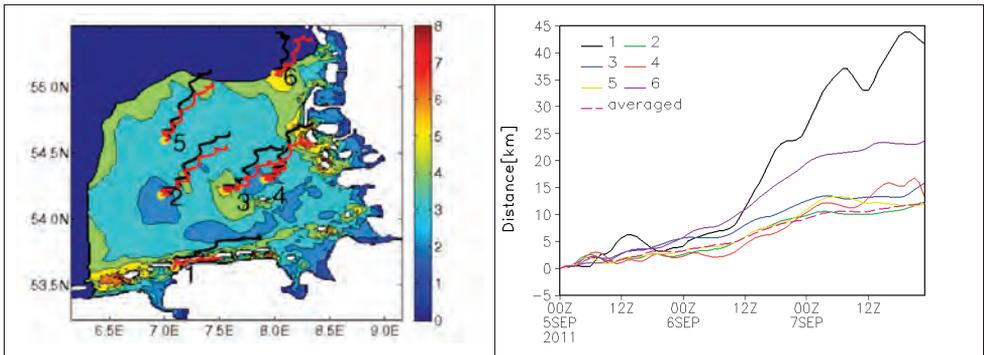


Abbildung 6: (Links) Beobachtungen von COSYNA HF-Radaren sind Grundlage nützlicher Datenprodukte z. B. zum Einsatz in der Seenotrettung. Gezeigt wird die Verdriftung treibender Objekte (in diesem Fall Lagrangescher Partikel). Die schwarzen Linien zeigen die Ergebnisse aus dem freien Modelllauf, die roten Trajektorien die Ergebnisse aus dem Datenassimilationslauf. Die Farbcodierung zeigt die mittlere Entfernung in km zwischen der Position der Lagrangeschen Partikel in der Analyse und im freiem Lauf im September 2011 nach 24-stündiger Integration. (Rechts) Entfernung von Driftpartikeln im Assimilationslauf und im freien Lauf.

Die Oberflächenströmungen werden simultan mit einem Analysefenster von 13 oder 24 Stunden gemessen. Dieser Ansatz ermöglicht eine fortlaufende Trajektorie der

Oberflächenströmung über ein oder zwei Zyklen von M_2 -Tiden. Diese Art der blockweisen Analyse umgeht das Problem der in kurzen Zeitabständen erhobenen HF-Radar-Daten (20-Minuten-Intervalle für das Radarsystem dieser Studie). Die Methode hat gegenüber dem traditionellen Filteransatz auch Vorteile im Hinblick auf Beobachtungsdatenlücken (siehe Abb. 5 rechts). In diesem Fall folgt die sequenzielle Methode dem freien Modelllauf, wenn keine Beobachtungen verfügbar sind, während die STOI-Methode Phasenfehler auch in diesem Zeitraum korrigieren kann. Um den Bereich mit verfügbaren Messungen zu vergrößern und die mit der Verarbeitung von zweidimensionalen Strömungsvektoren aus HF-Radar-Daten verbundenen Probleme zu vermeiden, werden als Eingabe für die Analyse radiale, anstatt zonale und meridionale Komponenten verwendet. Der Hauptunterschied zu Implementierungen mit Ensemble Kalman Smoother (BARTH et al. 2010, BARTH et al. 2011) und dem in SAKOV et al. (2010) beschriebenen Verfahren besteht darin, dass die Schätzung der Modellfehler-Kovarianzmatrix auf Basis der Hintergrundstatistiken und nicht auf Basis von Modelllauf-Ensembles erfolgt.

Die Schätzung einer reduzierten Rangapproximation der Zustandskovarianzmatrix erfolgt durch EOF-Analysen einer Modellsimulationsperiode (Februar bis April 2011). Das Analysefenster zur Vorhersageberechnung wird in Stundenschritten weitergeführt, d. h. es steht jede Stunde eine neue Vorhersage zur Verfügung. Diese Methode unterscheidet sich vom traditionellen Assimilationsansatz, bei dem der Vorhersagehorizont durch einen anhand von analysierten Feldern initialisierten Modellneustart bestimmt wird. Die Methode unterscheidet sich auch von traditionellen statistischen Vorhersageverfahren (z. B. WAHLE und STANEV 2011), die allein auf Messungen basieren. Im STOI-Vorhersagemodus wird der ursprüngliche freie Lauf als Vorabschätzung der Vorhersagen verwendet.

3.4 Potenzieller Nutzen von operationellen Produkten zur Messung von Oberflächenströmungen

STANEV et al. (2014) zeigten mit der Validierung von STOI, dass die HD-Radar-Daten nicht nur interpolierbar, sondern auch räumlich „ausdehnbar“ sind und dadurch homogene abgebildete Datenreihen ermöglichen. Im Gegensatz zu anderen Verfahren, die extrapolierte Oberflächenströmungsfelder allein auf Grundlage von HF-Radar-Daten bereitstellen, sind die Zustandsschätzungen der STOI-Methode mit dem numerischen Modelllauf dynamisch konsistent. Dieser Aspekt ist wichtig hinsichtlich der Nutzung solcher Methoden in operationellen Systemen, deren zentrale Komponente oftmals numerische Modelle sind.

Die folgenden zwei Versuche wurden durchgeführt: Ab dem 1. September 2011, 00:00 Uhr wurden täglich 33.746 Lagrangesche Partikel (die Zahl entspricht der Zahl der nassen Modellpunkte) auf der Oberfläche in der Mitte jeder Gitterzelle freigesetzt und mit einem Lagrangeschen Modell in 2D verfolgt. Auf Basis der stündlich ausgegebenen Ergebnisse der Analysen oder freien Modellläufe wurden Trajektorien für einen Zeitraum von drei Tagen berechnet. Die Trajektorien-simulationen wurden mit denselben Anfangspositionen der Partikel und derselben Integrationszeit von drei Tagen täglich neu gestartet. Die Ausgabe des Lagrangeschen Modells bestand aus 33.746 x 30 x 24 Einzelpositionen. Abb. 6 (links) zeigt die Entfernung zwischen den Partikelpositionen 24 Stunden

nach ihrer Freisetzung in den zwei Läufen im Monatsmittel. Die Positionen der Freisetzung, von denen aus Partikel die Modellgrenze erreichten, wurden von der statistischen Analyse ausgeschlossen.

Diese Karte vermittelt eine Vorstellung von den Erfolgsaussichten einer Seenotrettungsoperation mit und ohne HF-Radar-Daten. Ohne HF-Radar wäre die Ortung eines verschollenen Objekts bereits nach einem Tag um 3 bis 6 km verfälscht. Ein besonders großes Fehlerausmaß ist bei einer Freisetzung in der Nähe einer vorgelagerten Insel oder nahe des nördlichen Modellrands zu erwarten. Die komplexen mesoskaligen Strömungen um die Insel Helgoland könnten Probleme für Modell und Beobachtungen bereiten und die größere räumliche Variabilität des Fehlermusters erklären. Die Trajektorien aus den beiden Läufen, die ab dem 5. September für die Integrationszeit von drei Tagen erfolgten, wurden an sechs exemplarischen Stellen in die Abbildung integriert. Sie vermitteln eine Vorstellung des dominierenden Ausbreitungsmusters und zeigen, dass die Kohärenz der Tideschwingungen relativ bald nach der Freisetzung verloren geht. Dies belegt den Bedarf an zwischen den Tiden erhobenen Messdaten zur Korrektur der Modelltrajektorien.

Die zeitliche Entwicklung der Entfernung zwischen den an denselben Stellen freigesetzten Partikeln (Abb. 6 rechts) zeigt die schnelle Zunahme der Entfernungen zwischen den Trajektorien in den beiden Läufen. Der als gestrichelte Linie dargestellte gemittelte Ortungsfehler gibt eine generelle Vorstellung von der Ortungsgenauigkeit bei Seenotrettungseinsätzen unter Nutzung der Ausgabedaten aus dem freien Lauf. In drei Tagen lassen sich die Ortungsfehler mit Hilfe der HF-Radar-Daten im Durchschnitt potentiell um ca. 10 km reduzieren. Für Anwendungen in Bereichen wie der Seenotrettung ist dieser Unterschied von Relevanz.

4 Schlussfolgerungen und zukünftige Herausforderungen

Die wirtschaftlichen Vorteile von Vorhersagesystemen im Küstenbereich sind ein überzeugendes Argument für den Ausbau küstennaher Beobachtungssysteme. Marine Operationen hängen in hohem Maße vom Erfolg der Datenassimilationsverfahren ab, da Anwendungen wie die Risikobewertung dynamisch konsistente Daten benötigen, die eng mit verfügbaren Messungen übereinstimmen. In der nahen Zukunft sollen mit Hilfe von OSSEs entwickelte regionale Ozeanvorhersage- und Ozeanüberwachungssysteme installiert werden, wobei die Bereitstellung von zu erwartenden Vorhersagefehlern ein wichtiger Bestandteil sein wird. Auch Multi-Model Ensembles könnten für praktische Anwendungen äußerst nützlich sein.

Die in diesem Beitrag vorgestellten Beispiele zeigen die Anwendung der Datenassimilation am Beispiel deutscher Küstengewässer und verdeutlichen die Anforderungen bei der Entwicklung von Datenassimilationsverfahren für die von Gezeiten geprägten Küstenbereiche. Die vorgestellten Verfahren bieten Lösungen für komplexe physikalische Zusammenhänge und die entsprechenden charakteristischen Zeitskalen, die Nutzung spezifischer Küstendaten (radiale Komponenten von Oberflächenströmungen) aus drei WERA-Stationen sowie einige prä-operationelle Problemstellungen.

Im Bereich der Datenassimilation im Küstenozean verbleiben auch für die Zukunft einige Herausforderungen. Die Diagnosemöglichkeiten und Kennzahlen zur Bewertung der Leistung von Assimilationsmodellen im Küstenbereich müssen weiter verbessert werden. Das Problem der Kopplung von Assimilationssystemen im Küsten- und

Tiefseebereich ist weiterhin nicht auf befriedigende Weise gelöst. Die Vorhersage von biogeochemischen Zustandsgrößen im Küstenozean ist zwar von großer praktischer Bedeutung, steckt jedoch noch in den Kinderschuhen. Der Umgang mit abfließendem Flusswasser, Brackwasser, Sohlrauheit und kleinskaliger Topographie muss weiter verbessert werden. Die Nichthomogenität von Raum und Zeit in der Modellfehlerstatistik muss stärker berücksichtigt werden. Von besonderer Bedeutung ist die optimale Nutzung nicht homogener Daten aus unterschiedlichen Quellen und Plattformen. Hier wird erwartet, dass 4D-VAR und EnKS einen großen Beitrag zur Weiterentwicklung praktischer Anwendungen leisten können.

5 Danksagung

Wir danken Alexander Barth, Sebastian Grayek, Joanna Staneva und Xi Lu für die anregenden Diskussionen und ihre Unterstützung.

6 Schriftenverzeichnis

- BARTH, A.; ALVERA-AZCÁRATEM, A.; BECKERS, J. M.; STANEVA, J.; STANEV, E. V. and SCHULZ-STELLENFLETH, J.: Correcting surface winds by assimilating high-frequency radar surface currents in the German Bight, *Ocean Dyn.*, 61, 599-610, 2011.
- BARTH, A.; ALVERA-AZCÁRATE, A.; BECKERS, J. M.; WEISBERG, R. H.; VANDENBULCKE, L.; LENARTZ, F. and RIXEN, M.: Dynamically Constrained Ensemble Perturbations: Application to Tides on the West Florida Shelf, *Ocean Sci.*, 5, 259-270, 2009.
- BARTH, A.; ALVERA-AZCÁRATE, A.; GURGEL, K.-W.; STANEVA, J.; PORT, A.; BECKERS, J.-M. and STANEV, E.: Ensemble perturbation smoother for optimizing tidal boundary conditions by assimilation of High-Frequency radar surface currents – application to the German Bight, *Ocean Sci.*, 6, 161-178, 2010.
- BRASSEUR, P.: Ocean data assimilation using sequential methods base on the Kalman filter, in: CHASIGNET, E. and VERRON, J. (eds.): *Ocean weather forecasting: An integrated view of oceanography*, Springer, 271-316, 2006.
- BURCHARD, H. and BOLDING, K.: GETM – a General Estuarine Transport Model, No EUR 20253 EN, printed in Italy, European Commission, 2002.
- BURGERS, G.; VAN LEEUWEN, J. and EVENSEN, G.: Analysis scheme in the ensemble Kalman filter, *Mon. Weather Rev.*, 126 (6), 1719-1724, 1998.
- CANE, M. A.; KAPLAN, A.; MILLER, R. N.; TANG, B.; HACKERT, E. C. and BUSALACCHI, A. J.: Mapping tropical Pacific sea level: Data assimilation via a reduced state space Kalman filter, *J. Geophys. Res.*, 101 (C10), 22599-22617, 1996.
- CHASIGNET, E. and Verron, J.: *Ocean Weather Forecasting: An Integrated View of Oceanography*, Springer, Dordrecht, 2006.
- CUMMINGS, J.; BERTINO, L.; BRASSEUR, P.; FUKUMORI, I.; KAMACHI, M.; MARTIN, M.; MOGENSEN, K.; OKE, P.; TESTUT, C.; VERRON, J. and others: Description of assimilation methods used in GODAE systems, *Oceanography Magazine*, 22, 96-109, 2009.
- DALEY, R.: *Atmospheric Data Analysis*, Cambridge University Press, 1991.

- DEE, D. P. and DA SILVA, A. M.: Data assimilation in the presence of forecast bias, Q. J. R. Meteorol. Soc., 124 (545), 269-295, 1998.
- DE MEY, P.; CRAIG, P.; DAVIDSON, F.; EDWARDS, C.; ISHIKAWA, Y.; KINDLE, J.; PROCTOR, R.; Thompson, K.; ZHU, J.; the GODAE COASTAL and S.S.W.G.C. COMMUNITY: Applications in coastal modeling and forecasting, Oceanography, 22 (3), 198-205, 2009.
- DE MEY, P. and PROCTOR, R.: Assessing the value of GODAE products in coastal and shelf seas, Ocean Dyn., 59, 1-2, 2009.
- DOBRICIC, S. and PINARDI, N.: An oceanographic three-dimensional variational data assimilation scheme, Ocean Modelling, 22, 89-105, 2008.
- EVENSEN, G.: The ensemble Kalman filter: theoretical formulation and practical implementation, Ocean Dyn., 31, 961-981, 2003.
- EVENSEN, G.: Sequential data assimilation with a nonlinear quasi-geostrophic model using Monte Carlo methods to forecast error statistics, J. Geophys. Res., 99, 10, 143-162, 1994.
- EVENSEN, G. and VAN LEEUWEN, P.: An ensemble Kalman smoother for nonlinear dynamics., Mon. Weather Rev., 128, 1852-1867, 2000.
- FROLOV, S.; PADUAN, J.; Cook, M. and Bellingham, J.: Improved statistical prediction of surface currents based on historic HF-radar observations, Ocean Dyn., 62, 1111-1122, 2012.
- GANDIN, L.: Objective Analysis of Meteorological Fields, Translated by Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem, 242, 1963.
- GELB, A.: Applied optimal estimation, The MIT press, 1974.
- GHIL, M. and MALANOTTE-RIZZOLI, P.: Data assimilation in meteorology and oceanography, Adv. Geophys, 33, 141-266, 1991.
- GRAYEK, S.; STANEVA, J.; SCHULZ-STELLENFLETH, J.; PETERSEN, W. and STANEV, E.: Use of FerryBox surface temperature and salinity measurements to improve model based state estimates for the German Bight, J. Mar. Syst., 88, 45-59, 2011.
- JAZWINSKI, A. H.: Stochastic Processes and Filtering Theory, Academic Press, New York, 1970.
- KALMAN, R.: A new approach to linear filtering and prediction problems, Journal of basic Engineering, 82 (1), 35-45, 1960.
- LORENC, A.: A global three-dimensional multivariate statistical interpolation scheme, Mon. Weather Rev., 109 (4), 701-721, 1981.
- LORENC, A.; BALLARD, S.; BELL, R.; INGLEBY, N.; ANDREWS, P.; BARKER, D.; BRAY, J.; CLAYTON, A.; DALBY, T.; LI, D. and others: The Met. Office global three-dimensional variational data assimilation scheme, Q. J. R. Meteorol. Soc., 126 (570), 2991-3012, 2000.
- MALANOTTE-RIZZOLI, P., YOUNG, R. E. and HAIDVOGEL, D. B.: Initialization and data assimilation experiments with a primitive equation model, Dyn. Atmos. Oceans, 13 (3), 349-378, 1989.
- MARCHUK, G.: Numerical methods in weather prediction, Academic Press, 1974.
- MOORE, A. M.; ARANGO, H. G.; BROQUET, G.; POWELL, B. S.; WEAVER, A. T. and ZAVALA-GARAY, J.: The Regional Ocean Modeling System (ROMS) 4-dimensional variational data assimilation systems: part I—system overview and formulation, Progress in Oceanography, 91 (1), 34-49, 2011.

- NERGER, L.; DANILOV, S. and HILLER, W.: Using sea-level data to constrain a finite-element primitive-equation ocean model with a local SEIK filter, *Ocean Dyn.*, 56, 634-649, 2006.
- PETERSEN, W.: FerryBox: A mature system for operational monitoring, *Sea Technology*, 47, 53-57, 2006.
- PHAM, D.; VERRON, J. and ROUBAUD, M.: A singular evolutive extended Kalman filter for data assimilation in oceanography, *J. Mar. Syst.*, 16, 323-340, 1998.
- SAKOV, P.; EVENSEN, G. and BERTINO, L.: Asynchronous data assimilation with the EnKF, *Tellus*, 62A, 24-29, 2010.
- SASAKI, T.: An objective analysis based on the variational analysis, *J. Meteorol. Soc. Japan*, 36, 738-742, 1958.
- STANEV, E.; SCHULZ-STELLENFLETH, J.; STANEVA, J.; GRAYEK, S.; SEEMANN, J. and PETERSEN, W.: Coastal Observing and Forecasting System for the German Bight. Estimates of Hydrophysical States, *Ocean Sci.*, 7, 1-15, 2011.
- STANEV, E.; ZIEMER, F.; SCHULZ-STELLENFLETH, J.; SEEMANN, J.; STANEVA, J. and GURGEL, K.: Blending surface currents from HF radar observations and numerical modelling: Tidal hindcasts and forecasts, Submitted to *J. Atmos. Ocean Techn.*, 2014.
- STANEVA, J.; STANEV, E.; WOLFF, J.-O.; BADEWIEN, T. H.; REUTER, R.; FLEMMING, B.; BARTHOLOMAE, A. and BOLDING, K.: Hydrodynamics and sediment dynamics in the German Bight. A focus on observations and numerical modeling in the East Frisian Wadden Sea, *Cont. Shelf Res.*, 29, 302-319, 2009.
- TALAGRAND, O.: On the Damping of High-Frequency Motions in Four-Dimensional Assimilation of Meteorological Data, *Journal of Atmospheric Sciences*, 29, 1571-1571, 1972.
- VAN LEEUWEN, P.: An Ensemble Smoother with Error Estimates, *Mon. Weather Rev.*, 129, 709-728, 2001.
- VAN LEEUWEN, P. J. and EVENSEN, G.: Data assimilation and inverse methods in terms of a probabilistic formulation, *Monthly Weather Review*, 124, 2898-2913, 1996.
- VERLAAN, M. and HEEMINK, A.: Reduced rank square root filters for large scale data assimilation problems. Second International Symposium on Assimilation of Observations in Meteorology and Oceanography, 1995.
- WAHLE, K. and STANEV, E.: Consistency and Complementarity of Different Coastal Ocean Observations, A Neural Network-based Analysis for the German Bight, *Geophys. Res. Lett.*, 38, 1-4, 2011.

Analyse von Salzgehaltsänderungen nach Fahrwasserausbauten in Ästuarien mit Künstlichen Neuronalen Netzen

Cordula Berkenbrink und Hans Dieter Niemeyer

Zusammenfassung

Fahrwasserausbauten in Ästuarien bewirken erstrangig Veränderungen des Tideregimes und nachfolgend auch die des Salzeintrags nach oberstrom. Diese potenziellen Auswirkungen werden in Umweltverträglichkeitsprüfungen untersucht, deren Ergebnisse hinsichtlich ihrer Verlässlichkeit durch Beweissicherung überprüft werden. Nachdem Ausbau des Fahrwassers in der Außenweser wurden entsprechend u. a. Messungen der Salzgehalte vorgenommen. Da die Daten Indizien für Änderungen des Salzgehalts aufzeigten und deren umfassende Quantifizierung mit Methoden wie nichtlinearer Regression fehlschlugen, wurden Analysen mit Hilfe Künstlicher Neuronaler Netze (KNN) ausgeführt. Damit konnten die Salzgehalte jeweils vor und nach dem Ausbau mit hoher Qualität reproduziert werden. Es zeigte sich weiterhin, dass mit dem Künstlichen Neuronalen Netz, das mit den Daten vor dem Ausbau trainiert worden war, für die nach dem Ausbau gewonnenen Daten keine entsprechende Übereinstimmung erreichbar war. Die dabei erkennbar werdenden Differenzen ermöglichen eine belastbare Quantifizierung ausbaubedingter Änderungen ästuariner Salzgehalte und geben Hinweise für die Optimierung zukünftiger Umweltverträglichkeitsuntersuchungen.

Schlagwörter

Tide, Salzgehalt, Ästuarien, Fahrwasserausbauten, Künstliche Neuronale Netze (KNN)

Summary

Deepening of estuarine waterways effects primarily changes of tidal water levels and secondarily that of tidal volumes and salt intrusion. These effects are subject of Environmental Impact Assessments which results are often checked by afterward monitoring for preservation of evidence. After the deepening of the waterway in the Outer Weser estuary, among others such measurements were carried out for salinity. The data indicated alterations of salt intrusion into the Weser estuary, but a reliable quantification of the changes by conventional procedures like e. g. nonlinear regression analysis failed. However, tests with Artificial Neural Networks (ANN) provided reliable results for the respective data sets gained before and after the waterway deepening. Whereas the application of the ANN which was trained with a fraction of the data gained before the deepening provided a sustainable reproduction of the whole data set, these ANN mismatched with the data gained after deepening. These differences provide a basis for a reliable determination of the increasing salt intrusion into the Lower Weser estuary due to the deepening of the waterway.

Keywords

tide, salinity, artificial neural network (ANN), estuary, waterway deepening

Inhalt

1	Einleitung	164
2	Untersuchungsgebiet und Datengrundlage	165
3	Methoden	165
4	Analysen mit Künstlichen Neuronalen Netzen	168
4.1	Bremerhaven.....	168
4.2	Nordenham.....	170
4.3	Strohauser Plate.....	172
4.4	Brake.....	174
5	Bewertung der Methoden.....	176
6	Zusammenfassung und Schlussfolgerungen	177
7	Schriftenverzeichnis.....	179

1 Einleitung

Häfen für die Großschifffahrt befinden sich häufig an Tideästuarien, da dort sowohl die erforderlichen Wassertiefen als auch Anschlüsse an Verkehrsverbindungen ins Binnenland vorhanden sind, insbesondere auch an die Binnenschifffahrt. Auf Grund der zunehmenden Größe von Schiffen und ihres Tiefgangs mussten die Schifffahrtsstraßen entlang der Ästuarien wiederholt vertieft und teilweise auch verbreitert werden, was zwangsläufig zu Änderungen der Hydro- und Morphodynamik führte. Eine solcher Auswirkungen ist ein verstärkter Salzeintrag in die Ästuarien, der sowohl für die Lebensräume von Tieren und Pflanzen als auch für die landwirtschaftliche Nutzung des Wassers der Ästuare und ihrer Nebengewässer für Nutztiere oder -pflanzen Folgen haben kann.

Das Planungsrecht verlangt für große Infrastrukturvorhaben Untersuchungen zur Umweltverträglichkeit. Sofern deren Ergebnisse nur eine unsichere Grundlage für eine verlässliche und angemessene Bewertung liefern, hat die Planfeststellungsbehörde die Möglichkeit, zur Feststellung tatsächlicher Folgewirkungen eines Vorhabens dessen Träger ein Beweissicherungsverfahren aufzuerlegen.

Dieser Weg wurde 1997 von der Planfeststellungsbehörde für den Ausbau der Außenweser gewählt. Insbesondere für die Hydro- und Morphodynamik wurden ein umfassendes Messprogramm und eine entsprechende Datenanalyse im Planfeststellungsbeschluss vorgegeben. Teil des Programms waren unter anderem, Messungen des Salzgehalts an mehreren Messstationen im Weserästuar (Abb. 1) zur Ermittlung eines etwaigen Anstiegs des Salzeintrags in das Ästuar und eine Quantifizierung der Ausbaufolgen.

Die entsprechenden Untersuchungen vom Vorhabenträger ergaben keine Hinweise auf signifikante Veränderungen des Salzeintrags ins Ästuar (WSA BREMERHAVEN 2010). Auf Grund der Interessen des Bundeslandes Niedersachsen erfolgte eine erneute

Bewertung mittels nichtlinearer Regressionsanalysen durch die Forschungsstelle Küste. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen wiesen auf bedeutende Veränderungen der Salzgehalte im Ästuar als Folge der Fahrrinnenvertiefung hin, ohne dass – insbesondere für den Bereich niedrigerer und höherer Salzgehalte – eine belastbare Quantifizierung der ausbaubedingten Änderungen möglich war. Um diese Schwäche zu beheben, wurden die Daten erneut mit Künstlicher Neuronalen Netzen erfolgreich analysiert, womit eine zuverlässige Ermittlung veränderter Salzgehalte im Weserästuar als Folge des Ausbaus der Außenweser ermöglicht wurde.

2 Untersuchungsgebiet und Datengrundlage

Das Untersuchungsgebiet erstreckt sich von der Außenweser, wo der eigentliche Ausbau des Fahrwassers stattgefunden hat, bis nach Intschede oberhalb der künstlichen Tidegrenze am Wehr Bremen-Hemelingen. Im Weserästuar sind seit 1887 wiederholt Fahrwasserausbauten in unterschiedlicher Intensität vorgenommen worden (WETZEL 1988; Niemeyer et al. 1996), die zu erheblichen Veränderungen von Tidemittelwasser, -scheiteln und -hub sowie des Staus von Sturmfluten geführt haben (NIEMEYER 2015). Im Gefolge der Ausbauten ist ebenfalls die Gewässertopografie und damit einhergehend die Zonierung der Habitate einem nachhaltigen Wandel unterworfen worden (ELSEBACH et. al. 2017). Für den Ausbau der Außenweser auf SKN -14 m wurden in der Beweissicherung die Salzgehalte an den Stationen Bremerhaven, Nordenham, Strohauser Plate und Brake (Abb. 1) erfasst.

Für die Untersuchung potentieller Änderungen sind je Station zwei Datensätze für den Salzgehalt verfügbar (WSA BREMERHAVEN 2010). Der erste Datensatz enthält die Zeitreihe von 1997-1998 vor Beginn der Baggerungen und umfasst somit von der Vertiefung unbeeinflusste Salzgehalte. Die zweite Zeitreihe beginnt im Jahr 2006 nach erfolgreichem Ausbau; dessen Messwerte enthalten somit potenzielle Ausbauwirkungen.

3 Methoden

Künstliche neuronale Netze (KNN) können ähnlich wie das Gehirn von Säugetieren durch Parallelverarbeitung Muster in Daten erkennen und deren funktionale Zusammenhänge näherungsweise erfassen. Sie bestehen aus vielen einzelnen Einheiten, den Neuronen, die miteinander über arithmetische Funktionen verbunden sind. Durch gerichtete Verbindungen zueinander können die Neuronen sich gegenseitig aktivieren, wodurch die Informationsverarbeitung erfolgt.

Für die Quantifizierung der Veränderung des Salzgehalts wurde ein Perzeptron gewählt (BERKENBRINK und NIEMEYER 2011), das zu den vorwärtsgetriebenen künstlichen neuronalen Netzen gehört (Multilayer-Feed-Foward-Network) (STRECKER 1997; DEMUTH ET AL. 2010). Bei diesem KNN werden die Neuronen nacheinander in mehreren Schichten angeordnet und in nur eine Richtung verknüpft. Die Verbindungen zwischen den einzelnen Neuronen werden durch individuell festgelegte Wichtungen erfasst. Sie bilden die Kopplung zwischen den Neuronen und werden so lange modifiziert bis das KNN einen funktionalen Zusammenhang abbilden kann. Da Neuronen auch nichtlinear aktiviert werden können, kann das KNN auch nichtlineare Zusammenhänge erkennen.



Abbildung 1: Untersuchungsgebiet Weserästuar mit Lage der Messstationen.

Die Neuronen in der Eingabeschicht erhalten sämtliche Informationen über die Eingangsparameter. Die Neuronen in der Ausgabeschicht beinhalten die Ergebnisse. Zwischen diesen Schichten befinden sich versteckte Schichten, in denen die Informationsverarbeitung beziehungsweise der Lernprozess stattfindet (Abb. 2).

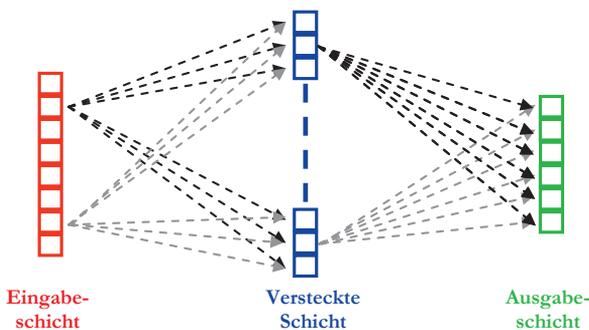


Abbildung 2: Schematische Darstellung des Aufbaus künstlicher neuronaler Netze.

Das für den vorliegenden Untersuchungsgegenstand gewählte Verfahren wird als überwachtes Lernen bezeichnet. Dabei wird die Ausgabeschicht mit den gemessenen Datensätzen verglichen; die Neuronen in der versteckten Schicht und die Parameter der funktionalen Verbindungen zwischen allen Neuronen werden dahingehend verändert, dass die

Ausgabeschicht sich den gemessenen Datensätzen zunehmend annähert. Nach diesem Prozess werden die Werte für die versteckten Neuronen und die Verbindungen fixiert, woraufhin das KNN in der Lage ist, Daten ähnlicher Vorgänge zu berechnen.

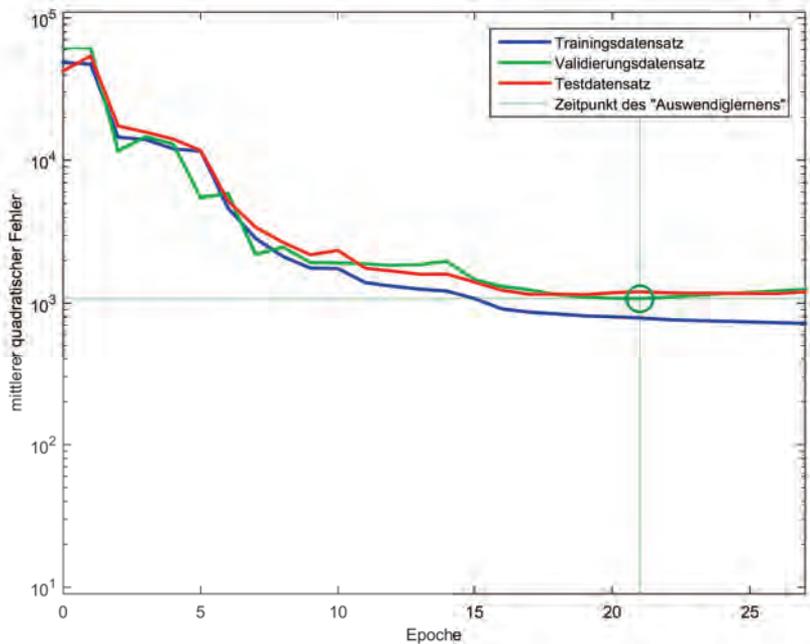


Abbildung 3: Schema des Trainings eines KNN in Kombination mit Validierung und Test.

Um Allgemeingültigkeit der mit einem KNN erzielten Ergebnisse zu gewährleisten, werden die Daten in drei Gruppen aufgeteilt: 70 % der Daten werden für das eigentliche Training herangezogen, um die Neuronen und die Verbindungen des KNN anzupassen. Weitere 15 % der Datensätze dienen der Validierung. Um zu vermeiden, dass das KNN den Datensatz „auswendig lernt“, wird das Training des KNN mit Hilfe des Validierungsdatensatzes überwacht. Während des Trainings wird der mittlere quadratische Fehler zwischen der Zielgröße und dem Ergebnis für jede Trainingsepoche berechnet. Dasselbe geschieht mit dem Validierungsdatensatz. Während der mittlere quadratische Fehler des Trainingsdatensatzes nach jeder Epoche abnimmt, erreicht der Validierungsdatensatz den Punkt, an dem dieser Fehler größer wird. An diesem Punkt beginnt das „Auswendiglernen“ und folgerichtig wird das Training dann abgebrochen und das soweit optimierte KNN kann für vergleichbare Datensätze angewandt werden (Abb. 3).

Die Qualität des KNN wird hier anhand von Streudiagrammen überprüft (Abb. 4), mit denen die Qualität des Zusammenhangs zwischen berechneten und gemessenen Daten repräsentiert wird: Die Übereinstimmung zwischen den berechneten und gemessenen Daten ist umso besser, je geringer die Daten um die Linie für die absolute Übereinstimmung streuen; sie entspricht der Winkelhalbierenden und wird im Folgenden als Referenzlinie bezeichnet. Als weiteres Qualitätskriterium wird eine Regression für die KNN-Ergebnisse vorgenommen; die Differenz von Regressionsfunktion und Referenzlinie ergänzt grafisch die Ergebnisse für das Streudiagramm.

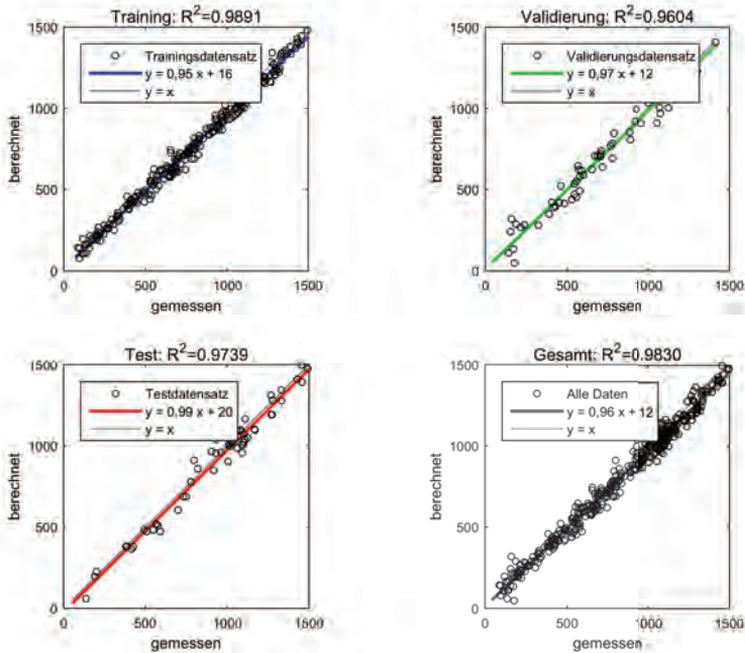


Abbildung 4: Ergebnisse eines optimierten KNN [0,01 ‰] (Beispiel: Station Bremerhaven).

Das KNN wird nach Abschluss der Trainingsphase auf andere Datensätze derselben Messstation unter vergleichbaren Bedingungen angewandt. Es berechnet den Salzgehalt wie beim Testdatensatz unter Berücksichtigung folgender Randbedingungen: Salzgehalt, Tidenhub und Tidehochwasser in der Außenweser sowie Oberwassermenge in Intschede. Sie sind die wesentlichsten Eingangsparameter für den Salzgehalt im Ästuar. Saisonale Einflüsse, wie etwa Sturmfluten oder trockene Sommer sind damit implizit berücksichtigt. Die Topographie des Ästuars bleibt im KNN unberücksichtigt. Sollten sich signifikante Abweichungen zwischen den Ergebnissen des KNN mit Daten vor und nach dem Ausbau der Außenweser ergeben, so stehen damit quantitative Bewertungsgrundlagen für die Ausbaufolgen zur Verfügung.

4 Analysen mit Künstlichen Neuronalen Netzen

4.1 Bremerhaven

Der Datensatz aus dem Jahr 1998 für Bremerhaven deckt das Jahr nicht vollständig ab, sodass eine Analyse mit dem KNN saisonale Effekte nur unvollständig reproduziert. Von den verfügbaren Datensätzen wurden 70 % zum Training des KNN genutzt, die übrigen für die Validierung und zum Testen. Das KNN erzielt eine sehr gute Übereinstimmung zwischen gemessenen und berechneten Daten (Abb. 5). Die Streuung ist sehr gering und die Regressions- und Referenzlinie weisen eine nahezu exakte Übereinstimmung auf.

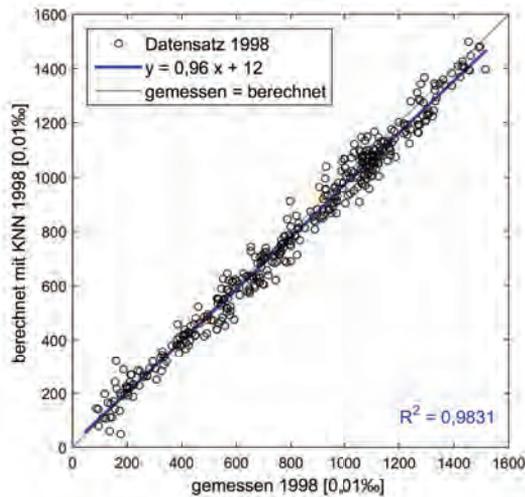


Abbildung 5: Streudiagramm für berechnete und gemessene Salzgehalte mit Referenzlinie und Regressionsgerade für die Daten der Station Bremerhaven von 1998, vor dem Ausbau.

Das KNN wird hiernach für die Berechnung der Salzgehalte nach dem Ausbau verwendet und die berechneten Werte mit den für die Jahre 2006-2008 verfügbaren Messwerten verglichen. Aus dem entsprechenden Streudiagramm geht deutlich hervor, dass die – mit dem für die Datensätze vor dem Ausbau erstellten KNN – berechneten Salzgehalte der Salzeintrag nach dem Ausbau – insbesondere zunehmend für den Bereich der höheren Werte – unterschätzt wird (Abb. 6). Daraus lässt sich folgern, dass sich seit den Messungen vor dem Ausbau im Jahr 1998, für die das KNN erstellt und optimiert wurde, die Salzgehaltsverhältnisse im Weserästuar bei Bremerhaven signifikant verändert haben. Offensichtlich hat sich durch den Ausbau der Außenweser eine erhebliche Veränderung im Prozess des Salzeintrags in das Ästuar ergeben. Physikalisch ist dieses Ergebnis völlig plausibel, aber erst die Analyse mittels KNN ermöglicht eine verlässliche Quantifizierung dieses Effekts.

Die Veränderungen sind weder konstant noch linear. Bis zu einem Wert von etwa 4 ‰ bleibt der Salzgehalt – wenn auch mit einer sehr hohen Streuung um die Referenzlinie – annähernd gleich wie vor dem Ausbau (Abb. 6). Oberhalb dieser Schwelle unterschätzt das –für die Verhältnisse vor dem Ausbau optimierte – KNN die Messwerte, was auf einen ausbaubedingten Anstieg der Salzgehalte schließen lässt, der nicht-linear mit wachsenden Salzgehalten zunimmt. Der Abstand zwischen den jeweiligen Regressionsgeraden für die KNN-Ergebnisse auf Basis der Daten von 1998 und dem Datensatz für den Zeitraum 2006 bis 2008 spiegelt das Maß der ausbaubedingten Veränderung des Salzeintrags wider (Abb. 7).

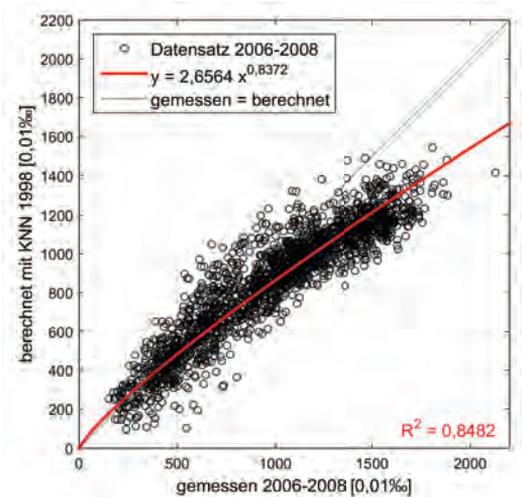


Abbildung 6: Streudiagramm für berechnete und gemessene Salzgehalte mit Referenzlinie und Regressionskurve für die Daten der Station Bremerhaven von 2006-2008, nach dem Ausbau.

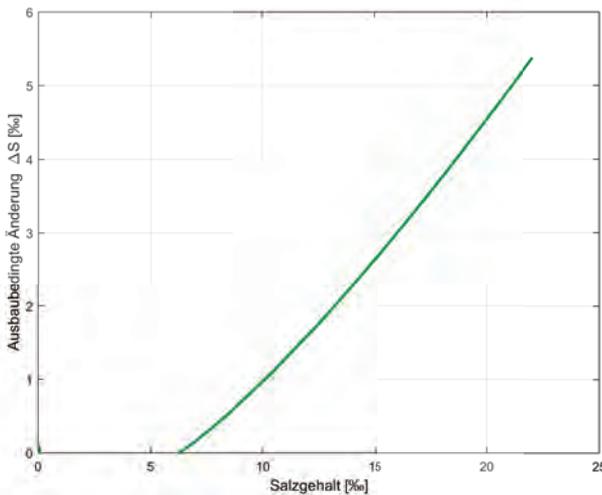


Abbildung 7: Ausbaubedingte Veränderungen der Salzgehalte an der Station Bremerhaven.

Für die gesamte Zeitreihe bedeutet das einen Unterschied von 1,1 ‰, wobei Salzgehalte oberhalb des Wertes von 12 ‰ Änderungen von 1,6 bis über 4,2 ‰ erreichen.

4.2 Nordenham

Für die Station Nordenham liegt mit 701 Werten die längste Zeitreihe für das Training vor, weshalb hier ein KNN trainiert werden kann, das auch sämtliche saisonalen Unterschiede einbezieht. Der Vergleich der gemessenen und mit dem KNN berechneten Werte zeigt eine sehr gute Übereinstimmung (Abb. 8), mit einer geringen Streuung um die Referenzlinie.

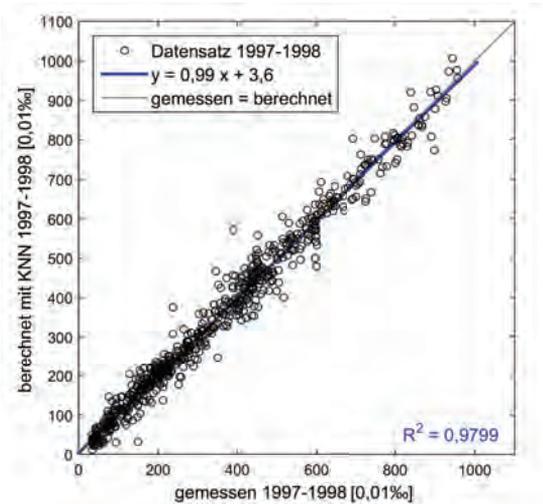


Abbildung 8: Streudiagramm für berechnete und gemessene Salzgehalte mit Referenzlinie und Regressionsgerade für die Daten der Station Nordenham von 1998, vor dem Ausbau.

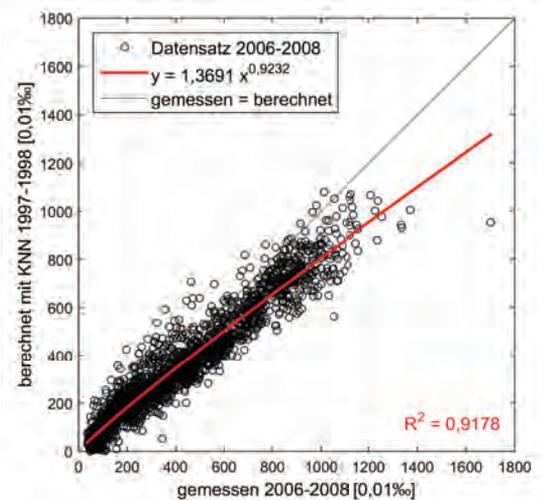


Abbildung 9: Streudiagramm für berechnete und gemessene Salzgehalte mit Referenzlinie und Regressionskurve für die Daten der Station Nordenham von 2006-2008, nach dem Ausbau.

Ähnlich wie bei den Ergebnissen für den Standort Bremerhaven weist das auf Grundlage des Datensatzes von 1998 trainierte KNN bei Anwendung auf den Datensatz 2006-2008 eine Unterschätzung der gemessenen Werte auf, die als Effekt des Ausbaus der Außenweser auf die lokalen Salzgehaltsverhältnisse anzusehen ist (Abb. 9). Für die gesamte Zeitreihe bedeutet das einen mittleren Unterschied von 0,73 %, wobei bei Salzgehalte über 10 ‰ Änderungen von 1,8 bis über 3,5 ‰ erfahren (Abb. 10).

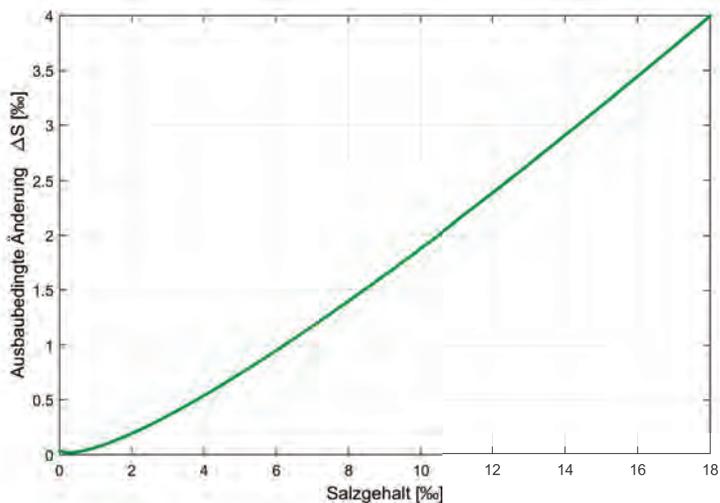


Abbildung 10: Ausbaubedingte Veränderungen der Salzgehalte an der Station Nordenham.

4.3 Strohauser Plate

Der Datensatz der Messstation Strohauser Plate vor dem Ausbau der Außenweser ist vom Umfang her mit dem Datensatz der Station Bremerhaven vergleichbar. Von den 484 Messwerten wurden 70 % zum Training des KNN herangezogen. Daher sind saisonale Effekte im KNN – ebenso wie bei den Daten der Station Bremerhaven – möglicherweise nicht umfassend einbezogen worden. Allerdings produziert das KNN für die Station Strohauser Plate vergleichsweise zuverlässige Ergebnisse wie das mit einem umfassenden Datensatz trainierte KNN von Nordenham: gemessene und berechnete Daten korrelieren nahezu exakt, die Streuung ist entsprechend sehr gering (Abb. 11).

Das auf Grundlage des Datensatzes von 1998 trainierte KNN liefert bei Anwendung auf den Datensatz 2006-2008 auch hier Salzgehalte, mit denen die gemessenen Werte unterschritten werden (Abb. 12). Im Vergleich zu den stromab gelegenen Stationen nimmt hier die relative Unterschätzung der Salzgehalte deutlich zu, mit einer wachsenden Zunahme bei höheren Werten. Der Unterschied beträgt im Mittel 0,53 ‰; oberhalb des Schwellenwerts für signifikante Änderungen von 1,5 ‰ beträgt die ausbaubedingte Änderung im Mittel 1,04 ‰ (Abb. 13).

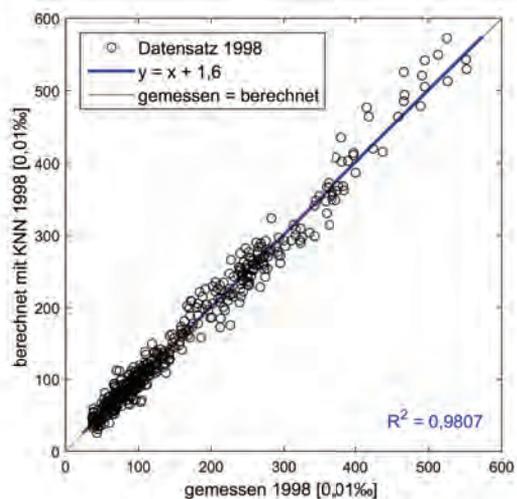


Abbildung 11: Streudiagramm für berechnete und gemessene Salzgehalte mit Referenzlinie und Regressionsgerade für die Daten der Station Strohauser Plate von 1998, vor dem Ausbau.

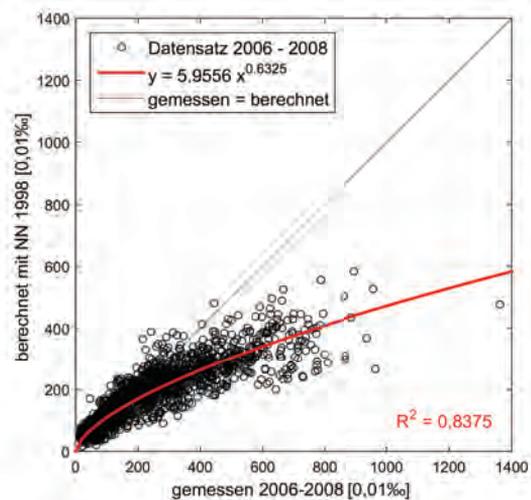


Abbildung 12: Streudiagramm für berechnete und gemessene Salzgehalte mit Referenzlinie und Regressionskurve für die Daten der Station Strohauser Plate von 2006-2008, nach dem Ausbau.

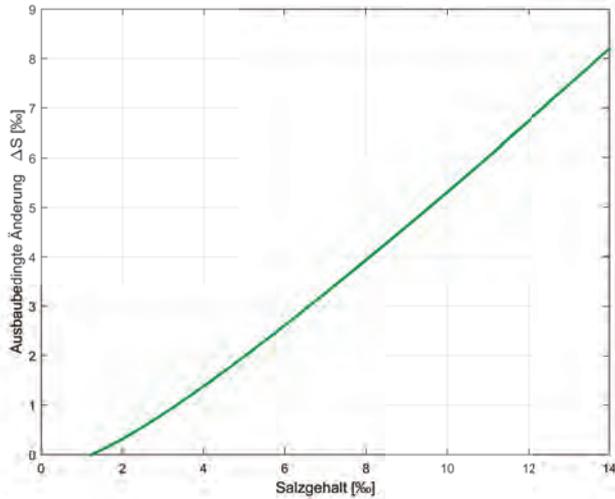


Abbildung 13: Ausbaubedingte Veränderungen der Salzgehalte an der Station Strohauser Plate.

4.4 Brake

In den Aufbau des KNN für den Pegel Brake fließt ein vollständiger Datensatz mit 711 Werten ein, in denen saisonale Effekte umfassend enthalten sind. Die Regression weist eine sehr gute Übereinstimmung zwischen den mit dem KNN ermittelten und den gemessenen Werten aus (Abb. 14). Die Streuung ist sehr gering und die Regressions- und Referenzgerade weisen eine nahezu vollständige Übereinstimmung auf.

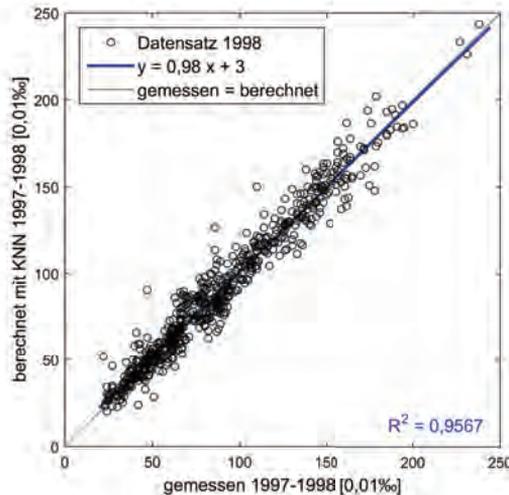


Abbildung 14: Streudiagramm für berechnete und gemessene Salzgehalte mit Referenzlinie und Regressionsgerade für die Daten der Station Brake von 1998, vor dem Ausbau.

Wird das – für den Datensatz vor dem Ausbau optimierte – KNN auf den Datensatz von 2006-2008 angewandt, unterschätzt es die gemessenen Salzgehalte oberhalb der Schwelle von etwa 1,5 ‰ erheblich (Abb. 15). Der Eintrag des Salzwassers aus der Nordsee reicht nach dem Ausbau weiter stromauf und führt somit an der Station Brake für Salzgehaltswerte oberhalb dieses Schwellenwerts zu signifikanten Erhöhungen. Bedingt durch die kleinen Absolutwerte streuen die niedrigeren Werte stärker als die höheren. Die Auswirkungen des Ausbaus sind an der Station Brake lediglich für Absolutwerte oberhalb von 1,5 ‰ eindeutig: sie betragen im Mittel 0,06 ‰ (Abb. 16).

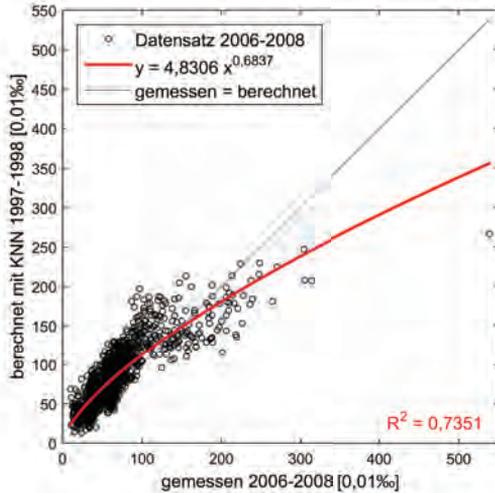


Abbildung 15: Streudiagramm für berechnete und gemessene Salzgehalte mit Referenzlinie und Regressionskurve für die Daten der Station Brake von 2006-2008, nach dem Ausbau.

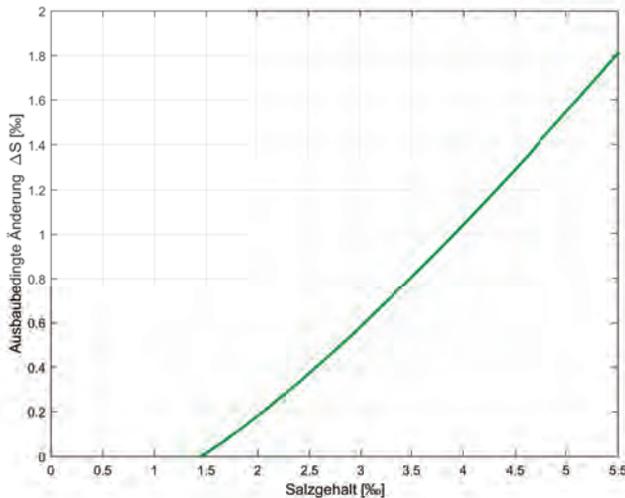


Abbildung 16: Ausbaubedingte Veränderungen der Salzgehalte an der Station Brake.

5 Bewertung der Methoden

Um den methodischen Ansatz mit KNN auf seine Eignung und Zuverlässigkeit eingehender zu prüfen, wurden weitere Kontrollen anhand des Datensatzes der Station Nordenham vorgenommen, für welche die längste Zeitreihe zur Verfügung steht. Zu Beginn wurde das KNN auf den Datensatz von 1998 trainiert und anschließend auf die Jahre 2006-2008 angewandt. Dabei auftretende Abweichungen zwischen gemessenen und berechneten Werten resultieren aus Effekten, die beim Lernprozesses des KNN keine Wirkung entfalteten. Beim Vergleich beider Zeitabschnitte hinsichtlich wirksamer Randbedingungen wird offensichtlich, dass die veränderte Gewässertopografie in Folge des Ausbaus nach 1998 eine wesentlich veränderte – im KNN unberücksichtigte – Randbedingung ist. Zur Prüfung der Zuverlässigkeit des KNN erfolgt eine erneutes Training, jedoch mit nur der Hälfte des Datensatzes (Testdatensatz 1). Danach wird das KNN auf die andere Hälfte des Datensatzes angepasst (Testdatensatz 2).

Das KNN erzeugt zuverlässige Ergebnisse für den Testdatensatz 2. Auch wenn die Streuung vereinzelter Datenpunkte zunimmt, stimmt der berechnete Salzgehalt mit dem gemessenen Wert im Mittel überein. Beide Datensätze stammen aus demselben Zeitraum, in dem keine bedeutende Veränderung der Topographie des Ästuars erfolgte, und das KNN reproduziert die Salzgehaltswerte richtig und übereinstimmend (Abb. 17).

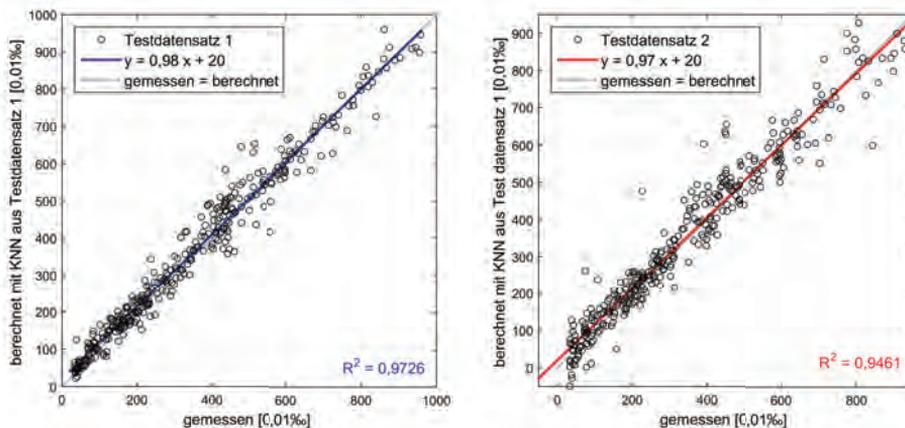


Abbildung 17: Training und Anwendung des KNN auf den Testdatensatz, vor dem Ausbau.

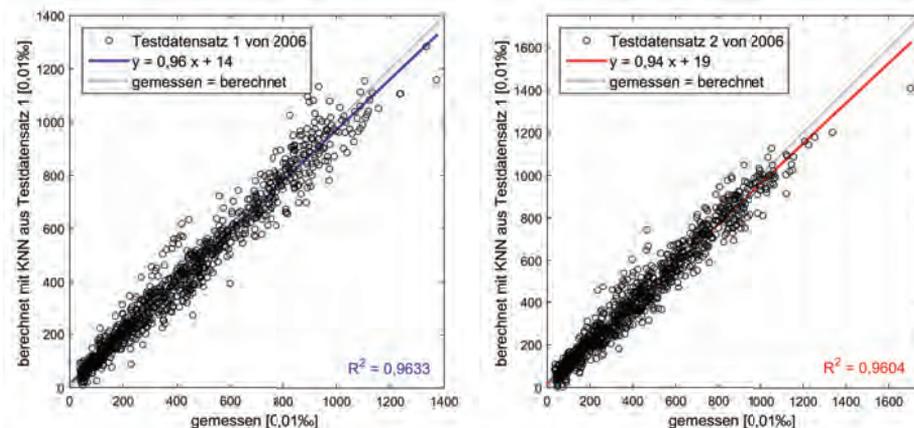


Abbildung 18: Training und Anwendung des KNN auf den Testdatensatz nach dem Ausbau.

Für eine zweite Überprüfung der Zuverlässigkeit der Methode wurde dieselbe Vorgehensweise auf die Datensätze von 2006-2008 angewendet. Das KNN lernt nun das Verhalten des Salzeintrags in das Weserästuar nach dem Ausbau und liefert Ergebnisse mit vergleichbarer Zuverlässigkeit wie bei Berechnungen mit dem Datensatz von 1998. Training und Anwendung des KNN zeigen sehr gute und zuverlässige Ergebnisse und die berechneten und gemessenen Werte weisen eine ähnliche Größenordnung mit geringer Streuung auf (Abb. 18).

Die Ergebnisse beider Untersuchungen belegen die Eignung und Zuverlässigkeit der Methode, Salzgehaltswerte in Abhängigkeit von Tidewasserständen und Oberwassermenge mit Hilfe künstlicher neuronaler Netze zu reproduzieren, sofern sich keine im Training des KNN unberücksichtigt gebliebenen Randbedingungen signifikant verändern.

6 Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

Unter Verwendung von künstlichen neuronalen Netzen wurde eine Quantifizierung des ausbaubedingt veränderten Salzeintrags in das Weserästuar vorgenommen. Die Untersuchung belegt die Zuverlässigkeit dieser Vorgehensweise für diesen Zweck. Sie ermöglicht die Identifizierung und Reproduktionen signifikanter Muster in Datensätzen über funktionale Zusammenhänge.

Basierend auf dem Datensatz von 1998 mit den Messungen vor Beginn des Ausbaus wird für jede Messstation im Weserästuar ein KNN aufgebaut. Dieses KNN wird auf den Datensatz von 2006 bis 2008 angewendet, der die nach dem Ausbau erfassten Messwerte enthält. Nach einem entsprechenden Training mit den Eingangsgrößen Tidenhub, Wasserstände und Salzgehalt in der Außenweser sowie Oberwassermenge können KNN den Salzgehalt für stromauf liegende Ästuarbereiche zuverlässig reproduzieren. Diese Parameter bestimmen den Salzeintrag in das Ästuar so lange eindeutig, wenn keine Änderungen anderer Randbedingungen erfolgen, wie die der Gewässertopographie des Ästuars nach einem Fahrwasserausbau. Dafür konnte ein Plausibilitätsnachweis erbracht werden, bei dem die Eignung und Zuverlässigkeit der Anwendung KNN-Analyse für unterschiedliche

Datensätze – jeweils auch für die beiden verschiedenen Gewässertopografien – nachgewiesen worden ist.

Mit den KNN-Analysen können Salzgehaltsveränderungen quantifiziert werden. Für jeden Standort wurde ein Anstieg des Salzgehalts oberhalb eines lokal bestimmten Schwellenwerts ermittelt, der sich mit steigenden absoluten Werten noch erhöht. Die stromaufwärts steigenden Salzgehalte sind auf ausbaubedingt höhere Flutwassermengen zurückzuführen. Mit den Ergebnissen der KNN-Analyse sind zudem weitergehende Differenzierungen der ausbaubedingten Änderungen über deren Mittelwerte hinaus möglich: Bei Vorgabe kritischer Änderungswerte für Tiere und Pflanzen lassen sich die Häufigkeit von Überschreitungen solcher Werte ermitteln, womit verbesserte Bewertungsgrundlagen hinsichtlich ökologischer Folgewirkungen möglich werden.

Darüber hinaus ermöglichen die Ergebnisse der KNN-Analyse weitergehende Einsichten in die Auswirkungen von Fahrwasserausbauten in Ästuarien auf die lokalen Salzgehalte: Die ausbaubedingten Änderungen der Salzgehalte sind unterschiedlich ausgeprägt und mit Mittelwerten nur unzureichend erfasst. Im vorliegenden Fall der Tideweser setzen sie erst oberhalb von Schwellenwerten ein und nehmen mit den absoluten Werten zu. Daraus lassen sich für zukünftige Umweltverträglichkeitsuntersuchungen Anforderungen ableiten, um zu differenzierteren Bewertungen als bisher zu gelangen:

- Die Analyse ausbaubedingter Salzgehaltsänderungen mit künstlichen neuronalen Netzen hat wesentlich differenziertere und belastbarere Erkenntnisse erbracht als mit konventionellen Methoden erreichbar. Bei den Planfeststellungen zu den Fahrwasserausbauten in der Tideweser sowie Außen- und Unterelbe ist dem Rechnung getragen worden: Das von BERKENBRINK und NIEMEYER (2011) entwickelte Analyseverfahren mit KNN wurde für die Beweissicherung verbindlich festgelegt.
- Ermittlungen ausbaubedingter Salzgehaltsänderungen für mittlere Verhältnisse wie beispielsweise mit der Modellierung eines 14-tägigen Nipp-Spring-Zyklus unterschätzen einerseits die mittleren Änderungen, da gegenüber einem vollen Jahreszyklus der Anteil von Tiden mit Salzgehalten unterhalb der Schwelle für ausbaubedingte Änderungen überproportional groß ist. Andererseits liefern sie nur unzureichend Daten oberhalb des Schwellenwerts für die Zunahme ausbaubedingter Salzgehaltsänderungen mit wachsenden Absolutwerten, um deren funktionalen Verlauf zuverlässig abzuleiten. Sie sind damit auch unzureichend, um Ergebnisse zur Häufigkeit des Überschreitens von Schwellenwerten bereit zu stellen. Um den hier genannten Anforderungen zu genügen und vergleichbar differenzierte Ergebnisse zu liefern wie sie mit KNN-Analysen erzielbar sind, sind Modellierungen zur Ermittlung ausbaubedingter Salzgehaltsänderungen für die Tidevariation von mindestens einem Jahr auszuführen.
- Die mit KNN-Analysen gewonnene Erkenntnisse zum Wachsen der ausbaubedingten Salzgehaltsänderungen oberhalb von Schwellen der Absolutwerte lassen es für eine differenzierte Bewertung von Ausbaufolgen sinnvoll erscheinen, kritische Schwellenwerte und zugehörige kritische Überschreitungshäufigkeiten für relevante Arten von Fauna und Flora bereit zu stellen. Damit würde – in Kopplung mit entsprechend ermittelten ausbaubedingten Salzgehaltsänderungen – eine unmittelbare Einschätzung der Ausbaufolgen für die Ökologie in Ästuarien ermöglicht werden.

7 Schriftenverzeichnis

- BERKENBRINK, C. und NIEMEYER, H. D.: Salzgehaltsänderungen in der Unterweser nach 1998 – Quantifizierung mit künstlichen neuronalen Netzen. Forschungsbericht 01/2011 – NLWKN-Forschungsstelle Küste. Norderney, 2011.
<http://www.nlwkn.niedersachsen.de/wasserwirtschaft/nordseekueste/FSK/kuesteningenieurwesen/kuesteningenieurwesen-106527.html>
- DEMUTH, H.; BEALE M. and M. HAGAN: Matlab: Neural Network Toolbox 6 – User's Guide, 2010.
- ELSEBACH, J.; KAISER, R. and NIEMEYER, H. D.: Spatial Balance of Habitats in the Weser Estuary. Research Rep. EU-INTERREG-Project HARBASINS. doi: 10.13140/RG.2.1.4028.0805, 2007.
- NIEMEYER, H. D.: Effekte des Klimawandels auf Randbedingungen im Insel- und Küstenschutz - gegenwärtige und zu erwartende Trends. Ber. Forschungsstelle Küste, Bd. 44, 2015.
- NIEMEYER, H. D.; EIBEN, H. and RHODE, H.: History and Heritage of German Coastal Engineering. In: KRAUS, N.C. (Hrsg.): History and Heritage of Coastal Engineering. Am. Soc. Civ. Engrs., New York, 1996.
- STRECKER, S.: Künstliche Neuronale Netze – Aufbau und Funktionsweise. Arbeitspapiere Nr. 10/1997. Lehrstuhl für allg. BWL und Wirtschaftsinformatik, Universität Mainz, 1997.
- WETZEL, V.: Der Ausbau des Weserfahrwassers von 1921 bis heute. Jb. Hafenbautechn. Ges. 1987, Bd. 42, 1988.
- WSA BREMERHAVEN: Dokumentation und Durchführung der im Planfeststellungsbeschluss für den Ausbau der Bundeswasserstraße Weser von km 65 bis km 130 zur Herstellung einer Mindesttiefe von 14 m unter Seekartennull angeordneten Beweissicherungsaufgaben und Bewertung der Ergebnisse – Abschlussbericht, 2010.
<http://www.wsa-bremerhaven.de/medienarchiv>

Statistische Untersuchung von MetOcean-Daten für die Bemessung von Offshore-Windenergieanlagen in deutschen Gewässern

Anja Brüning und Elimar Precht

Zusammenfassung

Eine optimale Planung von Offshore Windparks setzt die bestmögliche Kenntnis der meteorologischen und ozeanographischen Rahmenbedingungen voraus. Dieser Artikel zeigt, wie statistische Auswertungen von Hindcastdaten zu diesem Zweck genutzt werden können. Numerische Modelle finden Anwendung, um die ozeanographischen Bedingungen großer Seegebiete zu berechnen und lange Ergebniszeitreihen an beliebigen Positionen aus der räumlichen Ergebnisdatei auszulesen. Die Ergebnisse der Analyse von Normal- und Extrembedingungen begünstigen den Entwurfs- und Planungsvorgang, sowie den betrieblichen Ablauf eines Windpark Projektes. Je nach Detailgrad kann zum Beispiel folgender Nutzen aus den Auswertungen gezogen werden: Die Entwicklung eines kosteneffektiven Entwurfs- und Betriebsplans oder eine Risikobewertung für den Lebenszyklus des Parks aufgrund eines verbesserten Verständnis der Umgebungsbedingungen.

Schlagwörter

Meteorologische und hydrographische Standortbedingungen, Offshore, Extremwertanalyse, Wahrscheinlichkeitsverteilung, Multivariate Eintrittswahrscheinlichkeit

Summary

This paper summarises how statistical analyses of hindcast MetOcean data can be applied to find optimal solutions for offshore windfarm projects. Models can be used to generate oceanographic conditions for large sea areas where long time series can be extracted from any position of interest. The results delivered by analyses of normal and extreme conditions are valuable information for the design, planning and operation of an offshore windfarm project. Based on the level of detail benefits are the development of a cost effective design and operation process as well as a better understanding of the site conditions for the development of a risk assessment for the entire lifecycle of offshore wind farms.

Keywords

metocean data, offshore environments, extreme value analysis, probability distribution, joint probabilities

Inhalt

1	Einleitung	182
2	Datengrundlage	183
3	Statistische Untersuchung von MetOcean-Daten	184
3.1	Normalbedingungen	184
3.1.1	Zeitreihen und Statistik	185
3.1.2	Scatter-Diagramme und Rosendiagramme	185
3.1.3	Ermüdungsdaten	186
3.1.4	Windrichtung-Wellenrichtung Abweichung (englisch: Wind-Wave Misalignment)	188
3.1.5	Operationelle Parameter - Wetterfenster/Persistenzstatistiken	189
3.2	Extrembedingungen	191
3.2.1	Extremwertstatistische Analyse	192
3.2.2	Wahrscheinlichkeitsverteilungen	192
3.2.3	Konfidenzgrenzen	194
3.2.4	Einzelwellen- und Wellenkammhöhen	194
3.2.5	Verteilungen für kurze Zeiträume	194
3.2.6	Einzelwellen (Stürme)	195
3.2.7	Extrema in Teildatensätzen	196
3.2.8	Optimierte Teildatensätze (direktional)	196
3.2.9	Multivariate Wahrscheinlichkeitsverteilung	197
4	Zusammenfassung und Schlussfolgerungen	198
5	Danksagung	199
6	Schriftenverzeichnis	199

1 Einleitung

Die Planung von Offshore-Windparks erfordert eine solide und zuverlässige meteorologische und ozeanographische Datenbasis (MetOcean-Daten). Viele existierende Offshore-Standards basieren auf der Erfahrung aus der Öl- und Gasindustrie. Bei deren näherer Betrachtung fiel auf, dass Anpassungen erforderlich waren, um standortspezifische Anforderungen und Anforderungen der Windparkindustrie zu berücksichtigen. Zwar liefern die Standards für die Konstruktion von Offshore-Windparks (DNV 2011; GL 2012; IEC 2009) Anhaltspunkte für die zu wählende Methodik, doch die einzelnen Analysetools unterliegen häufig Veränderungen auf Grund des wissenschaftlichen Fortschritts und individueller Beurteilungen.

DHI/DHI-WASY hat in einer Vielzahl von Studien Verfahren etabliert, die zuverlässige MetOcean-Daten und dazugehörige statistische Parameter für Zwecke der Entwicklung, Konstruktion/Errichtung sowie des Betriebs und der Instandhaltung von Anlagen liefern. Dieser Beitrag gibt einen Überblick über die angewendeten statistischen Analysen standortspezifischer ozeanographischer Parameter unter normalen und Extrembedingungen.

gen. Die Ergebnisse können für die Bemessung von Offshore-Bauten dienen, entweder im Hinblick auf den Grenzzustand der Ermüdung (fatigue limit state, FLS), d. h. die Möglichkeit eines Versagens infolge akkumulierter Einwirkungen auf Grund von zyklischen Beanspruchungen, oder im Hinblick auf den Grenzzustand der Tragfähigkeit (ultimate limit state, ULS).

Für praktische Anwendungen werden vorzugsweise lange Zeitreihen für die Projektstandorte ausgewertet. Diese lassen sich durch Hindcast-Modellierungen oder aus Beobachtungsdaten gewinnen. Es werden Verfahren und Werkzeuge für spätere Analysen dargestellt. Darüber hinaus wird die Sensitivität gegenüber der Auswahl der Methoden diskutiert. Der Beitrag schließt mit einem Fazit über die Eignung und Genauigkeit von MetOcean-Daten für die Entwicklung von Offshore-Windenergieanlagen in deutschen Gewässern.

2 Datengrundlage

Zur Durchführung statistischer Analysen von Normal- und Extrembedingungen in einem Offshore-Windpark (OWP) sollten vorzugsweise langfristige Zeitreihen von Wasserständen, Strömungen und Seegang für den Projektstandort betrachtet werden. Die Daten lassen sich entweder aus Messungen in der Nähe des OWP ableiten oder aus Hindcast-Zeitserien für das Projektgebiet gewinnen.

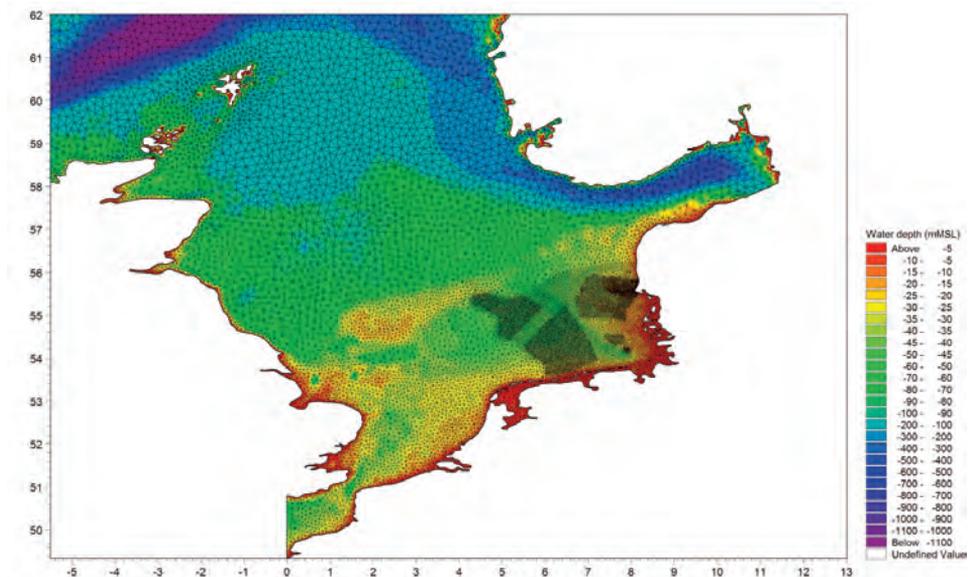


Abbildung 1: Bathymetrie und Gitter eines spektralen Seegangsmodells für die Nordsee mit Berechnungsschwerpunkt auf der Deutschen Bucht.

Bisher wurden OWPs in der Deutschen Bucht und der Ostsee meist in Gebieten geplant, für die es keine oder kaum Beobachtungsdaten gab. Beobachtungsdatensätze decken üblicherweise kürzere Zeiträume ab und sind auf Grund zeitlicher Unterbrechungen möglicherweise nicht konsistent. Selbst wenn lange Zeitreihen verfügbar sind, betreffen sie oft

gerade nicht den eigentlichen Projektstandort. In der überwiegenden Zahl der Fälle eignen sich solche Daten nicht als Grundlage für zuverlässige standortspezifische statistische Analysen. Eine mögliche Lösung ist daher die Verwendung der Hindcast-Methode zur Bewertung von MetOcean-Bedingungen an verschiedenen Standorten.

Die Hindcast-Methode basiert auf der Beschreibung großer Seegebiete, z. B. der gesamten Nord- oder Ostsee, mittels numerischer Modelle, die in der Lage sind, Strömungen, Wasserstände und Seegang zu simulieren (Abb. 1). Die Modelle werden von langen Zeitreihen meteorologischer Daten angetrieben. Dabei ist es unbedingt erforderlich, die Modelle mittels Beobachtungsdaten zu validieren.

Die Modellierung von Strömungen und Wasserständen erfolgt über ein hydrodynamisches Modell, z. B. MIKE 21 HD FM (FM – flexible mesh – flexibles Gitter), unter Verwendung langer Zeitreihen von astronomischen Tiden, Windfeldern und atmosphärischem Luftdruck. Die Modellierung des Seegangs erfolgt mithilfe eines spektralen Seegangsmodells der neuesten Generation, z. B. MIKE 21 SW FM. Die Randbedingungen für dieses Modell sind wiederum die Windfelder sowie die Strömungen und Wasserstände aus der hydrodynamischen Berechnung, da diese die Ausbreitung des Wellenfeldes und die Wellenhöhen im Flachwasser beeinflussen. Darüber hinaus werden Wellenspektren aus dem Nordatlantikmodell an den Modellrändern integriert, um die vom Nordatlantik her einlaufende langperiodische Dünung zu berücksichtigen.

Mithilfe dieser Modelle ist es möglich, die verfügbaren langen Zeitreihen für Windfelder zu verwenden, um Seegang, Wasserstände und Strömungen für längere Zeiträume zu berechnen (Hindcast). Die Zeitreihen können nachfolgend einer sorgfältigen statistischen Analyse unterzogen werden.

3 Statistische Untersuchung von MetOcean-Daten

Für die Bemessung von Windkraftanlagen und ihren Gründungen sind Informationen zu den hydrographischen Bedingungen am Standort des jeweiligen OWP erforderlich. Zur Einschätzung der Normal- und Extrembedingungen von Wasserständen, Strömungen und Seegang werden Referenzpunkte des jeweiligen Gebiets für die Analyse ausgewählt. Die Auswahl hängt von der Größe des Projektgebiets, der Komplexität der Bathymetrie und dem für die Bemessung benötigten Detaillierungsgrad ab.

3.1 Normalbedingungen

Die Beobachtungsdaten bzw. die ermittelten MetOcean-Daten werden einer Reihe von Analysen unterzogen, in denen die Bemessungsrandbedingungen am Projektstandort im Hinblick auf Betrieb und Ermüdungsfestigkeit im Einzelnen untersucht werden: Zeitreihen von stündlichen Werten werden statistisch ausgewertet und für die Erstellung von Streudiagrammen und Streutabellen sowie die Darstellung von Wetterfenstern und Ausfallzeiten herangezogen.

3.1.1 Zeitreihen und Statistik

Zeitreihen und allgemeine Statistiken geben die Werte von Wind, Wasserstand, Strömung und Seegang wieder, die für die Analyse der Normalbedingungen verwendet werden. Die erforderlichen Parameter, die unmittelbar aus dem Hindcast-Modell gewonnen werden, sind z. B. die höchste modellierte Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe über dem Mittelwasser (U_{10}), die maximalen Wasserstandsschwankungen (bestehend aus dem Tidenhub und residuellen – durch Windstau erzeugten – Anteilen), die Gesamtströmungsgeschwindigkeit und Parameter des Seegangsspektrums (einschließlich Windsee und Dünung), nämlich signifikante Wellenhöhe (H_{m0}), Spitzenperiode (T_p) und Nulldurchgangsperiode (T_{02}).

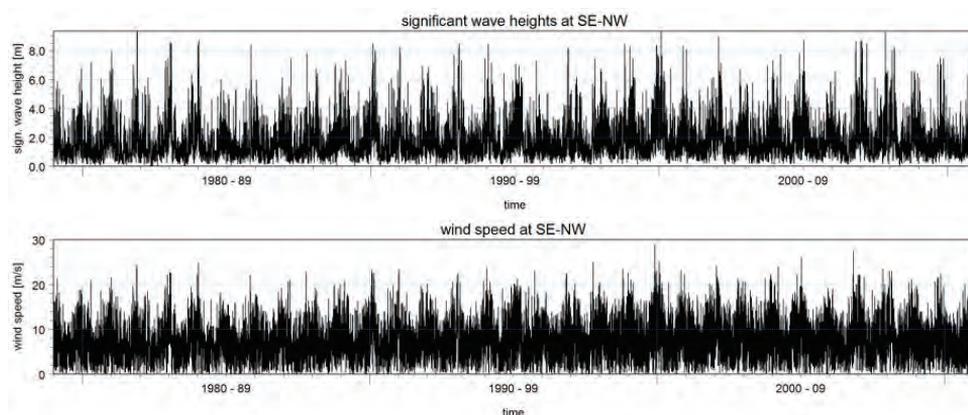


Abbildung 2: Lange Zeitreihen modellierter Hindcast-Daten für den OWP Sandbank, signifikante Wellenhöhe (oben) und Windgeschwindigkeit (unten).

Abb. 2 zeigt eine Zeitreihe von Hindcast-Daten (in diesem Fall die signifikante Wellenhöhe und die Windgeschwindigkeit am Projektstandort Sandbank). Diese Datensätze für verschiedene Parameter bilden die Grundlage für anschließende Analysen.

3.1.2 Streudiagramme und Rosendiagramme

Basierend auf der MetOcean-Datenbank können Streudiagramme/Rosendiagramme für jährliche/omnidirektionale, monatliche und direktionale Bedingungen für Kombinationen von Parametern erstellt werden, beispielsweise: signifikante Wellenhöhe mit Wellenperiode (Streudiagramm) oder Wellenrichtung (Rosendiagramm), sowie Wind-/Strömungsgeschwindigkeit mit Richtung. Für monatliche (Jan. - Dez.) und direktionale Bedingungen (basierend auf der mittleren Wellenrichtung MWD oder Windrichtung auf 10 m Höhe D_{10}) wird die Datenbank mittels eines dritten Parameters gefiltert.

Rosendiagramme illustrieren sehr gut die allgemeine Verteilung des jeweiligen Parameters. Die Abbildung der jährlichen/omnidirektionalen Bedingungen am Projektstandort Sandbank wie in Abb.3 dargestellt illustriert die Hauptströmungsrichtungen entlang der NW-SO-Achsen und zeigt, dass die stärksten Strömungen bei Ebbe auftreten.

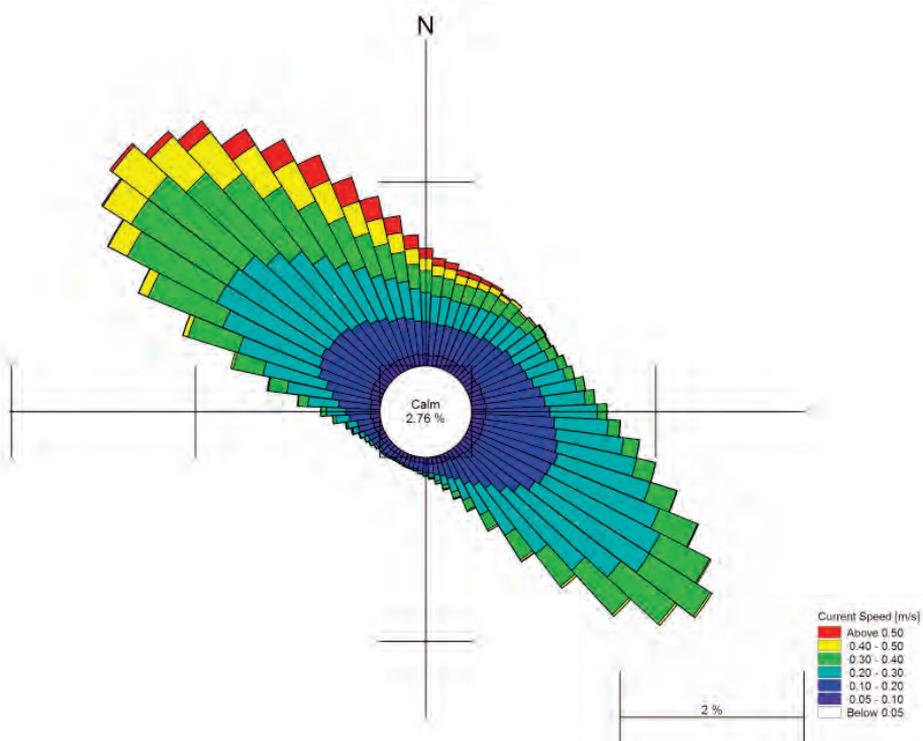


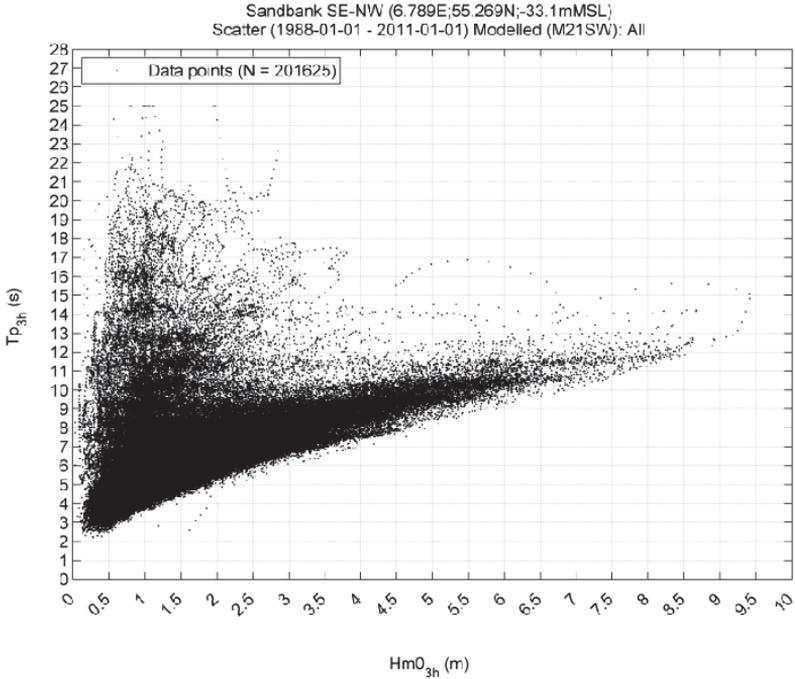
Abbildung 3: Strömungsrose für den Projektstandort Sandbank.

3.1.3 Ermüdungsdaten

Für die Ermüdungsanalyse werden signifikante Wellenhöhen und zugehörige Wellenperioden auf Basis von Streudiagrammen und -tabellen bewertet, um die wichtigsten Lastspiele beispielsweise für die Bemessung der Gründung zu ermitteln.

In Abb.4 ist ein omnidirektionales Streudiagramm mit der zugehörigen Streutabelle der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} als Funktion der Spitzenwellenperiode (T_p) für einen über 3 Stunden andauernden Seegang am Projektstandort Sandbank dargestellt. Die Auflösung der Skalen ist 1 s für T_p beziehungsweise 0,5 m für H_{m0} .

Es sind eindeutige Abhängigkeiten zu erkennen, besonders klar wird dies bei hohem Wellengang. Allerdings könnten bei leichtem Wellengang durch Dünungseinfluss signifikante Fraktionen langperiodischer Wellen auftreten, wie hier anhand der höheren Spitzenwellenperioden für $H_{m0} < 4$ m in Abb. 4 verdeutlicht. Durch Polynomannäherung an die 1 % höchsten Wellen kann eine Korrelation zwischen der signifikanten Wellenhöhe und der Wellenperiode aus den Daten abgeleitet werden. Das Polynom, welches die Korrelation zwischen H_{m0} und T_{02} beziehungsweise T_p beschreibt, weist eine gute Übereinstimmung mit den aus der Literatur bekannten Beziehungen auf (s. z. B. JOURNÉE und MASSIE 2001, WMO 1998).



Reference Point Sandbank SE-NW - All Wind Directions

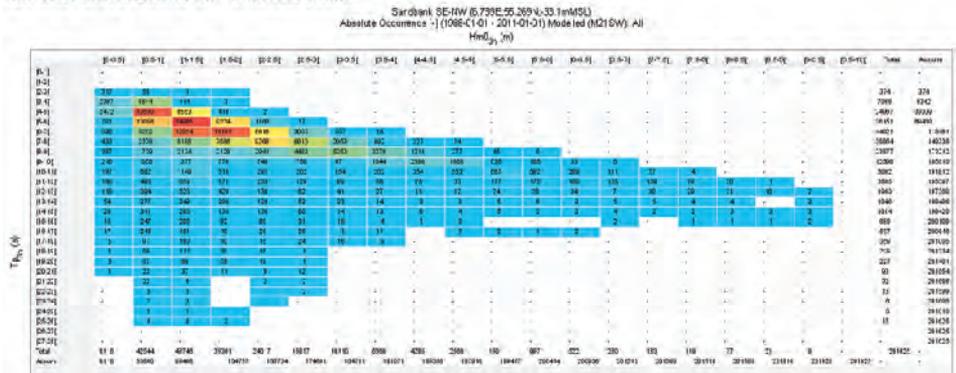


Abbildung 4: Scatter-Diagramm und -Tabelle für H_{m0} über T_p -modellerte Daten am OWP Sandbank.

Weitere Verbesserungen der verwendeten Hindcast-Modelle erlauben die Verwendung ihrer Frequenzspektren zur Bestimmung von Streudaten einzelner Wellenhöhen H in Kombination mit der Wellenperiode T für Berechnungen von Ermüdungsversagen, anstatt einfach die ursprünglichen Zeitreihendaten aus dem Modell zu heranzuziehen. Diese Streutabellen werden über eine inverse Fourier-Transformation der modellierten Frequenzspektren für jede einzelne Seegangssituation unter Zugrundelegung eines Gaußprozesses generiert. Individuelle Wellenhöhen und Wellenperioden werden mittels Null-durchgangsverfahren (Zero-Down-Crossing-Analyse) der generierten Zeitreihen der

Wasserspiegellage (Surface elevation, SE) ermittelt. Die Analysen werden für den gesamten Teil des Wellenspektrums durchgeführt und die Seegangssituationen werden nach der mittleren Wellenrichtung (Mean Wave Direction: MWD) sortiert.

Eine Anpassung mithilfe der Fehlerquadratmethode der mittleren Werte von H_{max} und T_{Hmax} (basierend auf den einzelnen maximalen H für jeden Seegang mit zugehörigem T) wird in die angewendete Methode einbezogen.

3.1.4 Windrichtung-Wellenrichtung Abweichung

Für die Auslegung von Offshore-Windturbinen ist die Richtungsabweichung zwischen den beiden wichtigsten dynamischen Kräften (Wind in Nabenhöhe und Wellen) ein bedeutender Lastfall.

Eine Streutabelle der Windrichtung (D_{10}) und der mittleren Wellenrichtung (MWD) zeigt die Richtungsabweichung zwischen Wind und Wellen in Gesamtwerten (Abb. 5). Üblicherweise werden Analysen für abweichende Windgeschwindigkeiten auf Nabenhöhe separat durchgeführt, um zu einer detaillierteren und somit optimierten Auslegung zu gelangen. Die Auslegungsoptimierung auf der Grundlage sorgfältiger Analysen kann erhebliche Kosteneinsparungen bei der Entwicklung von Windenergieanlagen ermöglichen.

Sandbank SE-NW (6,789E,55,263N;-33 1mMSL)
Absolute Occurrence [-] (1968-01-01 - 2011-01-01): All
MWD_{3h} (°N-from)

	[15-16[[15-45[[45-75[[75-105[[105-135[[135-165[[165-195[[195-225[[225-255[[255-285[[285-315[[315-345[Total	Accum
[15-18[3346	166	36	25	11	33	26	23	771	257	387	8569	10542	10542
[15-45[3983	1540	122	51	23	12	9	14	97	189	509	2565	8238	18777
[45-75[1754	3941	1792	484	113	46	19	26	318	188	361	1461	8279	26956
[75-105[314	1134	2651	3114	2065	109	51	95	312	212	405	1122	12687	40743
[105-135[433	346	401	1159	6578	402	385	423	381	647	1419	15413	56156	96156
[135-165[247	124	89	193	691	4540	2520	1526	890	671	677	1036	13213	66369
[165-195[138	36	42	65	149	785	2528	3702	2090	1316	988	898	15268	84657
[195-225[189	29	27	22	62	191	532	6214	9718	2099	1088	1051	22948	107305
[225-255[131	36	17	16	44	80	150	1445	12140	7894	3222	1355	26567	133872
[255-285[142	15	9	13	18	31	75	239	3655	18659	1804	2415	24152	18024
[285-315[222	16	4	4	15	21	39	132	714	4346	10878	7346	23259	181263
[315-345[697	29	9	6	12	22	19	69	294	719	3914	14657	20962	201625
Total	15104	6421	4590	6271	9723	8728	6482	15953	30692	39791	31201	42369	201825	-
Accum	10104	16525	21115	27388	37109	45837	52319	68272	99264	129055	160296	201825	-	-

Abbildung 5: Streutabelle der Windrichtung über der mittleren Wellenrichtung für den OWP Sandbank.

Zurzeit wird ein leicht modifizierter Ansatz für die Bewertung der Richtungsabweichung verfolgt.

Die Differenz zwischen Windrichtung und Wellenrichtung wird als MWD minus D10 für jeden Zeitschritt berechnet. Bei Wind aus Süden (WR = 180°N) und einer Wellenausbreitung von Westen (MWD = 270°N) beträgt die Differenz beispielsweise +90°.

Streudiagramme der Differenz über U_{10} und H_{m0} und Frequenzverteilungen stellen die allgemeinen Lastfälle dar. Für sämtliche Seegangssituationen ist eine bedeutende Richtungsabweichung bei geringen Windgeschwindigkeiten (d. h. unter etwa 10 m/s) oder niedrigem H_{m0} (d. h. unter 1,5 m) zu beobachten. Dies erklärt sich durch das Auftreten heterogener Seegangssituationen und die Tatsache, dass Wellen sich z. B. in der Deutschen Bucht überwiegend von Nordwesten her ausbreiten, wohingegen das Auftreten von Windereignissen gleichmäßiger über die Richtungssektoren verteilt ist. Bei stärkerem Seegang reduziert sich die Richtungsabweichung merklich und unter extremen Seegangbedingungen liegt sie nahe 0°.

Der Windsee-Anteil des Wellenspektrums korreliert verhältnismäßig gut mit der Windrichtung, während der Dünungsanteil des Wellenspektrums mit -90 und $+90^\circ$ eine dominierende Richtungsabweichung aufweist.

3.1.5 Operationelle Parameter - Wetterfenster/Persistenzstatistiken

Operationelle Parameter (Wetterfenster und Ausfallzeiten) sind entscheidend für den Bau und Betrieb von OWPs. Eine präzise Datengrundlage und sorgfältige Analysen können zur Verbesserung der Planung und Optimierung der Arbeiten herangezogen werden, z. B. in der Auswahl der geeigneten Zeitfenster und Installationsschiffe.

Zeitreihen von Hindcast-Daten werden analysiert, um die Wahrscheinlichkeit von Wetterfenstern und Ausfallzeiten für Offshore-Arbeiten im Errichtungsgebiet zu bestimmen. Eine Persistenzanalyse liefert Informationen zum langfristigen Mittelwert der Witterungsbedingungen im Projektgebiet. Zu diesem Zweck werden Wetterfenster und Ausfallzeiten für operationelle Parameter wie z. B. die signifikante Wellenhöhe H_{m0} und die Windgeschwindigkeit U_{10} berechnet.

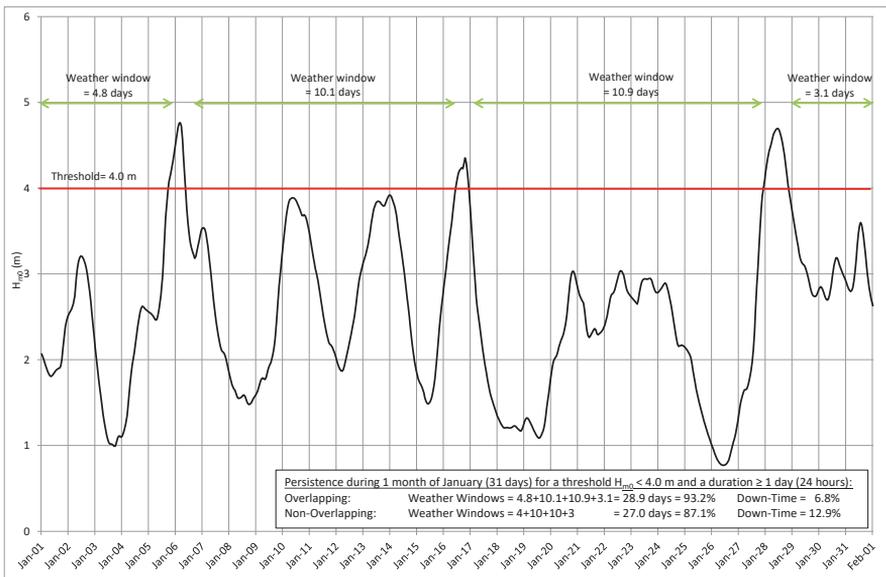


Abbildung 6: Wetterfenster Januar (31 Tage) einschließlich eines Beispiels für einen Vergleich zwischen der Betrachtungsweise mit und ohne Überschneidungen. Für beide Betrachtungsweisen gilt die Definition Wetterfenster + Ausfallzeiten = 100 %.

Dabei wird ein Wetterfenster als der Zeitraum definiert, in dem eine operationelle Bedingung über die festgelegte Dauer erfüllt ist, das heißt, ein bestimmter Grenzwert dauerhaft nicht überschritten wird (z. B. signifikante Wellenhöhe $H_{m0} < 3$ m). Alle anderen Zeiträume sind als Ausfallzeiten definiert. Somit bildet die Summe aus Wetterfenstern und Ausfallzeiten für die jeweils betrachtete Wetterbedingung die Gesamtdauer des Zeitraums. Dieser Definition liegt die übliche Interpretation für Zwecke der Logistik-Planung

zugrunde. Bei der Analyse von Wetterfenstern sind zwei unterschiedliche Betrachtungsweisen möglich: mit oder ohne Überschneidung.

Werden Überschneidungen ausgeschlossen, werden nur ganzzahlige Wetterfenster gezählt. Dies bedeutet, dass bei Eintreten eines Wetterfensters unterhalb eines Parametergrenzwerts in einem gegebenen Zeitraum die Zahl seines Vorkommens auf die nächste ganze Zahl abgerundet wird, anstatt eine Dezimalzahl zuzuweisen (Betrachtungsweise mit Überschneidungen), vgl. Abb. 6.

Der Mittelwert kann die Grundlage für die Analyse bilden, häufiger jedoch werden Wahrscheinlichkeiten als Perzentile, wie etwa P50 (Medianwert), herangezogen. Für die meisten resistenten Statistiken entspricht der Medianwert annähernd dem Mittelwert (50 %). Solange über die Hälfte der Daten keine Lücken aufweisen, liefert der Medianwert korrekte Ergebnisse und eine robustere Statistik im Hinblick auf Ausreißer.

Die Analysen können für unterschiedliche Perzentile durchgeführt werden (z. B. P50, P75 und P90), basierend auf einer Auswahl von Grenzwerten für operationelle Parameter (H_{m0} , U_{10}) für variierende Zeitdauern. Zusätzlich kann eine Kombination beider Parameter basierend auf ihren kritischen Grenzwerten für unterschiedliche Zeitdauern analysiert werden, z. B. 1, 3, 6, 9, 12, 18, 24, 48, und 96 Stunden.

Abb. 7 zeigt eine Darstellung der Analysen basierend auf den P50-Ergebnissen am Standort Sandbank für unterschiedliche Grenzwerte von H_{m0} und eine Zeitdauer von 12 Stunden.

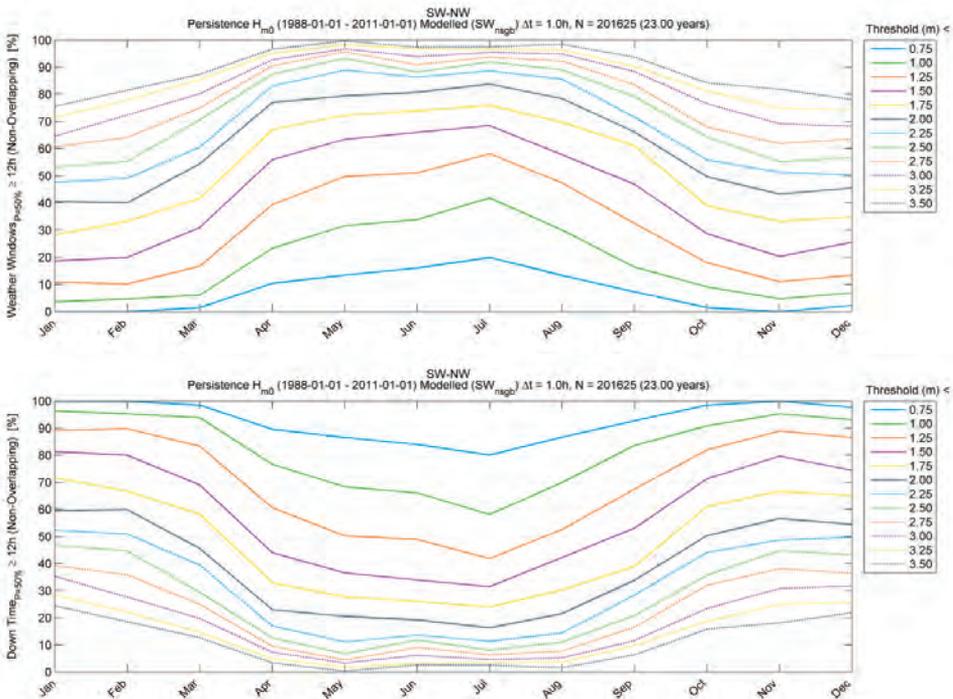


Abbildung 7: Diagramm mit Wetterfenstern (oben) und Ausfallzeiten (unten) H_{m0} und einer Dauer von 12 h.

In Tab. 1 sind zusätzlich saisonale Ergebnisse als Eintrittswahrscheinlichkeit in % für jeden Monat dargestellt. Die Standardabweichung, die definitionsgemäß auf dem Mittelwert basiert, ist in Klammer eingeschlossen; sie zeigt die Varianz/Streuung jedes monatlichen Bin-Wertes innerhalb eines Modellzeitraums von 23 Jahren an.

Tabelle 1: Tabelle mit Wetterfenstern (oben) und Ausfallzeiten (unten) H_{m0} und einer Dauer von 12 h.

		SW-NW Persistence H_{m0} (1988-01-01 - 2011-01-01) Modelliert (SW _{nsbg}) $\Delta t = 1.0h$, N = 201625 (23.00 years) Weather Window $\tau_{p=50\%} \geq 12h$ (Non-Overlapping) [%]											
		Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
Threshold (m) <	0.75	0.0 (1.9)	0.0 (2.9)	1.5 (4.8)	10.4 (9.9)	13.4 (10.6)	16.0 (11.2)	20.0 (13.3)	13.3 (12.2)	7.3 (5.7)	1.5 (5.1)	0.0 (3.2)	2.3 (3.1)
	1.00	3.6 (5.2)	4.7 (7.4)	6.1 (10.4)	23.3 (12.2)	31.7 (13.2)	33.9 (14.8)	41.9 (16.3)	30.0 (15.3)	16.4 (9.7)	9.1 (7.7)	4.7 (7.2)	6.9 (8.0)
	1.25	10.9 (11.9)	10.2 (12.1)	16.7 (12.9)	38.4 (13.1)	49.7 (12.1)	51.1 (16.4)	58.1 (16.0)	47.4 (14.3)	32.5 (11.8)	18.0 (11.0)	11.0 (12.7)	13.4 (11.2)
	1.50	18.7 (14.4)	20.0 (18.8)	31.0 (15.0)	56.0 (14.8)	63.4 (10.6)	66.0 (13.9)	68.5 (14.8)	57.7 (13.7)	46.9 (14.2)	28.7 (13.7)	20.3 (16.0)	25.5 (12.2)
	1.75	28.4 (15.2)	33.3 (19.0)	41.7 (16.7)	67.1 (14.3)	72.2 (9.4)	74.0 (11.4)	76.0 (13.1)	69.7 (11.2)	61.0 (14.4)	39.9 (14.5)	33.3 (16.0)	34.9 (13.4)
	2.00	40.5 (18.1)	40.1 (20.9)	54.4 (17.3)	77.0 (11.4)	79.4 (7.2)	80.8 (9.5)	83.7 (10.9)	78.4 (9.2)	66.1 (13.6)	49.7 (15.7)	43.3 (16.1)	45.3 (14.8)
	2.25	47.6 (18.9)	49.1 (20.6)	60.6 (18.1)	83.1 (9.2)	88.9 (5.9)	86.4 (7.3)	88.6 (9.2)	85.6 (8.0)	71.6 (12.8)	55.8 (16.3)	51.3 (15.2)	50.3 (14.7)
	2.50	53.2 (19.3)	55.3 (21.3)	70.6 (18.0)	87.4 (7.5)	93.2 (4.5)	88.2 (5.9)	91.9 (7.6)	89.0 (6.6)	79.2 (11.5)	64.2 (15.9)	55.2 (14.4)	56.8 (15.5)
	2.75	60.8 (19.8)	64.1 (18.5)	75.1 (17.7)	90.5 (5.8)	95.6 (3.5)	90.9 (3.8)	93.7 (5.7)	92.3 (5.8)	83.5 (10.5)	67.9 (14.9)	61.9 (13.8)	63.6 (14.4)
	3.00	64.7 (19.9)	72.4 (18.1)	80.2 (16.0)	92.7 (4.9)	96.7 (2.8)	93.9 (3.5)	95.4 (4.3)	94.8 (4.3)	88.4 (9.2)	76.5 (14.6)	69.2 (12.9)	68.2 (14.1)
	3.25	71.6 (19.7)	77.9 (17.1)	85.4 (14.3)	95.1 (4.3)	98.3 (2.5)	96.9 (3.0)	96.6 (3.5)	96.4 (3.1)	90.2 (7.9)	81.3 (11.5)	74.9 (12.4)	74.3 (12.6)
	3.50	75.6 (19.0)	81.5 (14.8)	87.4 (12.7)	96.7 (3.5)	99.7 (1.9)	97.4 (2.6)	97.5 (2.6)	98.5 (2.8)	93.7 (6.6)	84.2 (10.8)	81.9 (10.7)	78.1 (11.6)

		SW-NW Persistence H_{m0} (1988-01-01 - 2011-01-01) Modelliert (SW _{nsbg}) $\Delta t = 1.0h$, N = 201625 (23.00 years) Down Time $\tau_{p=50\%} \geq 12h$ (Non-Overlapping) [%]											
		Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
Threshold (m) <	0.75	100.0 (1.9)	100.0 (2.9)	98.5 (4.8)	89.6 (9.9)	86.6 (10.6)	84.0 (11.2)	80.0 (13.3)	86.7 (12.2)	92.7 (5.7)	98.5 (5.1)	100.0 (3.2)	97.7 (3.1)
	1.00	96.4 (6.2)	95.3 (7.4)	83.9 (10.4)	76.7 (12.2)	68.3 (13.2)	66.1 (14.8)	58.1 (16.3)	70.0 (15.3)	83.6 (9.7)	90.9 (7.7)	95.3 (7.2)	93.1 (8.6)
	1.25	89.1 (11.9)	89.8 (12.1)	83.3 (12.9)	60.6 (13.1)	50.3 (12.1)	48.9 (16.4)	41.9 (16.0)	52.6 (14.7)	65.7 (11.8)	82.0 (11.0)	89.0 (12.7)	86.0 (11.2)
	1.50	81.3 (14.4)	80.0 (16.8)	69.0 (15.0)	44.0 (14.8)	36.6 (10.6)	34.0 (13.9)	31.5 (14.8)	42.3 (13.7)	53.1 (14.2)	71.3 (13.7)	79.7 (15.0)	74.5 (12.2)
	1.75	71.6 (15.2)	66.7 (19.0)	55.3 (16.7)	32.9 (14.3)	27.8 (9.4)	26.0 (11.4)	24.0 (13.1)	30.3 (11.2)	39.0 (14.4)	61.1 (14.5)	66.7 (16.1)	65.1 (13.4)
	2.00	59.5 (18.1)	59.9 (20.9)	45.6 (17.3)	23.0 (11.4)	20.6 (7.2)	19.2 (9.5)	16.3 (10.9)	21.6 (9.2)	33.9 (13.6)	50.3 (15.7)	56.7 (16.1)	54.5 (14.8)
	2.25	52.4 (18.9)	50.9 (20.6)	39.4 (18.1)	16.9 (9.2)	11.1 (5.9)	13.6 (7.3)	11.4 (9.2)	14.4 (8.0)	28.4 (12.8)	44.2 (16.3)	46.7 (15.2)	49.7 (14.7)
	2.50	46.8 (19.3)	44.7 (21.3)	29.4 (18.0)	12.6 (7.5)	6.8 (4.5)	11.8 (5.9)	8.1 (7.6)	11.0 (6.6)	20.5 (11.5)	35.8 (15.9)	44.8 (14.4)	43.2 (15.5)
	2.75	39.2 (19.8)	35.9 (18.5)	24.9 (17.7)	9.5 (5.8)	4.4 (3.5)	8.1 (3.8)	6.3 (5.7)	7.7 (5.8)	16.5 (10.5)	32.1 (14.9)	38.1 (13.8)	36.4 (14.4)
	3.00	35.3 (19.9)	27.6 (18.1)	19.8 (16.0)	7.3 (4.9)	3.3 (2.8)	6.1 (3.5)	4.6 (4.3)	5.2 (4.3)	11.6 (9.2)	23.5 (14.6)	30.9 (12.9)	31.8 (14.1)
	3.25	28.4 (19.7)	22.1 (17.1)	14.4 (14.3)	4.9 (4.3)	1.7 (2.5)	3.1 (3.0)	3.4 (3.5)	3.6 (3.1)	9.9 (7.9)	18.7 (11.5)	25.1 (12.4)	25.7 (12.6)
	3.50	24.4 (19.0)	18.5 (14.8)	12.6 (12.7)	3.3 (3.5)	0.3 (1.9)	2.6 (2.6)	2.5 (2.6)	1.5 (2.8)	6.3 (6.6)	15.8 (10.8)	18.1 (10.7)	21.9 (11.6)

3.2 Extrembedingungen

Extrembedingungen im Hinblick auf Wind, Seegang, Wasserstände und Strömungen, die am Standort auftreten, werden ermittelt, um Bemessungsanforderungen für den sogenannten Ultimate Limit State (ULS), den Grenzzustand der Tragfähigkeit, zu definieren. Eine präzise Bewertung von Extrembedingungen ist entscheidend, nicht nur aus Sicherheitsgründen, sondern weil durch eine detaillierte und verlässliche Bewertung dieser Faktoren eine Optimierung der Bemessung für eine sichere und kostengünstige Anlage möglich ist.

Bei DHI werden für die fraglichen Parameter extremwertstatistische Analysen (EVA) durchgeführt. Diese basieren auf Sensitivitätstests einer Anzahl von unterschiedlichen Verteilungen und Schwellwerten sowie auf Anpassungsmethoden.

Die Bewertung einzelner Wellenhöhen innerhalb eines vordefinierten Sturmseegangs kann auf Basis des „Storm Mode“-Ansatzes (TROMANS und VANDERSCHUREN 1995) erfolgen. Der Ansatz erlaubt die Bestimmung der während eines Sturms auftretenden maximalen Wellen- bzw. Wellenkammhöhe (H_{max} , C_{max}) basierend auf Verteilungen für ein kurzzeitiges Ereignis. Extremwertanalysen können außerdem auf monatliche oder direktionale Sub-Serien beschränkt werden, um so die direktionale oder monatliche Variabilität zu berücksichtigen.

3.2.1 Extremwertstatistische Analyse

Der erste Schritt einer extremwertstatistischen Analyse ist die Auswahl von Extremereignissen aus den Datenreihen, auf die eine Wahrscheinlichkeitsverteilung angepasst werden soll. Hierfür gibt es unterschiedliche Ermittlungsmethoden wie etwa die Annual-Maximum-Peak (AMP)- oder die Peak-Over-Threshold (POT)-Methode. Bei der AMP-Methode wird pro Jahr aus den vorliegenden Daten ein Spitzenwert ausgewählt, während die POT-Methode alle Überschreitungen einer definierten Schwelle auswählt. Die POT-Methode wird auch als Average Annual Peak (AAP) Methode bezeichnet, wenn der Schwellwert als Durchschnitt einer Anzahl von Spitzenwerten pro Jahr definiert wird und nicht als fixer Wert. Die zur Anwendung kommende Funktion und Methode sind immer subjektiv und hängen von physikalischen Gegebenheiten und standortspezifischen Kenntnissen ab. Daher kann sowohl die AMP- als auch die AAP-Methode in Studien zur Durchführung von Sensitivitätsanalysen für unterschiedliche Verteilungen eingesetzt werden, um zu einer möglichst zuverlässigen und objektiveren Einschätzung zu gelangen.

Bei Anwendung der POT-/AAP-Methode kann die Unabhängigkeit zwischen den Extremereignissen durch eine Inter-Event-Time (Intervall zwischen Ereignissen) von 36 Stunden und ein Inter-Event-Level (Ausprägungsdifferenz zwischen Ereignissen) von 0,7 sichergestellt werden. Daraus ergibt sich, dass zwei Ereignisse nur dann als Extremereignisse gelten, wenn sie sich in einem Abstand von mindestens 36 Stunden ereignen und ihr Wert (U_{10} , H_{m0} ...) in dieser Zwischenzeit das 0,7-fache des Spitzenwertes des kleineren Ereignisses unterschritten hat. Abb. 8 zeigt die POT-/AAP-Methode.

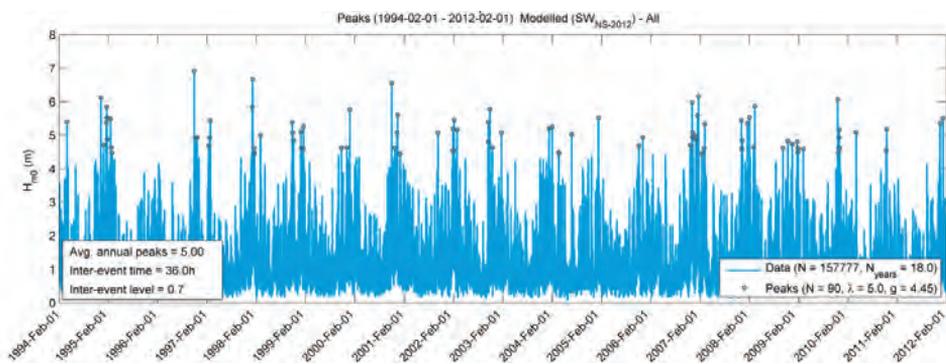


Abbildung 8: Zeitreihe H_{m0} mit mittels der AAP-Methode ausgewählten Spitzenwerten.

3.2.2 Wahrscheinlichkeitsverteilungen

Extremwerte mit langen Wiederkehrzeiten werden mittels der Anpassung einer Wahrscheinlichkeitsverteilung an historische Daten geschätzt. Zur Bestimmung von Extremen auf Basis historischer Daten stehen unterschiedliche Verteilungs-, Datenauswahl- und Anpassungsmethoden zur Verfügung und die geschätzten Extreme sind häufig eher sensitiv gegenüber der ausgewählten Methode. Es ist jedoch nicht möglich, eine bevorzugte Methode allein auf Grund ihrer überlegenen theoretischen Fundierung oder verbreiteten Akzeptanz in der Industrie auszuwählen. Daher hat sich die Praxis etabliert, eine Reihe unterschiedlicher Ansätze zu testen und die endgültige Entscheidung auf Grund der

erreichten Anpassungsgüte zu treffen. Die folgenden Wahrscheinlichkeitsverteilungen kommen häufig in Verbindung mit Extremwertschätzungen zur Anwendung: 2-Parameter-Weibull-Verteilung, trunkierte Weibull-Verteilung und die Gumbel-Verteilung.

Ein Beispiel der Anpassungsmethoden ist in Abb. 9 dargestellt; Abb. 10 zeigt die Anpassung einer Extremverteilung.

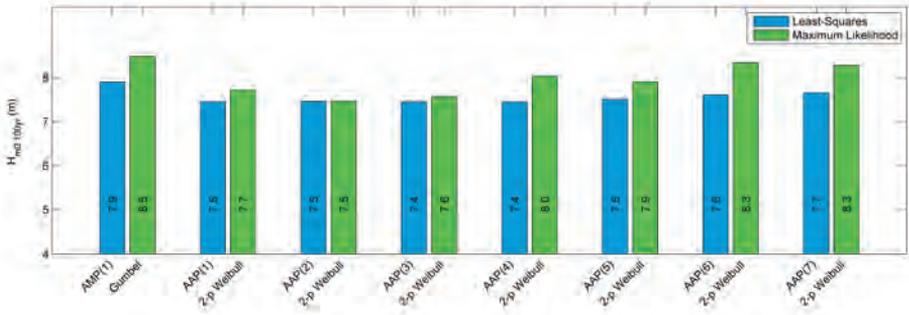


Abbildung 9: Omnidirektionale Werte einer 100-Jahres- H_{m0} in einem Nordsee-OWP, geschätzt unter Verwendung unterschiedlicher Verteilungen für variierende Schwellen.

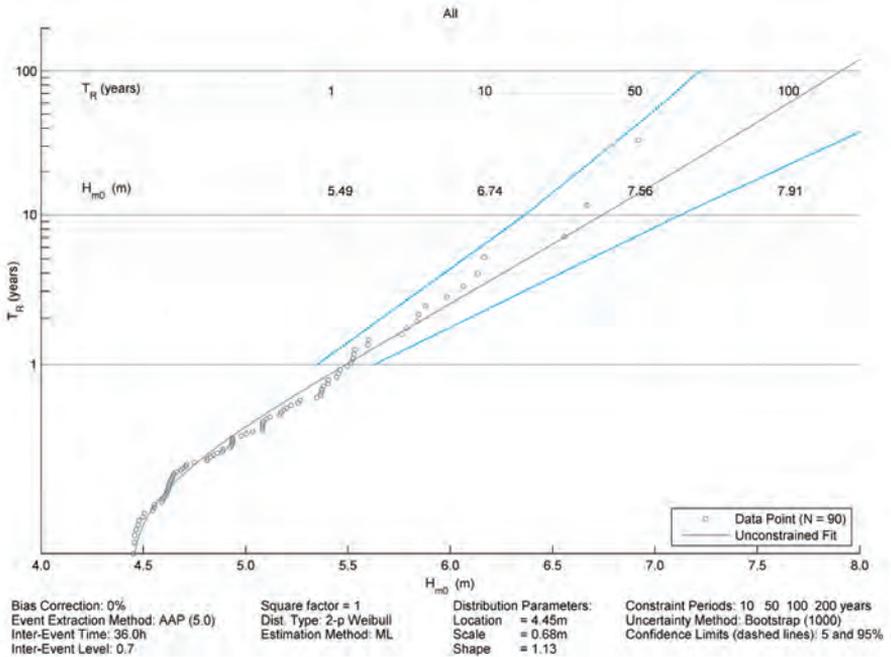


Abbildung 10: Extremwertverteilung an einem H_{m0} Nordsee OWP-Standort (UK EEZ) auf Basis einer Weibull-Verteilung (AAP = 5,0). Punkte: Daten; schwarze Kurve: zentrale Schätzung der Extremwertverteilung, 5 %- und 95 %-Vertrauensbereiche dargestellt als blau gestrichelte Linie.

3.2.3 Konfidenzgrenzen

Zur Eingrenzung der Unsicherheit aufgrund stichprobenabhängiger Fehler erfolgt eine Bootstrap-Analyse für die omnidirektionalen Extremwerte. Die Bootstrap-Analyse umfasst folgende Schritte:

- Aufbau eines neuen Satzes von Extremereignissen mittels Stichproben und Ersetzen der ursprünglichen Extremwertdatensätze.
- Durchführung einer extremwertstatistischen Analyse am neu aufgebauten Datensatz zur Schätzung von Extremereignissen mit relevanter Jährlichkeit.

Eine empirische Verteilung des Extremereignisses erhält man durch mehrfache Wiederholung der Schritte 1 und 2. Aus der empirischen Verteilung werden Quartile ausgelesen.

Die Ergebnisse werden als Kurven dargestellt, die die geschätzte Verteilung und die 5 %- und 95 %-Quartile (blau gestrichelte Linien in Abb. 10) zeigen.

3.2.4 Einzelwellen- und Wellenkammhöhen

Für die Bemessung von Windkraftanlagen sind die bei einem Sturm auftretenden maximalen Wellen- und Wellenkammhöhen von besonderem Interesse: beispielsweise für die Schätzung des äußersten Grenzzustandes der Tragfähigkeit (ULS) ist eine Kenntnis der maximalen Wellenhöhe erforderlich, oder für die Bestimmung des benötigten Freiraums unterhalb einer Plattform muss die maximale Wellenkammhöhe im Grenzzustand der Tragfähigkeit (ULS) bekannt sein. Basierend auf Hindcast-Daten werden nur die Extremwerte für signifikante Wellenhöhen für einen bestimmten Seegang geschätzt, und die maximale bei diesem Sturm auftretende einzelne Wellenhöhe H_{\max} wird meist über Formeln abgeleitet, wobei man damit den seltenen und eher asymptotischen Eigenschaften von Extremen nicht gerecht wird.

In einem detaillierteren Ansatz, der von DHI angewendet wird, wird die kurzzeitige Variabilität der maximalen Höhe von einzelnen Wellen und Wellenkämmen während eines Sturms anhand der Konvolutionsmethode nach TROMANS und VANDERSCHUREN (1995) bestimmt. Hierbei wird die langfristige Verteilung einzelner Wellen und Wellenkämme durch die Konvolution der langfristigen Verteilung der Stürme mit der kurzzeitigen Verteilung des innerhalb eines Sturms auftretenden Maximum („Storm-Mode“) ermittelt.

3.2.5 Verteilungen für kurze Zeiträume

Für die Verteilungen einzelner Wellenhöhen und Wellenkämme über kurze Zeiträume (z. B. innerhalb eines Sturmereignisses) wird angenommen, dass sie den von FORRISTALL (1978 und 2000) vorgelegten Verteilungen folgen. Die Wellenhöhenverteilung von Forristall beruht auf Messungen im Golf von Mexiko, wobei die Erfahrung an der Nordsee gezeigt hat, dass diese Verteilungen auch allgemeingültiger anwendbar sind. Für diese Art der Verteilung konvergiert die Verteilung der Extrema einer gegebenen Anzahl von Ereignissen N (Wellen, Wellenkämme) zu einer Gumbel-Verteilung in Abhängigkeit von den wahrscheinlichsten Werte des Extremereignisses H_{mp} (oder C_{mp} für Wellenkämme).

3.2.6 Einzelwellen (Stürme)

Die wahrscheinlichsten Werte einer maximalen Welle oder eines maximalen Wellenkamms in einem Sturm (H_{mp} oder C_{mp}) ergeben sich durch die Integration der Verteilung für einen kurzen Zeitraum der von H_{m0} abhängigen Wellenhöhen über die gesamte Anzahl von den Sturm bildenden Seegangssituationen. Daraus ergibt sich eine Datenbank historischer Stürme, jeweils charakterisiert durch ihre wahrscheinlichste maximale einzelne Wellenhöhe, die für weitere extremwertstatistische Analysen herangezogen wird.

In Abb. 11 sind die Peak-over-Threshold-Schätzungen einer 100-Jahres-Maximalwelle am Standort eines Nordsee-OWP als Funktion der durchschnittlichen jährlichen Anzahl von Ereignissen mit Überschreitung der Schwelle aufgetragen.

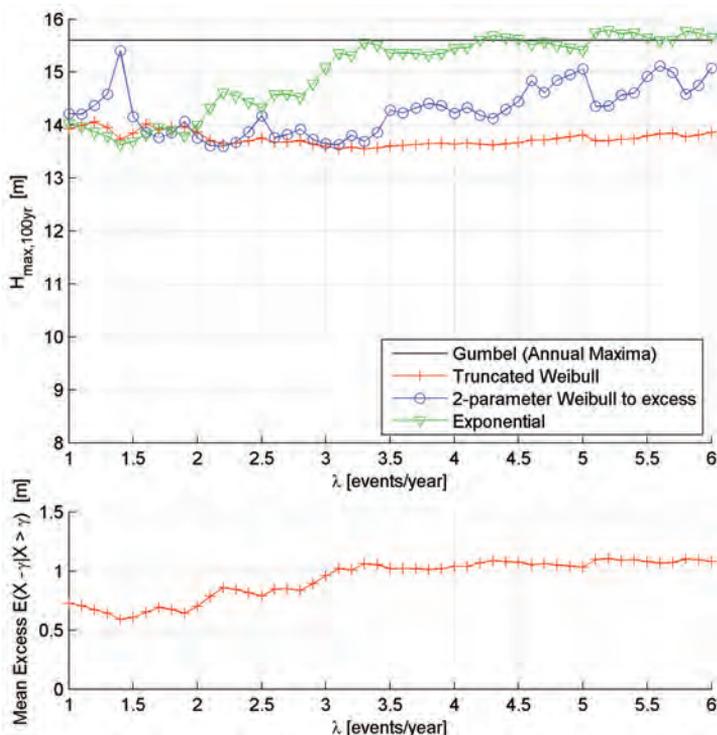


Abbildung 11: Omnidirektionale Werte einer 100-Jahres- H_{max} in einem Nordsee-OWP. Die Schätzung basiert auf der Verwendung unterschiedlicher Verteilungen für eine variierende Anzahl ausgewählter Peak-Ereignisse (AAP).

Die Analyse für einzelne Wellenkammhöhen folgt demselben Ansatz unter Verwendung der von FORRISTALL (2000) vorgeschlagenen kurzfristigen Verteilung. Die Analyse wird für die Wellenkammhöhe über dem RWS (dem momentanen Wasserspiegel einschließlich Tide und Windstau) durchgeführt.

Die zugehörige Periode für die Maximalwelle kann entsprechend den Empfehlungen in (DNV 2010) und (IEC, 2009) abgeleitet werden. Die dargestellten Beziehungen sind Schätzungen für ein konkretes Gebiet in der Nordsee und berücksichtigen keine standortspezifischen Bedingungen. Eine eher fortschrittlichere Weise, die Beziehung

zwischen H_{\max} und der zugehörigen Periode $T_{H_{\max}}$ zu schätzen, ist die Verwendung gegebener spektraler Informationen aus Hindcast-Daten. Die zur maximalen Einzelwellen zugehörigen Periode ($T_{H_{\max}}$) wird aus Paaren von Maximalwellen und zugehörigen Perioden für jede einzelne Seegangssimulation abgeleitet, die zur Ermittlung von HT-Streudaten durchgeführt wird (siehe Ermüdungsdaten). Das weiter unten beschriebene Modell der multivariaten Eintrittswahrscheinlichkeit wird verwendet, um die Beziehung zwischen H_{\max} und seinem resultierenden Median (50) sowie die 5- und 95-Perzentile zu ermitteln (die als obere und untere Grenzen verwendet werden können).

3.2.7 Extrema in Teildatensätzen

Für eine Anzahl von Parametern sind Schätzungen von Extrema für Teildatensätze (z. B. direktional oder monatlich) erforderlich. Diese erlauben ein besseres Verständnis der Standortbedingungen; an einem Projektstandort mit stark direktionalen Extrema etwa kann der Entwickler diese im Bemessungsprozess berücksichtigen, beispielsweise in der Planung von Anlegemöglichkeiten für Schiffe oder Kolkenschutzmaßnahmen.

Zur Ermittlung dieser Extrema ist es allgemeine Praxis, Extremwertverteilungen an Stichproben aus der Modelldatenbank, welche die jeweilige Richtungsanforderung erfüllen, anzupassen. Dabei werden Extrema für jede Richtung ausgelesen und die Verteilungen wiederum an jeden Satz direktionaler Daten angepasst. Bei der Stichprobenentnahme einer meist relativ kleinen Anzahl von Daten aus dem Datensatz unterliegen diese direktionalen Verteilungen einer Unsicherheit auf Grund von stichprobenabhängigen Fehlern. Dadurch ergeben sich direktionale Verteilungen, die nicht mit der an die Maxima des gesamten (omnidirektionalen) Datensatzes angepassten omnidirektionalen Verteilung übereinstimmen. Die Übereinstimmung zwischen direktionalen und omnidirektionalen Verteilungen kann z. B. durch die Anforderung sichergestellt werden, dass das Produkt der n -direktionalen jährlichen Nichtüberschreitungswahrscheinlichkeiten gleich dem der omnidirektionalen ist.

3.2.8 Optimierte Teildatensätze (direktional)

Die direktionalen Extrema werden von Anpassungen an jeden Teilseriendatensatz abgeleitet, was bedeutet, dass ein T_R -Jahres-Ereignis aus jeder Richtung im Schnitt einmal pro T_R Jahre überschritten wird. Hat man beispielsweise 8 Richtungen, dann bedeutet dies, dass das Ereignis aus *einer* der Richtungen im Schnitt einmal alle $T_R/8$ Jahre überschritten wird. Ein 100-Jahres-Ereignis würde somit (im Schnitt) einmal alle $100/8 = 12,5$ Jahre aus *einer* der Richtungen überschritten.

Zu Bemessungszwecken wird oft die Anforderung erhoben, dass die summierte Wiederkehrzeit (Wahrscheinlichkeit) (insgesamt) T_R Jahre beträgt. Ein einfacher Weg, diese Anforderung zu erfüllen, wäre die Wahl eines Wiederkehrwertes, welcher der Wiederkehrzeit T_R mal der Anzahl der Richtungen entspricht, das heißt in diesem Fall dem $8 \times 100 = 800$ -Jahres-Ereignis für jede Richtung. Dies ist jedoch häufig nicht der optimale Weg, denn es können sich so sehr hohe Schätzungen für die starken Sektoren ergeben, während die schwachen Sektoren unbedeutend bleiben.

Daher wird zusätzlich zu den oben beschriebenen Einzelwerten direktionaler Extrema ein optimierter Satz direktionaler Extremwerte für Bemessungszwecke erstellt. Die

optimierten Werte werden abgeleitet, indem die einzelnen T_R -Werte der Richtungen erhöht (skaliert) werden, um so eine summierte (Gesamt-)Wahrscheinlichkeit von T_R Jahren zu erhalten und gleichzeitig sicherzustellen, dass die Extremwerte der/des starken Sektors/en sich dem Gesamt-Extremwert möglichst annähern. In der Praxis geschieht dies, indem man das T_R der schwachen Richtungen stärker erhöht als das der starken Sektoren, während man gleichzeitig sicherstellt, dass die Summe der inversen direktionalen $T_{R,n}$ gleich dem Kehrwert der angestrebten Wiederkehrzeit ist, das heißt:

$$\sum_{i=1}^n \frac{1}{T_{R,i}} = \frac{1}{T_{R,omni}} \quad (1)$$

wobei n die Anzahl der direktionalen Sektoren ist und $T_{R,omni}$ die gewünschte Gesamt-Wiederkehrzeit.

3.2.9 Multivariate Wahrscheinlichkeitsverteilung

Die Wahrscheinlichkeit eines Zusammentreffens zweier Extremparameter (z. B. WS = Wasserstand oder WL = Water level und H_{m0}) wird meistens benötigt, um das Ereignis eines extremen Lastzustands zu bewerten. Beispielsweise ist in der Nordsee die Wahrscheinlichkeit des gemeinsamen Auftretens von extremem Seegang und niedrigem Wasserstand zu vernachlässigen, da ersterer bei Stürmen aus westlicher Richtung auftritt, letzterer bei Ostwind. Es kann daher für Bemessungszwecke dienlich sein, z. B. das gleichzeitige Auftreten von Hochwasserstandextremen und extremen Wellenhöhen einzuschätzen, um daraus die Wahrscheinlichkeit des Zusammenfallens dieser zwei Parameter abzuleiten.

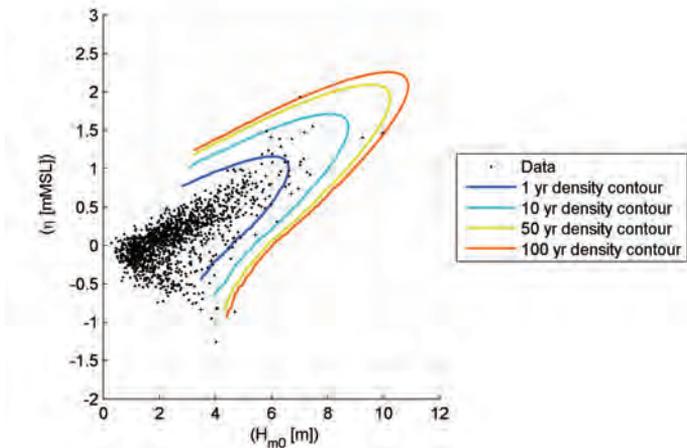


Abbildung 12: Abhängigkeitsstruktur von H_{m0} und Wasserstand im physikalischen Raum. Kreismarkierungen zeigen Datenpunkte, farbige Linien markieren die Konturen einer konstanten Wahrscheinlichkeitsdichte.

Werte von U_{10} , Wasserstand (WS) und Strömungsgeschwindigkeit (englisch: Current speed, CS), die mit Extrema einer zweiten Variable auftreten, werden unter Verwendung

der von (HEFFERNAN und TAWN 2004) vorgeschlagenen Methode ermittelt. Nach diesem Ansatz wird die Randverteilung jeder Variable getrennt modelliert.

Für das Randmodell der Variablen ist keine Beschränkung vorgegeben. Hier wurde eine Kombination aus einer empirischen Verteilung für den Hauptanteil der Ereignisse und einer an das extreme Verteilungsende angepassten parametrischen Extremwertverteilungsfunktion gewählt. Bei Parametern, die sowohl einen positiven als auch einen negativen Extremwert aufweisen, wie etwa die Kombination der Parameter Wellenhöhe und Wasserstand, werden das positive und das negative Verteilungsende der Kurve parametrisch modelliert.

Abb. 12 zeigt das Beispiel einer modellierten Abhängigkeitsstruktur für die signifikante Wellenhöhe H_{m0} und den Wasserstand η im physikalischen Raum. Das Modell ist deutlich in der Lage, den positiven Zusammenhang zwischen Wellenhöhe und Wasserstand für diese Bedingung zu beschreiben und scheint auch die relativ große Spreizung abzubilden.

Das angewandte multivariate Wahrscheinlichkeitsverteilungsmodell ist ereignisbasiert. Das bedeutet, dass unabhängige Ereignisse des bedingenden Parameters aus den Modelldaten der stündlichen Werte ausgelesen werden. Das kombinierte Kriterium aus zeitlichem Abstand und Ausprägungsdifferenz zwischen Extremereignissen wurde angewendet, um auf den bedingenden Parameter bezogene unabhängige Ereignisse zu isolieren. Der bedingte Parameter wurde aus der Modellzeitreihe zum Zeitpunkt des Höchstwertes des bedingenden Parameters ausgelesen. Vor dem Auslesen der Daten wird oft eine Zeitmittelung durchgeführt, um den Einfluss eines Phasenversatzes in der Analyse zu reduzieren (beispielsweise die Tatsache, dass der Wasserstand nicht exakt zur selben Zeit seinen Höchstwert erreicht wie die Wellenhöhe).

4 Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

Für Zwecke der Bemessung und des Betriebs eines Offshore-Windparks ist eine detaillierte und robuste Kenntnis der Standortbedingungen unabdingbar für eine sichere und kosteneffiziente Planung.

Lange Zeitreihen zuverlässiger MetOcean-Bedingungen bilden das Rückgrat jeder soliden statistischen Analyse. Diese langen Zeitreihen können aus Messungen stammen oder aus dem Stand der Forschung entsprechenden numerischen Modellen abgeleitet werden, die mit Messwerten unterschiedlicher Standorte und für unterschiedliche Bedingungen validiert werden.

Statistiken zu Normalbedingungen geben bereits einen guten Überblick über die Bemessung bestimmende Parameter im Hinblick auf deren richtungs- und monatsbezogenes Eintreten. Insbesondere Ermüdungsuntersuchungen auf der Grundlage von Streudaten und Richtungsabweichungen zwischen Wind und Wellen (Wind-Wave-Misalignment) sind für die konstruktive Bemessung von erheblicher Bedeutung. Wetterstatistiken bilden einen grundlegenden und aller Wahrscheinlichkeit nach auch vertraglichen Bestandteil der Logistikplanung für den Bau und Betrieb von OWPs und können während Betriebs- und Wartungsphasen für Einsparungen sorgen, weil sie eine optimierte Logistikplanung ermöglichen.

Die hier dargestellten Extremwertstatistiken zeigen den Ansatz von DHI bei der Ermittlung der äußersten Lastbedingungen auf Basis von Hindcast-Daten, die für die

Planung von Windparks in deutschen AWZ-Gewässern verwendet werden. So wird eine optimale Bemessung gewährleistet, die räumliche und zeitliche Schwankungen von Extrembedingungen sowie das gemeinsame Auftreten einzelner Parameter berücksichtigt.

Im Allgemeinen führt die Entwicklung eines Offshore-Windparks basierend auf kontinuierlich verbesserten MetOcean-Daten und -Analysen zu einer sicheren, aber nicht überdimensionierten und daher kosteneffizienten Auslegung, die eine risikobewertete Planung begünstigt.

5 Danksagung

Die Darstellung von Beispielen vom OWP Sandbank in diesem Artikel erfolgte mit freundlicher Genehmigung durch Vattenfall Europe Windkraft GmbH.

6 Schriftenverzeichnis

- DHI: MIKE 21 & MIKE 3 FLOW MODEL FM Hydrodynamic and Transport Module Scientific Documentation. MIKE by DHI. Hørsholm, 2014.
- DHI: MIKE 21 Spectral Wave Module Scientific Documentation. MIKE by DHI. Hørsholm, 2014.
- DNV: Environmental Conditions and Environmental Loads, Offshore Standard DNV-RP-C205, Det Norske Veritas AS, 2010.
- DNV: Design of Offshore Wind Structures, Offshore Standard DNV-OS-J101, Det Norske Veritas AS, 2011.
- FORRISTALL, G.Z.: On the Statistical Distribution of Wave Heights in a Storm. *Journal of Geophysical Research*, 83, 2353-2358, 1978.
- FORRISTALL, G. Z.: Wave Crest Distributions: Observations and Second-Order Theory. *Journal of Physical Oceanography*, 30, 1931-1942, 2000.
- GL: Guideline for the Certification of Offshore Wind Turbines. Germanischer Lloyd, Hamburg, 2012.
- HEFFERNAN, J. E. and TAWN, J. A.: A conditional approach for multivariate extreme values. *Journal of the Royal Statistical Society*, p. 497-546, 2004.
- IEC: Design Requirements for Offshore Wind Turbines. IEC 61400-3, 2009.
- JOURNÉE, J. M. J. and MASSIE, W. W.: Offshore Hydromechanics, 1st Edition. Delft University of Technology, Maritime Technology Departement, Script. Delft, Netherlands, 2001.
- TROMANS, P. and VANDERSCHUREN, L.: Response Based Design Conditions in the North Sea: Application of a New Method, Offshore Technology Conference, Texas, USA, May 1995, OTC 7683, 1995.
- WMO: Guide to Wave Analysis and Forecasting, 2nd Edition. Secretariat of the World Meteorological Organisation, Genf, Schweiz, 1998.

Statistische Ästuardatenanalyse – einige Methoden und ihre Grenzen

Marko Kastens

Zusammenfassung

Anhand der Leitfrage, wie der Einfluss des Menschen auf ein komplexes natürliches System, wie dem Ästuar, beurteilt werden kann, werden die Methoden der mathematischen Modellierung und der Messdatenanalyse mit ihren Vor- und Nachteilen kurz dargestellt. Anhand des Parameters Wasserstand, der stellvertretend für ein aus harmonischen und nicht harmonischen Anteilen gemischtes Zeitreihensignal steht, werden statistische Methoden zur Zeitreihenanalyse behandelt. Aus der Fülle der Methoden werden einige Spektralmethoden und das Regressionsverfahren ausgewählt und ihre Limitierungen und Voraussetzungen besprochen. Ein aus beiden Methoden kombiniertes Verfahren wird vorgestellt und am Beispiel des Elbepegel Hamburg-St. Pauli angewendet. Im Vordergrund steht die Methode mit ihrer Begrenzung; die Ergebnisse sind sekundär und werden nicht weiter diskutiert. Eine relativ neue Analyseverfahren für nichtstationäre und nichtlineare Phänomene wird erwähnt (Hilbert-Huang-Transformation), die jedoch die Aufgabe der klassischen Sicht der Tidewelle bestehend aus Partialtiden bedeutet. Die Fülle und Breite der vorhandenen Analysemethoden, die weder ein Mensch noch eine Institution kaum mehr überblicken oder anwenden kann, fordert zukünftig ein kooperatives Vorgehen in der Analyse und Erforschung komplexer Systeme.

Schlagwörter

Statistische Methoden, Regressionsverfahren, Spektrale Methoden, FFT, LSSA, Waveletanalyse, Neuronale Netze, Wasserstandsentwicklung, Ästuar, Elbe, Hamburg-St. Pauli

Summary

This paper considers the impact of people on a complex natural system like an estuary and how this influence can be assessed. The methods of mathematical modelling and analysis of measured data are briefly introduced and their advantages and shortcomings highlighted. The paper looks into statistical methods for time series analysis, using the example of the water level - a parameter that represents a mixed times series signal consisting of harmonic and non-harmonic components. Some spectral methods and the regression method are then chosen from the wide selection of methods available and their limitations and prerequisites are discussed. A procedure combining both methods is presented and applied to the example of the Elbe gauge in Hamburg-St. Pauli. The focus is on the method and its limitations; the results obtained are of secondary importance and are not discussed here. Reference is made to a relatively recent method of analysing nonstationary and nonlinear phenomena (Hilbert Huang Transform). The application of this method would, however, imply abandoning the classical view of the tidal wave as consisting of partial tides. Since it is hardly possible any more for one single person or institution to be familiar with the vast selection of

analytical methods or to apply them, the analysis of and research into complex systems will require cooperative approaches in the future.

Keywords

statistical methods, regression method, spectral methods, FFT, LSSA, wavelet analysis, neural networks, water level development, estuary, Elbe, Hamburg-St. Pauli

Inhalt

1	Einleitung.....	202
1.1	Numerische Simulationsmodelle:	203
1.2	Datenanalyse von Naturmessungen:	203
2	Analyse von Modellergebnissen.....	204
3	Analyse von Naturmessungen.....	204
4	Leitparameter Wasserstand.....	205
5	Analysemethoden für Zeitreihen	205
5.1	Harmonische Analyse	206
5.1.1	Fast Fourier Transformation (FFT).....	206
5.1.2	Least-squares spectral analysis (LSSA):.....	210
5.1.3	Waveletanalyse.....	211
5.2	Regressionsanalysen	211
5.2.1	Ergebnisse	213
5.2.2	Bewertung der Ergebnisse.....	214
5.3	Neuronale Netze.....	215
5.4	Andere Methoden.....	216
6	Schlussfolgerung.....	216
7	Schriftenverzeichnis	217

1 Einleitung

Die Leitfrage, die im Hintergrund des folgenden Artikels steht lautet: Wie kann man den vergangenen, gegenwärtigen und zukünftigen Einfluss des Menschen auf ein natürliches System, wie beispielsweise eines Ästuars, beurteilen oder noch besser quantifizieren? Um diese Frage beantworten zu können, muss ein möglichst umfassendes Systemverständnis, in diesem Fall über das Ästuar, vorhanden sein.

Ein Ästuar ist ein hochdynamisches und hochkomplexes System, das in zahllosen Fachbüchern ausführlich dargestellt wird (z. B. PUGH (2004), NIELSEN (2009) oder MALCHEREK (2010)). Es reagiert immer wieder auf äußere Einflüsse, wie Oberwasserwellen oder Änderungen des angeschlossenen Meeres aber auch auf Einflüsse des Menschen und unterliegt einer ständigen Änderung bzw. Anpassung. Wie können nun Phänomene,

wie beispielsweise der Anstieg des Tidenhubes an einem Punkt kausal und möglichst noch quantitativ auf gewisse Ereignisse zurückgeführt werden?

Diese Frage kann zumindest in Teilen durch die Anwendung von zwei Methoden beantwortet werden. Eine Methode ist das numerische Simulationsmodell, das die maßgeblichen physikalischen Gesetze beinhaltet und damit versucht, die Ästuardynamik am Computer zu simulieren. Die andere Methode ist die Datenanalyse von Naturmessungen. Beide Methoden haben große Vorteile aber auch beträchtliche Defizite. Einige dieser Vor- und Nachteile sind in den folgenden zwei Listen aufgeführt.

1.1 Numerische Simulationsmodelle:

- + sind ein in sich konsistentes System, das dem Benutzer erlaubt nur einen einzigen Parameter zu variieren und zu beobachten, wie sich diese Änderung auf das Gesamtsystem auswirkt (Systemstudien).
- + erlauben Vorhersagen des Systemverhaltens aufgrund komplexer Änderungen von Anfangs-/ und Randwerten.
- + erlauben einen synoptischen Blick auf das Gesamtsystem Ästuar
- beinhalten eine unvollständige, modellhafte Abbildung der natürlichen Prozesse. Daraus resultieren Unschärfen in den Berechnungen und deren Aussagen.
- verwenden eine Diskretisierung und auf diese angepasste Parameter. Wird die Diskretisierung erhöht, meistens mit dem Wunsch die Unschärfen zu verringern, so passen evtl. beide Skalen nicht mehr zusammen (Stichwort up-/downscaling) und das Modell muss mit Aufwand neu kalibriert werden. Hier ist viel Erfahrungswissen und auch ggf. viel Zeit notwendig.
- verwenden stets Anfangs-(z. B. Sedimentbelegung der Sohle) und Randwerte (z. B. der Wasserstand am seeseitigen Rand). Diese sind unvollständig bzw. ungenau. Das kann ebenfalls zu einer erhöhten Unschärfe in den Berechnungen und Aussagen führen.

1.2 Datenanalyse von Naturmessungen:

- + verwendet real aufgetretene Zustände. Im Gegensatz dazu sind Modellzustände entweder rein hypothetischer Natur oder als hind- oder nowcast mit Unschärfen belastet.
- beinhalten eine Unschärfe in den Messwerten.
- können Datenlücken durch technische Ausfälle oder andere Widrigkeiten enthalten und es kann dadurch zu Zeitspannen kommen, an denen keine Aussage möglich ist.
- liegen oft nur an Einzelpunkten vor. Eine Einschätzung der räumlichen Repräsentativität ist notwendig und beschränkt oftmals die Aussagekraft.
- können nicht trennen zwischen natürlichen und anthropogenen Einflüssen, sondern zeigen lediglich Veränderungen.
- sind nicht prognosefähig. Aus Messungen in die Zukunft zu extrapolieren ist nur über kurze Zeitspannen mit Unsicherheiten möglich.

Aus der Auflistung wird deutlich, dass es keinen klaren Gewinner geben kann, sondern dass vielmehr beide Methoden mit ihren unterschiedlichen Sichtweisen – ähnlich dem stereoskopischen Sehen unserer beiden Augen - sich ergänzen und eine neue Dimension eröffnen können.

Beide Methoden setzen ein gewisses Systemverständnis voraus. Beide Methoden können aber auch das Systemverständnis weiter erhöhen.

2 Analyse von Modellergebnissen

Die weitaus meisten mathematischen Simulationsmodelle produzieren große Datenmengen, die im Anschluss analysiert werden. Ziel ist oftmals das Aggregieren der Daten, um die Datenmenge zu reduzieren bzw. auch um spezielle Charakteristiken herauszuarbeiten, die den Modelllauf von anderen unterscheidet. Ganz allgemein kann von Kennzahlen gesprochen werden. Diese Kennzahlen haben einen Zeit- und Raumbezug. Letzterer z. B. an Punkten, Linien, Flächen und/oder Volumen. Einige Beispiele sind:

- Spezielle Ereignisse in einer Zeitreihe: Tideniedrig-, Tidehochwasser, Kenterpunkte der Strömungsgeschwindigkeit, ...
- Statistische Größen: Mittelwerte, Globale Minima und Maxima, Standardabweichung, Varianz
- Spektrale Kennwerte: Amplituden und Phasen von Partialtiden, Seegangsspektrum, Periodogramme
- Integrative Größen: Summen, Teilsummen und Bilanzen
- Differentielle Größen: Geschwindigkeiten und Beschleunigungen

Neben diesen Kennzahlen spielt auch die Visualisierung eine wichtige Rolle, da viele Menschen einen besseren Zugang zu komplexen Sachverhalten haben, wenn das Medium eine Abbildung oder eine Animation ist.

Einen Katalog der von der BAW verwendeten Kennzahlen ist im BAWIKI ausführlich beschrieben. Für Morphologische Parameter s. MILBRADT (2011).

3 Analyse von Naturmessungen

Für Naturmessungen gelten prinzipiell dieselben oben aufgeführten Beispiele der Aggregation. Zusätzlicher erheblicher Aufwand entsteht durch die Schritte der Aufbereitung und Homogenisierung von Messungen.

Zur Aufbereitung gehört die Plausibilisierung. Hier muss anhand eines individuellen Fehlerkataloges für einen Parameter (evtl. auch eines Messgerätes) jede Messung überprüft und bei Beanstandung der Messung die Stelle entsprechend markiert werden, z. B. mit einem Flagsystem. Manche Parameter erfordern zusätzlich eine Umrechnung, da lediglich eine Proxyinformation gemessen wurde, wie beispielsweise der Wasserstand, der aus Druckmessungen nach vorheriger Atmosphärenkorrektur errechnet wird oder die Sedimentkonzentration, die aus der Trübung nach erfolgter Kalibrierung durch Messproben errechnet wird.

Bei der anschließenden Homogenisierung werden Messdaten aus unterschiedlichen Datenquellen (Messgeräten, Firmen, Behörden) mit ihren jeweiligen Metainformationen in ein einheitliches Datenformat (ASCII, XML, NetCDF, ...) überführt. Diese homogenisierten und damit auch meistens bereits standardisierten Naturmessdaten können dann der weiteren Analyse zugeführt werden, wobei darauf geachtet werden muss, dass die Messungen im Gegensatz zu den Modellergebnissen mit Datenlücken behaftet sein können.

4 Leitparameter Wasserstand

Nach diesem allgemeinen Überblick, sollen die vorgestellten Methoden zur Datenanalyse mit konkreten Beispielen verwendet werden. Als Beispielparameter wird hier der Wasserstand gewählt. Zum einen liegt die Wahl in der Bedeutung dieses Parameters als Leitparameter für zahlreiche Umweltgutachten begründet, zum anderen unterhält die Wasser- und Schifffahrtsverwaltung (WSV) in Deutschland seit vielen Jahren ein Pegelmessnetz nebst Datenbanken und Systemen zur Ablage und Bearbeitung, so dass an vielen Pegeln somit lange Zeitreihen vorliegen, die von gleichbleibender Qualität, gut plausibilisiert und dokumentiert sind.

Als Beispielästuar wird die Tideelbe und der an ihr liegende Pegel Hamburg-St. Pauli verwendet (für mehr Information siehe: (TIDE - TIDAL RIVER DEVELOPMENT)). Um im späteren Verlauf die äußeren Einflussfaktoren des Meeresinflusses und des Oberwassers zu kompensieren, finden zusätzlich die Pegel Helgoland und Neu Darchau Verwendung.

5 Analysemethoden für Zeitreihen

Sehr viele Modellergebnisse und Naturmessungen liegen in Form von Zeitreihen vor. Die Zeitreihenanalyse ist ein Instrument, das in sehr vielen Bereichen nahezu tägliche Anwendung findet. Sie kann zu den statistischen Methoden gezählt werden, die omnipräsent sind: Angefangen mit einfacher deskriptiver Statistik (z. B. Mittelwerte) über Wahrscheinlichkeiten (z. B. Erwartungswert und Konfidenzen), Statistische Test und Verteilungen, Regressionen und eben die Zeitreihenanalyse bietet die Statistik (z. B. HARTUNG et al. (2005)) eine umfangreiche Sammlung von Methoden zur Auswertung und Beschreibung von Zeitreihen. Selbst die Spektralanalyse kann als Teil der Statistik betrachtet werden, obwohl sie heute eher als eigenständige Disziplin auftritt. Da das Feld der Statistik viel zu groß für einen so kleinen Artikel ist, soll der Fokus hier auf harmonischen und Regressionsanalysen liegen.

Am Anfang der Analyse steht oft die Phänomenologie oder die qualitative Analyse: welche Zusammenhänge bestehen zwischen den Parametern, gibt es Korrelationen, werden sie durch weitere Faktoren verstärkt oder geschwächt usw. Als weiterer Schritt kann sich die quantitative Analyse anschließen. Die weiter unten beschriebene Regression setzt den ersten Schritt der qualitativen Analyse voraus und hat als Ergebnis eine Modellfunktion. In der folgenden Regressionsanalyse werden dann die einzelnen Parameter einschließlich ihrer Konfidenzintervalle bestimmt.

Essentiell zur Überprüfung aller Methoden sind Benchmarks. Mit ihnen kann geprüft werden, ob die Methode überhaupt für den zu untersuchenden Zweck geeignet ist, welche Analysen evtl. nicht funktionieren und welche Unsicherheiten die Methode birgt. Für die hier verwendete Analyse von Zeitreihen können als Benchmark eine oder mehrere vollsynthetische Zeitreihen generiert werden, deren Zusammensetzung (beispielsweise welche Partialtiden mit welchen Amplituden und Phasen, welcher Offset und ggf. welcher lineare Trend) zu 100 Prozent bekannt sind. Ein Vergleich der Analyseergebnisse der verschiedenen Methoden kann großen Aufschluss darüber geben, ob eine Methode geeignet ist oder nicht.

5.1 Harmonische Analyse

Eine Wasserstandsmessung in einem Ästuar ist beeinflusst durch die Gezeiten und die Meteorologie. Die Gezeiten lassen sich als Partialtiden mit festen Frequenzen darstellen, wobei jede Partialtide eine Linearkombination aus den fünf Grundfrequenzen des Systems Erde-Mond-Sonne ist (z. B. GODIN (1988) und BAW (2007)). Ein Tidesignal muss also einen gewissen harmonischen Anteil aufweisen.

Die Harmonische Analyse des Wasserstands hat eine lange Tradition (CARTWRIGHT 2000) während spektrale Methoden eher in jüngeren Publikationen anzutreffen sind. Beispiele für Spektralanalysen in der deutschsprachigen Literatur sind zu finden bei GÖNNERT et al. (2004) oder LIEBIG (1994). Letzterer verwendet das Verfahren zum Schließen von Lücken in Wasserstandsaufzeichnungen.

Auf eine methodische Einführung wird hier verzichtet und auf umfangreiche Literatur verwiesen. Vielmehr sollen hier die Besonderheiten hervorgehoben werden, wenn diese Methoden zur Analyse von Tidesignalen verwendet werden. Es folgen Voraussetzungen, Beschränkungen und Empfehlungen zu einigen harmonischen Analysemethoden.

5.1.1 Fast Fourier Transformation (FFT)

Eine weit verbreitete Spektralmethode ist die (schnelle) Fouriertransformation (FFT). Die FFT ist sehr weit verbreitet und es gibt viele Lehr- und Fachbücher über die Methode und ihre Anwendung (z. B. BUTZ (2003) und OPPENHEIM et al. (2004)).

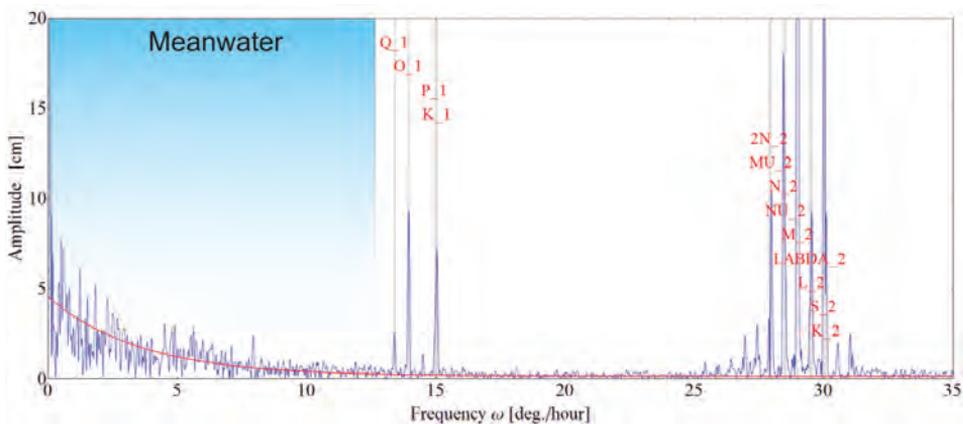


Abbildung 1: Anfang eines Amplitudenspektrums eines gemessenen Wasserstandes. Der Bereich des Mittelwassers (0-13 Grad/h) und einzelnen Partialtiden.

In der spektralen Darstellung werden die Partialtiden in einem Amplitudenspektrum als Linien, die sich deutlich von der Umgebung abheben sichtbar (Abb. 1). Neben dem harmonischen Anteil, der sich in den dominanten Spektrallinien äußert, gibt es noch einen aperiodischen Anteil. Dieser bewegt sich etwa entlang einer abklingenden Exponentialfunktion (rote Linie). Der größte Teil der Energie des aperiodischen Signals liegt im langwelligen Bereich (0-13 Grad/h) vor der ersten Partialtide – hier Q₁.

Im Hinblick auf die Anwendung der FFT zur Analyse von (Tidewasserstands-)zeitreihen ist folgendes zu beachten:

Generelle Aussagen:

- Die Meteorologie *sendet* hauptsächlich auf den niedrigen Frequenzen (s. Abb. 1). Ihre Sendeleistung nimmt mit zunehmender Frequenz ab. Betrachtet man eine zeitliche Entwicklung eines Spektrums, so variieren die Peaks im niederen Frequenzbereich, sie sind also eher stochastischer Natur. Partialtiden bilden über die Zeit einen nahezu konstanten Peak im Amplitudenspektrum aus.
- Durch einen Tiefpassfilter lässt sich der hauptsächliche aperiodische Anteil vom Rest des Signals trennen. Dieser Anteil stellt eine Art Basislinie für das Tidesignal oder ein Mittelwasser dar. Der Rest entspricht dem hauptsächlichen Tidesignal, das auf der Basislinie variiert. Diese Trennung ist aus physikalischer Sicht nicht vollständig, da die Meteorologie auch auf den Frequenzen der Partialtiden sendet und es langwellige Partialtiden gibt, die im Rauschen der Meteorologie im Bereich von 0-13 Grad/h untergehen (beispielsweise die Partialtiden SA und SSA).
- Anhand der fest stehenden Peaks im Amplitudenspektrum können die Frequenzen und damit die Partialtiden bestimmt werden. Nicht klassifizierte Peaks/Partialtiden können über eine Linearkombination der fünf astronomischen Grundfrequenzen bestimmt werden.
- Da auch die Meteorologie auf den Frequenzen der Partialtiden *sendet*, unterliegen diese auch einer natürlichen Variation. Über das spektrale Umfeld kann der Betrag dieser Variation abgeschätzt werden.

Voraussetzungen:

- Notwendig sind äquidistante Zeitreihen ohne Lücken. Eine lückenbehaftete Zeitreihe kann dann verwendet werden, wenn das Zeitraster äquidistant ist und die fehlenden Werte mit Nullen aufgefüllt werden. Aus Sicht der Partialtide bedeutet das, dass die Amplitude gegenüber der realen Amplitude verringert und die Phaseninformation falsch ist. Sind die Lücken klein, kann trotzdem eine *qualitative* Aussage getroffen werden.
- Der Zeitabstand der Samples bestimmt die höchste Frequenz (Grenzfrequenz Ω_{Nyq}), die dargestellt werden kann (abgeleitet aus dem Abtasttheorem nach Shannon/Nyquist aus BUTZ (2003)). Sie beträgt beispielsweise für einen Zeitabstand $dt = 600s$:

$$\Omega_{Nyq} = \frac{180 \text{ Grad} \cdot 3600 \text{ s/h}}{600 \text{ s}} = 1080 \text{ Grad/h}$$

Damit ist es theoretisch noch möglich eine M74 (1072,41 Grad/h) zu erfassen.

- Die Auflösbarkeit von Partialtiden - oder allgemeiner Frequenzen - wird von der Länge der Zeitreihe bestimmt. Beispielhaft beträgt die Auflösung f_n einer einjährigen Zeitreihe:

$$f_n = \frac{360 \text{ Grad}}{365 \text{ Tage} \cdot 24 \text{ h}} \sim 0,041 \text{ Grad/h}$$

Die zentralen Peaks der Partialtiden M2 (~28,984 Grad/h) und S2 (30 Grad/h) liegen damit $(30 \text{ Grad/h} - 28,984 \text{ Grad/h})/0,041 \text{ Grad/h} \sim 25$ Stützstellen auf dem diskreten Spektrum auseinander und können damit gut aufgelöst bzw. voneinander getrennt werden.

- Die Auflösbarkeit wird ebenfalls von der verwendeten Fensterfunktion bestimmt (s.u.).

Empfehlungen:

- **Fensterfunktionen verwenden, um *sidelobes* zu dämpfen** (s. Abb. 2). Eine Fensterfunktion wird immer verwendet, da immer nur ein Ausschnitt der Daten vorliegt. Das Rechteckfenster, das ohne explizite Angabe verwendet wird hat keine sehr guten Eigenschaften (weniger als 100 % der Energie im zentralen Peak, ungünstiges Abklingverhalten der *sidelobes*, ...). Das hier im Beispiel verwendete Hanning-Fenster hat bereits deutlich bessere Eigenschaften im zentralen Peak und im Abklingverhalten (s. Abb. 2). Eine generelle Empfehlung kann nicht gegeben werden, vielmehr bestimmt die spektrale Zusammensetzung des Signals und auch die Fragestellung welche Fensterfunktionen verwendet werden sollten.

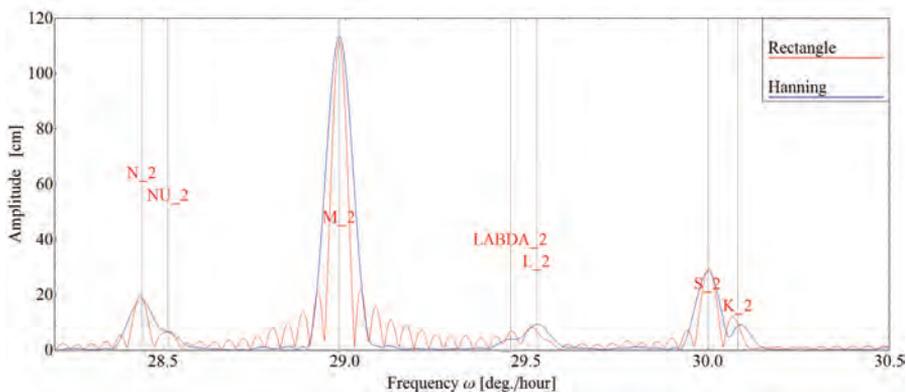


Abbildung 2: Amplitudenspektrum ohne (Rechteck) und mit (Hanning) Fensterfunktion – das Rechteck-Fenster hat ein sehr ungünstiges Abklingverhalten und beeinflusst die Nachbaramplituden wesentlich.

- **Zero padding verwenden, um den zentralen Peak zu treffen.** Aus einer diskreten Datenreihe resultiert ein diskretes Spektrum, deren Frequenzen auf einem bestimmten Raster liegen (s.o.). Selten liegen die Frequenzen der Partialtiden genau auf dem Raster des diskreten Spektrums. Durch anhängen von Nullen (*zero padding*) in der Datenreihe fügt man keine Information hinzu, verändert aber das Frequenzraster (s.o.). Fügt man beispielsweise das zehnfache an Nullen den Daten am Ende hinzu, erhält man ein zehnfach feineres Raster in der Frequenzdomäne (Interpolation, s. Abb. 3). Schließlich kann man die Zahl der anzuhängenden Nullen vorausberechnen, um möglichst genau eine gesuchte Frequenz aufzulösen.

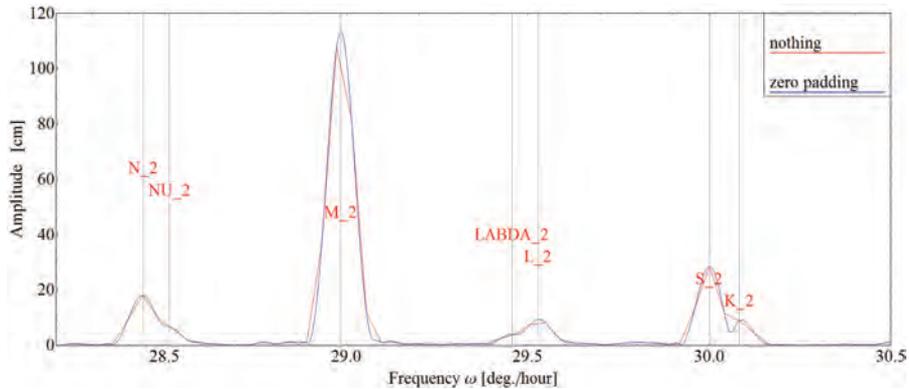


Abbildung 3: Amplitudenspektrum mit und ohne *zero padding*: Letzteres erhöht die Anzahl der Stützstellen im Spektrum, fügt jedoch keine Information hinzu.

Analysezeitspanne: 1 Jahr. Die Länge der Zeitreihe bestimmt das Auflösungsvermögen(s.o.). Liegen die Frequenzen von zwei Partialtiden in einer Wasserstandsmessung so eng beieinander, dass sie nicht mehr getrennt aufgelöst werden, passiert folgendes: werden die Amplituden über die Zeit aufgetragen (beispielsweise durch eine Analysezeitspanne von einem Monat, dass um jeweils einen Tag verschoben wird), so bekommt man eine Modulation der Partialtiden, die nicht aufgelöst werden. Aufgelöste Partialtiden variieren über die Zeit nur sehr gering. Für die Pegel in der Deutschen Bucht sowie in den Ästuaren hat sich eine Analysezeitspanne von einem Jahr durchgesetzt, um alle Partialtiden gut voneinander zu trennen.

Einschränkungen/Szenarien:

- Wie reagiert die FFT auf einen linearen Trend (beispielsweise einen Anstieg des Mittelwassers (MSL))? Die Frage lässt sich gut mit dem Linearitätstheorem beantworten: Lässt sich eine Funktion in einzelne Summanden zerlegen, so ist die fouriertransformierte die (komplexe!) Summe der fouriertransformierten Summanden. In dem folgenden konkreten Beispiel gibt es eine Datenreihe, die sich unterteilen lässt in einen linearen Anstieg (Trend des Mittelwassers) und einer Sinusschwingung (M2). Das Amplitudenspektrum setzt sich zusammen aus der Überlagerung der fouriertransformierten Geraden und dem fouriertransformierten Sinus (s. Abb. 4). Der Trend liegt im unteren Teil des Spektrums und lässt sich gut von den Partialtiden trennen (s.o.).
- Was passiert bei der FFT, wenn die Amplitude einer Partialtide variiert oder trendbehaftet ist? Das Ergebnis spiegelt den Mittelwert der Amplitude über die analysierte Zeitspanne wider. Sehr langfristige Trends können über Jahresanalysen aufgelöst werden, wie beispielsweise die Nodaltide, die sich in einem etwa 18,6-jährigen Zyklus äußert. Kurzfristige Schwankungen innerhalb eines Jahres sind nicht darstellbar und werden herausgemittelt.
- Dilemma: um die zeitliche Auflösung der Partialtiden zu erhöhen, muss das Analysezeitfenster verkleinert werden. Durch die Verkleinerung sinkt aber die spektrale Auflösung (s.o.) und die Partialtiden selber werden durch ihre Nachbarpartialtiden

moduliert. Zeitliche und spektrale Auflösung schließen sich bis zu einem gewissen Punkt aus, ähnlich der *Heisenberg'schen Unschärferelation* (BLATTER 2003).

- Was ergibt sich daraus für die Güte der Vorhersagbarkeit eines Tidepegels aus Partialtiden? Ist die Dynamik von Störgrößen wie Mittel- und/oder Oberwasserzufluss gering oder ihr Einfluss auf den Standort gering, dann liefert eine Vorhersage aufgrund von Partialtiden geringe Fehler. So etwa im Sommer, wo die Dynamik des Mittelwassers gering ist. Ist der Ort des Pegels durch große Oberwasserwellen beeinflusst, ist die Vorhersage des Signals mit größeren Fehlern behaftet.

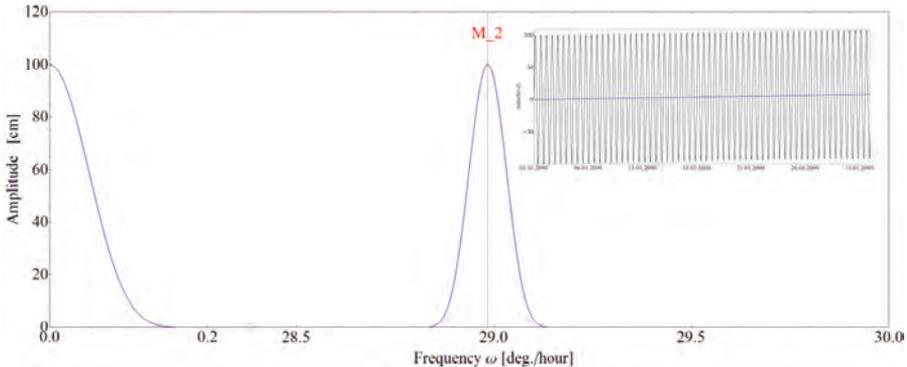


Abbildung 4: Amplitudenspektrum eines linearen Trends mit einer Sinusschwingung (M2) – oben rechts die Zeitreihendarstellung.

5.1.2 Least-squares spectral analysis (LSSA):

Größter technischer Nachteil der FFT ist die Voraussetzung der äquidistanten Zeitreihen. Sehr häufig sind Zeitreihen nach der Plausibilisierung mit zahlreichen Lücken versehen, so dass die Methode nicht mehr anwendbar ist. Um trotzdem einen Einblick in die Amplituden und Phasen der Partialtiden zu bekommen kann eine Modellfunktion mit den zu untersuchenden Partialtiden aufgestellt und die Daten an diese Modellfunktion gefittet werden (LSSA-Methode). Ebenso wie für die FFT gilt auch hier die Voraussetzung zur Auflösung von Partialtiden. Wird diese übersehen, so bekommt man extrem hoch korrelierte Amplituden und Phasen, die, abhängig vom Startwert des Gleichungslösers bei einer zweiten Analyse unterschiedlich ausfallen können. Eine Ausgabe der Korrelationen ggf. mit Varianzanalyse und statistischen Tests ist zur Interpretation sehr hilfreich und kann strukturelle Analysefehler durch Überparametrisierung der Modellfunktion vermeiden.

Neben der Anwendung auf äquidistante Zeitreihen mit Datenlücken kann die LSSA-Methode auf langjährige nicht-äquidistante Zeitreihen, wie z. B. Tidehoch- und Tideniedrigwasser angewendet werden. Diese wurden für die folgende Abb. 5 verwendet, um die Amplitude der Nodaltide am Pegel Helgoland (hier etwa 2,8 cm) abzuschätzen.

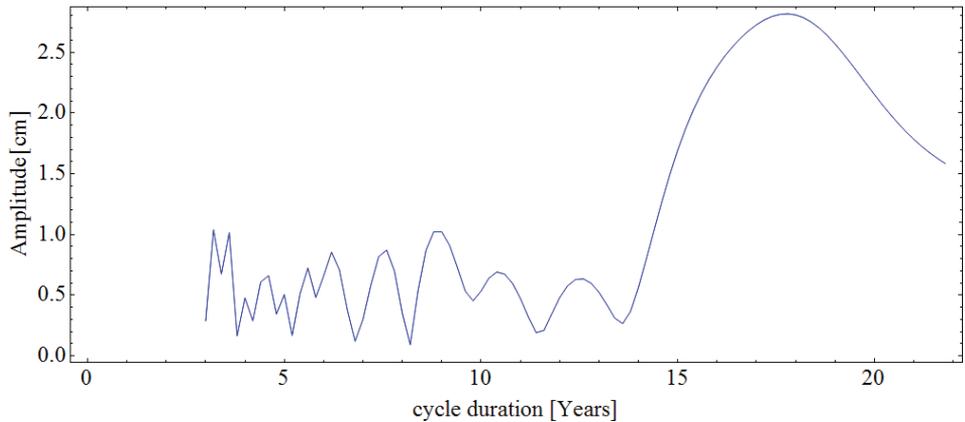


Abbildung 5: Amplitudenspektrum abgeleitet aus einer ca. 61-jährigen Zeitreihe des Tidenhubes.

5.1.3 Waveletanalyse

Eine Waveletanalyse hat den Vorteil, dass eine bessere Lokalisierung im Zeitbereich möglich ist, sie kann also Amplituden zeitlich besser auflösen. Die Fouriertransformation liefert hingegen nur eine komplexe Zahl für eine Frequenz (Amplitude und Phase) für die analysierte Zeitspanne. Leider spielt auch hier die *Heisenberg'sche Unschärferelation* eine Rolle (BLATTER (2003) und BERGH et al. (2007)). Die Lokalisierung in der Zeitdomäne kostet Auflösungsvermögen in der Frequenzdomäne. Die Spektrale Repräsentation der einzelnen Partiaaltiden kann also verloren gehen. Bei Messungen in den Ästuaren, wo sehr viele Partiaaltiden vorkommen, deren Frequenzen oft sehr eng aneinander liegen (s. Abb. 1) ist das der Fall. Als Resultat einer Waveletanalyse kann man in den einzelnen Frequenzbereichen/Bändern eine Schwebung der beteiligten Partiaaltiden, erkennen, die oftmals selber ein sehr komplexes Signal sind, das schwer zu interpretieren ist.

Ist keine Zerlegung in einzelne Partiaaltiden notwendig, sondern ist eine Betrachtung von Spektralbereichen ausreichend, so kann eine Waveletanalyse oder auch die *short-time fourier analysis* oder Filterbänke verwendet werden.

5.2 Regressionsanalysen

Regressionsanalysen sind im deutschsprachigen Raum weiter verbreitet als spektrale Methoden. Zum einen ist die Methode der Regression mit weniger Aufwand durchzuführen, zum anderen ist die Voraussetzungen für spektrale Verfahren – eine äquidistante Zeitreihe ohne Datenlücken - deutlich schwieriger zu erfüllen.

In Deutschland ermittelten SIEFERT und JENSEN (1993) und SIEFERT (1998) im Rahmen von Voruntersuchungen zum weiteren Ausbau der Elbe Zusammenhänge von Elbepegeln mit dem Oberwasserzufluss und dem Nordseepegel Helgoland. Anschließend versuchen sie die per Regression ermittelten Zusammenhänge aus den Wasserstands Signalen herauszufiltern, um eine bessere Sicht auf die verbleibende Dynamik des Signals zu erhalten. Ihre Untersuchungen basieren auf im wesentlichen Jahresmittelwerten von Oberwasserzufluss und Tideniedrig- und Tidehochwasser.

NIEMEYER (2001) erweitert diesen Ansatz und beschreibt eine Modellfunktion für den Tideniedrig- bzw. Tidehochwasser des Pegels: Letztere sind proportional zum Tideniedrig- bzw. Tidehochwasser des Pegels Helgoland, proportional zum Tidenhub am Pegel Helgoland und proportional zum Oberwasserzufluss am Pegel Neu Darchau. Für die Regression kommen Monatsmittelwerte zum Einsatz. Erwähnt wird der Einfluss des Mittelwassers bei Ausbauten, der Parameter selber findet jedoch noch keinen Eingang in die Berechnung.

Das Verfahren nach NIEMEYER (2001) wurde weiter verfeinert von KASTENS (2007), KASTENS (2009) und BAW (2007). Es verwendet keine Montasmittelwerte mehr, sondern die einzelnen aus der Wasserstandszeitreihe abgeleiteten Tideniedrigwasser- und Tidehochwasserwerte. Das Mittelwasser findet Verwendung in den Modellfunktionen.

Erkenntnisse und die Modellfunktionen des Verfahrens werden kurz aufgeführt:

- Tideniedrig- und Tidehochwasser sind eine Kombination aus Mittelwasser und Tidenhub. Ihre Entwicklung lässt deshalb nicht auf die ursprünglichen Einflüsse schließen. Im Folgenden werden nur die primären Größen Mittelwasser (Potenzial) und Tidenhub (Energie) verwendet.
- Das Mittelwasser lässt sich als Schwerelinie aus dem gemessenen Wasserstandssignal mit einem Tiefpassfilter ableiten (s. Kapitel 5.1.1). Aus der verbleibenden Zeitreihe (hauptsächlich das Tidesignal) werden die Tidekennwerte (*tcv*, *tidal characteristic value*) abgeleitet. Das Messsignal wird also in zwei Teile getrennt und getrennt analysiert. Diese Trennung ermöglicht den Einfluss des Mittelwassers auf den Tidenhub zu bestimmen. Das Gesamtsignal besitzt eine autokorrelative Komponente.
- Das Oberwasser beeinflusst das Tideniedrig- und Tidehochwasser. Primär dämpft der Oberwasserzufluss den von See einlaufenden Impuls der Tidewelle und damit den Tidenhub. Das Mittelwasser wird durch erhöhten Oberwasserzufluss angehoben.
- Ein erhöhtes Mittelwasser erhöht die Wassertiefe, verringert deshalb die Energiedissipation und führt zu einem erhöhten Tidenhub. Das Mittelwasser ist also ambivalent: eine Erhöhung vom Meer führt zu größerem Tidenhub, während eine Erhöhung aufgrund des Oberwasserzuflusses in Summe zu einer Verringerung führt.
- Die Dichte des Wassers bleibt hier unberücksichtigt. Die Veränderung des Wasserstands dh aufgrund einer in der Zeit veränderten Dichte am Ort kann errechnet werden aus dem Verhältnis der Dichten zu den Zeitpunkten $t1$ und $t2$ und der Wassertiefe h am Ort ($dh = \frac{\rho t1}{\rho t2} \cdot h$).

Aus den Beobachtungen lassen sich zwei Modellfunktionen aufstellen. Der Kennwert (*tcv*) und das Mittelwasser am Pegel setzen sich zusammen aus:

$$tcv_{Gauge} = a \cdot tcv_{Heligoland} + b \cdot Discharge_{NeuDarchau}^n + c \cdot mean\ water_{Gauge} + offset$$

tcv: tidal characteristic value (tidal range, high water, low water)

$$MW_{Gauge}(t) = d \cdot MW_{Heligoland}(t + dt) + e \cdot Discharge_{NeuDarchau}^{n2}(t) + offsetmw$$

Die Laufzeitverschiebung (dt) des Mittelwassers von Helgoland zum Pegel wird einmalig über eine Kreuzkorrelation der beiden Zeitreihen bestimmt. Das erste Maximum

bestimmt die Zeitverschiebung. Eine Laufzeitverschiebung für den Pegel Neu Darchau wurde nicht vorgenommen, da nur tägliche Werte zur Verfügung standen.

5.2.1 Ergebnisse

Aus dem beschriebenen Verfahren soll zusammenfassend ein Ergebnis für den Elbe-Pegel Hamburg-St. Pauli dargestellt werden.

Als Referenzzeitspanne wird das Kalenderjahr 1997 bestimmt, in der die Parameter der beiden oben aufgeführten Modellfunktionen mit einer Regression ermittelt werden. Die Zeitverschiebung des Mittelwassers für den Pegel Hamburg-St. Pauli beträgt ab Helgoland 331 Minuten. Es ergeben sich folgende Werte für die Parameter der Funktionen (s. Tab. 1):

Tabelle 1: Regressionsparameter für das Kalenderjahr 1997; *: Confidence Interval; **: für den Pegel Hamburg St. Pauli wurde $n = n_2 = 1$ gesetzt.

tidal range St. Pauli 1997	Wert	CI* low (95 %)	CI* high (95 %)
a (Influence of tidal range Heligoland)	0,737	0,715	0,760
b (Influence of Discharge Neu Darchau)	0,007	0,005	0,009
c (Influence of mean water St. Pauli)	0,092	0,074	0,110
Offset	123,752	112,836	134,667
n^{**}	1		
mean water St. Pauli 1997			
d (Influence of mean water Heligoland)	1,268	1,264	1,271
e (Influence of Discharge Neu Darchau)	0,033	0,033	0,033
Offsetmw	-111,983	-113,757	-110,209
n_2^{**}	1		

Die Potenzen n bzw. n_2 werden in beiden Modellfunktionen auf Eins gesetzt, da aufgrund des geringen Oberwassereinflusses auf den Pegel St. Pauli der Algorithmus nicht konvergiert, bzw. sich die Varianz des Residuums – als Gütemaß – kaum unterscheidet. Die Parameter weisen untereinander eine geringe Korrelation auf. Der Offset ist höher korreliert, da alle Einzelkomponenten einen Offset aufweisen. Eine Modellfunktion ohne Offset ist auch denkbar, sie würde jedoch weniger vom gemessenen Signal erklären.

Im Nachgang werden mit diesen Funktionen *hindcast*-Berechnungen durchgeführt. Diese implizieren, dass das gesamte System Tidelbe in einem stabilen dynamischen Zustand ist und sich die Einflüsse von Mittel- und Oberwasserzufluss auf den Tidenhub über die Zeit nicht ändern. Die Differenz aus der Messung und dem *hindcast* ergibt jeweils die um äußere Einflüsse (hier den Meereseinfluss und Oberwasserzufluss) gefilterte Zeitreihe, hier dargestellt als Jahresmittelwerte des Tidenhubes (s. Abb. 6) und des Mittelwassers (s. Abb. 7).

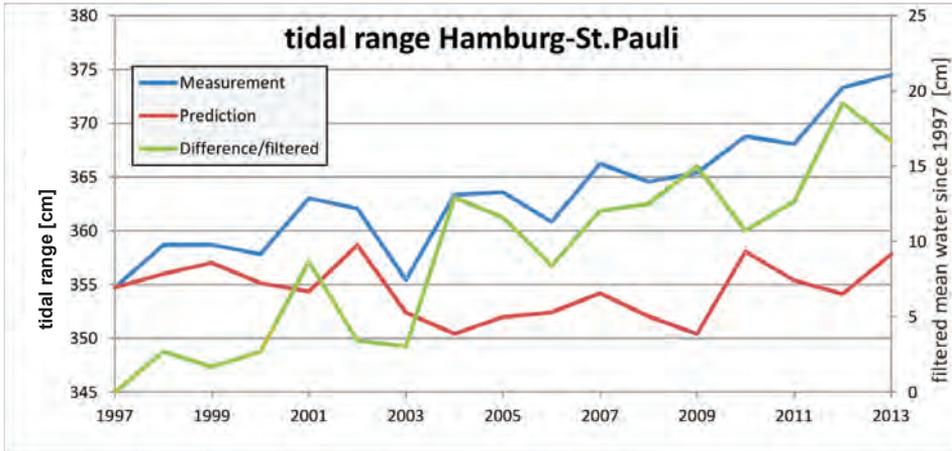


Abbildung 6: mittlerer jährlicher Tidenhub am Pegel Hamburg-St. Pauli aus Messungen und aus Vorhersagen sowie deren Differenz, die das um äußere Einflüsse bereinigte Signal darstellen.

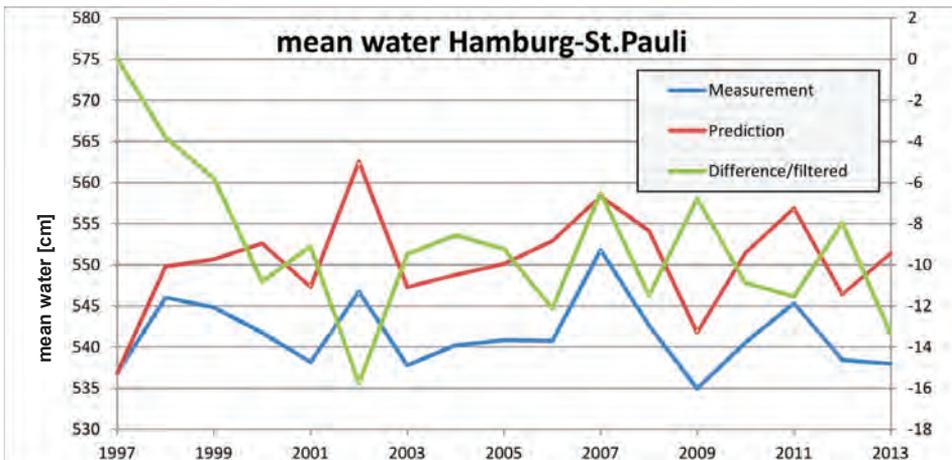


Abbildung 7: Mittleres jährliche Mittelwasser am Pegel Hamburg-St. Pauli aus Messungen und aus Vorhersagen sowie deren Differenz, die das um äußere Einflüsse bereinigte Signal darstellen.

5.2.2 Bewertung der Ergebnisse

Bei der Betrachtung der Ergebnisse (Abb. 6 und Abb. 7) fallen zwei Dinge deutlich auf.

- Der Tidenhub ist in Hamburg-St. Pauli seit mindestens 1997 deutlich angestiegen.
- Das Mittelwasser ist in den ersten Jahren nach 1997 um etwa 10 cm gefallen und hat sich dann stabilisiert.

Beide Beobachtungen lassen sich nun nicht mehr nur auf äußere Ereignisse zurückführen, vielmehr sind es innere Gegebenheiten, die zu diesen Veränderungen geführt haben. Wesentliche Veränderungen prägen das Elbeästuar in dieser Zeit: das ist zum einen eine Vertiefung der Fahrrinne von 13,5 m auf 14,4 m, erhebliche morphologische Veränderungen im Elbmündungsbereich, anthropogene Veränderung im Hamburger Hafen und

Veränderungen in den Seitenbereichen der Elbe und in den Nebelben, die meistens mit einer Volumenabnahme einhergehen.

In NIEMEYER (2001) wurden bereits die Veränderungen von Ausbauten auf das Mittelwasser theoretisch dargestellt. Der hier gezeigte Absink des Mittelwassers und die Vertiefung der Fahrrinne fallen zeitlich sehr genau aufeinander, so dass ein kausaler Zusammenhang sehr wahrscheinlich ist. Anders sieht es mit der Entwicklung des Tidenhubes aus. Dieser steigt allmählich an, was ursächlich auf die Vertiefung aber auch auf die oben erwähnten weiteren Einflüsse (anthropogene und natürliche) zurückzuführen ist. Hier zeigt sich sehr deutlich die Grenze des Verfahrens: es zeigt zwar Änderungen in Bezug auf eine Referenzzeitspanne an, die im Wesentlichen um äußere Einflüsse bereinigt sind aber ob diese Änderungen anthropogenen oder natürlichen Ursprungs sind, kann das Verfahren nicht erkennen.

Ein weiteres Defizit des Verfahrens sind langanhaltende Trends. Das Verfahren impliziert Stationarität. Wird es trotzdem auf ein trendbehaftetes System angewendet, erlernt es den Zustand der Referenzzeitspanne, nicht aber seinen Trend. Zur Beurteilung ist es also wichtig die Gesamthistorie und der ihnen zu Grunde liegenden Prozesse und Trends zu kennen. In diesem Fall ist der trendhafte Anstieg des Tidenhubes am Pegel Hamburg-St. Pauli auch kein neuer, sondern er besteht schon seit längerem (s. WSV & HPA (2011) oder auch FICKERT und STROTMANN (2009)). Seine Ursachen sind sehr vielfältig und teilweise noch ungeklärt. Sie sollen nicht Gegenstand dieses Artikels sein.

Abschließend ist anzumerken, dass sich die Belastbarkeit solcher Verfahren erhöht, wenn längere Zeitreihen zur Verfügung stehen. So kann nach der Filterung auch die restliche natürliche Variabilität erkannt werden, die immer noch in den gefilterten Zeitreihen enthalten ist.

5.3 Neuronale Netze

Neuronale Netze bestehen im Kern aus einem Regressionsverfahren. Die Topologie des Netzes bestimmt die Modellfunktion, deren Parameter anhand der zur Verfügung gestellten Daten gefittet (trainiert) werden. Wie bei allen Regressionsverfahren besteht die Gefahr der Überparametrisierung, wenn mehrere Eingangsparameter stark miteinander korreliert sind. Der bei Neuronalen Netzen verwendete Lernalgorithmus kann dazu führen, dass die gefitteten Parameter (Wichtungsmatrix) von Training zu Training mit gleichem Datensatz variieren, da der Eingangsvektor oft zufällig zusammengestellt wird und dann nicht mehr reproduziert werden kann. Mit steigender Komplexität der Modellfunktion kann es vorkommen, dass der Lösungsraum zunehmend mehr Extrema aufweist, in die ein Lösungsalgorithmus hineinläuft. Zusammen mit einem zufällig generierten Eingangsvektor zum Trainieren kann so die Reproduzierbarkeit der Lösung zum Glücksspiel werden.

Ein gutes Systemverständnis hilft, die wesentlichen Prozesse in der Netztopologie abzubilden und ein überparametrisiertes Modell mit den oben beschriebenen Unzulänglichkeiten zu vermeiden. Ebenfalls muss die Korrelation der Eingangsparameter geprüft und ggf. diese dekorreliert werden. Um den oben benannten Problemen aus dem Weg zu gehen, sollten die Parameter der Modellfunktion möglichst linear unabhängig sein.

5.4 Andere Methoden

In Kapitel 4.1.3 wurde das Dilemma von Fourier- und Waveletanalysen angesprochen: eine sehr genaue Frequenzlokalisierung benötigt lange Zeitreihen oder: bei genauerer Zeitauflösung verliert man die gewünschte hohe Frequenzauflösung. Eine relativ neue Methode, die Hilbert-Huang-Transformation (HHT) bietet eine Alternative. Sie kann bei Signalen aus nichtlinearen und nichtstationären Systemen angewendet werden. Im Kern besteht sie aus der *empirical mode decomposition* und einer Spektralanalyse nach *Hilbert* und proklamiert das Prinzip der instantanen Frequenz (HUANG 2006). Ausgangsgrößen sind die Amplitude und die Frequenz. Beide ändern sich über die Zeit. Mit dem Einsatz dieser Methode wird das altbekannte Bild der Tide bestehend aus Partialtiden (die auch nur eine Theorie darstellt) verlassen.

6 Schlussfolgerung

Zurückkommend auf die Eingangsfrage wurde hier ein kleines Beispiel der Zeitreihenanalyse des Wasserstandes dargestellt, das eine Spektralmethode (Tiefpassfilter) mit einer einfachen statistischen Regression verbindet. Um keine falschen Schlussfolgerungen zu ziehen, müssen die verwendet Methoden kritisch vor dem Licht ihrer Grenzen betrachtet werden. In dem dargestellten Beispiel ist die Grenze der Trend, den die Regression nicht berücksichtigen kann, da sie von Stationarität ausgeht.

Das hier vorgestellte Beispiel bedeutet keine Limitierung auf den Parameter Wasserstand. Nahezu alle Parameterzeitreihen im Ästuarbereich beinhalten einen harmonischen Anteil aufgrund der Gezeiten und einen stochastischen Anteil aufgrund der Meteorologie. Welche Methoden oder Kombinationen von Methoden sich am besten zur Zeitreihenanalyse einsetzen lassen, bestimmt das Signal sowie die Fragestellung.

Eine gute Methode, um sich bezüglich der gewählten Analyseverfahren rückzuversichern ist der Einsatz von Benchmarks. In diesem Fall von vollsynthetischen Zeitreihen, deren Inhalt und Zusammensetzung zu 100 % bekannt ist. Anhand ihres Einsatzes kann leicht überprüft werden, welche Schlüsse eine eingesetzte Methode zulässt und wo ihre Grenzen liegen.

Bei nicht eindeutiger Sachlage können auch mehreren Methoden zum Einsatz kommen: beispielsweise der Einsatz von Analyseverfahren und numerischem Simulationsmodell. Letzteres kann die Einflussfaktoren einzelner Komponenten herausarbeiten, wie beispielsweise den Einfluss der natürlichen Dynamik auf den Tidenhub am Pegel Hamburg-St. Pauli.

Verallgemeinert man noch weiter und betrachtet die Methoden der mathematischen Modellierung und die Methoden der Signalanalyse so wird deutlich, dass ein Einzelner bei der Größe des Themenfeldes kaum mehr die Übersicht über alle Methoden behält, geschweige denn sie alle beherrscht. Notwendig ist daher eine kooperative Vorgehensweise mit anderen Institutionen um Informationen aus den unterschiedlichsten Methoden zu erhalten und diese zu bewerten. Für eine Weiterentwicklung der Methoden sind kooperative Forschungsverbände unumgänglich.

7 Schriftenverzeichnis

- BAW: Tidewasserstandsanalysen in Ästuaren am Beispiel der Unter- und Außenelbe, 2007.
- BAWIKI Stand 27.03.2014: http://www.baw.de/methoden_en/index.php5/Hydraulic_Engineering_Methods
- BERGH, J.; EKSTEDT, F. und LINDBERG, M.: Wavelets mit Anwendungen in Signal- und Bildbearbeitung. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, Online-Ressource p., 2007.
- BLATTER, C.: Wavelets. Eine Einführung; [für Mathematiker, Ingenieure und Informatiker]. Vieweg, Braunschweig, Wiesbaden, x, 178 S., 2003.
- BUTZ, T.: Fouriertransformation für Fußgänger. Teubner, Stuttgart, Leipzig, Wiesbaden, 183 S., 2003.
- CARTWRIGHT, D. E.: Tides. A scientific history. Cambridge University Press, Cambridge, New York, xii, 292 p., 2000.
- FICKERT, M. und STROTMANN, T.: Zur Entwicklung der Tideverhältnisse in der Elbe und dem Einfluss steigender Meeresspiegel auf die Tidedynamik in Ästuaren. HTG-Kongress Lübeck, 2009.
- GÖNNERT, G.; ISERT, K.; GIESE, H. und PLÜß, A.: Charakterisierung der Tidekurve. In: Die Küste, 68, 2004.
- HUANG, N. E.: Compact Course in The Hilbert-Huang-Transformation (HHT) for Non-linear and Non-Stationary Time Series Analysis. Braunschweig, 2006.
- KASTENS, M.: Tidewasserstandsanalyse in Ästuaren am Beispiel der Elbe. In: Die Küste, 72, 2007.
- KASTENS, M.: Analyses of time series and model hindcast of water levels after the last deepening of the Elbe estuary - a comparison. In: Poster Proceedings - ICCE 2008 : 31st International Conference on Coastal Engineering, 31. August bis 5. September 2008 Hamburg, Germany. Stolberg, 6-14, 2009.
- LIEBIG, W.: Schließen von Lücken in Pegelaufzeichnungen, Die Küste, 56, 1994.
- MALCHEREK, A.: Gezeiten und Wellen. Die Hydromechanik der Küstengewässer. Vieweg + Teubner, Wiesbaden, IX, 301 S., 2010.
- MILBRADT, P.: Analyse morphodynamischer Veränderungen auf der Basis zeitvarianter digitaler Bathymetrien. In: Die Küste, 78, 33-57, 2011.
- NIELSEN, P.: Coastal and estuarine processes. World Scientific, Singapore, 343 p., 2009.
- NIEMEYER, H. D.: Change of mean tidal peaks and range due to estuarine waterway deepening. In: Coastal Engineering Proceedings; No 26 (1998): Proceedings of 26th Conference on Coastal Engineering, Copenhagen, Denmark, 1998, 2001.
- OPPENHEIM, A. V.; SCHAFFER, R. W. und BUCK, J. R.: Zeitdiskrete Signalverarbeitung. Pearson Studium, München, Boston [u. a.], 1031 S., 2004.
- PUGH, D.: Changing sea levels. Effects of tides, weather, and climate. Cambridge University Press, Cambridge, U.K, New York, xiii, 265 p., 2004.
- SIEFERT, W.: Tiden und Sturmfluten in der Elbe und ihren Nebenflüssen. Die Entwicklung von 1950 bis 1997 und ihre Ursachen. In: Die Küste, 60, 1998.
- SIEFERT, W. und JENSEN, J.: Fahrrinnenvertiefung und Tidewasserstände in der Elbe. In: Hansa, Vol. 130, 10, 1993.

TIDE - TIDAL RIVER DEVELOPMENT. Stand 27.03.2014: http://www.tide-project.eu/index.php5?node_id=Reports-and-Publications;83&lang_id=1

WSV & HPA: Abschlußbericht der Beweissicherung zur Anpassung der Fahrinne der Unter- und Außenelbe an die Containerschiffahrt. Hamburg, 2011.

Langzeitmodellierung der Gewässergüte in der Elbe mit Fokus auf die Sauerstoffbilanz im Ästuar

Andreas Schöl, Birte Hein, Jens Wyrwa und Volker Kirchesch

Zusammenfassung

Das eindimensionale Gewässergütemodell QSim wird für den deutschen Teil der Elbe einschließlich ihres Ästuars (km 0 bis 727) angewendet. Durch den Vergleich von Simulations- und Messergebnissen wird eine Validierung für das Modell gezeigt. Mit der Berechnung der Gewässergüte für den 585 km langen Flusslauf der Elbe wird ein konsistentes Eingangssignal für das Ästuar erzeugt, um damit den Sauerstoffhaushalt und die Entwicklung des Phytoplanktons im Bereich des Hamburger Hafens und der Seeschiffahrtsstraße mit seinen großen mittleren Wassertiefen (> 10 m) zu modellieren. Die Simulationen für das Jahr 2006 zeigen, dass in der Vegetationsperiode von Mai bis Oktober hohe Algenbiomassen von im Mittel etwa $150 \mu\text{g chl a l}^{-1}$ im flachen und eutrophen Flussabschnitt der Elbe produziert werden. Diese hohe Primärproduktion führt auch zu deutlichen Sauerstoffübersättigungen auf der Flussstrecke. Im anschließenden limnischen Abschnitt des Elbe-Ästuars gehen dann die Algengehalte deutlich zurück. Parallel dazu treten Sauerstoffdefizite auf. Die Analyse der Modellergebnisse bezüglich des Rückgangs der Algen zeigt, dass das Netto-Algenwachstum in den tiefen Abschnitten des Ästuars aufgrund der Lichtlimitierung negative Raten annimmt und gleichzeitig starke Verluste durch den Wegfraß durch das Zooplankton (Saisonmittel von 0,5 pro Tag) auftreten. Der Eintrag von lebenden Algen und leicht abbaubaren algenbürtigen Kohlenstoffverbindungen aus dem Fluss in das Ästuar führt im Sommer zu heterotrophen Bedingungen im Elbe-Ästuar und als Folge zu Sauerstoffdefiziten.

Mit dem großskaligen eindimensionalen Modellansatz werden zudem für einen 13-jährigen Zeitraum (1998-2010) die Wassertemperatur, das Phytoplankton und der Sauerstoff für den Flusslauf und das Ästuar simuliert und validiert. Darüber hinaus werden neue Entwicklungen vorgestellt, wie das Modell QSim mit mehrdimensionalen hydrodynamischen Modellen offline gekoppelt und betrieben werden kann. Für ein Testgebiet wird die horizontale Verteilung der Wassertemperatur in einem durch Nebenrinnen charakterisierten Abschnitt des Ästuars simuliert und mit Beobachtungswerten verglichen.

Schlagwörter

Gewässergütemodell, Elbe-Ästuar, Wassertemperatur, Sauerstoff, Phytoplankton

Summary

The current status of numerical water quality modelling of the German part of the Elbe and its estuary (km 0 to 727) with the model QSim is presented and simulation results are compared with field data for validation. Based on a large scale 1d approach, a consistent input signal from the river (upper 585 km) is generated to investigate the context between phytoplankton development and oxygen deficits in the estuary

with enhanced mean water depth (> 10 m). In the shallow and eutrophic river, phytoplankton biomass is produced up to a seasonal mean (May-October 2006) of nearly 150 µg chl a l⁻¹ causing oxygen supersaturation. In the freshwater part of the estuary, the algae biomass declines sharply and oxygen deficits occur. Our simulations demonstrate that net algae growth rates become negative due to light limitation, while high grazing losses by zooplankton (seasonal mean of 0.5 per day) causes a decline of the biomass. Due to the input of algal derived and easily degradable organic carbon imported from the river and organic carbon from algal die-off, the Elbe Estuary becomes heterotrophic and depleted of oxygen in summer.

Referring to the large scale 1d approach, we simulate and validate the long term development of the water temperature, phytoplankton, and oxygen of the Elbe Estuary for a 13-year period (1998-2010). Recent developmental steps towards more-dimensional water quality modelling with QSim by offline coupling with a hydrodynamic model are outlined. This approach is tested concerning the horizontal water temperature distribution of a side channel system of the estuary.

Keywords

water quality model, Elbe Estuary, water temperature, oxygen, phytoplankton

Inhalt

1	Einleitung	220
2	Das Modell QSim.....	222
2.1	Konzept für die Kopplung von QSim mit hydrodynamischen Modellen	222
2.2	Beschreibung der QSim-Module.....	224
3	QSim-Anwendung für die Elbe und ihr Ästuar.....	227
3.1	Modellgebiet.....	227
3.2	Randbedingungen	229
3.3	Modellkalibrierung.....	230
4	Ergebnisse	232
4.1	Wasserstände im Ästuar.....	232
4.2	Längsprofile der Gewässergüteparameter.....	233
4.3	Validierung der Langzeit-Simulation	238
4.4	Simulation der Wassertemperatur im Elbeästuar mit 2D-QSim.....	242
5	Diskussion.....	243
6	Schlussfolgerungen und Ausblick	246
7	Danksagung.....	247
8	Schriftenverzeichnis.....	247

1 Einleitung

Die Gewässergüte und das Gewässermanagement in Ästuaren sind in den letzten Jahren zunehmend in den Mittelpunkt der Aufmerksamkeit gerückt. Ein bedeutendes ökologisches Problem in Ästuaren und angrenzenden Küstengewässern ist das Auftreten

von sehr geringen Sauerstoffkonzentrationen (Hypoxie) (RABALAIS et al. 2009; HOWARTH et al. 2011; ZHU et al. 2011).

Es wurde für viele Flusssysteme gezeigt, dass eine Nährstoffübersorgung in den Einzugsgebieten Phytoplanktonblüten und Eutrophierung in den mittleren und unteren Flussabschnitten begünstigen kann (SALMASO and BRAIONI 2008; PUSCH et al. 2009). Die auf das Phytoplankton zurückzuführende hohe Belastung mit organischem Material in den eutrophen Flussabschnitten führt zu heterotrophen Bedingungen in den Ästuaren, die hauptsächlich durch Sauerstoffdefizite angezeigt werden (PAERL and PINCKNEY 1998; GARNIER et al. 2001). In gut durchmischten Ästuaren scheint die Lage der Zonen mit niedrigem Sauerstoffgehalt für jedes Ästuar im Längsprofil spezifisch zu sein. So ist in Ästuaren mit geringer Eutrophierung das Sauerstoffminimum häufig in der Zone des Trübungsmaximums zu beobachten, während in stärker eutrophierten Ästuaren das Sauerstoffminimum im limnischen Abschnitt liegt (GARNIER et al. 2001). Zusätzlich zur Belastung mit organischem Material und zur Menge des in das Ästuar eintretenden Süßwassers (Oberwasserabfluss) ist auch die Bathymetrie ein wichtiger Einflussfaktor für die Sauerstoffkonzentration im Ästuar.

Im limnischen Abschnitt des Elbeästuars traten in den letzten 40 Jahren im Sommer regelmäßig niedrige Sauerstoffkonzentrationen auf. Das Phänomen des Sauerstoffmangels im Elbeästuar wurde von CASPERS (1984), ARGE ELBE (1984), FLÜGGE (1985) und danach auch von BERGEMANN et al. (1996) und YASSERI (1999) beschrieben.

Zu den meisten biogeochemischen Prozessen der Sauerstoffzehrung in Ästuaren liegen umfangreiche Beschreibungen vor. Dennoch bedarf es einer zeitlich und räumlich detaillierten quantitativen Analyse, um die Wirkung von Managementstrategien wie etwa die Minderung der Eutrophierung durch Nährstoffreduzierung abzuschätzen. Die numerische Modellierung der Gewässergüte kann solche Analysen unterstützen und wurde in vielen Studien als Management-Tool und zu wissenschaftlichen Zwecken eingesetzt, um Sauerstoffdefizite in Ästuaren zu untersuchen und zu quantifizieren (BILLEN et al. 2001; ZHENG et al. 2004).

In diesem Beitrag wird ein Ansatz für die numerische Modellierung der Gewässergüte, insbesondere der Wassertemperatur, Algen- und Zooplankton-Entwicklung sowie Sauerstoffbedingungen, für den deutschen Teil der Elbe und das Elbeästuar vorgestellt. Für die Simulation der Gewässergüte müssen die physikalischen Transportvorgänge und die biogeochemischen Prozesse miteinander verknüpft werden. Es wird daher ein hydrodynamisches Modell mit einem Gewässergütemodell gekoppelt, das die biogeochemischen Prozesse simuliert. Dieser allgemeine Ansatz der Kopplung von Modellen wurde im Chesapeake Bay Model Package (CBMP) von CERCO und COLE (1993) umgesetzt und ist mittlerweile Bestandteil vieler „Softwarefamilien“. So wurde in jüngster Zeit ein gekoppeltes hydrodynamisch-biogeochemisches Modell auf das Schelde-Ästuar angewendet (ARNDT et al. (2011); GYPENS et al. (2013)). Andere Entwicklungen beinhalten Konzepte einer dynamischen Kopplung hydrodynamischer Modelle an biogeochemische Module wie das Framework of Aquatic Biogeochemical Models (FABM) (BRUCE et al. 2013).

Die Modellkopplung ist für eine oder mehrere Dimensionen im Raum möglich. Bei Ansätzen mit 1D-Modellen werden die Systeme stark vereinfacht, indem von einem vollständig durchmischten Wasserkörper ausgegangen und die laterale und vertikale Auflösung vernachlässigt wird. Dennoch werden solche Modelle bei großskaligen Simulationen (mit dominanten Längsgradienten) wie z. B. Einzugsgebieten oder großen Flussabschnitten

erfolgreich eingesetzt, insbesondere im Rahmen von Untersuchungen zum Klimawandel (BILLEN et al. 2001; DUCHARNE et al. 2007; QUIEL et al. 2011). Im Gegensatz dazu sind mehrdimensionale Modelle bei Untersuchungen mit kleinerem Maßstab sinnvoll, beispielsweise von Hafenbecken oder auch in Seitenräumen von Ästuaren, in denen Trockenfallen und Überflutung eine bedeutende Rolle spielen.

2 Das Modell QSim

Das Modell QSim simuliert physikalische, chemische und biologische Prozesse in Flüssen (KIRCHESCH und SCHÖL 1999; SCHÖL et al. 2002; MATZINGER et al. 2013). QSim wurde in den 1980er Jahren entwickelt und wurde seither stetig erweitert und verbessert (SCHÖL et al. 2006 a/b; BECKER et al. 2010; QUIEL et al. 2011).

QSim ist ein deterministisches Modell mit einem modularen Aufbau, das heißt, die einzelnen auf die Wärme-, Nährstoff- und Sauerstoffbilanz sowie die Planktonentwicklung wirkenden Prozesse werden als separate Module in Form von Differential- und algebraischen Gleichungen ohne jeglichen stochastischen Einfluss beschrieben.

2.1 Konzept für die Kopplung von QSim mit hydrodynamischen Modellen

Für die Simulation der Gewässergüte mit QSim wird ein hydrodynamisches Modell benötigt. Abhängig von der Dimension des hydrodynamischen Modells ist eine 1D-, 2D- oder 3D-Simulation der Gewässergüte möglich. Beim 1D-Ansatz ist QSim offline an HYDRAX (OPPERMANN 1989) gekoppelt. Die Kopplung von QSim und HYDRAX erfolgt mithilfe der Benutzeroberfläche GERRIS (BFG 2013). Beim 2D-Ansatz wurde QSim vor Kurzem offline an casu (WYRWA 2003) gekoppelt (Abb. 1). Dabei konnte der in Form von FORTRAN-Subroutinen vorliegende, bestehende QSim-Code durch Implementierung von sogenannten Hüll-Routinen zunächst gekapselt und dann eingebettet werden.

Eindimensionaler QSim-Ansatz mit HYDRAX

HYDRAX ist ein eindimensionales hydrodynamisches Modell zur Simulation instationärer Strömungsverhältnisse in einem Gewässernetz (OPPERMANN 1989, 2010). In HYDRAX erfolgt die Lösung der Saint Venant-Gleichungen numerisch mit dem impliziten Differenzenschema nach Preissmann (CUNGE et al. 1980). Das nichtlineare Gleichungssystem wird mit zwei verschiedenen Double Sweep-Verfahren für baum- und netzartige Gewässergraphen iterativ gelöst (CUNGE et al. 1980; FRJASINOV 1970). Die Strömung kann entweder stationär oder instationär berechnet werden. HYDRAX errechnet die hydraulischen Bedingungen (Oberwasserabfluss, Wasserstand, mittlere Wassertiefe und Strömungsgeschwindigkeit) entlang des Flussabschnitts mit Hilfe von Querschnittsprofilen, der Rauheit der Sohle und der Neigung des Gewässerabschnitts. Am oberen Modellrand und den einmündenden Nebenflüssen wird der gemessene Abfluss vorgegeben. Am unteren Rand wird HYDRAX durch gemessene Wasserstände angetrieben. Die Bereitstellung der Daten der hydraulischen Bedingungen für QSim erfolgt im untersuchten Gewässerabschnitt über die gemeinsame Gitterstruktur.

Eingangsdaten zur Gewässergüte werden für die Nebenflüsse, für den oberen und - im Fall der Modellierung eines Ästuars mit tidebedingten Wechseln der Strömungsrichtung - für den unteren Modellrand benötigt, damit die Anfangsbedingungen für die Modellrechnungen feststehen. Die biogeochemischen Prozesse in QSim werden im Allgemeinen stündlich errechnet. Aus Gründen der Stabilität werden die Advektion und Diffusion der 70 biologischen Variablen mittels Unterzeitschritten berechnet. In der Fallstudie Elbe wird der QUICKEST Transportalgorithmus zweiter Ordnung, der eine Limiter-Funktion beinhaltet, angewendet (LEONARD 1961).

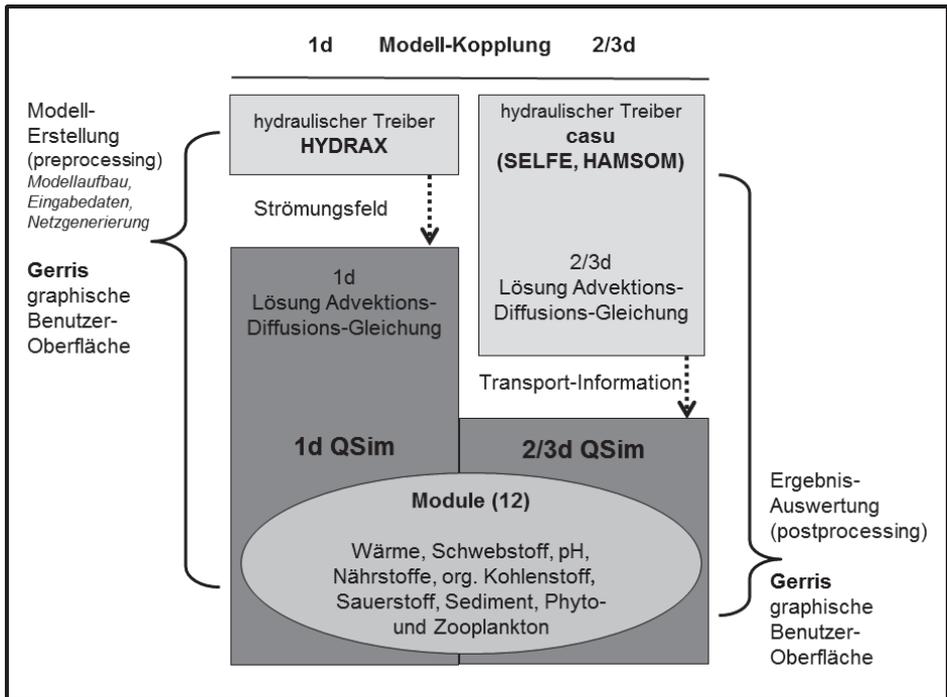


Abbildung 1: Schematischer Aufbau der Kopplung zwischen Gewässergütemodell (QSim) und hydrodynamischen Modellen (HYDRAX oder casu).

Zweidimensionaler QSim-Ansatz mit casu

Die Strömungsberechnungs-Software casu für 3D-Simulationen (WYRWA 2003) basiert auf den numerischen Algorithmen von CASULLI und CHENG (1992). Die Software wird als hydrodynamischer Treiber verwendet und löst die dreidimensionalen Flachwassergleichungen. Wird für die Diskretisierung nur eine Tiefenschicht verwendet, reduziert sich die Berechnung auf ein tiefengemittelttes 2D-Modell. Für die Ränder in unterstromiger/seewärtiger Richtung werden Werte für den Wasserspiegel festgelegt; dies ist auch im Hinblick auf die tidebedingte Umkehrung der Strömungsrichtung angemessen. An den oberstromigen/landseitigen Modellrändern werden Daten aus dem 1D-Modell genutzt. Die Verteilung dieser als Punktwert vorliegenden Randbedingungen entlang der 2D Randlinien wird von casu intern vorgenommen. Dabei wird der Wasserspiegel entlang der seeseitigen Randlinie als ein konstanter Wert angesetzt. Die Verteilung der

Strömungsgeschwindigkeiten an den Modellrändern basiert auf der Annahme, dass jede Vertikale einem geraden, rauen Gerinne entspräche und alle Vertikalen dasselbe Wasserspiegelgefälle hätten. Die mit casu berechneten Lösungen sind instationär. Bei Vorgabe von stationären Randbedingungen konvergiert die Lösung allmählich gegen eine stationäre Lösung. Im Gegensatz zum hydrodynamischen 1D-Modell HYDRAX beinhaltet der dreidimensionale hydrodynamische Treiber casu bereits einen Lösungsalgorithmus für die Advektions-Diffusions-Gleichung, der für den Transport der hydrodynamisch aktiven Konzentrationen (Salz, Schwebstoffe) und die Turbulenzgrößen benötigt wird. In casu erfolgt die Advektionsmodellierung mittels ELM (Euler-Lagrange-Methode) und die Diffusionsmodellierung mit der Finite-Differenzen-Methode (WYRWA 2003). Die offline gespeicherten Transportmatrizen lassen sich in QSim direkt verwenden; sie werden mit den als Vektoren gespeicherten Konzentrationsfeldern multipliziert.

2.2 Beschreibung der QSim-Module

Das Modell QSim umfasst zwölf Module: ein Wärmemodul zur Berechnung der Wassertemperatur, sieben biogeochemische Module für die Prozessbeschreibung der Seston-Bilanz, pH-Wert, Nährstoffdynamik von Stickstoff (N), Phosphor (P) und Silizium (Si), organischem Kohlenstoff sowie Sauerstoffgehalt, drei biologische Module für Phyto- und Zooplankton sowie benthische Filtrierer (für die Elbe nicht angewendet) und ein Sedimentmodul, das die Frühdiagenese der Sedimente einschließlich Sauerstoff-, Kohlenstoff- und Nährstoffflüssen berechnet. Im Nachfolgenden werden eine kurze Beschreibung und Literaturverweise zu diesen Modulen gegeben. Die Eingangsgrößen und Parametrisierung der Prozesse sind in den Tabellen 2 und 3 dargestellt.

Wärmemodul

Grundlage für die Berechnung der Wärmebilanz eines Wasserkörpers ist die vereinfachte Wärmebilanzgleichung. Die Wassertemperatur ist beeinflusst durch Sonneneinstrahlung (q_S), Verdunstung (q_V), Konvektion (q_K), Temperatur an der Gewässersohle (q_{US}), Wärmeaustausch zwischen Sediment und Wasser (q_U) und direkte Abflüsse (q_E) aus Nebenflüssen und Wärmekraftwerken in den Fluss. Als Eingangsdaten werden die Messwerte für die Globalstrahlung, Lufttemperatur, relative Luftfeuchtigkeit, Bewölkung und Windgeschwindigkeit (Tab. 2) an unterschiedlichen Stationen im Modellgebiet verwendet. Weitere Informationen über die Gleichungsterme und Parameter finden sich in IKSR (2013).

Die Wärmebilanzgleichung lautet:

$$\frac{\partial T_W}{\partial t} = \frac{q_S - q_V - q_K + q_{US} - q_U + q_E}{c_w * H * \rho_w} \quad (1)$$

T_W - Wassertemperatur [°C]

t - Zeit [h]

q_S - Wärmefluss aus Strahlung [kJ*h⁻¹*m⁻²]

q_V - Wärmefluss aus Verdunstung [kJ*h⁻¹*m⁻²]

q_K - Wärmefluss aus Konvektion [kJ*h⁻¹*m⁻²]

q_{US} - Wärmefluss aus Strahlungseinwirkung auf das Sediment [kJ*h⁻¹*m⁻²]

q_U - Wärmeaustausch zwischen Sediment und Wasser [kJ*h⁻¹*m⁻²]

q_E - Wärmefluss aus direktem Abfluss [kJ*h⁻¹*m⁻²]

c_W - spezifische Wärmekapazität des Wassers = $4,1868 \cdot 10^3 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$

H - mittlere Wassertiefe im Querschnitt [m]

ρ_W - Dichte des Wassers = $1,000 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$

Diese Wärmebilanzgleichung lässt sich jedoch nicht explizit lösen, da die unterschiedlichen Terme nicht unabhängig voneinander sind. Die Gleichung wird folglich iterativ gelöst. Dabei sollten bei niedrigen Wassertiefen kurze Zeitschritte für die Iteration verwendet werden, um während der Iterationsschleifen große Unterschiede in der Wassertemperatur zu vermeiden.

Biogeochemische Module

Nährstoffe (N, P, Si)

Das Modell QSim errechnet die wichtigen Prozesse des Nährstoffkreislaufs (KIRCHESCH und SCHÖL 1999). Die Stickstoffvariablen sind Gesamtstickstoff, Ammonium, Nitrit und Nitrat. Zu den wichtigsten Prozessen zählen die Assimilation durch das Phytoplankton, Ammonifikation durch Zersetzung von organischem Material, Nitrifikation und Denitrifikation. Das Wachstum von suspendierten Nitrifikanten (*Nitrosomonas* und *Nitrobacter*) ist abhängig von der Wassertemperatur, Sauerstoffkonzentration und Substratkonzentration (Ammonium oder Nitrit). Der Nitrifikations-/Denitrifikationsprozess und die N-Flüsse vom/ins Sediment sind im Sedimentmodul umgesetzt. Das Gleichgewicht zwischen der partikulären Fraktion des Gesamtphosphors und der gelösten Fraktion von ortho-Phosphat wird simuliert. Während ortho-Phosphat aufgrund der Assimilation durch Algen im Wasser abnimmt, wird es durch die Atmung der Algen, Rotatorien (Rädertiere) und benthischen Filtrierer (Muscheln) sowie durch den Abbau von Detritus produziert. Die von Rotatorien und benthischen Filtrierern abgegebenen Faeces werden durch bakterielle Zersetzung ebenfalls zu ortho-Phosphatquellen. Im Modell ist auch gelöstes Siliziumdioxid berücksichtigt, da es ein Strukturelement der Zellwände von Diatomeen (Kieselalgen) ist und ihr Wachstum beschränken kann. Neben der Aufnahme von Silikat durch die Diatomeen wird im Modell auch eine Freisetzung von Silikat aus dem Sediment durch Zerfall der Kieselalgen berücksichtigt.

Organischer Kohlenstoff

Die Berechnung der Hydrolyse der biologisch abbaubaren organischen Substanzen in monomere Substanzen erfolgt nach dem konzeptionellen Modell für den Abbau organischer Substanz von BILLEN (1991), der einen allgemeinen Überblick über das bakterielle Wachstum in aquatischen Systemen liefert. Das organische Material wird in fünf Fraktionen unterteilt. Dabei ist die partikuläre refraktäre organische Substanz eine permanente Senke und nicht mit den bakteriellen Zersetzungsprozessen verbunden. Die anderen vier Fraktionen sind biologisch abbaubar und durch verschiedene Hydrolyseraten gekennzeichnet. Die Biomasse jeder biologischen Gruppe, die aufgrund von Mortalität, Ausscheidung oder in Form von Faeces in die einzelnen Fraktionen der organischen Substanz übergeht, wird gleichmäßig auf die fünf Fraktionen aufgeteilt. Die Substrataufnahmerate der Bakterien ist nur eine Funktion der verfügbaren Konzentration monomerer Substanzen:

$$up_{Bac} = up_{Bac,max} * \frac{C_M}{C_M + K_{S,C_M}} * f_{Bac}(T) \quad (2)$$

- $up_{Bac,max}$ - maximale Aufnahme­rate der Bakterien [d⁻¹]
- C_M - Konzentration an monomeren Substanzen [mgC*l⁻¹]
- K_{S,C_M} - Halbsättigungskonstante der Bakterien für monomere Substanzen [mgC*l⁻¹]
- $f_{Bac}(T)$ - Temperaturabhängigkeit [-]

Im QSim-Modellansatz ist die bakterielle Biomasse mit dem gesamten biologisch abbaubaren Kohlenstoff und der Abbaubarkeit des Substrats verknüpft. Beide Größen werden aus dem Verhältnis des kohlenstoffbürtigen Anteils des biochemischen Sauerstoffbedarfs (C-BSB₅) zum chemischen Sauerstoffbedarf (CSB) abgeleitet. Dieser Ansatz ermöglicht die Berechnung bakterieller Biomasse aus Routinemessungen, obwohl die bakterielle Biomasse selbst nicht gemessen wurde (BERGFELD 2002).

Biologische Module

Phytoplankton

In QSim lassen sich drei taxonomische Hauptgruppen des Phytoplanktons mit ihren jeweiligen physiologischen Eigenschaften unterscheiden (Tab. 2). Die Änderung der Algenbiomasse ergibt sich aus:

$$\frac{dA}{dt} = (\mu - k_{resp} - k_{mort}) * A - A_{graz} - A_{sed} \quad (3)$$

- A - Algenbiomasse [mg*l⁻¹]
- μ - tatsächliche Wachstumsrate [d⁻¹]
- k_{resp} - Respirationsrate [d⁻¹]
- k_{mort} - Mortalitätsrate [d⁻¹]
- A_{graz} - Fraßverluste [mg*l⁻¹*h⁻¹]
- A_{sed} - sedimentationsbedingte Verluste [mg*l⁻¹*h⁻¹]
- t - Zeit [h]

Die effektive Limitation des Phytoplanktonwachstums durch die drei Parameter Temperatur, Licht und Nährstoffe wird durch Multiplikation der Produktionsrate mit den limitierenden Faktoren dieser Parameter errechnet (SCHÖL et al. 2002, 2006a).

$$\mu = P_{mean} * (Chla : C) * f_T * f_N * f_L \quad (4)$$

- P_{mean} - mittlere Produktionsrate im vertikalen Profil [mgC* mgChla⁻¹*h⁻¹]
- $Chla : C$ - Chlorophyll-a/Kohlenstoff-Verhältnis [mgChla*mgC⁻¹]
- f_T - Einfluss der Temperatur auf die Wachstumsrate [-]
- f_N - Einfluss der Nährstoffe auf die Wachstumsrate [-]
- f_L - Einfluss des Lichts (Photoinhibition) auf die Wachstumsrate [-]

Die Nährstofflimitation wird durch den Nährstoff mit der stärksten limitierenden Wirkung definiert.

$$f_N = \min \left(\left(N / (k_N + N) \right); \left(P / (k_P + P) \right); \left(Si / (k_{Si} + Si) \right) \right) \quad (5)$$

$k_{N, P, Si}$	- Halbsättigungskonstante des Nährstoffes x [$\text{mg}^* \text{l}^{-1}$]
N	- Stickstoffkonzentration [$\text{mg}^* \text{l}^{-1}$]
P	- Phosphorkonzentration [$\text{mg}^* \text{l}^{-1}$]
Si	- Silikatkonzentration [$\text{mg}^* \text{l}^{-1}$]

Für die Berechnung der Lichtlimitation wird die Quantenausbeute des Phytoplanktons während seines Transports über den vertikalen Lichtgradienten sowie das (lichtabhängige) Chla/Kohlenstoff-Verhältnis berücksichtigt (OLLINGER 1999).

Zooplankton

Das Zooplankton ist durch Rotatorien (Rädertiere) repräsentiert, wie in SCHÖL et al. (2002) beschrieben. In der Elbe dominiert die Gruppe der Rädertiere das Zooplankton (HOLST 2006). Crustaceen entwickeln sich in der Tideelbe zu einer bedeutenden Gruppe, für die jedoch in QSim kein separater Modellansatz vorgesehen ist.

$$\frac{dROT}{dt} = (\mu_{ROT} - resp_{b,ROT} - mort_{ROT}) * ROT \quad (6)$$

ROT	- Biomasse der Rotatorien [$\text{mgC}^* \text{l}^{-1}$]
μ_{ROT}	- Wachstumsrate [d^{-1}]
$resp_{b,ROT}$	- Basisrespirationsrate [d^{-1}]
$mort_{ROT}$	- Mortalitätsrate [d^{-1}]

Sedimentmodul

Das Sedimentmodul wurde nach DI TORO (2001) als Zwei-Schichten-Ansatz mit einer getrennten Implementierung für oxische beziehungsweise anoxische Prozesse entwickelt. Die Berechnung der Kohlenstoffflüsse erfolgt bei jedem Zeitschritt, um eine dynamische Kopplung von Pelagial und Benthos zu erreichen. Ausführlichere Angaben sind BFG (2013) zu entnehmen.

3 QSim-Anwendung für die Elbe und ihr Ästuar

Die Beschreibung des Modellgebiets sowie der Randbedingungen, Modellkalibrierung und Parametrisierung bezieht sich auf den eindimensionalen QSim-Ansatz mit HYDRAX. Modellspezifische Optionen des 2D-Ansatzes (Kopplung von QSim an casu) werden aufgeführt.

3.1 Modellgebiet

Die Länge der Elbe von ihrer Quelle im Riesengebirge (Tschechien) bis zur Nordsee (Deutschland) beträgt 1.094 km. Die wichtigsten deutschen Nebenflüsse sind die Schwarze Elster, Mulde, Saale und Havel.

Im 1D-Ansatz beginnt das Modellgebiet etwa 367 km unterhalb des Ursprungs der Elbe an der tschechisch-deutschen Grenze (Elbe-Km 0) und reicht bis zur Nordsee bei Cuxhaven (Elbe-Km 727). Darin enthalten ist der Abschnitt der Mittel-Elbe bis zum Tidewehr in Geesthacht (Km 0 bis Km 585) und das Elbeästuar (Km 585 bis Km 727) (Abb. 2). Das Ästuar lässt sich in eine limnische Zone ($< 0,5$ PSU), eine oligohaline Zone

(0,5-5 PSU) und eine mesohaline Zone (5-18 PSU) aufteilen. Die Grenzwerte für den Salzgehalt folgen dem „Venedig-System“. Die hier gezeigte Bestimmung der Zonen basiert auf einem Längsprofil des Salzgehalts, das von der Flussgebietsgemeinschaft Elbe (FGG Elbe: <http://www.fgg-elbe.de/fgg-elbe.html>) am 24.08.2006 bei Ebbstrom gemessen wurde. Der mittlere Abfluss im Zeitraum vom 24.07.2006 bis 24.08.2006 betrug am Pegel Neu Darchau (Km 536) $413 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

Die Nebenflüsse sind laterale Modellränder. Der Flussabschnitt ist in 1622 Segmente unterteilt. Im Allgemeinen beträgt die räumliche Auflösung von Fluss und Ästuar 500 m. Der 1D-Ansatz wird durch Implementierung von Bühnenfeldern, die die Hauptströmung durch lateralen Stoffaustausch beeinflussen, erweitert (SCHÖL et al. 2006a). Der gesamte Gewässerabschnitt wird modelliert, um einen konsistenten Eingangsdatensatz für die Simulation der Gewässergüte im Ästuar zu erhalten.

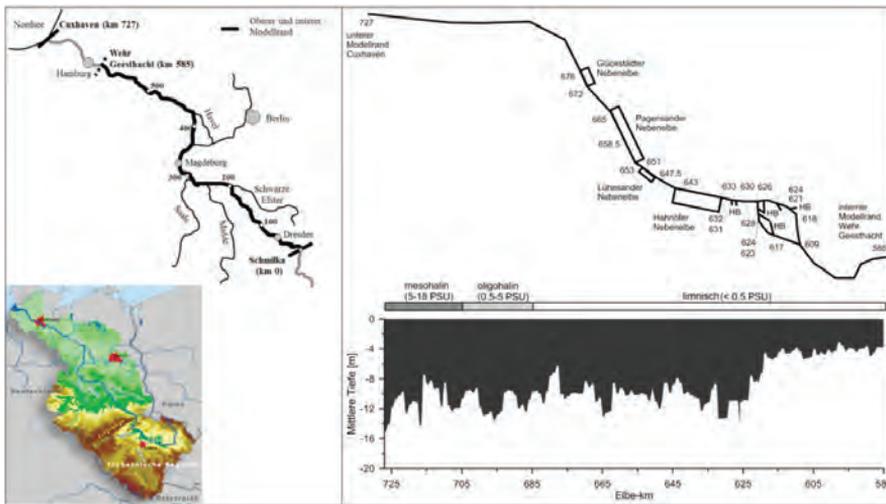


Abbildung 2: Gesamtes Modellgebiet (links) und 1D-Modellstruktur des Elbeästuars mit Längsprofil der simulierten mittleren Wassertiefe [m] (rechts) und Salzgehaltszonierung. HB – Hafenbecken.

Der 2D-Modellansatz deckt nur das Elbeästuar ab. Das aus unregelmäßigen Dreiecken bestehende Netz verfügt über 42.442 Knoten und 76.357 Elemente mit einer mittleren Kantenlänge von 90 m im Bereich von 4,6 m bis 440 m sowie einer mittleren Zellgröße von 5.300 m^2 im Bereich von 18 m^2 bis 120.000 m^2 . Die biologischen und physikalisch-chemischen Randbedingungen am Oberwasserzufluss bei Geesthacht (Km 585) werden für den 2D-Ansatz von QSim aus den Ergebnissen des 1D-Modells abgeleitet. Eine Auflistung der hydrologischen Eigenschaften des 1D- sowie des 2D-Ansatzes sind Tab. 1 zu entnehmen.

Tabelle 1: Wassermenge [km^3], Wasseroberfläche [km^2] und mittlere Tiefe [m] des Elbeästuars.

Modell Elbeästuar	Volumen [km^3]	Wasseroberfläche [km^2]	Mittlere Tiefe [m]
1D	2,3	245,9	8,2
2D	2,4	305	7,7

3.2 Randbedingungen

Im 1D-QSim-Modell der Elbe und ihres Ästuars werden eine Vielzahl von biochemischen Eingangsgrößen an allen Modellrändern sowie meteorologische Antriebsdaten verwendet (Tab. 2). Wie im 1D-Ansatz basiert die Temperatursimulation in 2D-QSim auf den meteorologischen Antriebsdaten der Wetterstationen in Hamburg und Cuxhaven. Den Wassertemperaturen am Wehr Geesthacht am oberen Rand des 2D-Modells liegen die Ergebnisse des 1D-Modells zugrunde.

Tabelle 2: Für die Gewässergütemodellierung mit QSim benötigte Eingangsdaten.

Morphologisch/hydrologisch: Bathymetrie (Querschnitte), Abfluss, Wasserstand
Meteorologisch: Globalstrahlung, Lufttemperatur, Wolkenbedeckung, relative Luftfeuchtigkeit, Windgeschwindigkeit
Biologisch: Biologischer Sauerstoffbedarf (kohlenstoffbürtiger Anteil, C-BSB und Nitrifikationssauerstoffbedarf, N-BSB), Biomasse des Phytoplanktons (Chlorophyll-a) und Anteil von Diatomeen, Grünalgen, Cyanobakterien, Biomasse des Zooplanktons, Biomasse der Nitrifikanten
Physikalisch-chemisch: Wassertemperatur, Sauerstoff, chemischer Sauerstoffbedarf, Gesamtstickstoff, Nitrat, Nitrit, Ammonium, Silikat, Alkalinität, Seston, Gesamtphosphor, ortho-Phosphat, Kalzium, Leitfähigkeit

Hydrologie und Wasserstand

Der obere Modellrand bei Km 0 wird mit täglichen Abflussmesswerten angetrieben; diese liegen auch für die vier wichtigsten Nebenflüsse (Schwarze Elster, Mulde, Saale, Havel) sowie sechs weitere große Nebenflüsse vor. Für acht weitere, kleinere Nebenflüsse wird nur der mittlere langjährige Abfluss berücksichtigt. Je nach Verfügbarkeit werden für Kläranlagen tägliche oder monatliche Werte verwendet. Der Pegel Cuxhaven-Steubenhöft liefert die Antriebsdaten für den unteren Modellrand.

Meteorologie

Die folgenden Parameter wurden vom Deutschen Wetterdienst für die Jahre 1998-2010 als tägliche Daten bereitgestellt: Tagessumme der Globalstrahlung ($J \cdot cm^{-2}$), Minimum und Maximum der gemessenen Lufttemperatur ($^{\circ}C$), mittlere relative Luftfeuchtigkeit (%), mittlere Windgeschwindigkeit ($m \cdot s^{-1}$) und mittlere Wolkenbedeckung. Für den betrachteten Flussabschnitt stehen Daten von vier Messstationen (Dresden, Wittenberg, Magdeburg, Seehausen) und für das Ästuar Daten von zwei Stationen (Hamburg und Cuxhaven) zur Verfügung. Die Globalstrahlung wird an den Stationen Magdeburg und Cuxhaven nicht erfasst und daher durch Daten der nahegelegenen Messstationen Braunschweig beziehungsweise Hamburg ersetzt.

Parameter der Gewässergüte und Phytoplankton-Biomasse

Die Parameter der Gewässergüte werden von der Flussgebietsgemeinschaft Elbe (FGG Elbe) und vom Hamburger Wassergütemessnetz (Institut für Hygiene und Umwelt) bereitgestellt. Mit den Gewässergütedaten der Stationen Schmilka (Km 3,9) und Cuxhaven (Km 727) wird das Modell an den offenen Rändern angetrieben. Für die wichtigsten

Nebenflüsse werden die Daten der folgenden Messstationen verwendet: Gorsdorf (Schwarze Elster), Dessau (Mulde), Rosenberg (Saale) und Toppel (Havel).

Die größten Kläranlagen im Flussabschnitt der Elbe (Dresden-Kaditz und Magdeburg-Gerwisch) und im Elbeästuar (Hamburg-Dradenau) sind ebenfalls im Modell implementiert.

3.3 Modellkalibrierung

Wasserstand

Der Wasserstand wird mittels des hydrodynamischen 1D-Modells HYDRAX berechnet. Zur Charakterisierung der Strömung können verschiedene Zonen (Retentionsraum, Vorland, Hauptgerinne) unterschieden werden. Die Festlegung eines spezifischen Rauheitsbeiwerts nach Manning ist für jede Zone möglich.

Für die Mittelelbe wird für die einzelnen Zonen jeweils ein konstanter Manning-Beiwert verwendet: $40 \text{ m}^{1/3}\cdot\text{s}^{-1}$ für das Hauptgerinne, $12 \text{ m}^{1/3}\cdot\text{s}^{-1}$ für das Elbevorland, $0 \text{ m}^{1/3}\cdot\text{s}^{-1}$ für den Retentionsraum. Für das Elbeästuar wird die Rauheit des Hauptgerinnes durch eine vom Wasserstand abhängige Funktion des Rauheitsbeiwerts berechnet (Abb. 3). Derselbe Ansatz wird mit einem Faktor von 0,3 für das Vorland angewendet. Der Wert für den Retentionsraum des Ästuars wird entsprechend des im Flussabschnitt verwendeten Werts festgelegt.

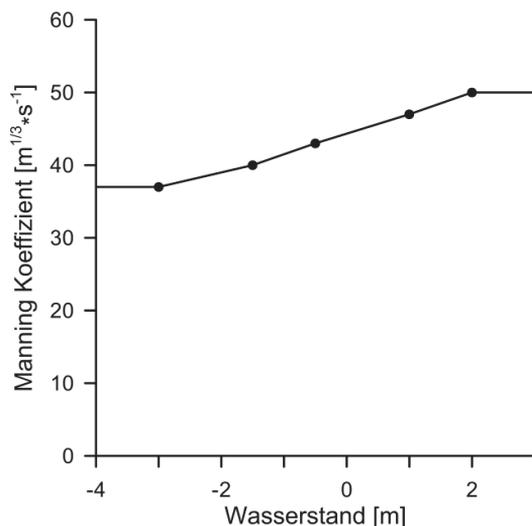


Abbildung 3: Manning Rauheitsbeiwert [$\text{m}^{1/3}\cdot\text{s}^{-1}$] für das Hauptgerinne des Elbeästuars.

Biologische Parameter

Der Standardsatz an Parametern in QSim, der entweder aus der Fachliteratur oder aus eigenen experimentellen Ergebnissen abgeleitet ist, wurde für das Elbeästuar angepasst (Tab. 3). So wurde für Diatomeen und Grünalgen die Lichtsättigung erhöht und die maximale Wachstumsrate verringert. Mit den Anpassungen sollte der besonderen Spezieszusammensetzung in der Elbe Rechnung getragen werden. Der Koeffizient der Absorption

von Gelbstoffen (Humus) bei 440 nm wurde um den Faktor 10 erhöht. Damit wurde der Einfluss des hohen Sestongehalts im Elbeästuar parametrisiert.

Abundanzen des Zooplanktons werden im regulären Überwachungsprogramm der Elbe nicht erfasst. Aus diesem Grund werden die Abundanzen am oberen (Km 0) und am unteren (Km 727) Modellrand mit dem Wert 25 Ind*l⁻¹ geschätzt. Diese niedrige Abundanz ist als Inokulum ausreichend, um die Entwicklung des Zooplanktons in Abhängigkeit des Nahrungsangebots durch das Phytoplankton zu ermöglichen.

Tabelle 3: Liste der Parameter für Grünalgen, Diatomeen, Cyanobakterien, Rotatorien, Nitrifikanten etc. in Qsim.

Parameter	Einheit	Wert
Grünalgen/Diatomeen/Cyanobakterien		
Verhältnis Chlorophyll a/Biomasse	µgChla*mgBio ⁻¹	21,5/21,5/21,5
Maximale Wachstumsrate	d ⁻¹	1,6/ 1,3/ 1
Lichtsättigung der Photosynthese	µE*m ⁻² *s ⁻¹	176/ 78/ 34
Halbsättigungskonstante Stickstoff (N)	mg*l ⁻¹	0,048/ 0,018/ 0,02
Halbsättigungskonstante Phosphor (P)	mg*l ⁻¹	0,022/ 0,02/ 0,02
Halbsättigungskonstante Silizium (Si)	mg*l ⁻¹	-/ 0,08 / -
Basisrespiration	d ⁻¹	0,085
Anteil wachstumsabhängiger Respirationsrate	-	0,2
C-BSB ₅ des Phytoplanktons		0,004/0,021/0,004
CSB des Phytoplanktons		0,073/0,105/0,073
Maximaler N-Gehalt der Zelle	mg*mgBio ⁻¹	0,049/ 0,1/ 0,085
Maximaler P-Gehalt der Zelle	mg*mgBio ⁻¹	0,012/ 0,009/ 0,007
Maximaler Si-Gehalt der Zelle	mg*mgBio ⁻¹	-/ 0,18/ -
Minimaler N-Gehalt der Zelle	mg*mgBio ⁻¹	0,008/ 0,017/ 0,014
Minimaler P-Gehalt der Zelle	mg*mgBio ⁻¹	0,0016/ 0,0011/ 0,0009
Minimaler Si-Gehalt der Zelle	mg*mgBio ⁻¹	-/ 0,18/ -
Maximale Aufnahme rate N	d ⁻¹	0,09/ 0,31/ 0,31
Maximale Aufnahme rate P	d ⁻¹	0,69/ 0,62/ 0,62
Maximale Aufnahme rate Si	d ⁻¹	-/ 2,5/ -
Minimale O ₂ -Produktion	mg O ₂ *mgBio ⁻¹	1,3
Maximale O ₂ -Produktion	mg O ₂ *mgBio ⁻¹	1,8
Intensität der Sedimentation	zwischen 0 und 1	0,5/0,5/0
Temperaturoptimum	°C	33,5/20/26
Letale Temperatur	°C	47/31/35
Rotatorien		
Maximale Ingestionsrate	µgC*µgC ^{-2/3} *d ⁻¹	2,9
Halbsättigungskonstante für C-Ingestion	mg*l ⁻¹	0,43
Biomasse (Trockenmasse)	µg	0,3
Basisrespiration	d ⁻¹	0,12
Filtrierbarkeit von Diatomeen	0-1	0,6
Parameter		
Filtrierbarkeit von Grünalgen	0-1	0,8
Filtrierbarkeit von Cyanobakterien	0-1	0,1
Nitrifikanten		
Maximale Wachstumsrate Nitrosomonas	d ⁻¹	1,08
Halbsättigungskonstante Nitrosomonas	mg NH ₄ -N*l ⁻¹	0,48
Mortalitätsrate Nitrosomonas	d ⁻¹	0,1

Maximale Wachstumsrate Nitrobacter	d ⁻¹	1,1
Halbsättigungskonstante Nitrobacter	mg NO ₂ -N*l ⁻¹	1,3
Mortalitätsrate Nitrobacter	d ⁻¹	0,1
Sonstige		
Maximale NH ₄ -Oxidationsrate in Sedimenten	m*d ⁻¹	0,25
Maximale Denitrifikationsrate in Sedimenten	m*d ⁻¹	0,32
Hydrolyserate für leicht abbaubare partikuläre organische C-Verbindungen	d ⁻¹	0,12
Hydrolyserate für leicht abbaubare gelöste organische C-Verbindungen	d ⁻¹	18
Halbsättigungskonstante für Hydrolyse leicht abbaubarer gelöster organischer C-Verbindungen	mgC*l ⁻¹	0,25
Halbsättigungskonstante für Hydrolyse schwer abbaubarer gelöster organischer C-Verbindungen	mgC*l ⁻¹	2,5
Halbsättigungskonstante für Abbau monomerer C-Verbindungen	mgC*l ⁻¹	0,1
Maximale Aufnahme rate monomerer C-Verbindungen durch Bakterien	d ⁻¹	24,7
Ertragskoeffizient für Bakterienbiomasse	-	0,25
Basisrespiration heterotropher Bakterien	d ⁻¹	0,03
Absorptionskoeffizient für Gelbstoffe/Humus bei 440 nm	-	7,5

4 Ergebnisse

4.1 Wasserstände im Ästuar

Die Messungen und Modellwerte des Wasserstandes am Pegel St. Pauli (Km 623) werden für das 1D-Modell HYDRAX und das 2D-Modell casu miteinander verglichen (Abb. 4a und b). Das hydrodynamische Modell HYDRAX liefert eine gute Simulation des Zeitpunkts von Tidehochwasser und Tideniedrigwasser. Auch die Amplituden sind gut reproduziert. Die Werte des Tideniedrigwassers werden jedoch häufig unterschätzt: Auf Basis stündlich gemessener und simulierter Werte für den Zeitraum 25.09.2006 bis 09.10.2006 beträgt die mittlere Abweichung zwischen den Messungen und den Simulationen in Bezug auf die absoluten Werte 0,11 m.

Ausgehend von 15-minütigen Werten, die im 2D-Ansatz mit casu simuliert werden, ist eine mittlere Abweichung von 0,10 m für den Zeitraum 03.07.2010 bis 17.07.2010 zu verzeichnen.

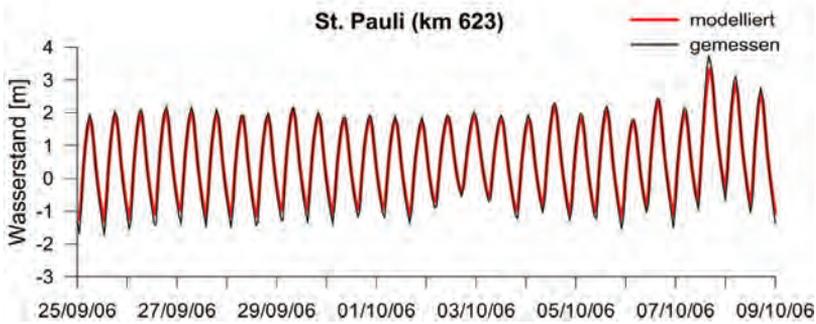


Abbildung 4a: Messungen (schwarze Linie) und Modellwerte (rote Linie) des Wasserstandes [m] im 1D-Modell HYDRAX am Pegel St. Pauli (Km 623) für den Zeitraum 25.09.2006 bis 09.10.2006 (Messdaten: Hamburg Port Authority).

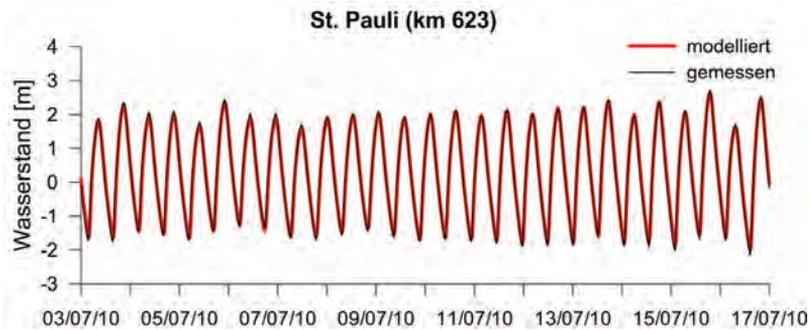


Abbildung 4b: Messungen (schwarze Linie) und Modellwerte (rote Linie) des Wasserstandes [m] im 2D-Modell casu am Pegel St. Pauli (Km 623) für den Zeitraum 03.07.2010 bis 17.07.2010 (Messdaten: Hamburg Port Authority).

4.2 Längsprofile der Gewässergüteparameter

Die 1D-QSim-Simulationen des Jahres 2006 werden mit gemessenen Daten verglichen. Dafür wird ein saisonales Mittel des Zeitraums vom 01.05.2006 bis 31.10.2006 als repräsentativer Wert für die Vegetationsperiode verwendet. In dieser Periode herrschen günstige Bedingungen für ein Algenwachstum aufgrund der ausreichenden Globalstrahlung, hohen Wassertemperaturen und niedrigen Abflussbedingungen, die im Fluss (Km 0 bis Km 586) zu einer Fließzeit von mehr als fünf Tagen führen.

Der Salzgehaltsgrenzwert von 0,5 PSU befand sich im betrachteten Zeitraum bei Brokdorf (Km 685), was bedeutet, dass der limnische Abschnitt des Ästuars etwa 100 km weit ab dem Tidewehr von Geesthacht (Km 585) in das Ästuar hineinreichte (Abb. 2).

Phytoplankton

Das Inokulum der Algenbiomasse am Modellrand (Km 0) ist mit einem mittleren Wert von $54 \mu\text{g Chla} \cdot \text{l}^{-1}$ hoch. Die Entwicklung des Phytoplanktons im Längsprofil wird anhand der saisonalen Mittelwerte des Chla-Gehaltes und ihrer Standardabweichungen gezeigt (Abb. 5). Sowohl bei den modellierten als auch bei den gemessenen Mittelwerten des Chla-Gehaltes zeigt sich ein Anstieg entlang des Flusses. Die Modellwerte erreichten

ein Maximum von $143 \mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$ bei Km 574, einige Kilometer stromauf des Wehrs Geesthacht (Km 585); die gemessenen Werte erreichten ein Maximum von $167 \mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$ bei Km 598, nur einige Kilometer unterhalb des Wehrs. Entlang des Ästuars ist ein deutlicher Rückgang der Algenbiomasse zu verzeichnen. Bei Km 660 nahe der seeseitigen Grenze des limnischen Abschnitts errechnet das Modell einen niedrigen mittleren Wert von $6 (\pm 9) \mu\text{g Chla}\cdot\text{l}^{-1}$. An diesem Punkt wird für die Messwerte ein saisonales Mittel von $12 (\pm 5) \mu\text{g Chla}\cdot\text{l}^{-1}$ beobachtet.

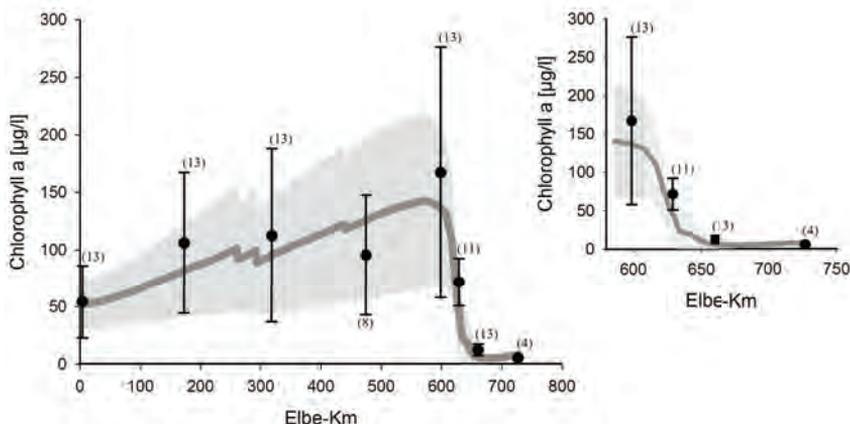


Abbildung 5: Längsprofil der gemessenen (schwarze Punkte) und modellierten (dunkelgraue Linie) saisonalen Mittelwerte von Chlorophyll a [$\mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$] im Zeitraum von Mai bis Oktober 2006 zwischen Schmilka (Km 0) und Cuxhaven (Km 727). Die Zahl der Messungen ist in Klammern angegeben. Die Standardabweichungen der Messungen sind durch Balken, die der Modelldaten ($n = 184$) durch den hellgrauen Bereich markiert.

Neben der Übereinstimmung des Anstiegs und der Abnahme der modellierten und gemessenen saisonalen Mittelwerte des Chla-Gehaltes ist bemerkenswert, dass die Standardabweichungen (σ) der Modelldaten und Messungen in derselben Größenordnung und mit demselben Muster im Längsprofil vorliegen. Im Fluss wird ein breites Spektrum an Chla-Konzentrationen gemessen, was zu einer hohen Standardabweichung σ führt. Hauptursache dafür sind die wechselnden Abflussbedingungen mit der Folge unterschiedlicher Entwicklungszeiten für die Algen im Fluss. Die Randwerte geben bereits einen Hinweis auf diese Abhängigkeit. Dieser Zusammenhang ist in der Simulation gut wiedergegeben. Wird ein Zusammenhang zwischen dem Chla-Gehalt und den Abflussbedingungen bei Km 586 hergestellt, ergibt sich eine schwache negative Korrelation mit $r^2 = 0,21$. Im Ästuar besteht eine nennenswerte saisonale Variabilität von Chla nur im oberen Abschnitt. Bereits bei Km 629 sinkt σ auf $20 \mu\text{g Chla}\cdot\text{l}^{-1}$; das gemessene Mittel beträgt $71 \mu\text{g Chla}\cdot\text{l}^{-1}$. Bei den modellierten Werten ergibt sich für σ ein Wert von $38 \mu\text{g Chla}\cdot\text{l}^{-1}$ und ein Mittel von $45 \mu\text{g Chla}\cdot\text{l}^{-1}$. Bei Km 660 ist ein weiterer Rückgang des σ -Wertes zu verzeichnen (s. oben). Im Ästuar besteht eine geringere Wirkung des Abflusses auf die Variabilität der Chla-Konzentration, aber eine Analyse der Modellergebnisse zeigt einen zunehmenden Einfluss durch Wegfraß durch das Zooplankton.

Zooplankton

Simulationen für die Vegetationsperiode im Jahr 2006 zeigen einen mittleren Anstieg des Zooplanktons (im QSim-Ansatz durch Rotatorien der Gattung *Brachionus sp.* repräsentiert) entlang des Flussabschnitts von geschätzten 25 Ind*1⁻¹ am oberen Modellrand bei Km 0 auf 160 Ind*1⁻¹ bei Km 470 und 318 Ind*1⁻¹ bei Km 586 am Eingang zum Ästuar (Daten nicht gezeigt). Die Entwicklung der Zooplankter im Ästuar wird infolge des optimalen Nahrungsangebots und der langen Aufenthaltszeiten stark begünstigt. So zeigen die Modellergebnisse für das Hamburger Hafengebiet ein jahreszeitliches Mittel von 1.482 Ind*1⁻¹ sowie eine maximale Abundanz von bis zu 4.256 Ind*1⁻¹ (Km 629). Weiter stromabwärts ist ein rascher Rückgang der mittleren Abundanzen auf unter 500 Ind*1⁻¹ bei Km 660 zu verzeichnen.

Für die Elbe sind nur wenige Daten zu gezählten Dichten des Zooplanktons verfügbar. Im Jahr 2006 wurde das Gewässer bei Cumlosen (Km 470) durch die Umweltbehörde Brandenburg und bei Seemannshöft (Km 629) durch das Institut für Hygiene und Umwelt, Hamburg im Abstand von 14 Tagen beprobt. Hierbei wurde ein Volumen von 10 bis 20 l Wasser durch ein Netz mit 55-µm-Maschen gefiltert. Die Zählung der fixierten Proben erfolgte unter einem inversen Mikroskop. Für 2006 wurden für Rotatorien und Crustaceen Saisonmittelwerte (Mai – Oktober) von 555 beziehungsweise 81 Ind*1⁻¹ bei Km 470 (n = 13) sowie 822 beziehungsweise 221 Ind*1⁻¹ bei Km 629 (n = 12) ermittelt.

Auf Basis der modellierten Zooplankton-Abundanzen werden die Fraßraten im Verlauf der Elbe und im Ästuar errechnet. In unserem 1D-Modellierungsansatz ist der Wegfraß die dominierende Einflussgröße für den Rückgang des Phytoplanktons im Elbeästuar. Die Saisonmittelwerte (Mai - Oktober) der Zooplankton-Fraßraten im Fluss erreichen bei Km 470 nur 0,02 pro Tag; im Ästuar jedoch steigen sie bei Km 629 auf einen Wert von 0,5 pro Tag mit einem Höchstwert von 2,0 pro Tag an.

BSB (Biochemischer Sauerstoffbedarf)

Die eng mit der Algenentwicklung verbundene Entwicklung des C-BSB₅ zeigt für die Vegetationsperiode im Modell einen mittleren Anstieg im Flussverlauf von 5,3 mg O₂*1⁻¹ am Anfang (Modellrand) auf maximal 7,0 mg O₂*1⁻¹ bei Km 577. Im Ästuar gehen die mittleren Werte von 5,5 mg O₂*1⁻¹ bei Km 629 auf unter 3 mg O₂*1⁻¹ bei Km 653 zurück (Abb. 6). Da der C-BSB₅ nicht Teil des Elbe-Überwachungsprogramms ist, wird zu Vergleichszwecken der gemessene BSB₇ verwendet. Die Inkubationszeit unterscheidet sich um zwei Tage und der BSB beinhaltet den Sauerstoffverbrauch durch Nitrifikation. Aus diesem Grund wird der modellierte C-BSB₅-Wert mit dem Faktor 1,5 multipliziert, um für beide Parameter dieselbe Spanne an Werten zu erhalten. Die methodisch bedingte hohe Variation der Parameter und die niedrige Anzahl an Stichproben führen dazu, dass in den gemessenen mittleren BSB₇-Werten kein eindeutiger Trend für den Fluss erkennbar ist (Spanne von 4,7 bis 7,7 mg O₂*1⁻¹), während jedoch an den ästuarinen Messstationen ein eindeutiger Rückgang von 5,6 mg O₂*1⁻¹ bei Km 629 auf Werte von maximal 2 mg O₂*1⁻¹ ab Km 660 zu sehen ist.

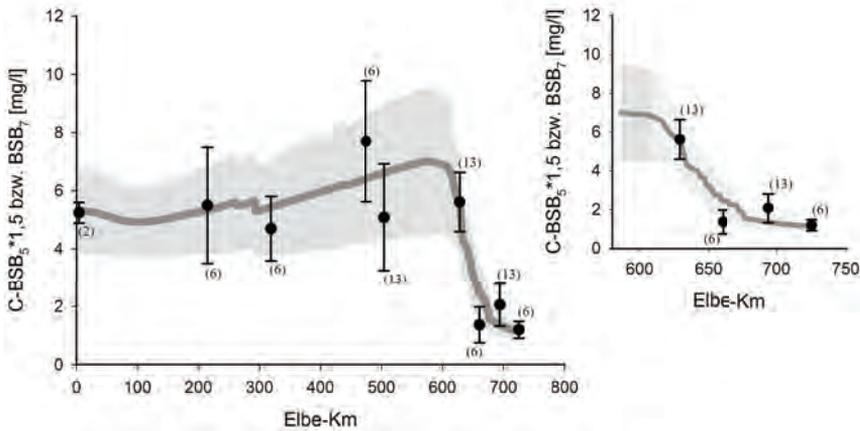


Abbildung 6: Längsprofil der gemessenen Saisonmittelwerte des BSB₇ [mg*^l-¹] (schwarze Punkte) und Modellwerte des C-BSB₅ [mg*^l-¹] (dunkelgraue Linie) im Zeitraum Mai bis Oktober 2006 von Schmilka (Km 0) bis Cuxhaven (Km 727). Die Zahl der Messungen ist in Klammern angegeben. Die Standardabweichungen der Messungen sind durch Balken, die der Modelldaten (n = 184) durch den hellgrauen Bereich markiert.

Sauerstoff

Der mittlere saisonale Sauerstoffgehalt wird aus den Dauermessungen mittels Sonden an festgelegten Gütemessstellen abgeleitet (FGG Elbe: <http://www.fgg-elbe.de/fgg-elbe.html>). Die Mittel der Messwerte erhöhen sich im Flussverlauf von 9,6 mg O₂*^l-¹ bei Km 4 auf 12,6 mg O₂*^l-¹ bei Km 474, während der modellierte Höchstwert, der mit 11,1 mg O₂*^l-¹ etwas niedriger liegt, bei Km 566 erreicht wird (Abb. 7).

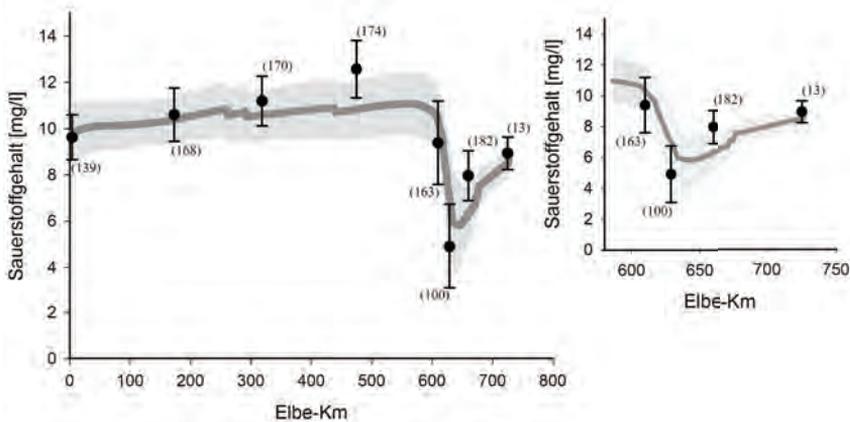


Abbildung 7: Längsprofil der Messungen (schwarze Punkte) und Modellwerte (dunkelgraue Linie) des Sauerstoffgehalts [mg*^l-¹] im Zeitraum von Mai bis Oktober 2006 zwischen Schmilka (Km 0) und Cuxhaven (Km 727). Die Zahl der Messungen ist in Klammern angegeben. Die Standardabweichungen der Messungen sind durch Balken, die der Modelldaten (n = 184) durch den hellgrauen Bereich markiert.

Am Eingang des Ästuars ist der Sauerstoffgehalt bei Km 609, dem oberen Ende des Hamburger Hafens, immer noch hoch (gemessen: $9,4 \text{ mg O}_2 \cdot \text{l}^{-1}$; modelliert: $10,4 \text{ mg O}_2 \cdot \text{l}^{-1}$). Weiter stromab ergeben die Messungen und die Modellierung einen starken Rückgang des Sauerstoffgehalts: Das Mittel der beobachteten Werte erreicht das Minimum von $4,9 (\pm 1,83) \text{ mg O}_2 \cdot \text{l}^{-1}$ bei Km 629, das Mittel der modellierten Werte erreicht das Minimum von $5,8 (\pm 1,90) \text{ mg O}_2 \cdot \text{l}^{-1}$ bei Km 644. An beiden Stellen lagen etwa 16 % der gemessenen und modellierten Werte unter $3,1 \text{ mg O}_2 \cdot \text{l}^{-1}$ beziehungsweise $3,9 \text{ mg O}_2 \cdot \text{l}^{-1}$. Noch weiter stromabwärts an der seeseitigen Grenze zum limnischen Abschnitt (Km 660) liegt wieder ein erhöhter Sauerstoffgehalt vor. Die Messungen zeigen einen mittleren Wert von $8,0 \text{ mg O}_2 \cdot \text{l}^{-1}$ und die Modellergebnisse einen Wert von $6,4 \text{ mg O}_2 \cdot \text{l}^{-1}$, das heißt, der von QSim berechnete Anstieg der Sauerstoffkonzentration ist weniger ausgeprägt.

Unter Berücksichtigung der Variabilität des täglich gemessenen Sauerstoffgehalts liegt die höchste Abweichung mit $\sigma = 1,8 \text{ mg O}_2 \cdot \text{l}^{-1}$ bei Km 609 sowie in der Zone des Sauerstoffminimums des Ästuars bei Km 629. Bei den Modellergebnissen wird ein σ -Wert von $1,8 \text{ mg O}_2 \cdot \text{l}^{-1}$ für den Abschnitt zwischen Km 619 und Km 647 errechnet.

Sauerstoffbilanz des Ästuars

Der simulierte Sauerstoffverbrauch und die Sauerstoffeintragsraten zeigen über das Längsprofil hinweg deutliche Unterschiede (Tab. 4). Die für den oberstromigen Bereich des Ästuars bei Km 609 errechneten Verbrauchsraten (Verbrauch $-1,72$ und Eintrag $1,04 \text{ mg O}_2 \cdot \text{l}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$) sind höher als die in den stromabwärts gelegenen Abschnitten. Zusätzlich ist die Differenz zwischen Verbrauch und Eintrag an beiden oberstromigen Stellen (Km 609 und Km 629) groß (das Delta der absoluten Werte des Gesamteintrags und der Verbrauchsraten ist $0,68$ beziehungsweise $0,66 \text{ mg O}_2 \cdot \text{l}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$), während für den am weitesten stromab gelegenen Abschnitt (Km 660) eine ausgeglichene Sauerstoffbilanz errechnet wird.

Betrachtet man die einzelnen Prozesse, so ist eine starke Abnahme der algenbezogenen Sauerstoffraten im Längsverlauf deutlich erkennbar: Die Produktionsraten von $1,11 \text{ mg O}_2 \cdot \text{l}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$ gehen auf $0,03 \text{ mg O}_2 \cdot \text{l}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$ zurück und die Werte der Respirationen von $0,87$ auf $0,04 \text{ mg O}_2 \cdot \text{l}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$. Die Sauerstoffbilanz des Phytoplanktons bzw. das Verhältnis von Eintrag zu Respiration entwickelt sich daher von einem positiven Wert (Delta von $0,24 \text{ mg O}_2 \cdot \text{l}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$ bei Km 609) zu einem negativen Wert (Delta von $-0,07 \text{ mg O}_2 \cdot \text{l}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$ und $-0,01 \text{ mg O}_2 \cdot \text{l}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$ bei Km 629 und 660). Das heißt, die Algen atmen mehr Sauerstoff ein als sie produzieren. Die insgesamt rückläufigen Raten lassen sich einfach durch die Abnahme der Algenbiomasse erklären, während die Veränderung des Verhältnisses in erster Linie durch die stärkere Lichtlimitation in den tieferen Ästuarbereichen bedingt ist.

Die physikalische Wiederbelüftungsrate ist in hohem Maße anhängig von der vorhandenen Sauerstoffsättigung. Wegen der Übersättigung des Wassers wird daher bei Km 609 im Saisonmittel ein Sauerstoffaustrag errechnet. Im stromab gelegenen Bereich ist der Sauerstoffeintrag bei Km 660 höher als bei Km 629, möglicherweise auf Grund der niedrigeren mittleren Tiefe an dieser Stelle im Ästuar. Der Sauerstoffverbrauch heterotropher Bakterien stellt den wichtigsten Sauerstoffverbrauchsprozess an den Stellen weiter stromab (Km 629 und Km 660) dar. Bei Km 629 haben alle anderen Verbrauchsraten (Nitrifikation, Sauerstoffzehrung im Sediment und Respiration durch Zooplankton) auch einen

bedeutenden Anteil am Gesamtsauerstoffverbrauch. Bei Km 660 hingegen ist neben den heterotrophen Organismen nur die Nitrifikation ein wichtiger Zehrungsprozess. An der am weitesten stromauf gelegenen Stelle (Km 609) sind bei der Sauerstoffzehrung des Sediments höhere Verbrauchsraten erkennbar als beim Sauerstoffbedarf heterotropher Organismen. Die geringe mittlere Wassertiefe (3,6 m) in diesem Bereich fördert den Einfluss des Sediments auf die Sauerstoffbilanz der Wassersäule.

Tabelle 4: Sauerstoffbilanz im limnischen Abschnitt des Elbeästuars – mittlere saisonale (Mai – Oktober 2006) Raten [$\text{mg O}_2 \cdot \text{l}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$] und Standardabweichung (in Klammern) der Prozesse sowie Summe der Verbrauchs- und Eintragsraten an drei verschiedenen Orten (Km 609, Km 629, Km 660).

Prozesse	Saisonale mittlere Rate [$\text{mg O}_2 \cdot \text{l}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$]		
	Km 609	Km 629	Km 660
Wiederbelüftung	-0,07 (\pm 0,15)	0,18 (\pm 0,14)	0,28 (\pm 0,09)
O ₂ -Produktion durch Algen	1,11 (\pm 0,51)	0,19 (\pm 0,17)	0,03 (\pm 0,06)
Σ Eintrag	1,04	0,38	0,31
Respiration durch Algen	-0,87 (\pm 0,40)	-0,26 (\pm 0,21)	-0,04 (\pm 0,05)
Nitrifikation	-0,02 (\pm 0,02)	-0,16 (\pm 0,15)	-0,10 (\pm 0,04)
Verbrauch durch heterotrophe Bakterien	-0,26 (\pm 0,08)	-0,30 (\pm 0,13)	-0,12 (\pm 0,05)
Respiration durch Zooplankton	-0,07 (\pm 0,06)	-0,18 (\pm 0,17)	-0,04 (\pm 0,04)
Sauerstoffzehrung des Sediments	-0,49 (\pm 0,08)	-0,12 (\pm 0,01)	-0,02 (\pm 0,006)
Σ Verbrauch	-1,72	-1,04	-0,31

4.3 Validierung der Langzeit-Simulation

Wassertemperatur

Die Langzeitreihen der modellierten Wassertemperatur (Tagesmittelwerte) im Zeitraum 1998 bis 2010 werden für drei Stellen (Km 609, 629, 660) entlang des Ästuars dargestellt und mit den gemessenen Tagesmittelwerten der Wassertemperatur (berechnet aus den Dauermessungen) verglichen (Abb. 8).

Die Quantifizierung der Abweichungen erfolgt durch Berechnung der Nash-Sutcliffe-Effizienz (NSE) (MORIASI et al. 2007). Die NSE beschreibt die Differenz zwischen den beobachteten Werten und den Modellwerten. Hinsichtlich der jahreszeitlichen Dynamik zeigt die NSE eine gute Übereinstimmung zwischen Modellwerten und Messungen (basierend auf den gemessenen Tagesmittelwerten zeigt die NSE eine Bandbreite von 0,960 bis 0,967 über alle Stationen).

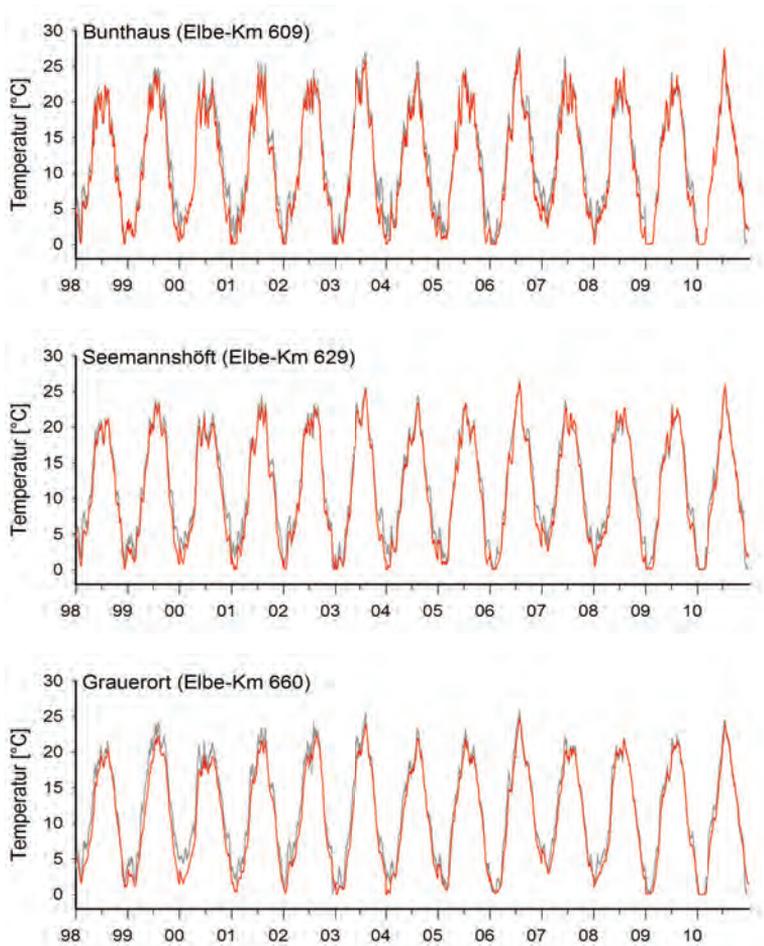


Abbildung 8: Messungen (graue Linie) und Modellwerte (rote Linie) der Wassertemperatur [°C] an den Messstationen Bunthaus (Km 609), Seemannshöft (Km 629) und Grauerort (Km 660) für den Zeitraum 1998-2010 (Messdaten: Institut für Hygiene und Umwelt, Hamburg und NLWKN Stade).

Diese Übereinstimmung ist an Km 609 und Km 629 im Winter (NSE: 0,888 und 0,944) weniger ausgeprägt als im Sommer, was bedeutet, dass die modellierten Werte besonders in der Vegetationsperiode besser zu den Messungen passen. Das Bestimmtheitsmaß (r^2) der Messungen und der Modellwerte liegt für alle drei Stationen im Bereich von 0,971 bis 0,976. Die entsprechenden Steigungen (s) des linearen Zusammenhangs im Bereich von 0,931 bis 0,949 zeigen, dass die Wassertemperatur in der Simulation leicht unterschätzt wird. Die saisonalen Unterschiede zwischen Messungen und Modellwerten lassen sich durch die nicht berücksichtigten Wärmeeinleitungen aus Kühltürmen erklären, wobei dieser Effekt im Winter am größten ist. Ein weiterer Grund für die Abweichungen zwischen Messung und Simulation ist der 1D-Ansatz, in dem der Einfluss der Wattflächen auf die Wärmebilanz im ästuarinen Gewässer vernachlässigt wird.

Chlorophyll

Die Algenbiomasse wird im Ästuar bei Km 609 und Km 629 kontinuierlich mit Fluoreszenz-Sonden gemessen. Für einen Vergleich mit den modellierten Chla-Werten (Abb. 9), die den nach der deutschen Standardmethode durch Alkoholextraktion und photometrische Messung bestimmten Chla-Werten entsprechen (s. Beschreibung von Chla als Eingangsparameter an den Modellrändern), werden die gemessenen Fluoreszenzwerte mit dem Faktor 1,7 multipliziert.

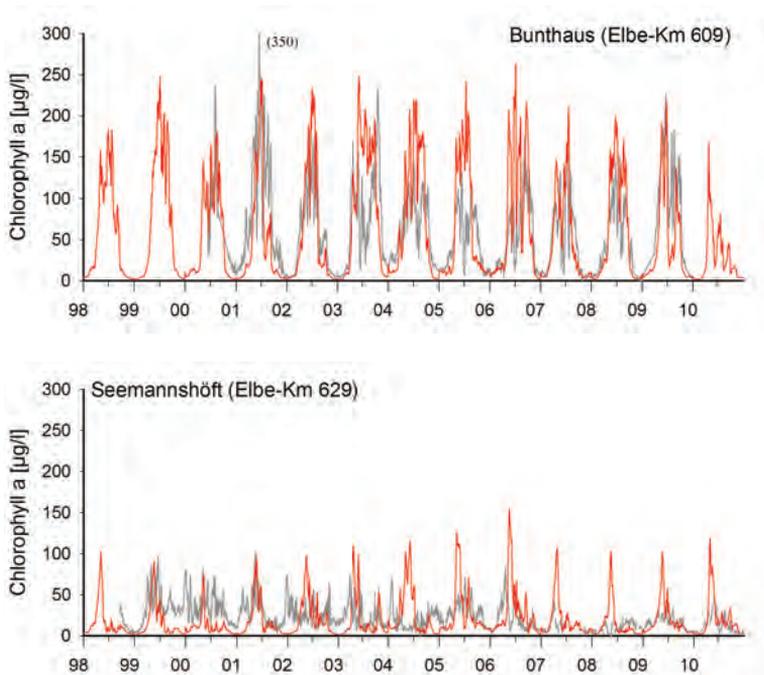


Abbildung 9: Messungen (graue Linie) und Modellwerte (rote Linie) von Chlorophyll a [$\mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$] an den Messstationen Bunthaus (Km 609) und Seemannshöft (Km 629) für den Zeitraum 1998-2010 (Messdaten: Institut für Hygiene und Umwelt, Hamburg).

Die saisonale Entwicklung von Chla bei Km 609 wird für die meisten Jahre zwischen 2000 und 2009 adäquat simuliert ($\text{NSE} = 0,382$), mit Ausnahme bestimmter Jahre wie z. B. 2003 und 2006, in denen eine Überschätzung der Chla-Werte in der Simulation erkennbar ist. Auch hier zeigt der Vergleich der saisonalen Mittelwerte (Mai - Oktober), dass die modellierten Chla-Werte mit $108 (\pm 66) \mu\text{g Chla}\cdot\text{l}^{-1}$ geringfügig höher sind als die Messungen mit $93 (\pm 51) \mu\text{g Chla}\cdot\text{l}^{-1}$. Eine Betrachtung der modellierten und gemessenen Werte für den Zeitraum 1998 bis 2010 bei Km 629 zeigt saisonale Unterschiede. In der Mehrzahl der Jahre liegen die simulierten Chla-Konzentrationen im Frühjahr und Sommer weit über den beobachteten Werten. Dennoch ist das saisonale Mittel bei den Modellwerten ($28 \pm 27 \mu\text{g Chla}\cdot\text{l}^{-1}$) etwas niedriger als bei den Messungen ($33 \pm 16 \mu\text{g Chla}\cdot\text{l}^{-1}$). Die niedrige NSE von 0,007 für Km 629 bringt diese saisonalen Differenzen zum Ausdruck.

Sauerstoff

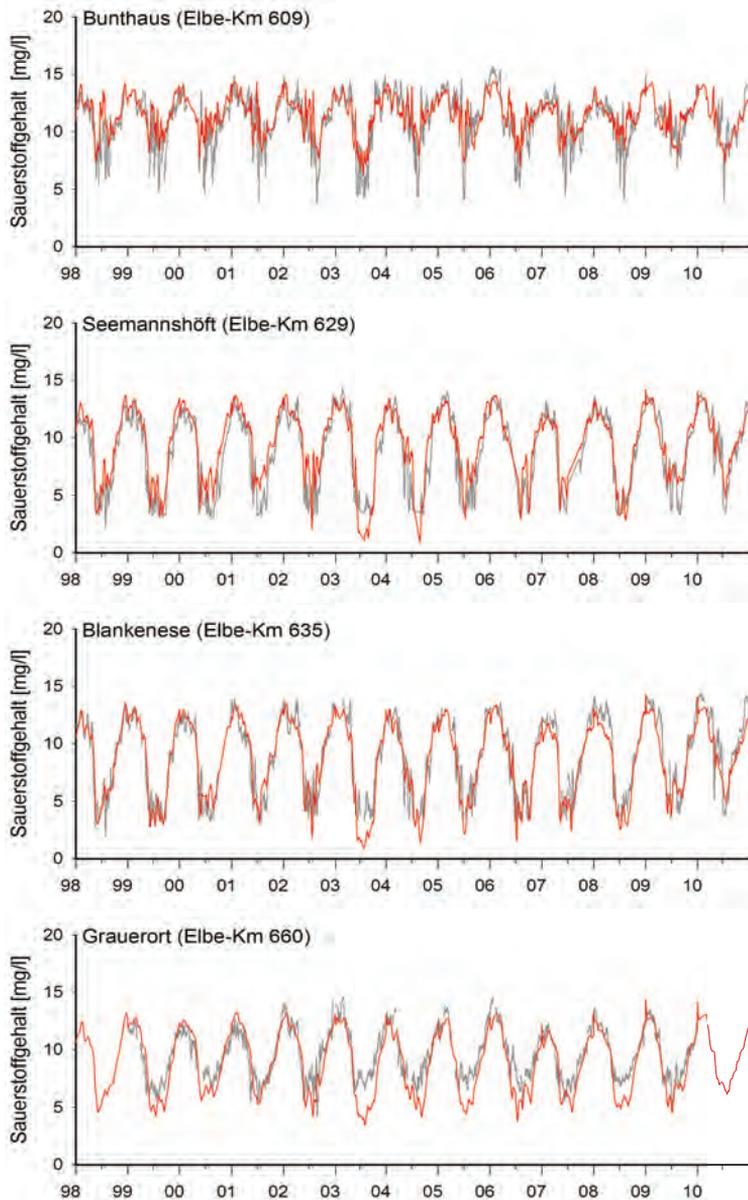


Abbildung 10: Messungen (graue Linie) und Modellwerte (rote Linie) der Sauerstoffgehalte [$\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$] an den Messstationen Bunthaus (Km 609), Seemannshöft (Km 629), Blankenese (Km 635) und Grauerort (Km 660) für den Zeitraum 1998-2010 (Messdaten: Institut für Hygiene und Umwelt, Hamburg und NLWKN Stade).

Für die meisten Messstationen entlang des Ästuars ist eine gute Übereinstimmung der Modellwerte des Sauerstoffs mit den Messungen festzustellen (Abb. 10). Die gemessenen

Werte sind Tagesmittelwerte, die auf Basis kontinuierlicher Messungen (10-minütig) mit Sonden berechnet wurden. Die jahreszeitliche Dynamik und besonders die niedrigen Sauerstoffgehalte während des Sommers werden in den Simulationen gut reproduziert. Bei Betrachtung der gesamten Periode von 1998 bis 2010 liegt der saisonale Mittelwert (Mai - Oktober) für die Messungen des Sauerstoffgehalts an Km 609 bei $9,6 \text{ mg O}_2 \cdot \text{l}^{-1}$ und für die Simulationen bei $10,3 \text{ mg O}_2 \cdot \text{l}^{-1}$, an Km 629 bei $5,7$ beziehungsweise $6,9 \text{ mg O}_2 \cdot \text{l}^{-1}$, an Km 635 bei $6,4$ beziehungsweise $6,2 \text{ mg O}_2 \cdot \text{l}^{-1}$ und an Km 660 bei $7,8$ beziehungsweise $6,7 \text{ mg O}_2 \cdot \text{l}^{-1}$. Die NSE zeigt eine gute Übereinstimmung zwischen Simulation und Messung für Km 629 (NSE = 0,758), Km 635 (NSE = 0,844) und Km 660 (NSE = 0,725). Für Km 609 fällt die NSE jedoch niedriger aus (NSE = 0,284). Diese Unterschiede werden durch das Bestimmtheitsmaß (r^2) für Km 629 bis 660 bestätigt, das im Bereich zwischen 0,778 und 0,857 liegt, während es bei Km 609 mit 0,296 deutlich niedriger ist. Die entsprechenden Steigungen (s) zeigen Werte oberhalb von 1 für Km 609 ($s = 1,016$) und Km 629 ($s = 1,042$), was auf eine leichte Überschätzung der Sauerstoffgehalte in der Modellierung hinweist. An den Messstationen weiter stromab liegen die Steigungen unter 1 ($s = 0,963$ bei Km 635, $s = 0,936$ bei Km 660), woraus eine Unterschätzung der Sauerstoffwerte durch die Simulation ersichtlich ist.

4.4 Simulation der Wassertemperatur im Elbeästuar mit 2D-QSim

Die 2D-tiefengemittelte Simulation der Verteilung der Wassertemperatur im Elbeästuar erfolgt durch Kopplung von QSim an das mehrdimensionale hydrodynamische Modell casu.

Es wird derselbe meteorologische Antrieb wie beim 1D-QSim-Modell verwendet. Der obere Modellrand befindet sich beim Wehr Geesthacht (Km 585) und wird mit den Ergebnissen des 1D-Modells für die Wassertemperatur angetrieben. Abb.11 zeigt die Tagesmittelwerte der Wassertemperatur. Dabei ist zu erkennen, dass diese in den Nebenrinnen und auf den Wattflächen höher sind als in der Fahrrinne. Der gemessene Tagesmittelwert der Wassertemperatur in der Fahrrinne an der Boje D1 (Km 643) beträgt $23,62 \text{ }^\circ\text{C}$, der simulierte $23,35 \text{ }^\circ\text{C}$. In der Nebenrinne an der Boje HNE wurden $24,41 \text{ }^\circ\text{C}$ gemessen und $24,09 \text{ }^\circ\text{C}$ simuliert. Der Temperaturunterschied zwischen Fahrrinne und Nebenrinne beträgt also gemessen $0,79 \text{ }^\circ\text{C}$ und simuliert $0,74 \text{ }^\circ\text{C}$. Während die größte gemessene Differenz während des Tageszyklus in der Fahrrinne bei $1,8 \text{ }^\circ\text{C}$ liegt, fällt die Differenz der Modellwerte mit $1,08 \text{ }^\circ\text{C}$ geringer aus. Die tägliche Amplitude an Boje HNE beträgt bei den Messungen $3,4 \text{ }^\circ\text{C}$ und in der Simulation $1,7 \text{ }^\circ\text{C}$.

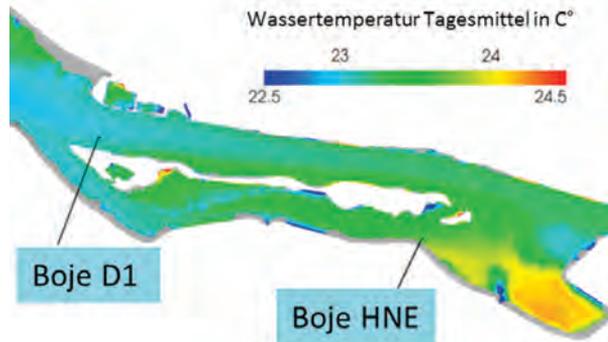


Abbildung 11: Die Verteilung der täglichen mittleren Wassertemperatur [°C] am 09.07.2010 im Abschnitt des Elbeästuars zwischen Km 636 und Km 653 einschließlich der Nebenrinne Hahnhöfer Nebenelbe und angrenzender Wattflächen.

Ein Vergleich der Messungen und Simulation der Wassertemperatur über den 10-Tages-Zeitraum vom 03.07.2010 bis zum 13.07.2010 zeigt eine hinreichende Übereinstimmung von absoluten Werten und Wertebereich. Die Messungen an Boje D1 ergaben eine mittlere Wassertemperatur von 23,41 °C und die Simulationen einen Wert von 23,06 °C. An Boje HNE wurden Werte von 24,41 und 24,03 °C erreicht. Auch hier war das tägliche Spektrum der Wassertemperaturen in den Messungen höher als in der Simulation. Es ist eine Verfeinerung des Berechnungsgitters geplant, um zu untersuchen, ob dieser Effekt aus der Transportsimulation oder der Modellierung der Wärmebilanz des Sediments resultiert.

5 Diskussion

Die Modellierung der Gewässergüte stellt ein sehr vereinfachendes Abbild der realen Bedingungen dar. Dies ist in erster Linie der Notwendigkeit geschuldet, die biologische und funktionale Diversität der Ökosysteme zu vereinfachen. So besteht beispielsweise das Phytoplankton im Elbeästuar aus mehr als 290 Arten (KOPPELMANN und KIES 1989, veröffentlicht in ARGE 1998) mit ihrer jeweiligen artspezifischen Physiologie. Das Gewässergütemodell QSim bedient sich eines allgemein üblichen Ansatzes, bei dem nur drei funktionale Algengruppen (Diatomeen, Grünalgen und Cyanobakterien) mit drei Gruppen physiologischer Parameter die gesamte Lebensgemeinschaft repräsentativ darstellen. Oft ist auch die Modellbeschreibung eine Vereinfachung, da separate Prozesse zusammengefasst werden oder sogar unberücksichtigt bleiben. Die (hydrodynamischen) Wasserströmungen sind in Modellen besser reproduzierbar, da die Bewegungsprozesse des Wassers physikalisch und mathematisch besser zu beschreiben sind.

Als Konsequenz für die Praxis ergibt sich aus diesem Unterschied in der Prozessvereinfachung die Notwendigkeit, für biogeochemische Simulationen deutlich mehr Kalibrierungsläufe und Wiederholungsläufe durchzuführen als für hydrodynamische Simulationen. Hier bietet der Ansatz einer offline-Kopplung Vorteile, da Einsparungen an Hardware-Ressourcen möglich sind, wenn nur die Simulationen der biogeochemischen Prozesse wiederholt werden müssen. Ein solcher Ansatz ermöglicht die

Transportberechnung für eine Vielzahl von Größen - Konzentrationen wie auch Prozessraten - im Rahmen von mehreren Langzeitsimulationen für die Gewässergüte.

Im vorliegenden Beitrag zeigen wir die Bedeutung der großskaligen (den Einzugsbereich einschließenden) Gewässergütemodellierung für die quantitative Analyse von Sauerstoffdefiziten im limnischen Abschnitt des Elbeästuars. Die Vorgehensweise verdeutlicht, wie wichtig die Aufenthaltszeiten des Wassers in jedem Teil des Flusssystemes sind. Im Fluss sind die Aufenthaltszeiten vergleichsweise kurz (5-10 Tage), doch im tidebeeinflussten Ästuar liegen sie, in Abhängigkeit von den Oberwasserabflüssen, deutlich höher (Wochen). Im limnischen Abschnitt einschließlich der tiefen Abschnitte des Hamburger Hafens lässt sich bereits ein deutlicher Anstieg der Aufenthaltszeiten verzeichnen. Die Änderungen der Verweilzeiten sind hochsignifikant, da biologische Prozesse wie Wachstum, Abbau oder Grazing oft in Stunden oder Tagen ablaufen (MONSEN et al. 2002).

Für die Modellierung ästuariner Bilanzen und Prozesse ist die Datenqualität des Eingangssignals aus dem Fluss von wesentlicher Bedeutung. Die benötigten Daten könnten direkt aus Messungen nahe dem Zufluss in das Ästuar abgeleitet werden. Es ist jedoch selten der Fall, dass alle erforderlichen Parameter in ausreichender Auflösung gemessen werden und daher liegt für den Modellrand meist kein konsistenter Datensatz vor. Außerdem werden die im Modell berechneten Prozessraten im oberen Ästuarabschnitt noch stark von den gemessenen Randbedingungen beeinflusst. Zur Behebung dieser Nachteile empfehlen wir einen großskaligen Ansatz: Das Modellgebiet wurde um einen 585 km langen Binnenabschnitt der Elbe erweitert, wobei aber die Sauerstoffbilanz des Ästuars nach wie vor den Schwerpunkt der Untersuchungen bildet. Dadurch nimmt die Abhängigkeit der Modellergebnisse im Ästuar von den vorgegebenen Randbedingungen ab und die simulierten Prozessraten im Ästuar selbst sind im Modell konsistent.

Zur Berücksichtigung der biologischen Saisonalität ist es wichtig, Wassergütesimulationen zumindest über die Vegetationsperiode hinweg durchzuführen. Der jährliche Zyklus von Wachstum und Abbau von Phytoplankton beispielweise spielt in der Sauerstoffbilanz des Ästuars eine bedeutende Rolle. Für Aufgaben eines Flussgebietsmanagements ist es darüber hinaus erforderlich noch längere Zeiträume zu simulieren, um auch die interannuelle Variabilität der Wasserbeschaffenheit zu bewerten.

Auf Basis des 1D-Ansatzes ist es auch möglich, die Anforderungen an die langfristige Modellierung der Gewässergüte bei Studien zum Klimawandel zu erfüllen. Die Ergebnisse für die Wärme- und Sauerstoffbilanz der Elbe über den 13-Jahres-Zeitraum von 1998 bis 2010 lassen sich als Referenzperiode für die Untersuchung der Auswirkungen einer klimatisch bedingten Veränderung von Lufttemperatur oder Abflüssen nutzen. Dieser Ansatz wurde im KLIWAS-Forschungsprogramm umgesetzt (BFG et al. 2014). Die Ergebnisse zeigen, dass zukünftig veränderte Abflussbedingungen der Haupteinflussfaktor für die Algenentwicklung im betrachteten Abschnitt der Elbe und die daraus resultierende Sauerstoffbilanz in ihrem Ästuar sind (QUIEL et al. 2011; HEIN et al. 2014).

Im folgenden Abschnitt werden die Ergebnisse im Hinblick auf die Modellierung von Phytoplankton und Sauerstoffbilanz im Fluss-/Ästuarssystem diskutiert. Ein besonders auffälliges Charakteristikum des Elbeästuars in diesem Zusammenhang ist die große Bedeutung des Oberwasserabflusses und damit des Eintrags von algenbürtigem organischem Kohlenstoff. In Ästuaren von Flüssen mit kleineren Einzugsgebieten oder in trockeneren Regionen der Erde ist dieser Effekt weniger zu beobachten; typische Merkmale solcher Systeme sind vielmehr Einströme von Meerwasser oder eine autochthone

Primärproduktion (COLE and PEIERLS 1992). Im Falle des Elbeästuars umfasst der Einfluss des Flusswassers den gesamten limnischen Abschnitt, einem in diesem Ästuar sehr ausgedehnten Bereich. Auf Grund der großen Bedeutung dieses Phänomens werden im oberen Ästuarbereich höhere Raten mikrobieller Aktivität als in den weiter stromab gelegenen Bereichen simuliert. Die Abnahme der über das Ästuar-Längsprofil gemessenen BSB₇-Werte spiegelt den Rückgang der mikrobiellen Aktivität wider. Der niedrigste Wert wird zwischen dem unteren Ende des limnischen Abschnitts und der mesohalinen Zone (Km 660 und Km 725) verzeichnet. Darin eingeschlossen ist die Trübungszone.

Die Ergebnisse bestätigen, dass eine Analyse der Sauerstoffbilanz des Ästuars nur möglich ist, wenn eine gute Modellierung des Phytoplanktonwachstums im eutrophen Flussabschnitt der Elbe erreicht wird. Das Phytoplankton macht in eutrophen Flüssen wie der Elbe den Hauptanteil am Kohlenstoffkreislauf aus und bestimmt die Bereitstellung von Kohlenstoffsubstrat für den Sauerstoffverbrauch durch heterotrophe Bakterien (THORP and DELONG 2002). Zudem ist das Phytoplankton über die Produktion oder die Veratmung von Sauerstoff direkt an der Sauerstoffbilanz beteiligt. Im limnischen Abschnitt des Elbeästuars wechselt der direkte Einfluss des Phytoplanktons auf die Sauerstoffbilanz von einem positiven Effekt (Km 585 bis Km 609) – mit einer im Mittel höheren Sauerstoffproduktion als Respiration - zu einem negativen Effekt weiter stromab (Km 609 bis Km 629). Entlang dieses Abschnitts nimmt die Wassertiefe deutlich zu, mit einer einhergehenden Lichtlimitation für das Algenwachstum, während die Respirationsrate der bestehenden Biomasse nach wie vor hoch ist.

Bei Betrachtung des Phytoplanktons stellt das Verschwinden der Algenbiomasse im oberen limnischen Abschnitt des Elbeästuars eine Herausforderung für das Verständnis und die Modellierung dar. Physiologisch bedingtes Absterben, Sedimentation oder Grazing sind wichtige interne und externe Verlustprozesse (MORTAZAVI et al. 2000; HAGY III et al. 2005). Bei einem Absterben infolge algenphysiologischer Prozesse kommt es erst nach einer gewissen Zeit zum Verschwinden der Algenbiomasse, auch wenn eine Nährstofflimitation möglicherweise den Rückgang begünstigt. In gut durchmischten Ästuaren wie dem Elbeästuar sind Bereiche mit niedrigen Strömungsgeschwindigkeiten oder eine langanhaltende Ebbkenterungsphase Voraussetzungen für die Sedimentation von Algen und damit dem Rückgang von Algenbiomasse. Im Bereich des Hamburger Hafens werden diese Kriterien möglicherweise im Bereich der Hafenbecken erfüllt. Dies sollte in der mehrdimensionalen Modellierung berücksichtigt werden.

In unserem 1D-Modellansatz zeigt sich Wegfraß als dominierender Einflussfaktor auf den Rückgang von Phytoplankton im Elbeästuar. Die saisonalen mittleren Fraßraten von 0,5 pro Tag bedeuten, dass täglich nahezu 40 % des vorhandenen Bestands an Phytoplankton konsumiert werden. Die errechneten Fraßraten von 2,0 pro Tag führen zu einem Verlust von 87 % und damit zu einer beinahe vollständigen Kontrolle der Algenbiomasse. Ein vergleichbar hoher Fraßdruck hauptsächlich durch Mikrozooplankton wird für die Lebensgemeinschaft im Schelde-Ästuar beschrieben und es wurden tägliche Fraßraten von 0,41 bis 1,83 gemessen (LIONARD et al. 1997). Das Elbeästuar ist insbesondere auf Grund des ausreichenden Nahrungsangebots ein bevorzugter Lebensraum für Copepoda (Ruderfußkrebse) und vom Fluss eingetragene Rotatorien (Rädertierchen). Bereits im Fluss wurde bei Untersuchungen im Längsprofil von Schmilka bis zum Wehr von Geesthacht eine starke Zunahme der Abundanzen des Zooplanktons beobachtet (HOLST 2006; HARDENBICKER 2014). Die größten Vorkommen wurden für Geesthacht erreicht:

bis zu 10.000 Ind*1⁻¹ in der dominanten Zooplanktongruppe der Rotatorien und bis zu 40 Ind*1⁻¹ in der Gruppe der Crustaceen (HOLST 2006). Unsere Simulationsergebnisse für das Jahr 2006 zeigen einen saisonalen Durchschnitt von 320 (+/- 190) Ind*1⁻¹ Rotatorien am Übergang zum Ästuar bei Km 586.

Im Ästuar erreichte das Zooplankton bei Km 629 eine maximale Abundanz von 4.250 Ind*1⁻¹ und ein saisonales Mittel von 1.500 Ind*1⁻¹. Die gezählte Individuendichte (Rotatorien und Crustaceen) betrug an dieser Stelle im saisonalen Mittel 1.050 Ind*1⁻¹. Vergleichbar hohe Zahlen zwischen 200 und 1.800 Ind*1⁻¹ wurden im Schelde-Ästuar gemessen (LIONARD et al. 1997). Die Abweichung zwischen den simulierten und beobachteten Abundanzen in der Elbe lässt sich möglicherweise dadurch erklären, dass das Zooplankton im Ästuar nicht mehr, wie im QSim-Modell angenommen, hauptsächlich durch Rotatorien repräsentiert wird, sondern die dominante Gruppe vielmehr aus Copepoden mit einem größeren Biovolumen und größerem individuellem Trockengewicht besteht. Des Weiteren werden höhere Abundanzen von Zooplankton simuliert, da kein externer Verlust an die höhere trophische Ebene im Nahrungsnetz berücksichtigt wird. Es ist aber bekannt, dass Zooplankton eine wichtige Nahrungsquelle für Fischbrut und Jungfische in Ästuaren darstellt (MEHNER und THIEL 1999), und dieser Wegfraß könnte eine deutliche Reduzierung der Abundanzen des Zooplanktons bewirken. Zur Simulation und Bewertung der Rolle des Zooplanktons im Elbeästuar sind noch zahlreiche weitere Untersuchungen und Daten erforderlich.

Neben der Entwicklung von Phytoplankton und Sauerstoff entlang des Längsprofils ist auch die laterale Verteilung der Sauerstoffkonzentrationen für wissenschaftliche Untersuchungen und das Gewässermanagement von Relevanz. Die Bedeutung der Wattflächen, Systeme der Nebenrinnen oder Hafenbecken als Sauerstoffsensenken oder -quellen ist ein wichtiges Themenfeld, für dessen gründliche Untersuchung ein mehrdimensionaler Modellansatz Voraussetzung ist. In einem ersten Schritt wird das Modellkopplungskonzept durch Simulation der Wärmebilanz eines Nebenrinnensystems verifiziert. Hier zeigen sich beträchtliche Wassertemperaturdifferenzen zwischen dem Hauptgerinne und der Nebenrinne. Die höheren Wassertemperaturen in der Nebenrinne sind die Folge einer niedrigeren mittleren Wassertiefe und des Erwärmungseffekts der Wattflächen.

6 Schlussfolgerungen und Ausblick

Der eindimensionale Simulationsansatz des QSim-Modells bestätigt, dass Wachstum und Rückgang des Phytoplanktons in der eutrophen Elbe und ihrem Ästuar möglichst genau simuliert werden müssen, um ein realistisches Bild der Sauerstoffbilanz des Ästuars zu gewinnen. Im eutrophen Fluss entsteht im saisonalen Mittel (Periode Mai - Oktober 2006) eine Phytoplanktonbiomasse von nahezu 150 µg Chla*1⁻¹. Im limnischen Abschnitt des Ästuars liegt das Algenwachstum infolge der Lichtlimitation im negativen Bereich, was zu einem Nettosauerstoffverbrauch der Algen durch Respiration führt. Zusätzlich wird die Algenbiomasse durch hohe Fraßverluste (saisonales Mittel von 0,5 pro Tag) durch das Zooplankton stark verringert. Algenbürtiger organischer Kohlenstoff, der vom Fluss eingetragen wird und während des Absterbens der Algen im Ästuar entsteht, bietet ein Substrat für sauerstoffzehrende heterotrophe Bakterien.

Mit dem großskaligen eindimensionalen QSim-Ansatz, der einen 585 km langen Flussabschnitt einschließt, wird ein konsistenter Satz an Gewässergütevariablen

bereitgestellt, der als Eingangssignal für die Modellierung der Sauerstoffbilanz des Elbe-Ästuars dient. Zudem wurde die Eignung für die Simulation langer Zeitperioden nachgewiesen. Dies ist eine zentrale Voraussetzung für Simulationen von Wassertemperatur und Sauerstoff im Kontext eines Klimawandels. Bei detaillierten Untersuchungen in den Nebenrinnensystemen des Elbe-Ästuars mit den Wattflächen hat sich hingegen gezeigt, dass die höhere Auflösung eines mehrdimensionalen Modells unabdingbar ist. Horizontale Unterschiede bei den Gewässergüteparametern, die in erster Linie auf morphologische Strukturen wie Nebenrinnen oder Hafenbecken zurückzuführen sind, haben ökologische Relevanz (verbesserte Sauerstoffbedingungen oder Nahrungsgründe für Jungfische) und sollten mit Hilfe von mehrdimensionalen Ästuar-Modellen untersucht werden. Dies beinhaltet eine möglichst genaue Simulation der Aufenthaltszeiten des Wassers in bestimmten Bereichen des Ästuars.

7 Danksagung

Wir danken Werner Blohm, Carsten Viergutz und Helmut Fischer für ihre Unterstützung und ihre konstruktiven Anmerkungen zu dieser Arbeit. Die hier vorgestellten Erkenntnisse beruhen auf den Ergebnissen des Projekts 3.08 „Einfluss von klimabedingt veränderten Stoffeinträgen und Oberwasserabflüssen auf die Sauerstoffgehalte der Nordsee-Ästuar – Folgen für die Sedimentbewirtschaftung“ im Rahmen des KLIWAS-Forschungsprogramms des Bundesministeriums für Verkehr und digitale Infrastruktur (BMVI).

8 Schriftenverzeichnis

- ARGE ELBE: Gewässerökologische Studie der Elbe. 98 pp., 1984.
- ARNDT, S.; LACROIX, G.; GYPENS, N.; REGNIER, P. and LANCELOT, C.: Nutrient dynamics and phytoplankton development along an estuary-coastal zone continuum: A model study. *Journal of Marine Systems*, Vol. 84, 3-4, 49-66, 2011.
- BECKER, A.; KIRCHESCH, V.; BAUMERT, H. Z.; FISCHER, H. and SCHÖL, A.: Modelling the effects of thermal stratification on the oxygen budget of an impounded river. *River Research and Applications*, Vol. 26, 5, 572-588, 2010.
- BERGEMANN, M.; BLÖCKER, G.; HARMS, H.; KERNER, M.; MEYER-NEHLS, R.; PETERSEN, W. und SCHRÖDER, F.: Der Sauerstoffhaushalt der Tidelbe. *Die Küste*, Vol. 58, 199-261, 1996.
- BERGFELD, T.: Dynamics of microbial food web components in three large rivers (Rhine, Mosel and Saar) with the main focus on heterotrophic nanoflagellates. Thesis. University Cologne, 126 pp., 2002.
- BFG: Das Gewässergütemodell QSim: Handbuch zur Benutzeroberfläche GERRIS. Report No. 1778, 99 pp., 2013.
- BFG; DWD; BSH und BAW: KLIWAS Auswirkungen des Klimawandels auf Wasserstraßen und Schifffahrt - Entwicklung von Anpassungsoptionen. Synthesebericht für Entscheidungsträger, KLIWAS-57/2014, 2014.
- BILLEN, G.: Protein degradation in aquatic environments. In: CHRÖST, R. (Ed.): *Microbial enzymes in aquatic environments*. Springer Verlag, New York, 122-142, 1991.

- BILLEN, G.; GARNIER, J.; FICHT, A. and CUN, C.: Modelling the Response of Water Quality in the Seine River Estuary to Human Activity in its Watershed Over the Last 50 Years. *Estuaries*, Vol. 24, 6B, 977-993, 2001.
- BRUCE, L. C.; COOK, P. L. M.; TEAKLE, I. and HIPSEY, M. R.: Controls on oxygen dynamics in a riverine salt-wedge estuary – a three-dimensional model of the Yarra River estuary, Australia. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, Vol. 10, 9799-9845, 2013.
- CASPERS, H.: Die Sauerstoffproduktion einer Bucht im Süßwasserbereich des Elbe-Ästuars. – Untersuchungen im „Mühlenberger Loch“ in Hamburg. *Archiv für Hydrobiologie*, Suppl.-Bd. 62, 5, 509-542, 1984.
- CASULLI, V. and CHENG, R. T.: Semi-implicit finite difference methods for three-dimensional shallow water flow, *International Journal for Numerical Methods in Fluids*, Vol. 15, 629-648, 1992.
- CUNGE, J. A.; HOLLY, F. M. and VERWEY, A.: *Practical Aspects of Computational River Hydraulics*. Pitman Advanced Publishing Program, London, 420 pp., 1980.
- CERCO, C. F. and COLE, T.: Three-dimensional eutrophication model of Chesapeake Bay. *Journal of Environmental Engineering*, Vol. 119, No. 6, 1006-1025, 1993.
- COLE, J. J. and PEIERLS, P. L.: Can phytoplankton maintain a positive carbon balance in a turbid, freshwater, tidal estuary? *Limnol. Oceanogr.*, 37, 1608-1617, 1992.
- DI TORO, D. M.: *Sediment flux modelling*. Vol. 116. Wiley, New York, 624 pp., 2001.
- DUCHARNE, A.; BAUBION, C.; BEAUDOIN, N.; BENOIT, M.; BILLEN, G.; BRISSON, N.; GARNIER, J.; KIEKEN, H.; LEBONVALLET, S.; LEDOUX, E.; MARY, B.; MIGNOLET, C.; POUX, X.; SAUBOUA, E.; SCHOTT, C.; THÉRY, S. and VIENNOT, P.: Long term prospective of the Seine River system: Confronting climatic and direct anthropogenic changes. *Science of the Total Environment*, Vol. 375, 292-311, 2007.
- FLÜGGE, G.: *Gewässerökologische Überwachung der Elbe*. *Abh. Naturw. Ver. Bremen*, 40, 217-232, 1985.
- FRJASINOV, I. V.: Algoritm resenija raznostnyh zadac na grafah. *Zyurnal vycislitel'noj matematiki i matematičeskoj fiziki* 10, 1970.
- GARNIER, J.; SERVAIS, P.; BILLEN, G.; AKOPIAN, M. and BRION, N.: Lower Seine River and Estuary (France) Carbon and Oxygen Budgets During Low Flow. *Estuaries*, Vol. 24, 6B, 964-976, 2001.
- GYPENS, N.; DELHEZ, E.; VANHOUTTE-BRUNIER, A.; BURTON, S.; THIEU, V.; PASSY, P.; LIU, Y.; CALLENS, J.; ROUSSEAU, V. and LANCELOT, C.: Modelling phytoplankton succession and nutrient transfer along the Scheldt estuary (Belgium, The Netherlands). *Journal of Marine Systems*, Vol. 128, 89-105, 2013.
- HAGY III, J. D., BOYNTON, W. R. and JASINSKI, D. A.: Modelling phytoplankton deposition to Chesapeake Bay sediments during winter–spring: interannual variability in relation to river flow. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, Vol. 62, 25-40, 2005.
- HARDENBICKER, P.: *Phytoplankton dynamics in two large rivers: long-term trends, longitudinal dynamics and potential impacts of climate change*. Thesis, Technical University of Dresden, 119 pp., 2014.
- HEIN, B.; WYRWA, J.; VIERGUTZ, C. und SCHÖL, A.: Projektionen für den Sauerstoffhaushalt des Elbe-Ästuars – Folgen für die Sedimentbewirtschaftung und das ökologische Potenzial. *Schlussbericht KLIWAS-Projekt 3.08*. KLIWAS-42/2014, doi: 10.5675/Kliwas_42/2014_3.08, 2014.

- HOLST, H.: Zooplankton im Pelagial des Hauptstroms. In: PUSCH, M. and FISCHER, H. (Eds.): Stoffdynamik und Habitatstruktur in der Elbe – Konzepte für die nachhaltige Entwicklung einer Flusslandschaft. Weißensee Verlag, Berlin, 56-64, 2006.
- HOWARTH, R.; CHAN, F.; CONLEY, D. J.; GARNIER J.; DONEY S. C.; MARINO, R. and BILLEN, G.: Coupled biogeochemical cycles: Eutrophication and hypoxia in temperate estuaries and coastal marine ecosystems. *Frontiers in Ecology and the Environment*, Vol. 9, 1, 18-26, doi: 10.1890/100008, 2011.
- IKSR: Estimation of the effects of climate change scenarios on future Rhine water temperature development – Extensive Version. International Commission for the Protection of the Rhine. Report, 214, 57 pp., 2013.
- KIRCHESCH, V. und SCHÖL, A.: Das Gewässergütemodell QSim - Ein Instrument zur Simulation und Prognose des Stoffhaushaltes und der Planktodynamik von Fließgewässern. *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, Vol. 43, 302-309, 1999.
- LEONARD, B. P.: A stable and accurate convective modelling procedure based on quadratic upstream interpolation. *Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering*, Vol. 19, 59-98, 1961.
- LIONARD, M.; AZEMAR, F.; BOULETREAU, S.; MUylaERT, K.; TACKX, M. and VYVERMAN, W.: Grazing by meso- and microzooplankton on phytoplankton in the upper reaches of the Schelde estuary (Belgium/The Netherlands). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, Vol. 64, 764-774, 2005.
- MATZINGER, A.; FISCHER, H. und SCHMID, M.: Modellierung von biogeochemischen Prozessen in Fließgewässern. *Handbuch Angewandte Limnologie*, 29, 5/12, 32 pp., 2012.
- MORIASI, D. N.; ARNOLD, J. G.; VAN LIEW, M. W.; BINGNER, R. L.; HARMEL, R. D. and VEITH, T. L.: Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *Transactions of the American Society of Agricultural and Biological Engineers*, Vol. 50, 885-900, 2007.
- MEHNER, T. and THIEL, R.: A review of predation impact by 0+ fish on zooplankton in fresh and brackish waters of the temperate northern hemisphere. *Environmental Biology of Fishes*, Vol. 6, 169-181, 1999.
- MONSEN, N. E.; CLOERN, J. E.; LUCAS, L. V. and MONISMITH, S. G.: A comment on the use of flushing time, residence time, and age as transport time scales. *Limnology and Oceanography*, Vol. 47, 5, 1545-1553, 2002.
- MORTAZAVI, B.; IVERSON, R. L.; LANDING, W. M.; LEWIS, F. G. and WENRUI, H.: Control of phytoplankton production and biomass in a river-dominated estuary: Apalachicola Bay, Florida, USA. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, Vol. 198, 19-31, 2000.
- OLLINGER, D.: Modellierung von Temperatur, Turbulenz und Algenwachstum mit einem gekoppelten physikalisch-biologischen Modell. Thesis, Universität Heidelberg, 1999.
- OPPERMANN, R.: Eindimensionale Simulation allmählich veränderlicher instationärer Fließvorgänge in Gewässernetzen. *Mitteilungen des Instituts für Wasserwirtschaft*, H. 50. VEB Verlag für Bauwesen, Berlin, 1989.
- OPPERMANN, R.: Das Programmsystem HYDRAX 5.0 – Mathematisches Modell und Datenschnittstellen. Ingenieurbüro für Wasser und Umwelt Berlin, 11 pp., 2010.
- PAERL, H. and PINCKNEY, J.: Ecosystem response to interannual and watershed organic matter loading: consequences for hypoxia in the eutrophying Neuse River Estuary, North Carolina, USA. *Marine Progress Series*, Vol. 146, 17-25, 1998.

- PUSCH, M.; ANDERSEN, H. E.; BÄTKE, J.; BEHRENDT, H.; FISCHER, H.; FRIBERG, N.; GANCARCZYK, A.; HOFFMANN, C. C.; HACHOL, J.; KRONVANG, B.; NOWACKI, F.; PEDERSON, M. L.; SANDIN, L.; SCHÖLL, F.; SCHOLTEN, M.; STENDERA, S.; SVENDSEN, L. M.; WNUK-GLAWDEL, E. and WOLTER, C.: Rivers of the Central European Highlands and Plains. In: TOCKNER, K.; ROBINSON, C. T. and UEHLINGER, U. (Eds.): Rivers of Europe. London, 525-576, 2009.
- QUIEL, K.; BECKER, A.; KIRCHESCH, V.; SCHÖL, A. and FISCHER, H.: Influence of global change on phytoplankton and nutrient cycling in the Elbe River. Regional Environmental Change, Vol. 11, 2, 405-421, 2011.
- RABALAIS, N. N.; EUGENE, R.; DIAZ, R. J. and JUSTIĆ, D.: Global change and eutrophication of coastal waters. ICES Journal of Marine Science, Vol. 66, 1528-1537, 2009.
- SALMASO, N. and BRAIONI, M.G.: Factors controlling the seasonal development and distribution of the phytoplankton community in the lowland course of a large river in Northern Italy (River Adige). Aquatic Ecology, Vol. 42, 533-545, 2008.
- SCHÖL, A.; EIDNER, R.; BÖHME, M. and KIRCHESCH, V.: Integrierte Modellierung der Wasserbeschaffenheit mit QSim. In: PUSCH, M. and FISCHER, H. (Eds.): Stoffdynamik und Habitatstruktur in der Elbe, Bd. 5, Weißensee Verlag, Berlin, 233-242, 2006a.
- SCHÖL, A.; EIDNER, R.; BÖHME, M. und KIRCHESCH, V.: Einfluss der Buhnenfelder auf die Wasserbeschaffenheit der Mittleren Elbe. In: PUSCH, M. und FISCHER, H. (Eds.): Stoffdynamik und Habitatstruktur in der Elbe, Bd. 5, Weißensee Verlag, Berlin, 243-263, 2006b.
- SCHÖL, A.; KIRCHESCH, V.; BERGFELD, T.; SCHÖLL, F.; BORCHERDING, J. and MÜLLER, D.: Modelling the chlorophyll *a* content of the River Rhine - Interrelation between riverine algal production and population biomass of grazers, rotifers and the zebra mussel, *Dreissena polymorpha*. Internat. Rev. Hydrobiol., Vol. 87, 295-317, 2002.
- THORP, J. M. and DELONG, M. D.: Dominance of autochthonous autotrophic carbon in food webs of heterotrophic rivers. Oikos, Vol. 96, 3, 543-550, 2002.
- WYRWA, J.: Turbulenzmodellierung für stabil dichtegeschichtete Strömungen bei der Simulation des Transports von kohäsiven Sedimenten in Ästuaren. Thesis. TU Berlin, 2003.
- YASSERI, M. S.: Untersuchungen zum Einfluss von Sauerstoffmangelsituationen auf den mikrobiell-heterotrophen Stoffumsatz an Schwebstoffen in der Tideelbe. Ad-fontes-Verlag, Hamburg, 97 pp., 1999.
- ZHENG, L.; CHEN, C. and ZHANG, F.: Development of water quality model in the Satilla River Estuary, Georgia. Ecological Modelling, Vol. 178, 457-482, 2004.
- ZHU, Z.-Y.; ZHANG, J.; WU, Y.; ZHANG, Y.-Y.; LIN, J. and LIU, S. M.: Hypoxia of the Changjiang (Yangtze River) Estuary: Oxygen depletion and organic matter decomposition. Marine Chemistry, Vol. 125, 108-116, 2011.

Jüngste Fortschritte bei der Seegangmodellierung für die Nordsee und die Deutsche Bucht

Joanna Staneva, Arno Bebreus und Nikolaus Groll

Zusammenfassung

Die Modellierung der Wellen an der Meeresoberfläche ist durch beeindruckende Entwicklungen gekennzeichnet, sowohl vom theoretischen Aspekt her als auch in der Qualität der Resultate, die für die Nutzer zur Verfügung stehen. Der neueste Stand der Technik in der Entwicklung des spektralen Wellenmodells dritter Generation WAM, für Anwendungen in der Vorhersage der operationellen Dienste, für Hindcasts und für Bewertungen des Wellenklimas für die Nordsee und die Deutsche Bucht, wird hier vorgestellt. Die Wellen an der Meeresoberfläche kontrollieren den Austausch von Energie, Impuls, Wärme, Feuchte, Gas usw. zwischen dem Ozean und der Atmosphäre des Erdsystems. Der Einfluss der Wellen auf Strömungen und Wasserstand ist nachgewiesen. Daher sind erste Schritte in Richtung auf ein vollständig gekoppeltes Atmosphären-Wellen-Ozean-Modell unternommen worden. Die Synergie zwischen Wellen-Beobachtungen und Ergebnissen numerischer Modelle für die Nordsee und die Deutsche Bucht ist angestiegen im Zuge der Verbesserungen in der Abschätzung des Zustandes des Ozeans, der Vorhersagen in Küstengewässern und in der Gewinnung von aktuellen Informationen, Produkten und Kenntnissen. Berechnungen zu Rekonstruktionen des Meereszustandes und von Klimaszenarien mit dem WAM Modell haben zu einem großen Interesse geführt, die erzeugten Daten in industriellen Anwendungen zu nutzen.

Schlagwörter

Wellenmodellierung, Vorhersagen im Küstenbereich, Wellenklima-Rekonstruktionen, Wellenklima-Szenarien, Wellen-Zirkulation-Wechselwirkung, Nordsee, Deutsche Bucht

Summary

The ocean wave modelling has shown impressive developments, both on the theoretical aspects as in the quality of the results available to users. The state-of-the-art development of the WAM wave model for forecasts applications at operational services and for hindcasts and climate assessments for the North Sea and the German Bight is presented here. The ocean waves control the exchange of energy, momentum, heat, moisture, gas, etc. between the ocean and the atmosphere in the earth system. The impact of waves on currents and water levels in coastal areas is demonstrated. Therefore first steps towards a fully coupled atmosphere-wave-ocean model have been carried out. The synergy between wave observations and models for the North Sea and German Bight is increased on the road to improving the ocean state estimate and predictions in the coastal areas and generating up-to-date information, products and knowledge. Sea state reconstructions and climate scenarios computations with the WAM model have created a huge interest to use the data in industrial applications.

Keywords

wave modelling, coastal ocean forecasting, wave climate reconstructions, wave climate scenarios, wave-circulation interaction, North Sea, German Bight

Inhalt

1	Einleitung	252
2	WAM-Modellbeschreibung	253
3	Kurzfristiges präoperationelles Seegangmodell für die Nordsee und die Deutsche Bucht	254
4	Multidekadische regionale Seegangssimulationen	264
5	Wechselwirkungen zwischen Seegang und Strömung	269
6	Schlussfolgerungen	270
7	Schriftenverzeichnis	271

1 Einleitung

Die Seegangsmodellierung ist in den letzten Jahrzehnten durch beeindruckende Entwicklungen gekennzeichnet, sowohl hinsichtlich der Theorie als auch in der Qualität der Resultate, die für die Nutzer zur Verfügung stehen. Der neueste Stand der Technik in der Entwicklung des spektralen Seegangmodells WAM für Anwendungen in der Vorhersage der operationellen Dienste, für Hindcasts und für Bewertungen des Wellenklimas wird hier unter besonderer Berücksichtigung jüngst erreichter Fortschritte in Entwicklung und Anwendung von Seegangsmo­dellen am Helmholtz-Zentrum Geesthacht (HZG) für die Nordsee und die Deutsche Bucht vorgestellt.

Im vergangenen Jahrzehnt waren die nordeuropäischen Küsten von schweren Stürmen betroffen, die in den Küstengebieten der Nordsee schwere Schäden anrichteten. Eine dringende Nachfrage nach Seegangsinformationen in küstennahen Gebieten mit hoher räumlicher Auflösung besteht zusätzlich aufgrund menschlicher Aktivitäten, wie etwa Offshore-Windparks (BERGENHAGEN et al 2010; BSH 2010), Offshore-Ölförderung und küstennahe Freizeitaktivitäten. Die Vorhersage von Extremereignissen wie Sturmfluten und durch Unwetter verursachte Überschwemmungen sind von großer Bedeutung für die Sicherung menschlichen Lebens und von Sachwerten auf See, um Verluste und Schäden zu verhindern oder zumindest zu begrenzen. Es werden deshalb zuverlässige Seegangsvorhersagen und langfristige Statistiken zu Seegangs-Extremereignissen für die Küstengebiete benötigt, wo verschiedene menschliche Aktivitäten betrieben werden, beispielsweise Küstenschutz und Gefahrenabwehr, Hafenbetrieb, Offshore-Windenergieerzeugung, Such- und Rettungsaktivitäten etc.

Für die Regionen Nordsee und Deutsche Bucht können Seegangsbedingungen der Vergangenheit und Zukunft nicht vollständig durch die alleinige Analyse von Beobachtungsdaten bewertet werden, da solche Daten, wie hinlänglich bekannt, sowohl in räumlicher als auch in zeitlicher Ausprägung nur sehr begrenzt verfügbar sind. Hinzu kommt, dass Statistiken zu langfristigen Veränderungen der Seegangs-Extrembedingungen lange

und homogene Datenzeitreihen mit hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung erfordern, die auf Grundlage der verfügbaren Beobachtungsaufzeichnungen nicht vorhanden sind (WEISSE und GÜNTHER 2007). Numerische Seegangssysteme sind zu dem am meisten angewendeten Tool für die Generierung qualitativ hochwertiger Vorhersagen und langfristiger Hindcast-Seegangsdaten geworden, mit denen Trends und Leistungsfähigkeit im Hinblick auf Extremereignisse analysiert werden können (WEISSE und GÜNTHER 2007; GÜNTHER et al. 1998; WASA-Group 1998; GROLL et al. 2014). Der Klimawandel kann die multidekadischen Seegangsbedingungen in der Nordsee beeinflussen und könnte so zu einer Intensivierung von Seegangsextremen in der Zukunft führen und damit verbunden zu einem erhöhten Risiko in den Küstengebieten. Untersuchungen zu potentiellen Veränderungen des Wellenklimas in der Nordsee in unterschiedlichen Klimaszenarien finden sich bei GROLL et al. 2014, GRABEMANN und WEISSE (2008), DOBERNARD und ROED (2008). Hoch aufgelöste kleinmaßstäbliche Versionen des WAM wurden von LUO und SCLAVO (2007) und MONBALIU et al. (2007) vorgelegt. MOGHIMI et al (2005) wendeten das WAM und das K-Modell auf die Nordsee und die Deutsche Bucht an, um die Eignung der Modelle zur genauen Vorhersage küstennaher Seegangsbedingungen zu untersuchen. BEHRENS und GÜNTHER (2009) bewerteten die Fähigkeit des Wellenmodells, Extremereignisse wie schwere Winterstürme für die Nord- und Ostsee vorherzusagen.

Der Seegang steuert den Austausch von Energie, Impuls, Wärme, Feuchte, Gas usw. zwischen dem Ozean und der Atmosphäre des Erdsystems. Das Verständnis dieser Prozesse ist von größter Bedeutung für vollständig integrierte Atmosphären-Wellen-Ozean-Modelle und ihre weitere Kopplung mit biologischen, morphologischen und hydrographischen Systemen. In diesem Thema zeigt sich das wachsende Interesse an der operativen Ozeanographie zum Zwecke der Reduzierung von Vorhersagefehlern bei Zustandsschätzungen in Küstenmaßstäben. Die Unsicherheiten in den meisten gegenwärtig eingesetzten Modellen resultieren aus der nichtlinearen Rückkopplung zwischen ausgeprägten Tideströmungen und Windsee, die nicht länger vernachlässigt werden kann, insbesondere im Küstengebiet, wo sie eine vorherrschende Rolle einzunehmen scheint. Beim HZG kommt ein eingebettetes Modellsystem zum Einsatz, das zuverlässige Nowcast- und Kurzfristvorhersagen für Ozeanzustandsvariablen produziert, einschließlich Windsee und Hydrodynamik. Analysen von Beobachtungen und Ergebnisse numerischer Simulationen finden sich in STANEV et al. (2011).

Der Beitrag gliedert sich wie folgt: Kapitel 2 liefert eine Beschreibung des WAM. Kapitel 3 beschreibt das kurzfristige prä-operationelle Seegangmodell für die Nordsee und die Deutsche Bucht. Ergebnisse aus den multidekadischen regionalen Seegangssimulationen werden in Kapitel 4 vorgestellt. Kapitel 5 behandelt Wechselwirkungen zwischen Seegang und Strömung, anschließend werden Schlussfolgerungen aufgezeigt.

2 WAM-Modellbeschreibung

Das Modell WAM ist ein Wellenmodell der dritten Generation, das die Wellenenergiebilanzgleichung explizit ohne Vorgabe einer Annahme über die Form des Wellenspektrums löst. Es repräsentiert die Physik der Wellenentstehung entsprechend unserem gegenwärtigen Wissensstand für die gesamte Menge an Freiheitsgraden eines zweidimensionalen

Wellenspektrums. Das WAM-Modell berechnet das zweidimensionale Wellenspektrum durch Integration der Energiebilanzgleichung in Kugelkoordinaten:

$$\frac{\partial F}{\partial t} + (\cos \phi)^{-1} \frac{\partial}{\partial \phi} (\dot{\phi} \cos \phi F) + \frac{\partial}{\partial \lambda} (\dot{\lambda} F) + \sigma \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\dot{\sigma} \frac{F}{\sigma} \right) + \frac{\partial}{\partial \theta} (\dot{\theta} F) = S \quad (1)$$

mit

$F(\lambda, \phi, \sigma, \theta, t)$ spektrale Energiedichte

(λ, ϕ) Längen, Breiten

(σ, θ) intrinsische Frequenz, Wellenrichtung

$$\begin{aligned} \dot{\phi} &= (c_g \cos \theta + u_{North}) / R \\ \dot{\lambda} &= (c_g \sin \theta + u_{East}) / (R \cos \phi) \\ \dot{\theta} &= c_g \sin \theta \tan \phi / R + \dot{\theta}_D + \dot{\theta}_C \\ \dot{\sigma} &= \dot{\sigma}_C \end{aligned} \quad (2)$$

Die Quellfunktionen auf der rechten Seite der Energiebilanzgleichung umfassen Beiträge aus Windinput (S_{in}), nichtlinearer Wechselwirkung (S_{nl}), Dissipation (S_{dis}), Bodenreibung (S_{bf}) und Wellenbrechen (S_{br})

$$S = S_{in} + S_{nl} + S_{dis} + S_{bf} + S_{br} \quad (3)$$

Die neueste Version des WAM-Wellenmodells der dritten Generation, WAM Cycle 4.5.4, ist eine Aktualisierung des Wellenmodells WAM Cycle 4, beschrieben in KOMEN et al. (1995) und GÜNTHER et al. (1992). Die grundlegende Physik und Numerik ist in der neuen Version unverändert geblieben. Das von HERSBACH und JANSSEN (1999) eingeführte Integrationsschema für die Quellfunktion und das Aktualisierungsmodell (BIDLOT et al. 2005) sind implementiert. Weitere bedeutende Verbesserungen in WAM Cycle 4.5.4 sind technischer Art sie berücksichtigen die neuen Möglichkeiten des Fortran 95 Standards und des Datenaustauschs über MPI (Message Passing Interface) für Parallelisierungszwecke. Auf Anregung aus den Reihen der Nutzer wurde das Modell um eine Reihe zusätzlicher Optionen erweitert. Ein erheblicher Vorteil des neuesten Stands der Version WAM Cycle 4.5.4 ist der hochgradig modulare Aufbau, dank dem Teile des Codes einfach ersetzt werden können.

3 Kurzfristiges präoperationelles Seegangsmodell für die Nordsee und die Deutsche Bucht

Im Rahmen von COSYNA wurde am HZG erfolgreich ein prä-operationelles Seegangsvorhersagesystem implementiert, welches dort ohne Unterbrechung seit Dezember 2009 in Betrieb ist. Das System liefert zweimal täglich 72-Stunden-Seegangsvorhersagen und stellt die Ergebnisse im Internet unter <http://www.coastlab.org> bereit. Das System umfasst ein regionales WAM-Modell für die Nordsee (räumliche Auflösung: $\Delta\phi * \Delta\lambda = 0,05^\circ * 0,08333^\circ \sim 5$ km) und ein lokales Modell mit feinerem Gitter für die Deutsche Bucht ($\Delta\phi * \Delta\lambda = 0,00928^\circ * 0,015534^\circ \sim 900$ m). Die antreibenden Windfelder für beide Modelle werden als U10-Winde vom Deutschen Wetterdienst (DWD) aus

dem atmosphärischen Modell COSMO_EU zur Verfügung gestellt. Das Modellgebiet des COSMO_EU-Modells ist in Abb. 1 (oben links) dargestellt. Es liefert Vorhersageergebnisse für 78 Stunden mit einer räumlichen Auflösung von etwa 7 km.

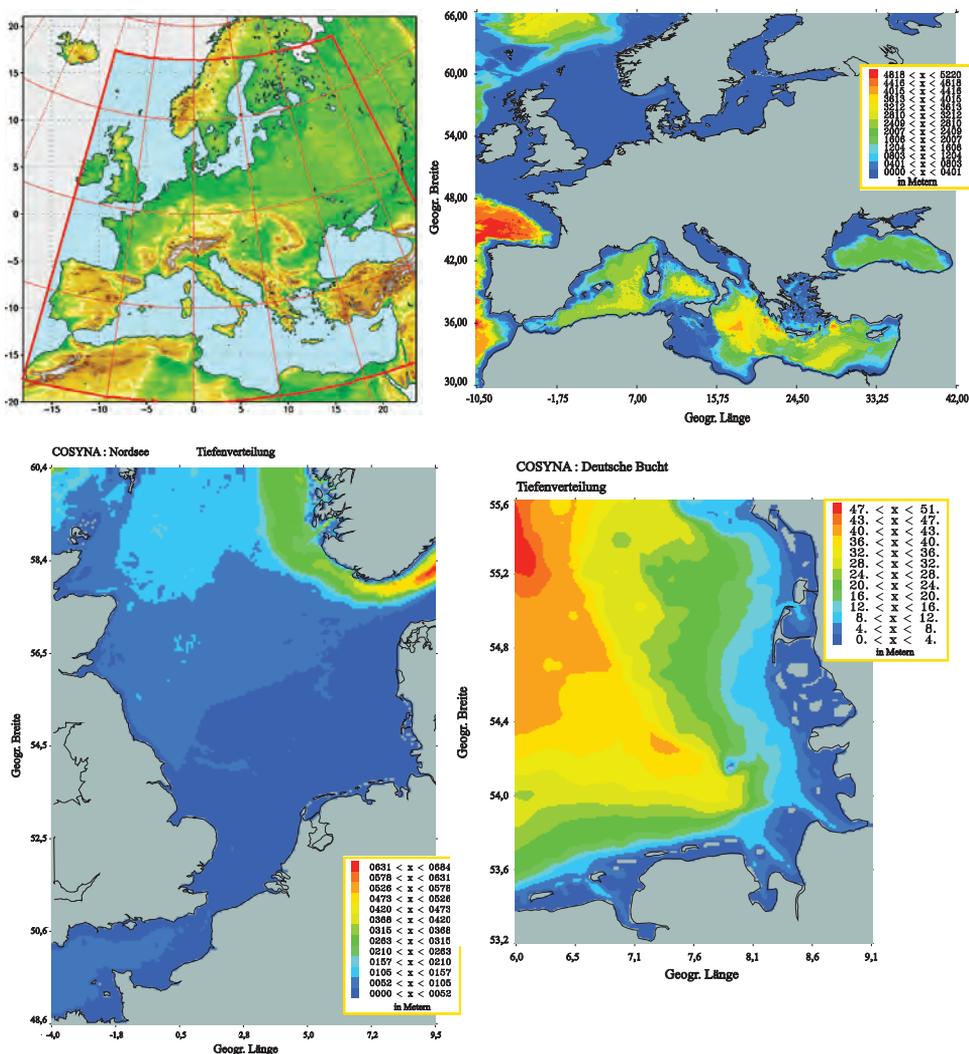


Abbildung 1: Aufbau des prä-operationellen Seegangsvorhersagesystems COSYNA für die Nordsee und die Deutsche Bucht. Der Windantrieb wird durch das COSMO_EU-Modell (oben links, die rote Linie markiert die Lage des EWAM in COSMO_EU) zur Verfügung gestellt, die Randwerte stammen aus dem regionalen europäischen Seegangmodell EWAM (oben rechts: EWAM-Tiefenverteilung). Tiefenverteilung des Modells für die Nordsee (unten links) und für die Deutsche Bucht (unten rechts).

Die erforderlichen Randwerte zur Verwendung am offenen Modellrand des Nordseemodells werden aus dem regionalen Wellenmodell EWAM für Europa abgeleitet, welches täglich zweimal im Rahmen der operationellen Seegangsvorhersageroutine des DWD

aktualisiert wird. Die Tiefenverteilung im Berechnungsgitter für das EWAM ist in Abb. 1 dargestellt (oben rechts). Das lokale Modell für die Deutsche Bucht erhält seine Randwerte aus dem Seegangmodell für die Nordsee. Die Modellgitter und Tiefenverteilungen (Abb. 1, Nordsee unten links und Deutsche Bucht unten rechts) für die beiden Seegangmodelle entsprechen denjenigen, die im Aufbau des GETM-Zirkulationsmodells verwendet werden, um die Kopplung beider Modelle für die Deutsche Bucht zu erleichtern. Der Aufbau des prä-operationellen COSYNA-Vorhersagesystems ist in Abb. 1 zusammenfassend dargestellt.

Die Seegangmodelle laufen im Flachwassermodus einschließlich Tiefenrefraktion und Wellenbrechen und berechnen das zweidimensionale Energiedichtespektrum an den aktiven Modellgitterpunkten im Frequenz-Richtungsraum. Die Lösung der WAM-Energiebilanzgleichung erfolgt für 24 Bänder, deren Richtungsauflösung bei $7,5^\circ$ beginnt und konstant 15° beträgt, gemessen im Uhrzeigersinn bezogen auf Geographisch-Nord, sowie 30 Frequenzen die sich in Schritten von $\Delta f/f = 0,1$ im logarithmischen Abstand von 0,042 Hz bis 0,66 Hz erstrecken.

Abb. 2 zeigt ein Beispiel einer horizontalen Verteilung der signifikanten Wellenhöhe in der Nordsee und in der Einbettung für die Deutsche Bucht am 15. Februar 2012 um 06:00 UTC mit signifikanten Wellenhöhen von bis zu 6,8 m.

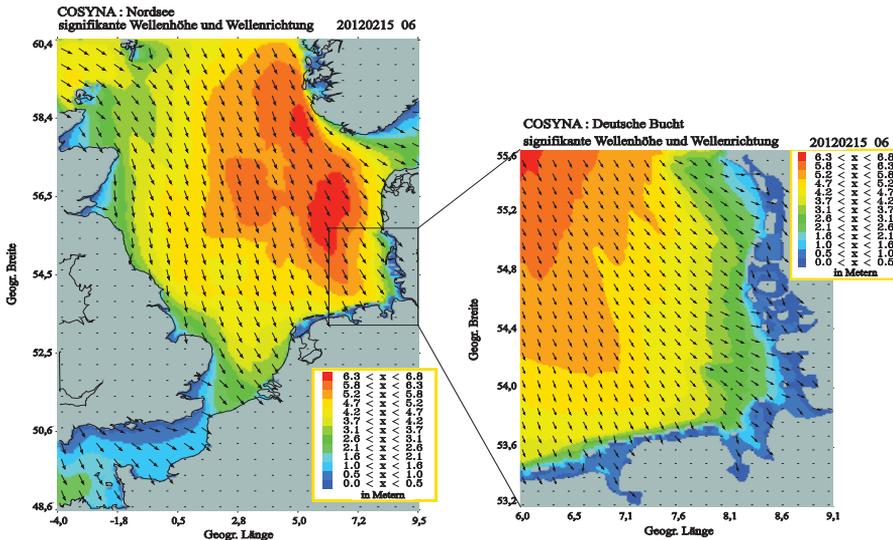


Abbildung 2: COSYNA Seegangsvorhersagesystem für die Nordsee (links) und Deutsche Bucht (rechts).

Die Ergebnisse beider Wellenmodelle enthalten die volle zweidimensionale spektrale Information und 29 integrierte Parameter, die in Tab. 1 aufgeführt sind. Letztere werden an jedem aktiven Rechengitterpunkt 3-stündlich gespeichert, die spektrale Information wird alle 12 Stunden gespeichert (Datei für den Start der nächsten Vorhersage).

Tabelle 1: Integrierte Parameter der Wellenmodellausgabe.

Parameter Nr	Parameter	Einheit
1	Windgeschwindigkeit U10	m/s
2	Windrichtung	Grad von Nord (in Richtung)
3	Oberflächenreibungsgeschwindigkeit	m/s
4	Windschubspannungskoeffizient	
5	Wassertiefe	m
6	Strömungsgeschwindigkeit	m/s
7	Strömungsrichtung	Grad von Nord (in Richtung)
8	unbesetzt	
9	Signifikante Wellenhöhe	m
10	Peakperiode des Seegangs	s
11	Mittlere Periode des Seegangs	s
12	Tm1-Periode des Seegangs	s
13	Tm2-Periode des Seegangs	s
14	Wellenrichtung	Grad von Nord (in Richtung)
15	Richtungsbandbreite	Grad
16	Normalisierte Wellenschubspannung	%
17	Signifikante Wellenhöhe der Windsee	m
18	Peakperiode der Windsee	s
19	Mittlere Periode der Windsee	s
20	Tm1-Periode der Windsee	s
21	Tm2-Periode der Windsee	s

Parameter Nr	Parameter	Einheit
22	Richtung der Windsee	Grad von Nord (in Richtung)
23	Richtungsbandbreite der Windsee	Grad
24	unbesetzt	
25	Signifikante Wellenhöhe der Dünung	M
26	Peakperiode der Dünung	s
27	Mittlere Periode der Dünung	s
28	T _{m1} -Periode der Dünung	s
29	T _{m2} -Periode der Dünung	s
30	Richtung der Dünung	Grad von Nord (in Richtung)
31	Richtungsbandbreite der Dünung	Grad
32	unbesetzt	

Die Ausgaben der Seegangmodelle (integrierte Parameter) werden mit Bojenmessdaten aus den Modellgebieten validiert. Als repräsentatives Beispiel ist die Zeitreihe der gemessenen und berechneten signifikanten Wellenhöhen H_s an zwei Bojen im Modellgitter für die Nordsee für Dezember 2010 in Abb. 3 dargestellt. Die Übereinstimmung zwischen gemessenen und modellierten Werten ist recht gut. Zu berücksichtigen ist hier, dass die Messungen mit Seegangsvorhersagen verglichen werden: es wurden jeweils die ersten 12 Stunden jeder Vorhersage verwendet. Die Messdaten für die Validierung der Ergebnisse des Nordseemodells stammen aus dem GTS (Global Telecommunications System)-Netz, das kontinuierlich weltweite Wind- und Wetterdaten liefert. Die Seegangmodellsimulationen des räumlich hoch aufgelösten Modells der Deutschen Bucht wurden mit Messungen validiert, die von Bojen des BSH (Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie, Hamburg) und des HZG aufgezeichnet wurden. Der Hauptbetrachtungsfokus des CO-SYNA-Projekts liegt auf den Bedingungen in der Deutschen Bucht, daher fallen die Diskussionen der Vergleiche zwischen den Seegangmodell-Ergebnissen und den Messungen für diesen Bereich detaillierter aus. In Abb. 4 sind die Bojenstationen in der Deutschen Bucht verzeichnet, von denen Seegangsdaten verfügbar sind.

Als repräsentative Beispiele für die Validierung der Seegangmodell-Ergebnisse für die Deutsche Bucht werden einige Vergleiche zwischen Modell und Messung für Oktober 2013 diskutiert. Ende Oktober 2013 wurden die deutschen Küsten von einem schweren Sturm (Christian) mit Windgeschwindigkeiten von über 30 m/s und signifikanten Wellenhöhen von rund 8 m heimgesucht. Die Zeitreihe für Wind und Wellenhöhen an der Station FINO ergibt sich aus Abb. 5. Während des Sturms Christian stieg die Wind-

geschwindigkeit am 28. Oktober schnell auf 30 m/s, weswegen mehrere Bojen ausfielen und keine Messungen dieses Extremereignisses mehr liefern konnten.

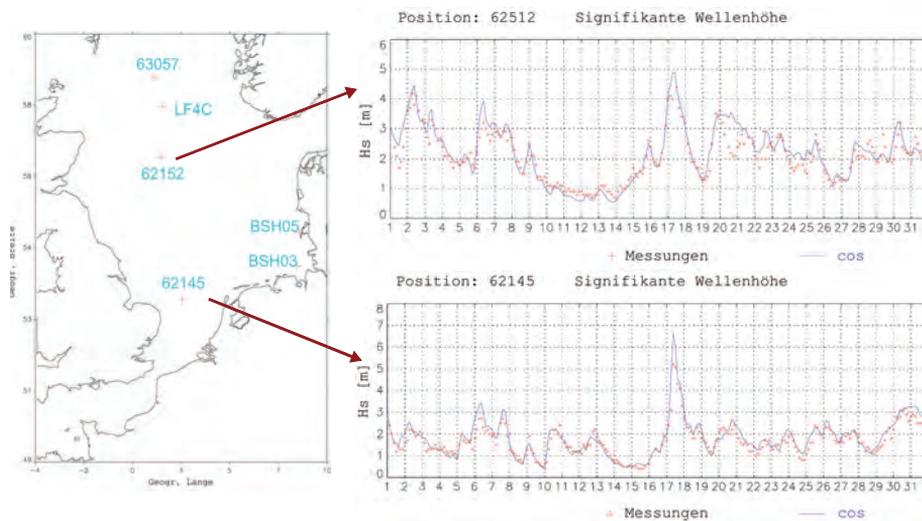


Abbildung 3: Zeitreihe H_s für zwei Stationen im Modellgitter der Nordsee.

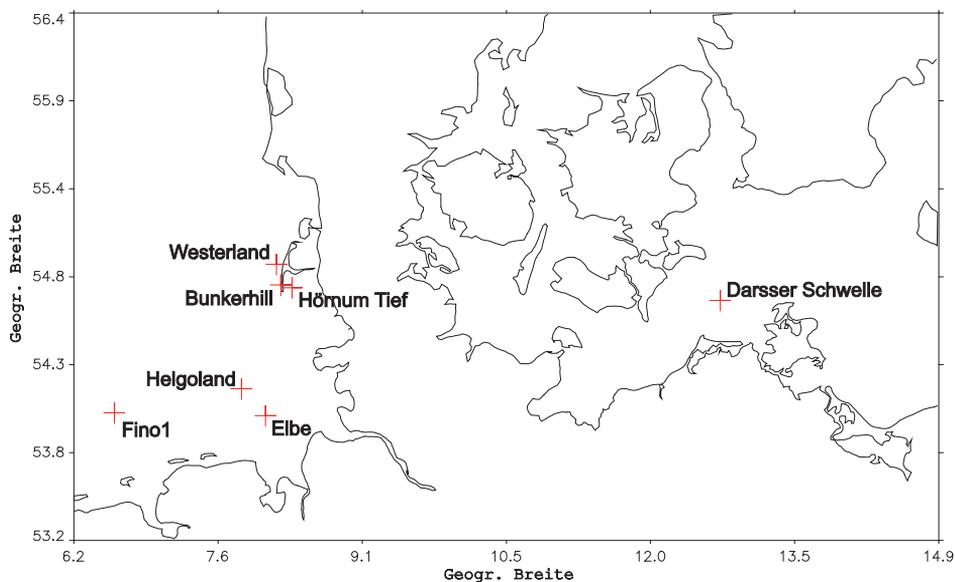


Abbildung 4: Bojenstationen mit Messungen.

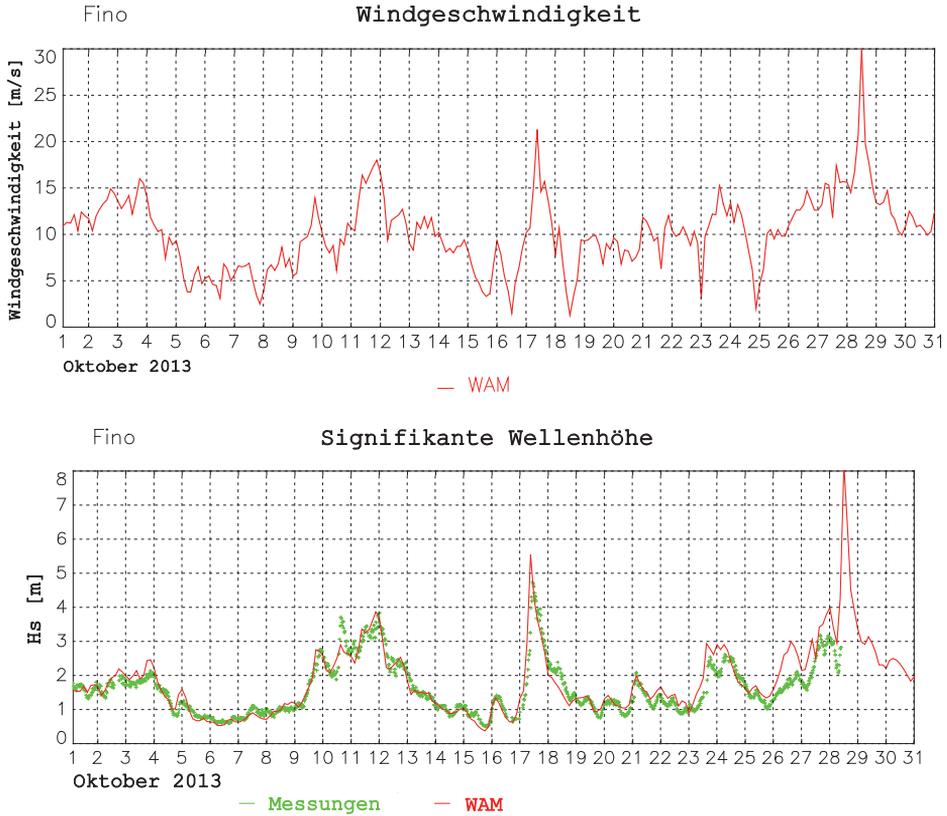


Abbildung 5: Die Zeitreihe für Wind und Wellenhöhen an der Station FINO (Sturm Christian).

An den Stationen Elbe und Helgoland (Koordinaten siehe Abb. 4) waren die Wellenhöhen während des Sturms „Christian“ niedriger als an der Station FINO und es bestehen durchgängige Aufzeichnungen der Seegangparameter von diesem Sturmereignis. Abb. 6 zeigt die entsprechenden Vergleiche für die signifikanten Wellenhöhen, die T_{m2}/T_z -Perioden und Gesamt-Wellenrichtungen an der Station Elbe. Die Übereinstimmung zwischen Messung und Modell ist sehr gut. Der Scheitelwert am 28. Oktober (15:00 UTC) in H_s von circa 6 m und in T_{m2} von circa 8 s wird vom Seegangmodell gut vorhergesagt.

Gleiches gilt für die Vergleiche an der Station Helgoland, auch wenn das Modell den Scheitelwert leicht unterschätzt. Der gemessene Scheitelwert ist hier höher (7,7 m) im Vergleich zum Scheitelwert an der Station Elbe. Die statistische Analyse der Vergleiche (siehe Tab. 2) bestätigt die gute Qualität der prä-operationellen Seegangsvorhersage für das Gebiet Deutsche Bucht.

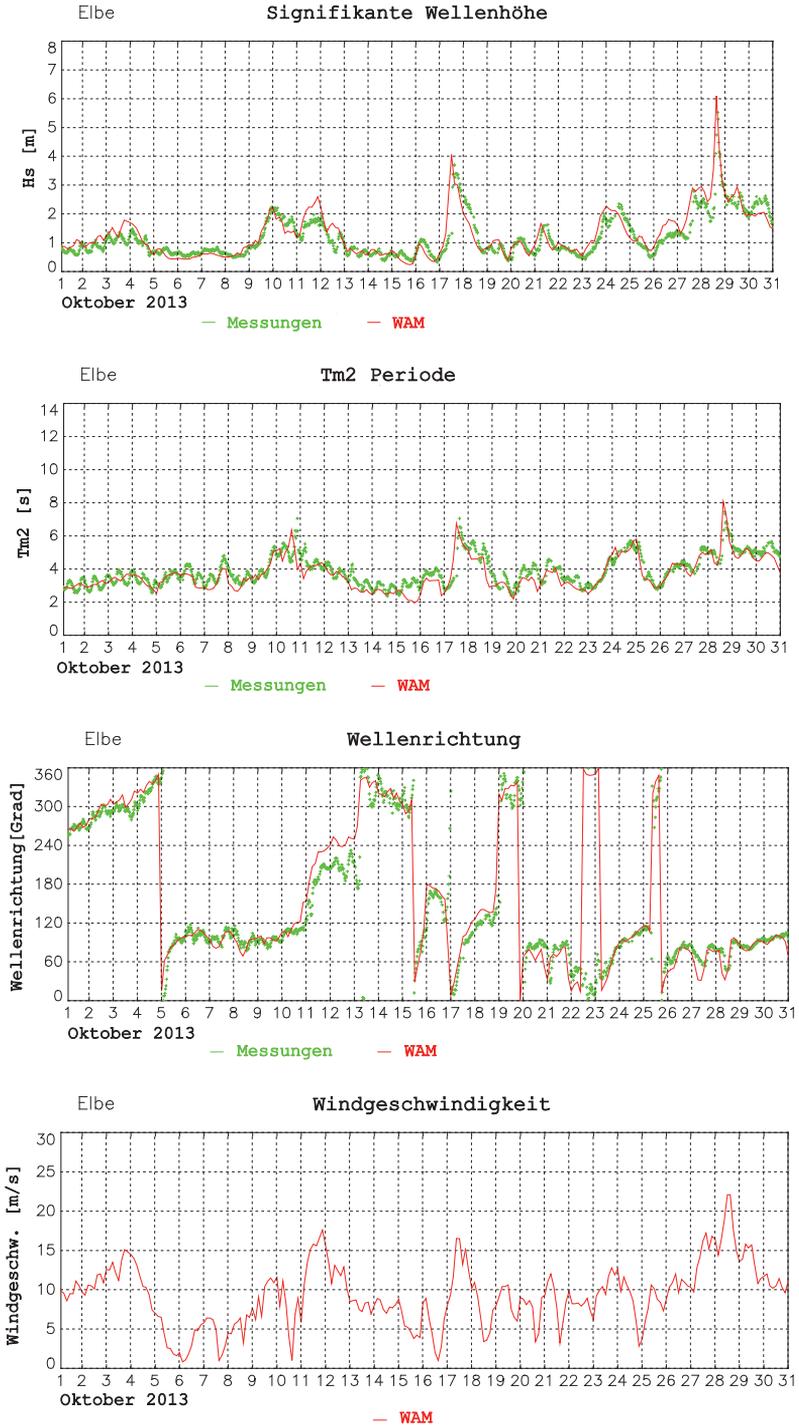


Abbildung 6: Zeitreihe der gemessenen und berechneten Seegangparameter an der Station Elbe.

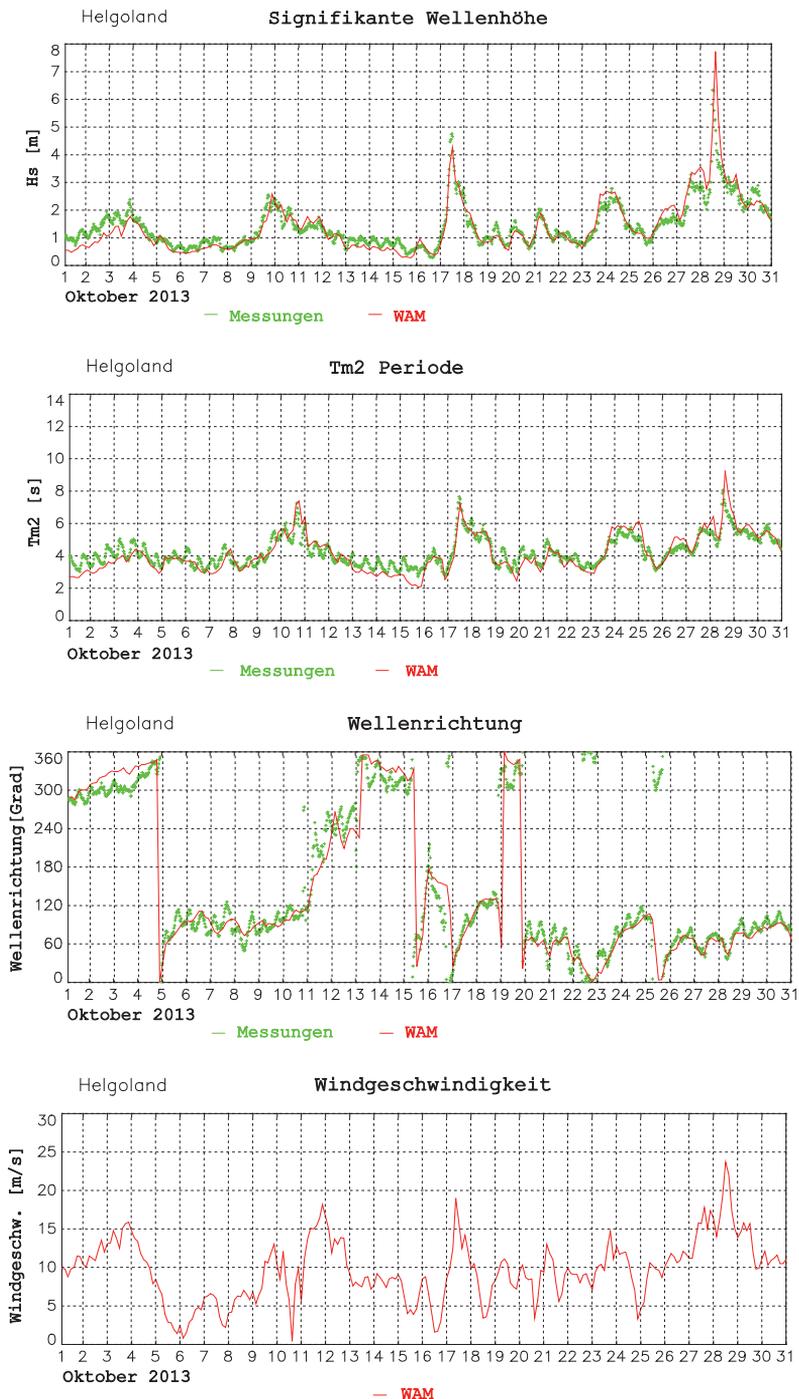


Abbildung 7: Zeitreihe der gemessenen und berechneten Seegangparameter an der Station Helgoland.

Tabelle 2: H_s -Statistik für Oktober 2013 an den Bojen in der Deutschen Bucht.

Boje	Anzahl der Vergleiche	Mittel der Messungen	Bias	Wurzel aus dem mittleren quadratischen Fehler	Skill	Scatter-Index
H_s	-	(m)	(m)	(m)	-	(%)
Fino	218	1,59	0,11	0,33	0,86	19
Elbe	247	1,23	0,08	0,31	0,84	25
Westerland	247	1,17	0,14	0,28	0,88	21
Helgoland	247	1,45	-0,03	0,30	0,90	20
T_{m_2}/T_z		(s)	(s)	(s)		
Fino	218	4,53	-0,15	0,50	0,74	11
Elbe	247	3,92	-0,23	0,52	0,71	12
Westerland	247	4,07	-0,12	0,74	0,74	18
Helgoland	247	4,27	-0,11	0,52	0,80	12

Skill : Varianzreduzierung, Scatter-Index : Standardabweichung*100/Mittel der Messungen

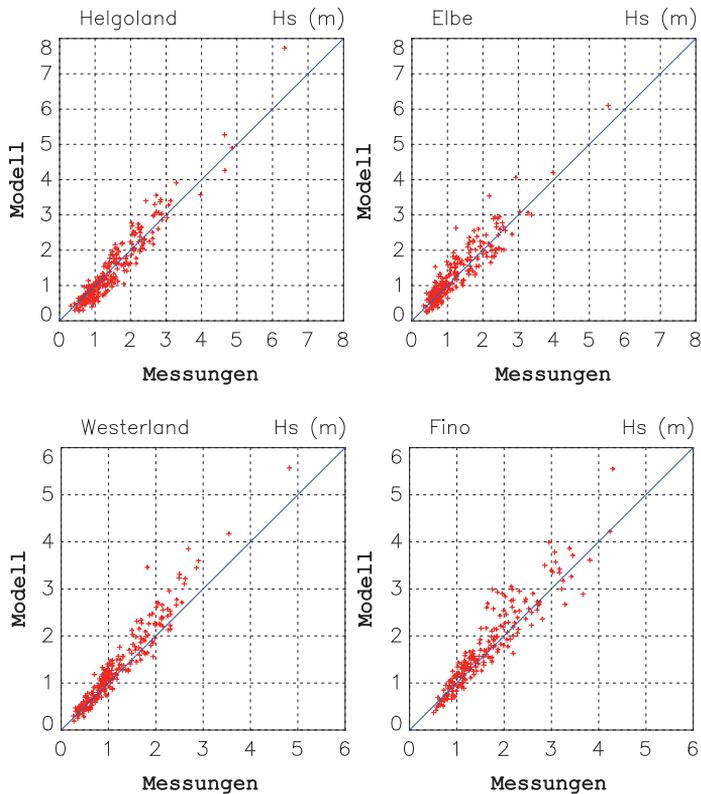


Abbildung 8: Scatterdiagramme für gemessene und berechnete Wellenhöhen für Oktober 2013.

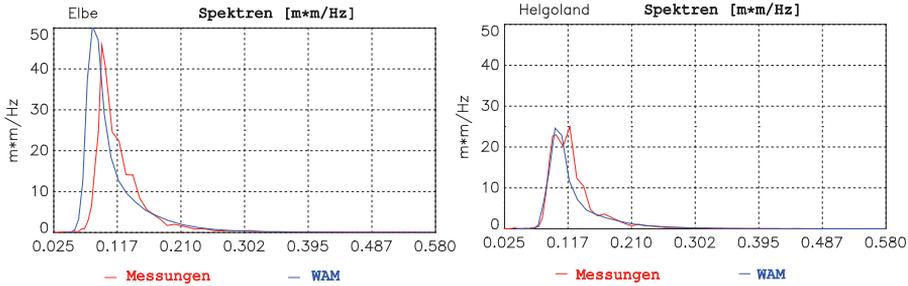


Abbildung 9: Vergleich der gemessenen und berechneten eindimensionalen Seegangsspektren an der Station Elbe (links) beim Scheitelwasserstand des Sturms Christian, 20131028 15:27 UTC (Modellergebnis: 15:00 UTC) und an der Station Helgoland (rechts) bei einem Zwischen-Scheitelwasserstand, 20131017 11:46 UTC (Modellergebnis: 12:00 UTC).

4 Multidekadische regionale Seegangssimulationen

Im Rahmen von coastDat (<http://www.coastdat.de/>) werden zusammenhängende multidekadische meteo-mariner Reanalysen und Klimaszenarien, auch für den Seegang zur Verfügung gestellt. Dadurch soll eine Bewertung aktueller und künftiger Veränderungen im Seegangsklima ermöglicht und die Entwicklung von Anpassungsoptionen unterstützt werden. Daten aus dem Seegangs-Hindcasts sind integraler Bestandteil der coastDat-Datenbank (WEISSE et al. 2009), die von über 60 externen Partnern in Industrie, Behörden und Forschung genutzt wird. Die in coastDat vorhandenen Seegangsdaten ergeben sich in Tab. 3 zu entnehmen und die verfügbaren Seegangsparameter sind in Tab. 1 dargestellt.

Tabelle 3: CoastDat Seegangs-Datensätze.

Datensatz	Zeitraum	Antrieb	Referenz
Hindcast run-coastDat1	1958-2007	NCEP/NCAR-Reanalyse	WEISSE und GÜNTHER (2007)
Hindcast run-coastDat2	1948-heute	NCEP/NCAR Reanalyse	GROLL und WEISSE (2016)
Scenario run-coastDat1	1961-1990/ 2071-2100	2x A2; 2x B2	GRABEMANN und WEISSE (2007)
Scenario run-coastDat2	1961-2100	4xA1B; 2x B1	GROLL et al. (2014); GRABEMANN et al. (2014)

Das WAM-Modell wird mit eingebetteten Modellgittern für die Nordsee sowohl für den Hindcasts als auch für Szenariosimulationen verwendet. Die Simulation des Nordostatlantiks berücksichtigt die in die Nordsee einlaufende Dünung mit einer räumlichen Auflösung von 50 km x 50 km. Die hoch aufgelösten Simulationen für the Nordsee verwenden spektrale Seegangsinformationen aus dem grob aufgelösten Modell und haben eine Auflösung von etwa 5,5 km x 5,5 km. Die Hindcast-Simulation von WEISSE und GÜNTHER (2007) sind durch Windfelder in 10 m Höhe aus den durch eine regionale Klimasimulation (FESER et al. 2005) regionalisierten globalen NCEP/NCAR-Reanalysen angetrieben. Die Zukunftsszenarien werden mit unterschiedliche Kombinationen von

GCMs (globale Zirkulationsmodelle), RCMs (regionale Klimamodelle) und Emissions-szenarien berechnet (GRABEMANN und WEISSE 2008; GROLL et al. 2014 und GRABEMANN et al. 2014).

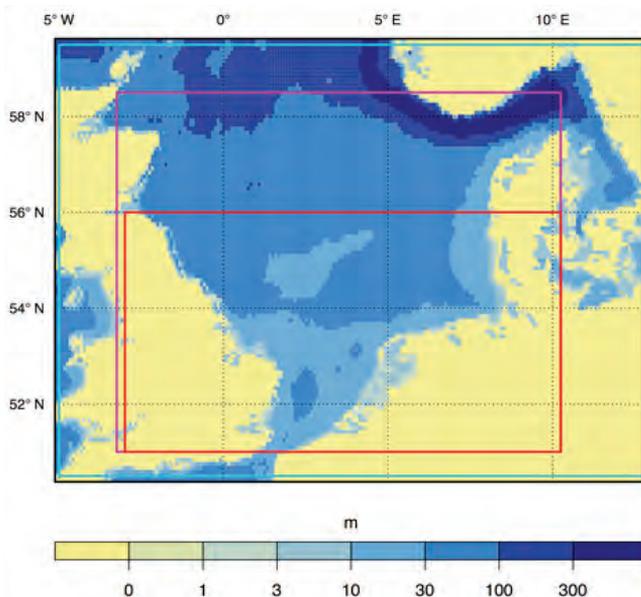


Abbildung 10: Simulierte Gebiete für die Nordsee. Der rote Rahmen markiert das in WEISSE und GÜNTHER (2007) betrachtete Gebiet, der Rahmen in Magenta markiert das Gebiet für die Simulationen der Klimaänderungsszenarien (GRABEMANN und WEISSE 2007; GROLL et al. 2014; GRABEMANN et al. 2014). Der Rahmen in Cyan zeigt das Gebiet des neue aktualisierte Hindcasts (GROLL und WEISSE 2016), welcher verfügbar aber noch nicht veröffentlicht ist.

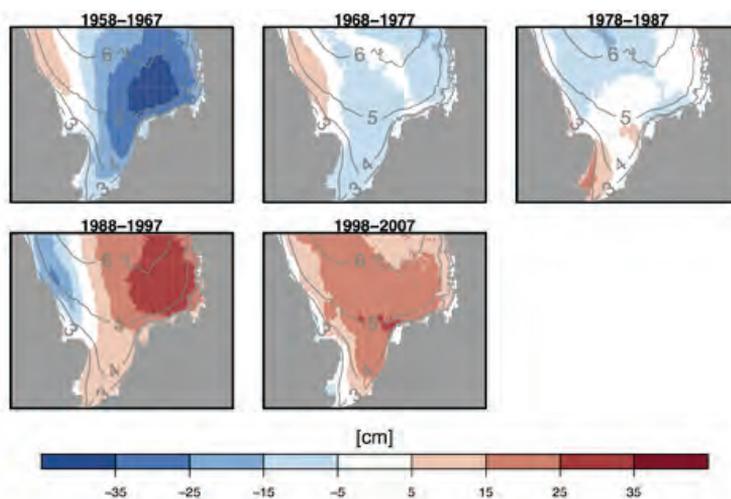


Abbildung 11: Differenz des über 10 Jahre gemittelten jährlichen 99-Perzentils der signifikanten Wellenhöhe relativ zum langfristigen Mittel 1958-2007 (Isolinien) in den Hindcast-Simulationen (siehe WEISSE und GÜNTHER 2007).

Für die Untersuchung langfristiger Veränderungen der Seegangparameter ist es wichtig, eine möglichst konsistente Datenbasis zu liefern. Dies ist jedoch bei Informationen, die ausschließlich auf Beobachtungsdaten basieren, schwierig. Durch die Verwendung von Seegangmodellsimulationen lassen sich Inhomogenitätseffekte durch Veränderungen der Instrumentierungs- und Messtechnik minimieren.

WEISSE und GÜNTHER (2007) untersuchten unter Verwendung von WAM-Simulationen die dekadische Variabilität von Seegangparametern für die Nordsee während der letzten Jahrzehnte. Die Differenzen des über 10 Jahre gemittelten jährlichen 99-Perzentils der signifikanten Wellenhöhen über fünf Perioden relativ zum langfristigen Mittel 1958-2007 sind in Abb. 11 dargestellt. Die Ergebnisse zeigen einen Anstieg der signifikanten Wellenhöhe zum Ende des 20. Jahrhunderts, allerdings schwächt sich die positive Tendenz in den letzten zehn Jahren in die Deutsche Bucht ab. Ein neuer verfügbarer Seegangs-Hindcast (GROLL und WEISSE 2016), der sich über einen längeren Zeitraum und auf die gesamte Nordsee erstreckt, wird weitere Untersuchungen zur Variabilität des Seegangsklimas der Nordsee ermöglichen.

Abb. 12 zeigt die Validierung der Hindcast-Simulation mit Seegangsbeobachtungen an der Plattform K13 für einen Dreimonatszeitraum des Jahres 1993. Abgesehen von wenigen Differenzen zeigen die Hindcast-Simulationen eine relativ gute Übereinstimmung mit den Beobachtungsdaten.

Abb. 13 zeigt einen Vergleich der dreistündlichen Beobachtungen der signifikanten Wellenhöhen an der Plattform K13 mit den Ergebnissen der Hindcast-Simulation des Zeitraums 1980-2000. Für mittlere Bedingungen zeigt sich eine relativ gute Übereinstimmung, wohingegen sich bei höheren Wellen eine geringe Überschätzung durch die numerische Simulation ergibt.

Im Rahmen von coastDat wurden mehrere Seegangsstudien mit Klimaänderungsszenarien durchgeführt. GRABEMANN und WEISSE (2007) berechneten Zeitscheibenexperimente für den Zeitraum 2071 bis 2100 und den Referenzzeitraum 1961-1990 mit zwei Emissionsszenarien (A2 und B2) und zwei unterschiedlichen GCMs und einem RCM. GROLL et al. (2014) berechneten transiente Simulationen (1961-2100) mit einem GCM, aber mit unterschiedlichen Ausgangsbedingungen und zwei Emissionsszenarien (A1B und B1) und mit einem RCM (CCLM). GRABEMANN et al. (2014) verglichen und diskutierten diese acht Seegangsexperimente zusammen mit zwei weiteren Seegangssimulationen unter Verwendung von einem GCM, einem Emissionsszenario (A1B), aber unterschiedlichen RCMs. Weitere Details sind Tab. 4 zu entnehmen.

Der Unterschied des über 30 Jahre gemittelten jährlichen 99,9-Perzentils der signifikanten Wellenhöhe zwischen dem Zeitraum 2071-2100 und dem entsprechenden Referenzklima 1961-1990 für diese zehn Klimaänderungssimulationen ist in Abb. 14 dargestellt. Betrachtet man vorwiegend die Deutsche Bucht, so zeigen alle zehn Simulationen einen Anstieg zum Ende des 21. Jahrhunderts. Die Größenordnung des Anstiegs erweist sich als sehr viel unsicherer und variiert zwischen nahe null und bis zu einem Meter. Auch in anderen Teilen der Nordsee zeigt sich die räumliche Schwankungsbreite zwischen den Simulationen. Im Allgemeinen ist ein Anstieg im östlichen Teil der Nordsee zu erkennen, wohingegen in den westlichen Gebieten der Nordsee die Veränderungen weniger ausgeprägt sind beziehungsweise sich in manchen Simulationen sogar ein Abnahme der Wellenhöhe ergibt. Eine Analyse der sechs transienten Simulationen zeigt eine starke multi-dekadische Variabilität über den gesamten Simulationszeitraum hinweg und deutet so auf die interne Klimavariabilität des Klimasystems hin (GROLL et al. 2014; GRABEMANN et al. 2014).

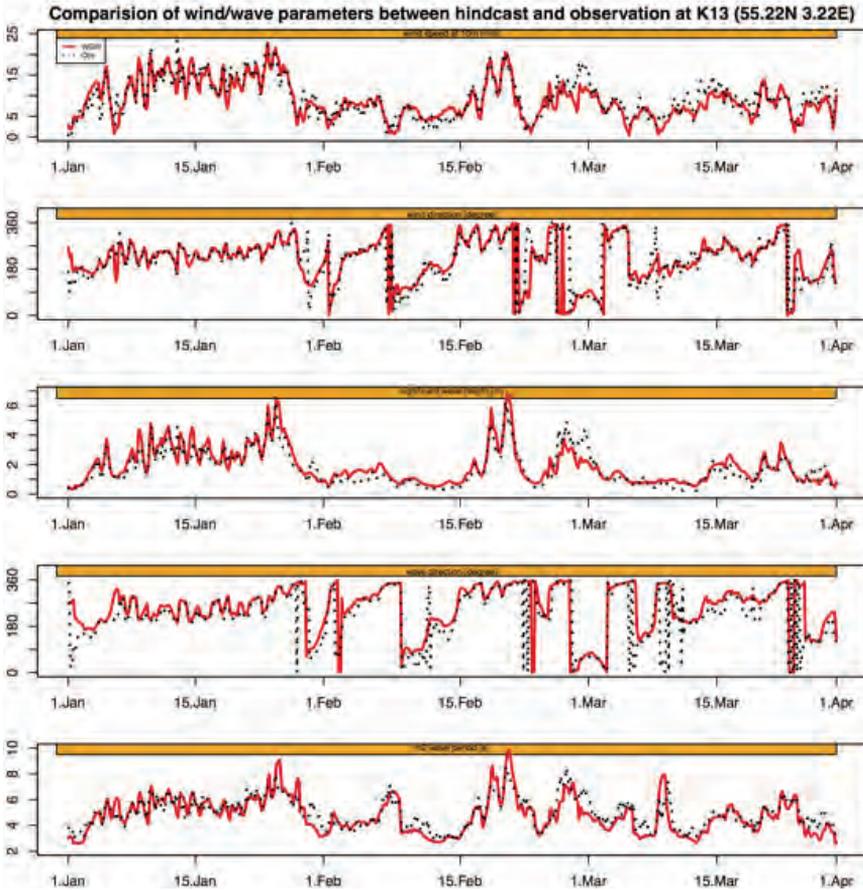


Abbildung 12: Zeitreihen der Windgeschwindigkeit (m/s), Windrichtungen (Grad, in Richtung), signifikanten Wellenhöhe (m), Wellenrichtung (Grad, in Richtung) und m2-Wellenperiode (s) an K13 für den Zeitraum vom 1. Januar 1993 bis 31. März 1993. Beobachtungen (schwarze gepunktet) und Modellergebnisse (rot) (siehe WEISSE und GÜNTHER 2007).

Die im Rahmen von coastDat generierten Daten liefern eine langfristige, konsistente und möglichst homogene Beschreibung des Seegangsklimas der Nordsee, welche für die Untersuchung und dem Verständnis der Klimavariabilität in Gebieten mit räumlich beschränkter Datenlage wie der Nordsee wichtig ist. Die innerhalb dieser Klimaänderungs- und Hindcast-Simulationen generierten Seegangsdaten stehen externen Kunden zur Verfügung und werden für unterschiedliche Anwendungszwecke im Offshore- und Küstenbereich verwendet. Beispielsweise dienen Hindcast-Seegangsdaten bei der Planung und Bemessung von Offshore-Windparks, zur Berechnung von Wiederkehrwerten für Extremereignisse und zur Schätzung von Zeitfenstern bestimmter Seegangsbedingungen, die für Bau- und Wartungsarbeiten erforderlich sind. Die Seegangsdaten werden auch von Werften zur Optimierung von Schiffsprofilen verwendet. Ausführlichere Erörterungen finden sich bei WEISSE et al. (2009). Abgesehen von einer regelmäßigen Aktualisierung der Hindcast-Simulation sind für die Zukunft Simulationen mit höheren Auflösungen geplant, was für küstennahe Anwendungen von Bedeutung ist.

Tabelle 4: Datensatz aus zehn Klimaänderungsszenarien für den Seegang modelliert im Rahmen von coastDat (siehe GRABEMANN et al. 2014).

Akronym	Zeitraum	Antrieb durch RCM	Antrieb durch GCM	Referenzen
C20_1C A1B_1C B1_1C C20_2C A1B_2C B1_2C	1961-2000 2001-2100 2001-2100 1961-2000 2001-2100 2001-2100	COSMO-CLM ROCKEL et al. (2008)	ECAHM5/MPI-OM RÖCKNER et al. (2003) MARSLAND et al. (2003) mit zwei Ausgangsbedingungen	GROLL et al. (2014) GRABEMANN et al. (2014)
C20_3R A1B_3R C20_3H A1B_3H	1961-2000 2001-2100 1961-2000 2001-2099	REMO JACOB at al. (2007) HIRHAM CHRISTENSEN et al. (2007)	ECAHM5/MPI-OM RÖCKNER et al. (2003) MARSLAND et al. (2003) mit der dritten Ausgangsbedingung	GRABEMANN et al. (2014)
C_E A2_E B2_E C_H A2_H B2_H	1961-1990 2071-2100 2071-2100 1961-1990 2071-2100 2071-2100	RCAO RUMMUKAINEN et al. (2001) RÄISÄNEN et al. (2004)	ECHAM4/OPYC3 RÖCKNER et al. (1999) HadAM3H GORDON et al. (2000)	GRABMANN und WEISSE (2007) GRABEMANN et al. (2014)

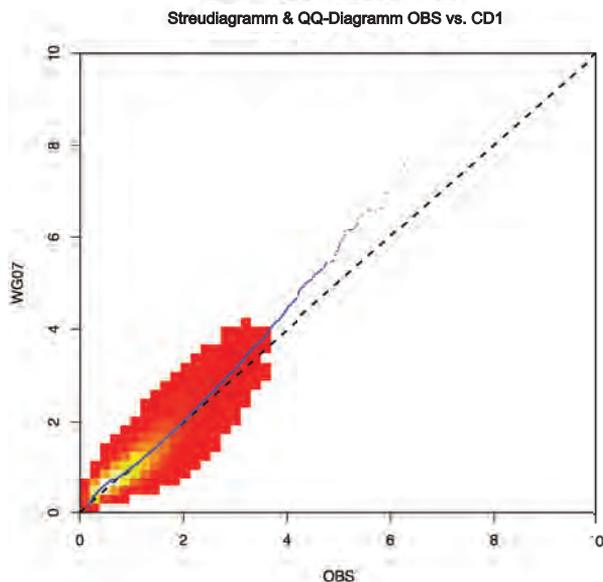


Abbildung 13: Streudiagramm der dreistündlichen signifikanten Wellenhöhe für den Zeitraum 1980-2000 zwischen Beobachtungen an der Plattform K13 und simulierten Daten aus dem Hindcast (WEISSE und GÜNTHER 2007). Blau gepunktet: Quantil-Quantil-Diagramm für zehntel Perzentile der Wellenhöhe (0;0,1;0,2;.....99,8;99,9;100).

Im Rahmen von coastDat werden nicht nur Seegangsdaten mit Hilfe von Klimasimulationen erstellt und von externen Anwendern verwendet, sondern auch andere wichtige maritime Klimavariablen finden Berücksichtigung, z.B. Wind über der Meeresoberfläche oder Wasserstand (siehe www.coastdat.de).

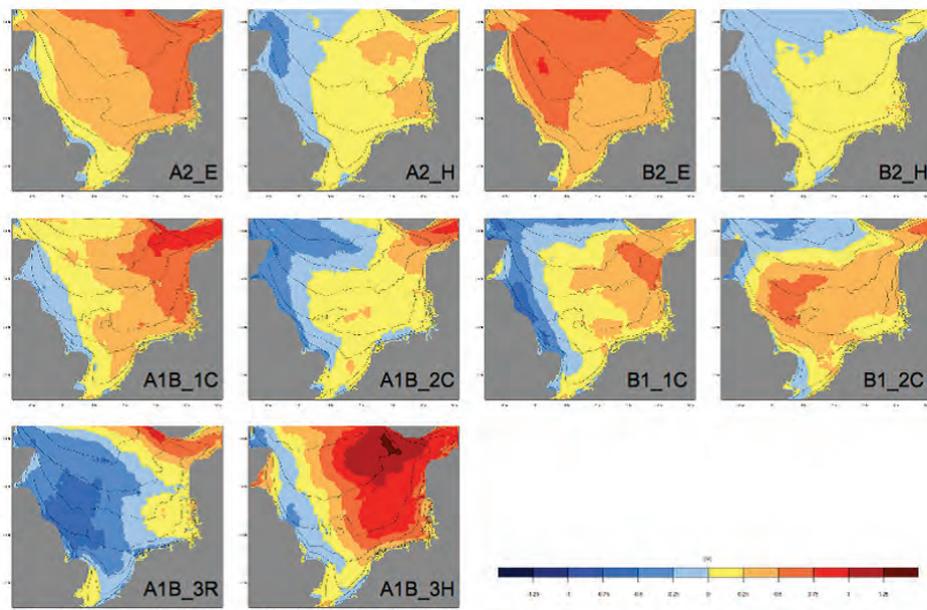


Abbildung 14: Unterschiede zwischen dem über 30 Jahre gemittelten jährlichen 99,9-Perzentil der signifikanten Wellenhöhe in Meter für den Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zu 1961-1990 für alle 10 Projektionen. Die schwarze Isolinie markiert das über 30 Jahre gemittelte jährliche 99,9-Perzentil der signifikanten Wellenhöhe in Meter für den entsprechenden Referenzzeitraum (siehe GRABEMANN et al. 2014).

5 Wechselwirkungen zwischen Seegang und Strömung

Anhand des Gebiets der Deutschen Bucht wird die Bedeutung der Kopplung von Seegangs- und Zirkulationsmodellen für die Verbesserung der Vorhersagen für den Ozean aufgezeigt. Die Deutsche Bucht (südliche Nordsee) zeichnet sich durch Windwellen und starke Tideströmungen aus. Daher spielen Vorgänge wie nichtlineare Rückkopplungen zwischen Strömung und Wellen eine wichtige Rolle in diesem Gebiet. Die Kopplung eines Seegangsmodells (WAM) mit einem hydrodynamischen Modell (GETM, BURCHARD und BOLDING 2002) verbessert die Schätzungen von Variablen des Meereszustandes, insbesondere in Küstengebieten wie dem Wattenmeer und in Ästuaren (Einzelheiten zu Modellkonfigurationen bei STANEVA et al. 2009). Bei der Kopplung findet beides Berücksichtigung: sowohl die Auswirkungen von Strömungen auf den Seegang als auch die Auswirkungen von Wellen auf die Dynamik der Ozeanoberfläche, besonders auf Vermischung und Driftströmungen. In WAM können die Tiefen- bzw. Strömungsfelder instationär sein, Gitterpunkte können trocken fallen und Refraktion auf Grund von räumlich variierenden Strömungen und Tiefen wird in einem quasi-stationären Ansatz

berücksichtigt. Das GETM-Modell wurde zur Erfassung von Welleneffekten modifiziert, indem die tiefenabhängigen welleninduzierten Strömungen (Radiation Stresses) und Stokes-Drifts eingebracht wurden. Die Terme wurden aus den integrierten Wellenparametern nach MELLOR (2008) berechnet. Der Gradient der Radiation Stresses dient als ein zusätzlicher expliziter Wellenantriebsterm in den Impulsgleichungen für die horizontalen Geschwindigkeitskomponenten. Die Impulsübertragung durch Wellen gewinnt Bedeutung für den Mittelwasseraufbau und für durch Wellen in der Brandungszone verursachte küstenparallele Strömungen.

Die Bedeutung für die Kopplung wird durch die Darstellung der Auswirkungen von Wellen auf Extremereignisse illustriert (Sturm am 6.12.2013, siehe Abb. 15). Die Radiation Stresses erhöhen die durchschnittlichen Wasserstände, und dies in höherem Maße in Küstennähe. Unter normalen Bedingungen betragen die Differenzen der Wasserstände auf Grund der Kopplung mit dem Seegangmodell maximal 10-15 cm im Gebiet der Elbe. Während des Sturms Xaver am 6.12.2013 (links) betragen die Differenzen der simulierten Wasserstände mit Berücksichtigung von Wellen jedoch etwa 30-40 cm entlang der deutschen Küste. Die Unsicherheiten in den meisten gegenwärtig eingesetzten Modellen resultieren demnach aus der nicht-linearen Rückkopplung zwischen ausgeprägten Tidenströmungen und Windsee, die in der operationellen Ozeanographie nicht länger vernachlässigt werden kann, insbesondere im Küstengebiet, wo sie eine vorherrschende Rolle zu spielen scheint.

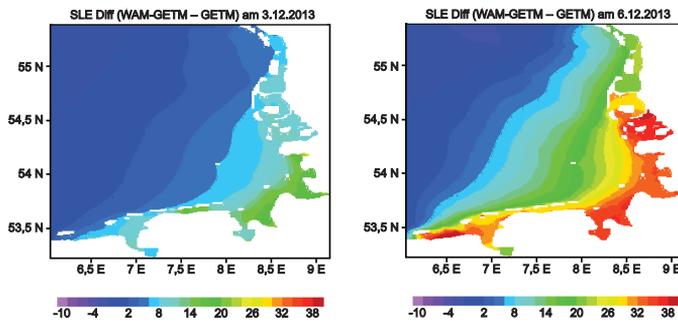


Abbildung 15: Differenzen in der Lage der Wasseroberfläche (SLE) zwischen dem gekoppelten Wellen-Zirkulationsmodell (WAM-GETM) und dem reinen Zirkulationsmodell (GETM) für die Deutsche Bucht am 03.12.2013 (links) und während des Sturms Xaver am 06.12.2013.

6 Schlussfolgerungen

Seegangs-Hindcasts und -vorhersagen für die Nordsee und die Deutsche Bucht sind von großer Bedeutung für die Bewirtschaftung der Küstengebiete, Befahrbarkeit durch Schiffe, Offshore-Windenergieerzeugung, den Schiffbau etc. Stürme und die durch sie erzeugten Windwellen haben unmittelbare Auswirkungen auf den Küstenbereich, sei es land- oder seeseitig. Die in Küstengebieten lebende Bevölkerung ist zunehmend mit den Auswirkungen von Erosion und Überschwemmung befasst sowie mit möglichen Handlungsoptionen, durch die solche Vorgänge und Ereignisse vorhergesagt und deren Auswirkungen minimiert werden können. Die schwerwiegenden Schäden in Küstengebieten sind in hohem Maße auf Seegangsbedingungen zurückzuführen. Diese lassen sich durch

Werkzeuge wie numerische Seegangssysteme für Küstengebiete erfassen. In diesem Beitrag wurden die jüngsten Fortschritte im Bereich Seegangmodellierung für die Gebiete der Nordsee und der Deutschen Bucht zusammengefasst. Der neueste Stand der Technik in der Entwicklung des spektralen Seegangmodells WAM für Anwendungen in der Vorhersage der operationellen Dienste sowie für Hindcasts und für Bewertungen des Wellenklimas für die Nordsee und die Deutsche Bucht beim HZG wird hier dargestellt. Im Zuge von Verbesserungen in der Abschätzung des Zustands des Ozeans, der Vorhersagen für Küstengewässer und in der Gewinnung von aktuellen Informationen, Produkten und Kenntnissen steigert sich die Synergie zwischen Beobachtungen und Ergebnissen numerischer Modelle für die Nordsee und die Deutsche Bucht. Sowohl für die langfristigen Seegang-Hindcasts als auch für die kurzfristigen Seegangsvorhersagen für die Nordsee und die Deutsche Bucht wird die sehr gute Übereinstimmung zwischen den Beobachtungen und den Modellsimulationen gezeigt. Somit werden zuverlässige Vorhersagen und Analysen nicht nur von langfristigen Veränderungen der Seegangbedingungen sondern auch von Extremereignissen ermöglicht. Die Leistungsfähigkeit des Vorhersagesystems wird anhand von mehreren Fällen von Extremereignissen demonstriert. Auch Auswirkungen des Seegangs auf die Küstenzirkulation werden während der Extremereignisse untersucht. Die aus den jüngsten Entwicklungen des Seegangmodells WAM resultierenden verbesserten Fähigkeiten, insbesondere in der Anwendung während Sturmereignissen, rechtfertigt weitere Verbesserungen sowohl der Vorhersageanwendungen bei den operationellen Diensten als auch der Langzeit-Hindcasts und Bewertungen des Klimas für die Nordsee und die Deutsche Bucht.

Kurzfristige Seegangsvorhersagen, Rekonstruktionen des Meereszustandes und von Klimaszenarien mit dem WAM-Modell haben zu einem großen Interesse geführt, die erzeugten Daten in industriellen Anwendungen zu nutzen. Im Rahmen von CoastDat werden multidekadische Seegang-Hindcasts und -Szenarien als Teil durchgängiger meteorologischer Reanalysen und Szenarien verfügbar gemacht, die der Bewertung aktueller und potenzieller künftiger Veränderungen im Seegangsklima und der Unterstützung der Entwicklung von Anpassungsoptionen dienen sollen. Das prä-operationelle Seegangsvorhersagesystem COSYNA für die Nordsee und die Deutsche Bucht liefert zweimal am Tag Seegangsvorhersagen mit einer Anzahl von Wellenparametern wie Wellenhöhe, -periode und -richtung und ist ein sehr gutes Beispiel für Seegangmodellierungsprodukte, die die Küstenbewirtschaftung im Kontext von Klimawandel und menschlichen Aktivitäten unterstützen können. Daten aus Seegangsvorhersagen und -Hindcasts sind integraler Bestandteil der COSYNA- und coastDat-Datenbank, die von Partnern in Industrie, Behörden und Forschung genutzt wird.

7 Schriftenverzeichnis

- BEHRENS, A. and GÜNTHER, H.: Operational wave prediction of extreme storms in Northern Europe, *Natural Hazards*, Volume 49, Issue 2 (2009), 387-399, doi: 10.1007/s11069-008-9298-3, 2009.
- BIDLOT, J.; JANSSEN, P. and ABDALLA, S.: A revised formulation for ocean wave dissipation in CY29R1. Memorandum Research Department of ECMWF, April 7, 2005 File: R60.9/JB/0516, 2005.

- BURCHARD, H. and BOLDING, K.: GETM – a General Estuarine Transport Model, No EUR 20253 EN, printed in Italy, European Commission, 2002.
- CHRISTENSEN, O. B.; DREWS, M.; CHRISTENSEN, J. H.; DETHLOFF, K.; KETELSEN, K.M.; HEBESTADT, I. and RINKE, A.: The HIRHAM Regional Climate Model Version 5 (beta). Technical Report 06-17, 22pp, Danish Meteorological Institute, 2007.
- GORDON, C.; COOPER, C.; SENIOR, C. A.; BANKS, H.; GREGORY, J. M.; JONES, T. C.; MITCHELL, J. F. B. and WOOD, R. A.: The simulation of SST, sea ice extents and ocean heat transports in a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments. *Clim Dyn* 16, 147-166, 2000.
- GRABEMANN, I. and WEISSE, R.: Climate change impact on extreme wave conditions in the north sea: an ensemble study. *Ocean Dynamics* 58:199-212, doi: 10.1007/s10236-008-0141-x, 2008.
- GRABEMANN, I.; GROLL, N.; MÖLLER, J. and WEISSE, R.: Climate change impact on North Sea wave conditions: a consistent analysis of ten projections. Submitted to *Ocean Dynamics*, 2014.
- GROLL, N.; GRABEMANN, I. and GASLIKOVA, L.: North Sea wave conditions: an analysis of four transient future climate realizations. *Ocean Dynamics* 64, 1-12, doi: 10.1007/s10236-013-0666-5, 2014.
- GROLL, N.; Weisse, R.: coastDat-2 North Sea wave hindcast for the period 1949-2014 performed with the wave model WAM, doi: 10.1594/WDCC/coastDat-2_WAM-North_Sea, 2016.
- GÜNTHER, H.; HASSELMANN, S. and JANSSEN, P. A. E. M.: The WAM Model Cycle 4.0. User Manual. Technical Report No. 4, Deutsches Klimarechenzentrum, Hamburg, Germany, 1992.
- HERSBACH, H. and JANSSEN, P. A. E. M.: Improvements of the short fetch behavior in the WAM model. *J. Atmos. Oceanic Techn.*, 16, 884-892, 1999.
- JACOB, D.; BÄHRING, L.; CHRISTENSEN, O. B.; CHRISTENSEN J. H.; CASTRO DE, M.; DÉQUÉ, M. N.; GIORGI, F.; HAGEMANN, S.; HIRSCHI, M.; JONES, R.; KJELLSTRÖM, R.; LENDERINK, G.; ROCKEL, B.; SÁNCHEZ, E.; SCHÄR, C.; SENEVIRATE, S.; SORNOT, S.; ULDEN VAN, A. and HURK VAN DEN, B.: An intercomparison of regional climate models for Europe: Design of the experiments and model performance. *Climatic Change* 81, Supplement 1, 31-52, 2007.
- KOMEN, G. J.; CAVALERI, L.; DONELAN, M.; HASSELMANN, K.; HASSELMANN, S. and JANSSEN, P.A.E.M.: Dynamics and modelling of ocean waves. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 1995.
- MARSLAND, S.; HAAK, H.; JUNGCLAUS J.; LATIF, M. and RÖSKE, F.: The Max-Planck-Institute global ocean/sea ice model with orthogonal curvilinear coordinates. *Ocean Modeling* 5, 91-127, 2003.
- MOGHIMI, S.; GAYER, G.; GÜNTHER, H. and SHAFIEEFAR, M.: Application of 3rd Generation shallow Water Wave Models in a Tidal Environment. *Ocean Dynamics*, 55, 10-27, 2005.
- MONBALIU, J.; PADILLA-HÉRNANDEZ, R.; HARGREAVES, J. C.; CARRETERO ALBIACH, J. C.; LUO, W.; SCLAVO, M. and GÜNTHER, H.: The spectral wave model WAM adapted for applications with high spatial resolution. *Elsevier Coastal Engineering*, 41, 41-62, 2000.

- RÄISÄNEN, J.; HANSSON, U.; ULLERSTIG, A.; DÖSCHER, R.; GRAHAM, L.P.; JONES, C.; MEIER, H. E. M; SAMUELSSON, P. and WILLÉN, U.: European climate in the late twenty-first century: regional simulations with two driving global models and two forcing scenarios. *Clim Dyn* 22:13-31, doi: 10.1007/s00382-003- 0365-x, 2004.
- ROCKEL, B.; WILL, A. and HENSE, A. (eds): Special issue Regional climate modeling with COSMO-CLM (CCLM), vol 17. *Met.*, 2008.
- RÖCKNER, E.; BENGTTSSON, L.; FEICHTER, J.; LELIEVELD, J. and RODHE, H.: Transient climate change simulations with a coupled atmosphere-ocean GCM including the trophospheric sulfur cycle. *J Climate*, 12, 3004-3032, 1999.
- RÖCKNER, E.; BÄUML, G.; BONAVENTURA, L.; BROKOPF, R.; ESCH, M.; GIORGETTA, M.; HAGEMANN; KIRCHNER, I.; KORNBLUEH, L.; MANZINI, E.; RHODIN, A.; SCHLESE, U.; SCHULZWEIDA, U. and TOMPKINS, A.: The atmospheric general circulation model ecam5. part i: model description. *Mpi - rep 349*, Max Planck Institute for Meteorology, 2003.
- RUMMUKAINEN, M.; RÄISÄNEN, J.; BRINGFELT, B.; ULLERSTIG, A.; OMSTEDT, A.; WILLÉN, U.; HANSSON, U. and JONES, C.: A regional climate model for Northern Europe: model description and results from the downscaling of two GCM control simulations. *Clim Dyn* 17, 339–359, 2004.
- STANEV, E. V.; SCHULZ-STELLENFLETH, J.; STANEVA, J.; GRAYEK, S.; SEEMANN, J. and PETERSEN, W.: Coastal observing and forecasting system for the German Bight – estimates of hydrophysical states, *Ocean Sci.*, 7, 569-583, 2011.
- STANEVA, J.; STANEV, E.; WOLFF, J.-O.; BADEWIEN, T. H.; REUTER, R.; FLEMMING, B.; BARTHOLOMAE, A. and BOLDING, K.: Hydrodynamics and sediment dynamics in the German Bight. A focus on observations and numerical modeling in the East Frisian Wadden Sea, *Cont. Shelf Res.*, 29, 302-319, 2009.
- WAMDI Group: The WAM Model – A Third Generation Ocean Wave Prediction Model. *Journal of Physical Oceanography*, 18, 1775-1810, 1988.
- WEISSE, R. and GÜNTHER, H.: Wave climate and long-term changes for the southern north sea obtained from a high-resolution hindcast 1958-2002. *Ocean Dynamics*, 57, 161-172, doi: 10.1007/s10236-006-0094-x, 2007.
- WEISSE, R.; VON STORCH, H.; CALLIES, U.; CHRASTANSKY, A.; FESER, F.; GRABEMANN, I.; GÜNTHER, H. A.; PLÜSS, T. S.; TELLKAMP, J.; WINTERFELDT, J. and WOTH, K.: Regional meteorological-marine reanalysis and climate change projections. Results for northern Europe and potential for coastal and offshore applications. *Bulletin of the Amer Met Soc*, 90(6), 849–860, doi: 10.1175/2008BAMS2713.1, 2009.

Operationelles Öldriftvorhersagesystem für deutsche Küstengewässer

Silvia Maßmann, Frank Janssen, Thorger Brüning, Eckhard Kleine, Hartmut Komo, Inge Menzenhauer-Schumacher und Stephan Dick

Zusammenfassung

Heute ist das hier dargestellte (Öl-) Drift- und Ausbreitungsmodell fester Bestandteil des deutschen Meeresverschmutzungsbekämpfungssystems. Das Öldriftmodell ist dabei Teil eines umfassenden operationellen Vorhersagesystems des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH). Die Entwicklung des Öldriftmodells begann bereits in den frühen 1980er Jahren, wurde aber über die Jahre in mehrere Richtungen wesentlich weiterentwickelt. Die jüngste Entwicklung ist die Operationalisierung von SeatrackWeb am BSH.

Ein 3-dimensionales regionales Ozeanmodell liefert – in Kombination mit der numerischen Wettervorhersage des Deutschen Wetterdienstes (DWD) – den Antrieb für die Öldriftkomponente. Die vom Modell abgedeckte Region ist die gesamte Nord- und Ostsee mit speziellem Fokus auf der Deutschen Bucht und der westlichen Ostsee. Basierend auf den vorberechneten und archivierten Antriebsdaten kann das Öldriftmodell nach Bedarf jederzeit gestartet werden. Der Modellansatz ist eine Lagrangesche Partikelmethode, d.h. das simulierte Öl wird beschrieben als große Anzahl von Partikeln, die die Eigenschaften des spezifischen Öltyps tragen. Mit dieser Methode wird nicht nur die Verlagerung, sondern auch die sogenannte „Verwitterung“ des Öls berechnet. Es werden dazu alle fundamentalen Prozesse, die das Öl während des Abbaus einer Ölverschmutzung verändern, d.h. Spreading, Dispersion, Verdunstung und Emulsifikation, simuliert.

Die Partikelverdriftung und Ölverwitterungskomponenten, die den Kern des Modells bilden, sind mit einer modernen, interaktiven, graphischen Anwenderoberfläche (GUI) verbunden, die dem Anwender z. B. die Möglichkeit gibt, Simulationen direkt mit Satelliten detektierten Ölflecken zu starten. Die GUI ermöglicht die Darstellung verschiedener Layer mit nützlichen Informationen wie z. B. Ozeanströmungen, Windrichtungen, die Lage von Ölplattformen und Schifffahrtsrouten. Daneben visualisiert sie die Schiffssignale des Automatischen Identifikationssystems (AIS), welche ein wichtiges Mittel zur Identifikation möglicher Quellen von Ölverschmutzungen sind.

In diesem Artikel präsentieren wir zuerst das derzeitige operationelle BSH-Meeresvorhersagesystem mit Schwerpunkt auf den jüngsten Entwicklungen. Der Kern der Driftmodellkomponente wird in einigem Detail beschrieben. Der Hauptteil des Artikels wird Ergebnisse von einigen realen Fällen zeigen. Basierend auf diesen Resultaten werden einige wissenschaftliche Fragen wie z. B. der Einfluss der welleninduzierten Stokes Drifts diskutiert.

Schlagwörter

Seatrack Web, Ölverschmutzung, Meeresvorhersagen, operationelle Ozeanmodelle, Nordsee, Ostsee

Summary

Today, the presented (oil-) drift and dispersion model is a well-established component of the German marine pollution response system. The oil drift model is part of a comprehensive operational ocean forecasting system applied at the Federal Maritime and Hydrographic Agency (BSH). Development of the oil drift model started already in the 1980's, but it was considerably advanced in several directions over the years. The latest development is the operationalization of the SeatrackWeb system at BSH.

A 3-dimensional regional ocean circulation model provides – in combination with numerical weather forecasts of the German Weather Service (DWD) – the forcing for the oil drift component. The region covered by the model system is the whole North and Baltic Sea with special focus on the German Bight and the western Baltic Sea. Based on the pre-calculated and archived forcing data the oil drift model can be run on demand at any time. The basic approach is a Lagrangian particle tracking method, i.e. the simulated oil spill is described by a large number of particles which carry characteristics of specific types of oil. By this approach not only the drift but also the so-called “weathering” of the oil can be calculated. All fundamental processes which alter the oil during the fate of an oil spill, e.g. spreading, dispersion, evaporation and emulsification, are included.

The particle tracking and oil weathering components, which are at the core of the model are connected to a modern, interactive, graphical user interface (GUI), which provides the user e.g. with the possibility to directly start simulations from satellite detections of oil spills. The GUI gives access to several layers of useful information, e.g. ocean currents, wind direction, the location of oil platforms or shipping routes. Besides that, it visualizes ship signals from the Automatic Identification System (AIS), which are important means when it comes to the identification the potential source of an oil spill.

In this paper we first present the current BSH operational ocean forecasting system highlighting some recent developments. The core of the oil drift component will be described in some detail. The main part of the paper will show results of some real cases. Based on these results some scientific questions like, e.g., the influence of wave induced Stokes drift will be discussed.

Keywords

SeatrackWeb, oil spill, ocean forecast, operational ocean model, North Sea, Baltic

Inhalt

1	Einleitung	277
2	Modellsystem	277
2.1	Überblick	278
2.2	PADM.....	279
2.3	Grafische Benutzeroberfläche	281
3	Ergebnisse	283
3.1	Schiffshavarie im Skagerrak.....	283
3.2	Container-Drift in der Deutschen Bucht.....	285
4	Schlussfolgerungen und Ausblick	290
5	Danksagung.....	291
6	Schriftenverzeichnis.....	291

1 Einleitung

Während und nach der am 20. April 2010 durch die Explosion der Ölbohrplattform Deepwater Horizon im Golf von Mexiko ausgelösten Ölkatastrophe wurde versucht, durch intensiven Einsatz von Öldriftmodellen Einblick in die Ausbreitungswege und das Abbauverhalten der riesigen Ölmengen zu erhalten, die in den Ozean gelangt waren. In den letzten Jahrzehnten haben viele Länder weltweit ihre Möglichkeiten im Bereich von Systemen zur Ölausbreitungsmodellierung ausgebaut, die angesichts dieser schweren Ölkatastrophe vielerorts einer gründlichen Prüfung unterzogen wurden.

Inzwischen sind Öldriftmodelle weltweit als Werkzeuge in der Ölunfallbekämpfung etabliert. In den verschiedenen Meeresbehörden, Küstenwachen und Institutionen des Nord- und Ostseeraums sind unterschiedliche Driftmodelle im Einsatz. Am Norwegischen Meteorologischen Institut (met.no) beispielsweise wird das Modell OD3D entwickelt und in Verbindung mit OSCAR für die Erstellung von Vorhersagen genutzt. Das belgische Institut für Naturwissenschaften RBINS.MUMM entwickelt und betreibt die Driftmodelle FLOAT und OSERIT für den Einsatz durch die dortige Küstenwache. In Großbritannien ist das CEFAS für operationelle Driftvorhersagen zuständig. Es arbeitet mit der intern entwickelten Lösung CEFAS SPILL und mit kommerziellen Lösungen wie OILMAP oder OSCAR. OILMAP wird, zusammen mit CHEMMAP, auch in den Niederlanden von RWS und Deltares eingesetzt. Der Wetterdienst METEO-FRANCE kann mit seinem Driftmodell MOTHY ebenfalls Driftsimulationen für die Nordsee erstellen, auch wenn der eigentliche Interessenschwerpunkt in einem anderen Bereich liegt. Die meisten Modelle sind speziell auf die Simulation von Öl im Meer ausgelegt, bei anderen handelt es sich um allgemeinere Drift- und Ausbreitungsmodelle, die für ein breites Spektrum von Anwendungen geeignet sind, zum Beispiel in der Seenotrettung, der Driftprognose für verschiedenste Gegenstände (etwa über Bord gegangene Container oder losgelöste Bojen) und nicht zuletzt in der Modellierung des Abbauverhaltens von treibendem und abgesunkenem Öl.

Eine der zahlreichen Aufgaben des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) ist die Bekämpfung der Ölverschmutzung in deutschen Küstengewässern. Das Bundesamt unterstützt dabei sowohl die Stäbe und Dienste, die unmittelbar nach der Katastrophe in der Unterstützung der Ölbekämpfung tätig sind (z. B. das Havariekommando), als auch die Strafverfolgungsbehörden, die in einer späteren Phase die Ermittlung der Verursacher von Verschmutzungen durch illegale Öleinleitungen übernehmen. Zur Erfüllung dieser Aufgabe betreibt und entwickelt das BSH ein aus mehreren Komponenten bestehendes, umfassendes numerisches Modellsystem. Zwei der Komponenten, nämlich das dreidimensionale Ozeanzirkulationsmodell BSHmod und das Drift- und Ausbreitungsmodell SeatrackWeb, sind für das hier behandelte Thema von besonderer Bedeutung und werden weiter unten ausführlicher beschrieben.

2 Modellsystem

Das folgende Kapitel gibt einen Überblick über das angewendete Modellsystem, die wichtigsten Funktionen der zentralen SeatrackWeb Driftkomponente – PADM - und seiner grafischen Benutzeroberfläche. Darüber hinaus werden die Einsatzmöglichkeiten von Driftsimulationen mit SeatrackWeb in der BSH-Version beschrieben.

2.1 Überblick

Die ersten Glieder der Modellkette sind die numerischen Wettervorhersagemodelle des Deutschen Wetterdienstes, COSMO-EU (LME) und GME. Sie liefern viermal täglich den benötigten atmosphärischen Antrieb in bis zu 7 Tage Vorhersagen für beide Komponenten des Ozeanmodells. BSHcmod wird mit zwei ineinander verschachtelten Modellgittern mit unterschiedlicher Auflösung betrieben. Hierbei wird das gesamte Gebiet der Nord- und Ostsee von einem Gitter mit einer horizontalen Auflösung von ca. 5 km überdeckt, während im Gebiet der Deutschen Bucht und westlichen Ostsee mit einer höheren Auflösung von ca. 900 m gerechnet wird. (DICK et al. 2001). Vor Kurzem konnte für das Teilgebiet des Elbeästuars eine weitere Verfeinerung der Gitterauflösung auf bis zu 90 m erreicht werden (MÜLLER-NAVARRA und BORK 2012). Eingangsdaten für das Zirkulationsmodell sind neben dem atmosphärischen Antrieb auch die tideabhängigen Wasserstände an den offenen Modellrändern in der Nordsee sowie der Oberwasserzufluss aus den größten Flüssen. Gegenwärtig liefert BSHcmod einmal täglich im vollautomatischen Modus Vorhersagen zu Wasserstand, Strömungen, Temperatur, Salzgehalt und Eisbedeckung für die nächsten drei Tage. Zusammen mit dem atmosphärischen Antrieb werden die Wasserstands- und Strömungsmodelldaten in Zeitschritten von 15 Minuten, sowie die anderen Modelldaten in stündlicher Auflösung archiviert. Das Modelldatenarchiv ist die Grundlage aller Driftsimulationen und zahlreicher weiterer Anwendungen.

Zur Vorhersage des Driftverhaltens von Öl, Gegenständen und konservativen Stoffen kommt ein Lagrangesches Ausbreitungsmodell zur Anwendung. Im BSH ist dies das eigenentwickelte Modell BSHdmod.L (DICK und SOETJE 1990). BSHdmod.L übernimmt die oben genannten archivierten Modellfelder aus BSHcmod und die Windprognosen des LME. Es war eines der ersten Lagrangeschen Ausbreitungsmodelle zur operationellen Öldriftprediktion in der Nord- und Ostsee und wurde in der Vergangenheit bereits sehr erfolgreich angewendet, so beispielsweise beim Unfall der Pallas im Jahr 1998 oder bei der Kollision des Frachters Baltic Carrier im Jahr 2001. In den folgenden Jahren wurde der Modellcode an Anrainerstaaten der Nord- und Ostsee weitergegeben, z. B. an Dänemark und Schweden, und dort parallel weiterentwickelt. Das Schwedische Meteorologische und Hydrologische Institut (SMHI) sowie die Vorgängerinstitution des Forsvarets Center for Operativ Oceanografi (FCOO) aktualisierten mit BSHdmod.L das im Rahmen von HELCOM entwickelte Modellierungs- und Driftvorhersagesystem für Öl und Chemikalien SeatrackWeb. Der Kern des Driftmodells, das Partikeladvektions- und Dispersionsmodell PADM (englisch: Particle Advection and Dispersion Model), wurde kontinuierlich weiterentwickelt, durch eine graphische Benutzeroberfläche (GUI) erweitert und über das Internet zugänglich gemacht (AMBJÖRN et al. 2011).

Mehrere Institute betreiben unabhängige eigene Versionen von SeatrackWeb. SMHI beispielsweise unterhält die offizielle HELCOM-Version (<https://stw-helcom.smhi.se/>) und zusätzliche Versionen für spezielle Nutzer in den schwedischen Seen und Fjorden (Vänern und Brodjorden). FCOO stellt eine eigene Version für dänische Nutzer bereit. Im Jahr 2006 trat das BSH der SeatrackWeb-Entwicklungsgruppe bei und erweiterte das Modell in Anpassung an die eigenen spezifischen Anforderungen um verschachtelte Gitter und ein größeres Modellgebiet. Seit einigen Jahren wird SeatrackWeb im operationel-

len Modus mit BSHcmod-Antrieb betrieben. Die BSH-Version von SeatrackWeb steht unter <http://stw.bsh.de/seatrack> zur Verfügung.

Die primären Nutzer der BSH-Version von SeatrackWeb sind deutsche Behörden, darunter auch das BSH selbst. Daher sind die Deutsche Bucht und die westliche Ostsee Zielgebiete des Modells mit einer Auflösung des Strömungsfelds von 900 m (siehe blaue Flächen in Abb. 1). Außerhalb dieser Gebiete haben die Strömungen in der Nord- und Ostsee und in Teilen des Ärmelkanals eine Auflösung von ca. 5 km.

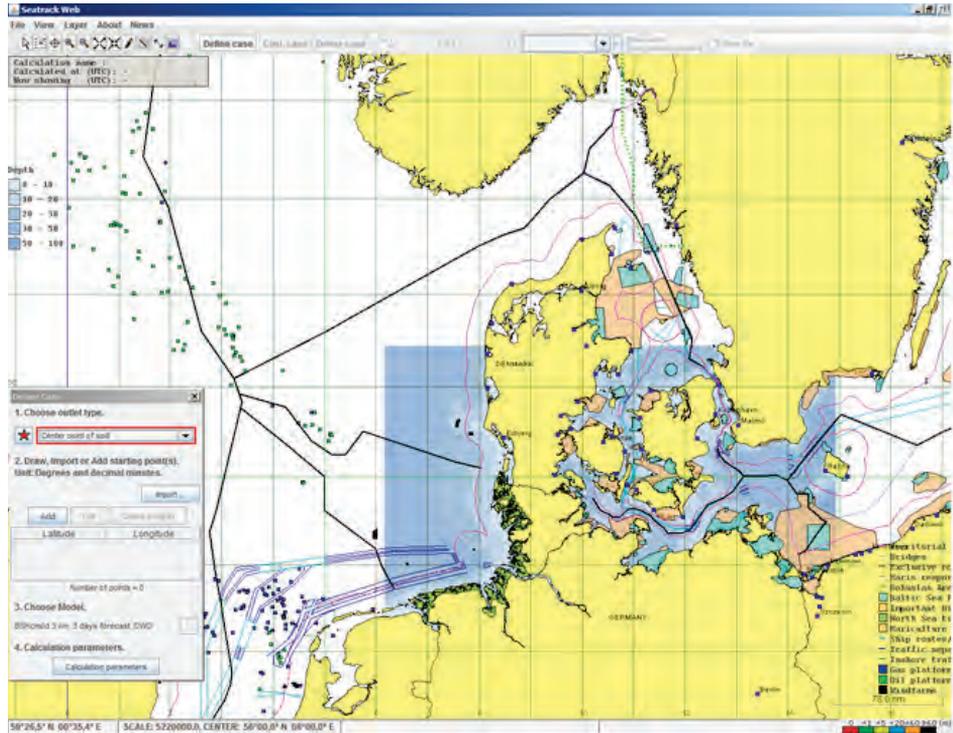


Abbildung 1: Karten und geographische Informationen in der Java-Benutzeroberfläche von SeatrackWeb. Die blaue Fläche zeigt die Tiefenwerte des feinen Nord- und Ostseegitters von BSHcmod. Das durch die Küstenlinie definierte Land ist gelb markiert.

2.2 PADM

Das Partikeladvektions- und Dispersionsmodell (PADM) ist die zentrale Komponente von SeatrackWeb. Es berechnet die Advektion von Stoffen oder Objekten mit dem Lagrangeschen Verfahren, wobei die Stoffe durch eine Partikelwolke dargestellt werden.

Jedes Partikel steht dabei für eine bestimmte Menge des simulierten Stoffes. Die Partikel bewegen sich einzeln in drei Dimensionen und haben keine Wechselwirkung auf das sie umgebende Strömungsfeld. Mit Ausnahme des Algorithmus für die gravitationsbedingte Ausbreitung beeinflussen sich die Partikel nicht gegenseitig (keine Kollisionen usw.). Stoßen sie an eine Grenze, etwa eine Küstenlinie, den Boden oder die Ränder des Modellbereichs, bleiben sie daran haften, gleiten daran entlang oder bewegen sich durch

sie hindurch. Öl beispielsweise haftet an der Küstenlinie und am Boden, Objekte gleiten an den Rändern entlang.

Jedes Partikel trägt einen Teil der Gesamtmasse und weist zusätzliche Eigenschaften wie Viskosität, Dichte, Höhe usw. auf. Die Partikeleigenschaften sind veränderlich und hängen von stoffspezifischen Prozessen ab. Beispielsweise verdunstet Öl, das sich an der Oberfläche befindet, in Abhängigkeit von Temperatur und anderen Faktoren.

Die Partikel werden in ein Gitter mit rechteckigen, sechsseitigen Zellen eingefügt, in dem die X-Richtung von Westen nach Osten (geographische Länge), die Y-Richtung von Süden nach Norden (geographische Breite) und die Z-Richtung nach oben verläuft. An den Rändern der Zellen werden die Geschwindigkeiten von X, Y und Z vom jeweils gültigen operationellen Ozeanmodell (z. B. BSHcmod) vorgegeben, das heißt, die Bewegung der Partikel innerhalb der Zelle folgt den vorgegebenen Geschwindigkeiten bzw. Geschwindigkeitsgradienten.

An der Ozeanoberfläche werden die Partikel gegebenenfalls zusätzlich durch die zweidimensionalen Oberflächenwindfelder (z. B. LME) bewegt. Der Boden ist in allen Zellen waagrecht. Die vertikale Lage des Bodens hängt von der Bathymetrie des Zirkulationsmodells ab. Ein geneigter Boden wird beispielsweise durch eine Treppenform dargestellt, das heißt, dass sich der Boden aus horizontalen und vertikalen Flächen der Gitterzellen zusammensetzt. In der Horizontalen wird die treppenförmige Küstenlinie des Modells durch eine realistische Küstenlinie ersetzt, um eine möglichst wirklichkeitsgetreue Darstellung zu erhalten.

Neben der durch ein vorgegebenes Wind- und Strömungsfeld bedingten rein advektiven Verlagerung der Partikel (wie oben beschrieben) kommt es auch zu einer horizontalen und vertikalen Ausbreitung, als Ergebnis von Scherströmungen in unterschiedlichen zeitlichen und räumlichen Maßstäben (sogenannte Subgrid-Prozesse). In SeatrackWeb wird die kleinskalige isotrope turbulente Durchmischung dadurch berücksichtigt, dass die Partikeldrift um zufällige turbulente Geschwindigkeiten als Funktion der turbulenten kinetischen Energie und ihrer Dissipationsrate ergänzt wird.

Im Falle eines Ölteppichs führen die Dichtedifferenzen zwischen Wasser und Öl sowie die Viskositäts- und Gravitationskräfte zu einer horizontalen Oberflächenausbreitung von Öl an der Grenzfläche zwischen Wasser und Luft. Mit Hilfe der durch die Fay Formeln (FAY 1971) berechneten Öldicke erhält man unter Annahme von zylindrischen Partikeln mit ihren individuellen Volumina einen Radius pro Partikel. Die Ausbreitung ist dann das Ergebnis eines iterativen Verfahrens, bei dem sich nicht überlappende kreisförmige Flächen berechnet werden.

Die vertikale Verteilung der Partikel von der Oberfläche abwärts in die Wassersäule hängt von der Art des simulierten Stoffes ab. Bei gelösten Stoffen spielt die turbulente Durchmischung die größte Rolle. Bei Ölteppichen werden brechende Wellen berücksichtigt, um die Zerteilung zusammenhängender Ölflecken und die Dispersion von Öltröpfen in die Wassersäule zu simulieren. Zu diesem Zweck wird aus der signifikanten Wellenhöhe eine dissipative Energie infolge von Wellenbrechung berechnet, die schließlich für jede Tropfengröße die zu dispergierende Ölmenge ergibt. Anschließend werden die neuen Tiefenwerte zufällig zugewiesen, indem der Bewegung der Partikel zusätzliche negative vertikale Geschwindigkeiten hinzugefügt werden.

Dichtedifferenzen zwischen den Partikeln und dem sie umgebenden Wasser führen zum Absinken oder Aufsteigen der Partikel. Mit einer primär für Öl entwickelten Formel

(SOARES DOS SANTOS und DANIEL 2000) wird die Auftriebsgeschwindigkeit als Funktion der reduzierten Schwerkraft, der Viskosität, des Partikeldurchmessers und eines kritischen Durchmessers berechnet. Der kritische Durchmesser ist die Größe, die die Partikel in zwei Regime teilt: die große, linsenförmige Blasen und das kleine kugelförmige Tröpfchen (Stokes-) Regime. Neben Öl haben auch andere Stoffe eine Auftriebsgeschwindigkeit, die sich einfach aus der reduzierten Schwerkraft multipliziert mit einem anpassbaren Koeffizienten errechnet.

Wenn die Partikel eine Öldrift simulieren, sind ihre Eigenschaften dem Einfluss von Ölverwitterungsprozessen wie Verdunstung und Emulsifikation ausgesetzt. Die Dichte z. B. hängt von Emulsifikation und Verdunstung ab. Die Viskosität ändert sich abhängig von der Temperatur (Verdunstungsrate) und dem Grad der Emulsifikation. Weitere Informationen zur Implementierung von Verwitterungsprozessen finden sich in AMBJÖRN et al. (2011) und den wissenschaftlichen Dokumentationen zu SeatrackWeb (LIUNGMAN und MATSSON 2011), die über <http://stw.bsh.de/seatrack> oder <https://stw-helcom.smhi.se/> verfügbar sind.

Die Stokes-Drift ist eine Nettodrift, die durch die Orbitalbewegung von Tiefwasserwellen verursacht wird. Die Kreisbahnen sind nicht exakt geschlossen, da die Orbitalgeschwindigkeit mit zunehmender Tiefe abnimmt. Da diese Bewegung in den betrachteten hydrodynamischen Modellen weder aufgelöst noch implizit in den Oberflächen-Randbedingungen berücksichtigt wird, werden die Stokesdriftgeschwindigkeiten aus einem zweidimensionalen Wellenenergiespektrum innerhalb von SeatrackWeb berechnet. Das Wellenspektrum wird noch nicht aus einem operationellen Wellen-vorhersagemodell importiert, sondern basiert auf einem parametrisierten Spektrum nach DONELAN et al. (1985) für Fetch-limitiertes Wellenwachstum.

Das Auftreten von Meereis wird ebenfalls berücksichtigt und beeinflusst nahezu alle oben genannten Prozesse. So werden beispielsweise die hydrodynamischen Modellgeschwindigkeiten durch die Eisdriftgeschwindigkeit ersetzt, wenn die Eiskonzentrationen höher als 70 % sind und sich das Partikel an der Oberfläche befindet. Darüber hinaus reduziert sich die Stokes-Drift linear von 100 % (bei einer Eiskonzentration von null) auf 0 % (bei einer Eiskonzentration von mindestens 70 %) und die gravitationsbedingte Ausbreitung eines Ölteppichs nimmt bei zunehmender Eiskonzentration linear bis auf null ab (DICKINS 1992; VENKATESH et al. 1990). Auch die durch Wellenbrechen bedingte Dispersion von Öl von der Oberfläche nach unten in die Wassersäule verringert sich bei Eiskonzentrationen über 30 %. Eis führt zu einer starken Dämpfung der Wellen und beschränkt die Dispersion.

Trotz der Berücksichtigung zahlreicher Prozesse ist das zur Anwendung kommende Ozean- und Windmodell noch immer eine Quelle großer Unsicherheiten. Um diese teilweise abzubilden, kann die Bewegung der Partikel an der Oberfläche um zusätzliche Unsicherheitswerte ergänzt werden, die sich eine zusätzliche, zufällige Ausbreitung bewirken. Ihre Größenordnung ist eine Funktion der Unsicherheit in der Windvorhersage.

2.3 Grafische Benutzeroberfläche

In der Regel konfigurieren SeatrackWeb-Benutzer Driftsimulationen und lassen sich die Ergebnisse auf der grafischen Benutzeroberfläche (GUI) anzeigen. Die GUI von SeatrackWeb wird vom SMHI entwickelt und fortlaufend aktualisiert bzw. erneuert.

Gegenwärtig gibt es zwei Versionen der GUI: eine Java-basierte Client/Server-Anwendung und eine für gängige Internetbrowser getestete JavaScript-Webanwendung. Die Webanwendung ist aktueller, aber auch die Java-Client-Version ist bis heute gebräuchlich. Das gegenwärtig am BSH operationell betriebene Modellsystem verwendet eine Java-Client-Benutzeroberfläche. Daher wird hier nur diese GUI-Version vorgestellt.

Die Java Client-Anwendung wird mit Java Web Start auf dem Computer des Nutzers gestartet. Da die Driftsimulationen selbst auf der Serverseite ausgeführt werden, bestehen für den PC des Nutzers keine spezifischen Leistungsanforderungen. Ausführlichere Informationen zu SeatrackWeb als Java-basierte Client/Server-Anwendung bietet AMBJÖRN et al. (2011).

Nach erfolgreicher Anmeldung wird eine Karte der Küstenlinie geöffnet und der Nutzer kann optional weitere Informationsebenen hinzufügen. Abb. 1 zeigt die GUI von SeatrackWeb in der BSH-Installation, die u.a. die Darstellung der Lage von Öl- und Gasplattformen, der Grenzen der ausschließlichen Wirtschaftszone, der marinen Verkehrswege und der biologisch sensiblen Bereiche ermöglicht. Daneben visualisiert sie die bathymetrischen Tiefen, die die Auflösung des BSHmod-Zirkulationsmodells zeigen. Diese Informationen geben Aufschluss über die Qualität der Auflösung der Ozeanströmungsfelder in der Driftsimulation.

Zur Einrichtung einer Driftsimulation gibt der Benutzer verschiedene Informationen über die Menüführung ein, darunter Stoff-/Objektart, Art des Ölaustritts (kontinuierlich, Menge, Rate etc.), Position sowie Anfangs- und Endzeit der Simulation.

SeatrackWeb bietet erfahrenen Nutzern umfassende Unterstützung. Sie können die antreibenden Wind-/Strömungsfelder auswählen, zusätzlichen Windschub für schwimmende Objekte festlegen, die Art des Öls angeben und windbedingte Unsicherheiten berücksichtigen.

Für Öldriftsimulationen bietet SeatrackWeb je nach Art des Öls die Möglichkeit, nur die Ölkategorie (leicht, mittel, schwer) oder ein ganz spezifisches Öl (z. B. Schiffsdiesel, IFO 450, Bunker B usw.) auszuwählen. Diese Wahl hat Einfluss auf die Verdunstungs- und Emulsifikationsrate.

Im Gegensatz zur zweidimensionalen Karte ist die Driftsimulation dreidimensional. Es ist also möglich, einen Auslauf in einer bestimmten Tiefe zu definieren und den Stoff in der Wassersäule zu verteilen, falls dies nicht durch die Auftriebskraft verhindert wird. Die Tiefe eines Partikels ist entsprechend der Legende in der rechten unteren Ecke des Hauptfensters farblich gekennzeichnet.

Auch für die Analyse der Ergebnisse stehen dem Nutzer zahlreiche Optionen zur Verfügung. So ist es beispielsweise möglich, die Ansicht zu vergrößern und zu verkleinern, Layer wie Verkehrstrennungsgebiete hinzuzufügen, sich zeitlich vor- und zurückzubewegen, Animationen zu erstellen, die Trajektorie aller Partikel oder nur des Schwerpunktes der Partikel zu plotten, Wind- und Strömungsdaten anzuzeigen und Kartenbilder zu speichern. Indem man den Fall abspeichert können die Simulationsergebnisse an andere SeatrackWeb-Nutzer weitergegeben oder mit Hilfe der geeigneten Schnittstellen in anderen Systemen geladen werden. Speicherbare Tabellen und Diagramme verschaffen einen Überblick darüber, welche Menge/welcher Anteil des Öls z. B. auf der Meeresoberfläche treibt, strandet, dispergiert oder emulgiert wird.

Wenn die Quelle der Ölverschmutzung unbekannt ist, besteht zur Identifikation potenzieller Verursacher von Verschmutzungen die Möglichkeit, die AIS-Schiffspositionen

mit den Ergebnissen aus der Driftsimulation abzugleichen und so eine Vorauswahl der zu prüfenden Schiffe zu treffen. Auch die von der EMSA bereitgestellten Satellitenbilder der erkannten Ölflecken können angezeigt und in Rückwärtssimulationen für die Suche nach möglichen Verursachern verwendet werden.

3 Ergebnisse

In diesem Kapitel sollen die Möglichkeiten von SeatrackWeb am Beispiel einiger realer Fälle demonstriert werden. Der erste Fall zeigt Simulationsergebnisse von einer Ölverschmutzung im Gebiet Skagerrak, die 2009 durch die Havarie des Frachters „Full City“ verursacht wurde. Im zweiten Fall werden Ergebnisse aus der Modellierung treibender Objekte (Container) in der Deutschen Bucht aus dem Jahr 2012 präsentiert.

3.1 Schiffshavarie im Skagerrak

Am 30. Juli 2009 ging der Frachter „Full City“ im Skagerrak nahe der norwegischen Küste vor Anker. Aufgrund starker Orkanböen lösten sich die Anker und das Schiff begann in Richtung der Insel Sastein zu drift. Dort lief es in der Nacht auf Grund und verlor etwa 300 Tonnen IF180-Bunkeröl (BROSTRÖM et al. 2011). Die am nächsten Morgen eingeleiteten Maßnahmen zur Eindämmung des Öls konnten jedoch die weiträumige Verschmutzung der norwegischen Küste und die damit einhergehenden ökologischen und ökonomischen Schäden nicht aufhalten. Zur Vorhersage der Öltrajektorie wurden Driftmodelle eingesetzt. Die Ergebnisse aus drei Modellen – OD3D, SeatrackWeb und BSHdmod.L – wurden von BROSTRÖM et al. (2011) in einem Vergleich gegenübergestellt und veröffentlicht. Alle Modelle zeigten eine gute Übereinstimmung mit den Beobachtungen. DAMSA nutzte für SeatrackWeb Antriebsdaten aus dem Ozeanmodell HIROMB und Winddaten aus dem Wettermodell HIRLAM. In diesem Kapitel wird der Fall „Full City“ erneut betrachtet. Dabei stammen die Antriebsdaten für SeatrackWeb aus dem Ozeanmodell BSHcmod und den Wettermodellen GME + LME. Dieselben Antriebsdaten wurden auch für den Vergleich von BROSTRÖM et al. (2011) im Driftmodell BSHdmod.L verwendet. Eventuelle Differenzen in der Trajektorie des Ölteppichs sind daher allein dem Driftmodell geschuldet.

SeatrackWeb wird in diesem Beitrag mit derselben Ausgangskonfiguration betrieben, die auch in BROSTRÖM et al. (2011) zugrunde gelegt wird. Es wurden jedoch die zusätzliche Ausbreitungsunsicherheiten aufgrund von Wind verwendet. Abb. 2 zeigt die Ölausbreitung 6, 12, 24, 36, 48 und 60 Stunden nach dem ersten Ölaustritt. Aufgrund derselben Antriebsdaten ist die Partikelverteilung nahezu identisch mit den BSHdmod.L-Ergebnissen von BROSTRÖM et al. (2011). In SeatrackWeb ist das Spreading etwas stärker, was eine etwas weitere Öldrift in südwestliche Richtung zur Folge hat. Da in SeatrackWeb anstatt der Modellränder eine Küstenlinie verwendet wird, können Partikel an der Küstenlinie stranden. Die Treppenform der Modellränder, wie sie noch in den BSHdmod.L-Ergebnissen zu sehen ist (s. Abb. 9 in BROSTRÖM et al. (2011)), ist nicht mehr vorhanden.

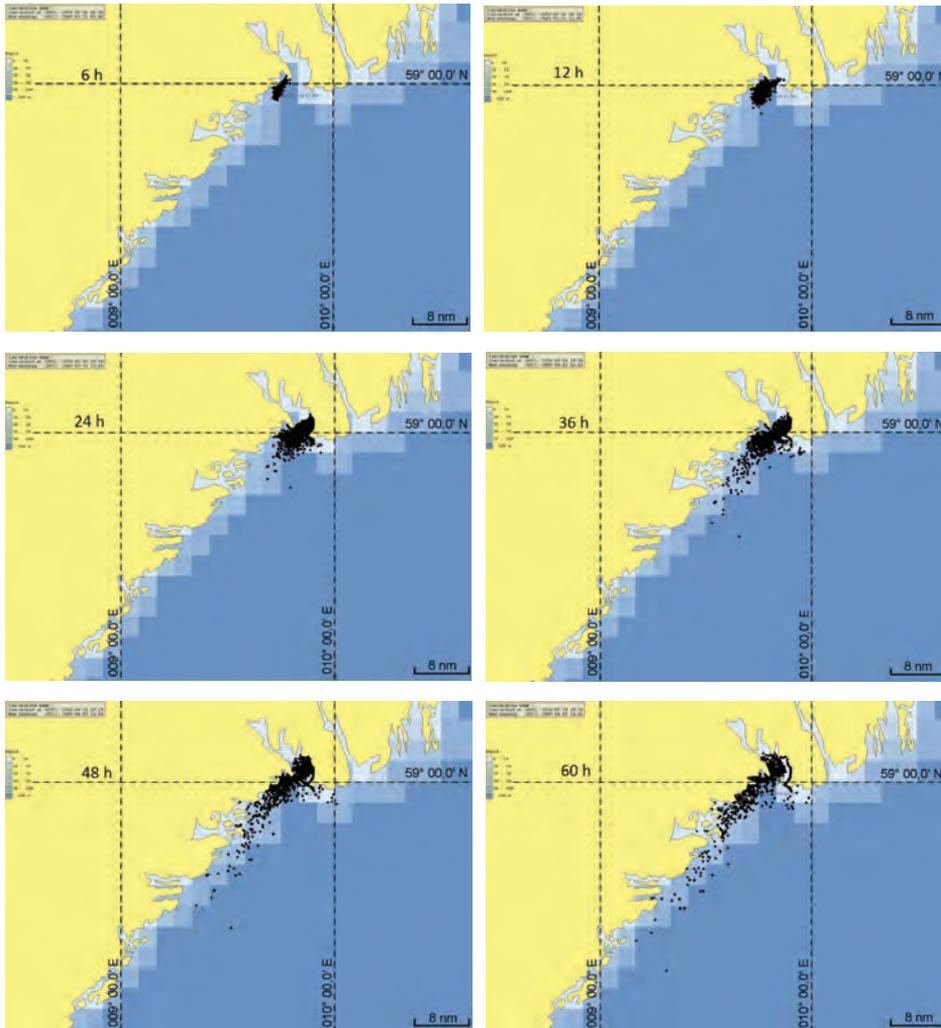


Abbildung 2: Ergebnisse der SeatrackWeb-Öldriftsimulation mit BSHcmod- und LME-/GME-Antrieb für den Anwendungsfall „Full City“ (6 Std., 12 Std., 24 Std., 36 Std., 48 Std. und 60 Std. nach dem ersten Ölaustritt). Die schwarzen Punkte zeigen Stellen mit Ölvorkommen, der bläuliche Bereich zeigt die Tiefe des BSHcmod-Modells (5-km-Auflösung). Der gelbe Bereich ist das Land gemäß der Küstenlinie von SeatrackWeb.

Abb. 3 zeigt die Strandung von Öl 72 Stunden nach dem Unfall. Ein Vergleich mit den OD3D-Simulationsergebnissen von BROSTRÖM et al. (2011), die auf einer Auflösung von 1,5 km basieren, ergibt eine nahezu identische Ausdehnung der Ölablagerung nach Süden. Im Gegensatz zu OD3D ergeben die SeatrackWeb-Berechnungen mit BSHcmod-Antrieb auch Ölverschmutzungen im Gebiet Mølen. Der Vergleich unserer Ergebnisse mit den Ergebnissen von SeatrackWeb mit HIRLAM/HIROMB-Antrieb zeigt, dass sich mehr Öl in der Nähe des Unfallorts am Strand ablagert und das Öl weniger weit nach Süden driftet. Die hier und in BROSTRÖM et al. (2011) vorgestellten SeatrackWeb-

Simulationen unterscheiden sich nicht nur aufgrund der unterschiedlichen Antriebsfelder, sondern auch aufgrund der zusätzlichen Unsicherheitsausbreitung.

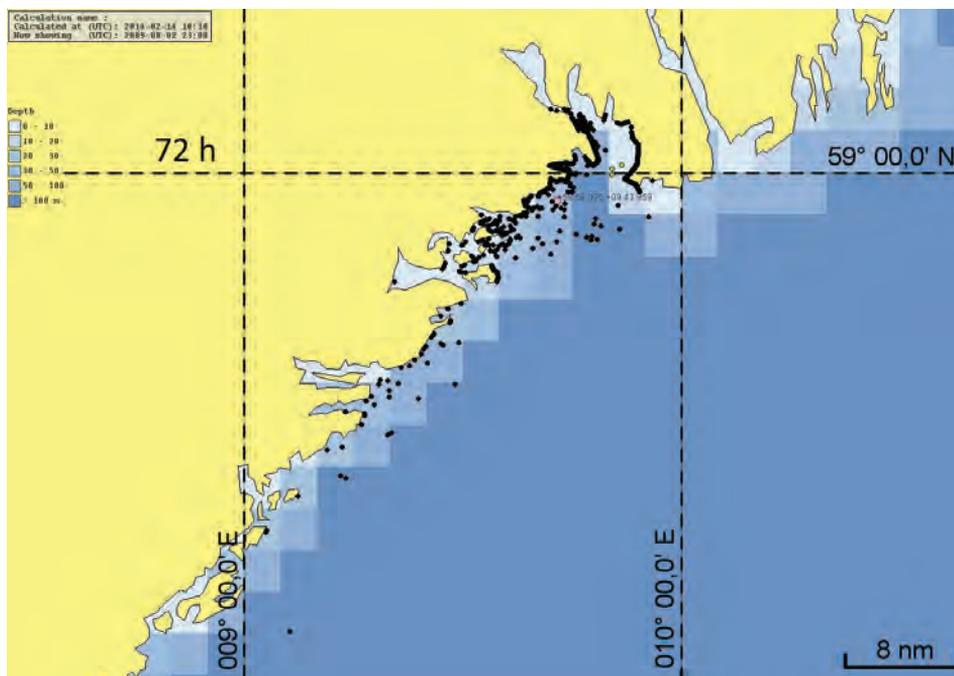


Abbildung 3: Ergebnisse der mit BSHcmod angetriebenen SeatrackWeb-Simulation des Vorfalls „Full City“ 72 Stunden nach dem ersten Ölaustritt.

3.2 Container-Drift in der Deutschen Bucht

Am 6. Januar 2012 um 5:35 UTC meldete ein Frachter den Verlust von zehn 12 Meter großen Containern ca. 22 Seemeilen westnordwestlich von Helgoland in der Nähe des Verkehrstrennungsgebiets „German Bight Western Approach“. Dem Unglück war ein hoher Seegang mit Sturmflut infolge eines Orkans aus nordwestlicher Richtung vorausgegangen. Sieben der Container enthielten Holz, einer Autoersatzteile, zwei waren leere Kühlcontainer. Die teilweise mit Twistlock-Verriegelungen aneinander befestigten Container trieben im Verbund von zwei, drei oder vier Containern, bis die meisten zerbrachen und ihren Inhalt ins Meer freigaben. Die Havarie barg hier eine größere Gefahr für die Schifffahrt als für die Tier- und Pflanzenwelt, auch wenn sich solche Unfälle natürlich auch immer auf Ökologie, Tourismus und die Wirtschaft im Allgemeinen auswirken.

Container, Container Teile und Holzteile wurden über einen Zeitraum von 10 Tagen von Schiffen und Flugzeugen aus beobachtet. Sie wurden per Radar überwacht, von Schiffen begleitet und, falls möglich, geborgen.

Am Morgen, ungefähr vier Stunden nach der Havarie, wurden Container und Treibgut an einer Position südwestlich des Unfallorts gemeldet. Von einigen verbundenen Containern wurden Fotos aufgenommen (siehe Abb. 4).



Abbildung 4: Am 6.1.2012 um 9:36 UTC an Position 54° 18,06' N, 007° 13,30' E beobachteter Containerverbund. (Foto mit freundlicher Genehmigung der Crew der ETV Nordic).

Die Entfernung zwischen einigen Containerverbänden betrug bereits mehr als eine halbe Seemeile. Ob diese Container zu einem späteren Zeitpunkt über Bord gegangen waren oder Prozesse wie Wasserturbulenzen oder unterschiedliche Schwimmfähigkeit zu dieser räumlichen Entfernung führten, lässt sich nicht mit Bestimmtheit feststellen. Am Nachmittag oder Abend des 6.1.2012 wurden weitere Container/Containerreste oder deren Inhalt in westnordwestlicher, südwestlicher und südöstlicher Richtung vom Unfallort gesichtet. Da eine Unterscheidung der Container bei solchen Sichtungen nicht möglich ist, bleibt unklar, ob es sich um mehrmalige Sichtungen derselben Container oder um unterschiedliche Container handelte. Am Abend des 6.1.2012 konnte das Schiff GS Neuwerk mit der Radaraufzeichnung der Drift eines Containerverbands über einen Zeitraum von 6 Stunden äußerst wertvolle Beobachtungsdaten gewinnen (siehe Tab. 1). Die Driftsimulationen aus diesem Zeitraum werden mit den Beobachtungsdaten (siehe unten) verglichen.

Am Nachmittag des 7.1.2012, ungefähr 33 Stunden nach dem Unfall, wurden bei einem Überflug ein Einzelcontainer und ein Containerverbund in einem Abstand von ca. 8 Seemeilen gesichtet. Vermutlich dieselben Objekte wurden später, am Nachmittag des 8.1.2012 (ca. 58 Stunden nach dem Unfall) in südwestlicher Richtung mit einem Abstand von 13 Seemeilen südwestlich und östlich von Helgoland gesichtet. Da wir eine Doppelsichtung der Objekte nicht einwandfrei nachweisen können, werden diese Beobachtungen beim Vergleich mit den Driftsimulationen nicht berücksichtigt. Dennoch zeigen sie, dass die Container bereits auf sehr unterschiedlichen Trajektorien unterwegs waren, obwohl

sie wahrscheinlich sehr dicht beieinander (oder sogar an derselben Position) und nahezu zeitgleich über Bord gegangen waren. Die zunehmende Entfernung zwischen den 4, 33 und 58 Stunden nach dem Unfall gesichteten Containern (1/2 Seemeile, 8 Seemeilen und 13 Seemeilen) ist ein Indiz für das unterschiedliche Verhalten von Driftobjekten in Abhängigkeit von Eigenschaften wie Größe, Eintauchgrad oder Form. Sind keine dieser Eigenschaften bekannt, sind die Unsicherheiten einer Driftsimulation sehr groß. Zusätzlich werden die Objekte durch Turbulenzen und andere Wind-, Wellen- und Strömungsprozesse unterschiedlicher Ausprägung einem zufälligen Antrieb ausgesetzt, der sich nicht deterministisch vorhersagen lässt.

Tabelle 1: Sichtungen eines Containerverbands durch die GS Neuwerk am 6.1.2012.

Zeit in UTC	Breite	Länge
17:18	54° 18,2' N	007° 11,6' E
17:30	54° 18,1' N	007° 11,9' E
17:45	54° 18,0' N	007° 12,4' E
18:00	54° 17,8' N	007° 12,9' E
18:15	54° 17,7' N	007° 13,4' E
18:30	54° 17,6' N	007° 13,9' E
18:45	54° 17,5' N	007° 14,4' E
19:00	54° 17,3' N	007° 14,9' E
19:30	54° 17,3' N	007° 15,5' E
19:45	54° 17,1' N	007° 16,4' E
20:00	54° 16,9' N	007° 16,9' E
20:15	54° 16,8' N	007° 17,4' E
20:30	54° 16,8' N	007° 17,9' E
20:45	54° 16,8' N	007° 18,3' E
21:00	54° 16,8' N	007° 18,6' E
23:30	54° 17,5' N	007° 21,4' E

Zudem können sich die Driteigenschaften der Objekte im Zeitverlauf ändern. Am Abend wurden von der GS Neuwerk zwei verbundene Container südwestlich von Helgoland gesichtet, bei denen es sich wahrscheinlich um dieselben handelte, die am Nachmittag östlich von Helgoland geortet wurden. Ihre Positionen wurden erneut per Radar aufgezeichnet. Am Morgen des 9.1.2012 lösten sich die Container jedoch voneinander, einer zerfiel und entlud seinen Inhalt (Holzplanken und Holzstapel) ins Meer. Die verbleibenden blauen Container wurden zu einem späteren Zeitpunkt geborgen. In den folgenden 6 Tagen wurden Holz, Holzpakete und Containerfragmente im Elbeästuar und an der nordfriesischen Küste in der Nähe des Eiderästuars gefunden.

Unter Einsatz von SeatrackWeb mit BSHcmod/LME-Antrieb wird die Drift zweier verbundener Container am 6. Januar 2012 zwischen 17:18 UTC und 23:30 UTC simuliert. Die Ergebnisse werden mit den Beobachtungen aus Tab. 1 verglichen. Abb. 5 zeigt die Trajektorie der Driftsimulation in Blau und die Trajektorie der Beobachtung in Magenta. Zunächst folgt die simulierte Trajektorie gut den Beobachtungen, dann bewegen sich die Container in der Beobachtung weiter südlich als in der Simulation. Am Ende beträgt die Distanz zwischen der beobachteten und der simulierten Position ca. 1,2 Seemeilen. Der durchschnittliche

kleinste Abstand zwischen der simulierten Gesamttrajektorie und der beobachteten Trajektorie beträgt ca. 0,6 km, der durchschnittliche Fehler liegt bei ca. 0,7 km.

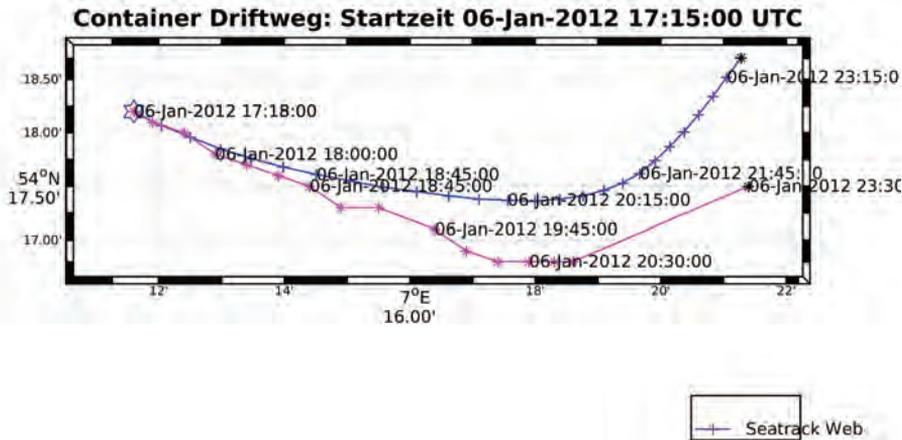


Abbildung 5: Driftweg zweier verbundener Container in SeatrackWeb (blau) und laut Beobachtungen (magenta). Beginn am 6.1.2012 um 17:15 UTC an einer vom Schiff beobachteten Position (54° 18,2'N, 007° 11,6'E). Ende am 6.1.2012 um 23:30 UTC (Plot mit Matlab). Der Stern kennzeichnet den Anfangspunkt der Simulation. In SeatrackWeb wird ein Windkoeffizient von 2,3 % angenommen.

Um mögliche Fehlerursachen zu finden, werden Wind- und Wellenmessungen mit dem im Driftmodell verwendeten Windantrieb verglichen. In Abb. 6 sind Windgeschwindigkeit und Windrichtung an den simulierten Containerpositionen im Zeitverlauf dargestellt (die Windmodelldaten beziehen sich auf eine Höhe von 10 m). Die Punkte in Magenta zeigen die an der Fino1-Station beobachteten Werte (Messungen in 33 m Höhe). Die beobachtete Windgeschwindigkeit steigt von ca. 12 m/s auf 15 m/s an. Die Modelldaten liegen ca. 2-4 m/s unter den gemessenen Daten, die von 10 m/s auf 13 m/s ansteigen. Die bei Helgoland gemessene Windgeschwindigkeit ist im Allgemeinen etwas niedriger als die modellierte Geschwindigkeit. Bei TW-Ems ist die Windgeschwindigkeit jedoch geringfügig höher. Insgesamt scheint die Übereinstimmung der Windgeschwindigkeit gut zu sein.

Die Übereinstimmung zwischen der gemessenen und der modellierten Windrichtung ist relativ gut, wobei die gemessene Windrichtung systematisch um etwa 5° von der des Driftmodells abweicht. Zudem ist zu sehen, dass der Wind von WNW auf WSW gedreht hat. Die Differenzen zwischen den beobachteten und modellierten Werten könnten auf die Höhendifferenzen zurückzuführen sein. Die bei TW Ems gemessenen Windrichtungen sind nahezu identisch mit den Windrichtungen bei Fino1. Bei Helgoland ist die Windrichtung gegenüber dem modellierten Wind etwas nördlicher und zeigt größere Variationen. Im Allgemeinen scheint der in der Driftsimulation verwendete Windantrieb mit den Messungen konsistent zu sein, sodass sich Fehler in der Driftsimulation wohl nicht auf Windantriebsfehler zurückführen lassen.

Bei Fino1 sinkt die signifikante Wellenhöhe von ca. 2,9 m auf 2,6 m. Die mittlere Wellenrichtung kommt bis 22:15 UTC von Nordnordwest. Um 23:15 UTC ändert sich die Wellenrichtung in Reaktion auf die sich ändernden meteorologischen Bedingungen in

Westnordwest. An der Wellenmessboje südlich von Helgoland beträgt die Wellenhöhe am Anfang 1,7 m und steigt nach 21:40 UTC auf 1,9 m an. Die Wellenrichtung WNW dreht sich um ca. 22:40 UTC rück nach W. Dieser Richtungswechsel stimmt zeitlich mit den Richtungswechseln der Wellen bei Fino1 überein. Diese Beobachtungen zeigen die räumliche und zeitliche Variabilität der Windwellen und der Dünung.

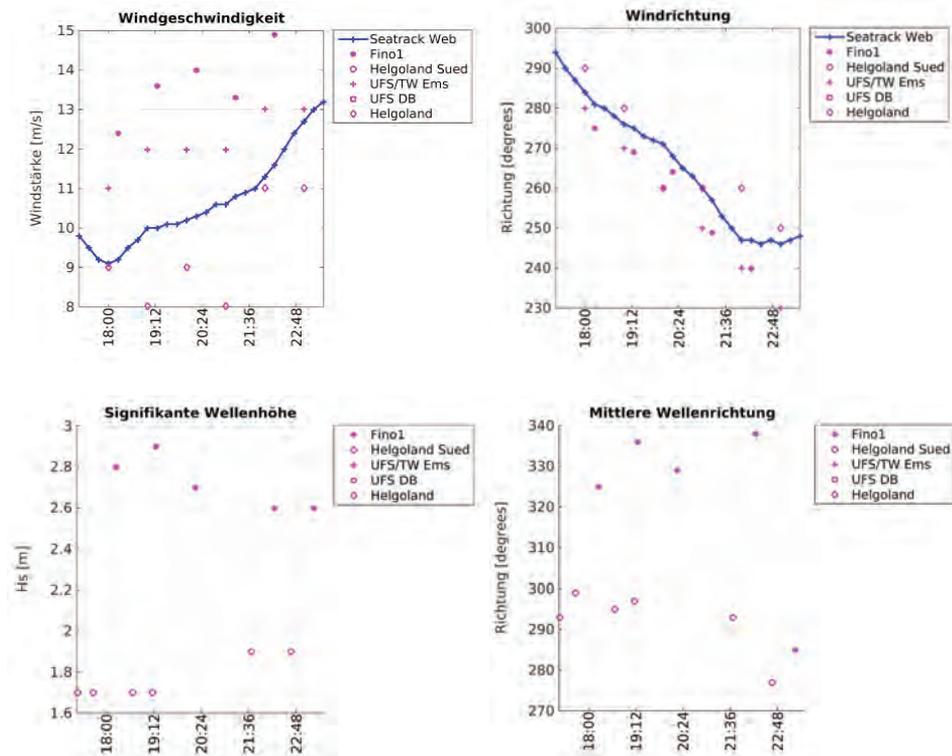


Abbildung 6: Blau: Vom Driftmodell (Modelldaten aus GME+LME) verwendete Windgeschwindigkeit und -richtung (in 10 m Höhe) im Zeitverlauf an den simulierten Containerpositionen. Die Punkte in Magenta zeigen Messungen von Windgeschwindigkeit, Windrichtung, signifikanter Wellenhöhe und mittlerer Wellenrichtung am Pegel Fino1 (54° 0,86' N, 006° 35,03' E). Die Windmessungen bei Fino1 erfolgen in 33 m Höhe. Die Kreise in Magenta zeigen Messungen der signifikanten Wellenhöhe und der mittleren Wellenrichtung an der Wellenboje bei Helgoland Süd (54° 10,783' N, 007° 53,467' E). Messungen der Windgeschwindigkeit und -richtung am Feuerschiff TW Ems (54° 10,0' N, 006° 20,8' O) (Kreuze in Magenta) und bei Helgoland (Raute in Magenta).

In SeatrackWeb kommt die parametrisierte Stokes-Drift aus dem Modellwind zur Anwendung, das heißt, die Berechnung der wellenbedingten Verlagerung erfolgt auf Basis von Windgeschwindigkeit und -richtung. Bei einer guten Übereinstimmung der Wind- und Wellenrichtung, wie sie in der Regel bei einer jungen Windsee gegeben ist, hat die Stokes Drift die richtige Richtung und Größe. Liegen Bedingungen mit unterschiedlichen Wind- und Wellenrichtungen vor, kann die parametrisierte Stokes-Drift diesen Richtungswechsel nicht auffangen. Dies könnte der Grund sein für die im Vergleich zu den Messungen nördlicheren Containerpositionen der Simulation.

4 Schlussfolgerungen und Ausblick

In diesem Beitrag wird die praktische Anwendung des Lagrangeschen Driftmodells SeatrackWeb anhand von zwei realen Fällen exemplarisch dargestellt. Im ersten Beispiel wird die Drift des Schweröls simuliert, das im Jahr 2009 bei der Havarie des Tankers Full City auslief. Hinsichtlich der Strandung des Öls an der Küste ergibt sich eine relativ gute Übereinstimmung der gemeldeten und simulierten Verschmutzungen. Im zweiten Beispiel wird eine Objektdriftvorhersage von Containern vorgestellt. Die Ergebnisse zeigen in Anbetracht der Unsicherheiten des Wettermodells und der Auflösung des Ozeanmodells eine relativ gute Übereinstimmung mit den Beobachtungen. Als Ursache für die Fehler in der Driftvorhersage wurden Differenzen bei Dünung und Windrichtung ausgemacht. Da die welleninduzierte Verlagerung mit der sogenannten Stokes-Drift berechnet wird, die durch den Wind parametrisiert wird, könnte diese Komponente durch die direkte Übernahme der Stokes-Drift aus einem operationellen Wellenmodell verbessert werden. Das BSH hat bereits Zugriff auf die Ergebnisse des vom Deutschen Wetterdienst (DWD) betriebenen Wellenmodells WAM (WAMDI 1988). In der Zukunft könnte die Stokes-Drift in den vom Wellenmodell ausgegebenen Ergebnisdateien berücksichtigt werden. SeatrackWeb könnte die Stokes-Driftgeschwindigkeiten einlesen, anstatt sie intern im parametrisierten Wellenmodell von PADM zu berechnen. Ein positiver Nebeneffekt wäre die schnellere Berechnung der Driftsimulation.

Innerhalb von PADM besteht weiterer Forschungsbedarf in Bezug auf die horizontale Ausbreitung von Objekten und Öl. So bleiben beispielsweise Probleme wie der Einfluss von nicht aufgelösten Wirbeln, Langmuir-Zirkulationen und Böen weiterhin ungelöst. Diese Prozesse können die Ausbreitung verstärken. Auch Faktoren wie die Verdickung von Öl in Richtung des Windes und die Bildung von Teerbällen können in SeatrackWeb noch nicht ausreichend simuliert werden.

Ein weiterer ergebnisrelevanter Faktor ist die Leistung der meteorologischen und ozeanografischen Modelle. Da aufgrund der begrenzten Computerressourcen nur eine einmalige Ausführung von BSHcmod pro Tag möglich ist, sind die meteorologischen Antriebsdaten nicht aktuell. Im Allgemeinen verbessert sich die Vorhersagequalität von Ozeanmodellen jedoch mit den aktuelleren Windantriebsdaten. Ziel der Entwicklung einer modernisierten BSHcmod-Version (HBM, siehe Beitrag in diesem Band) ist ein schnellerer Modellcode, der für moderne, parallelisierte Computerarchitekturen geeignet ist. Zeigt die Validierung eine identische oder bessere Qualität der Strömungsvorhersagen und die Möglichkeit einer mehrmaligen Ausführung des HBM pro Tag, wird sich die Qualität der Driftmodellvorhersagen verbessern. Der Umstieg auf HBM würde nur geringfügige Änderungen der SeatrackWeb-Routinen zum Lesen und Generieren der Setup- und Antriebsdateien erfordern. Zudem wird HBM im Elbeästuar bereits angewendet. Die Aufnahme des Elbe-Antriebs als weitere Nesting-Ebene in SeatrackWeb würde feiner aufgelöste Strömungen für die Elbe ermöglichen und somit die Qualität der Driftvorhersage in diesem Gebiet verbessern.

Zur Bekämpfung von Ölverschmutzungen im Meer wählt das Havariekommando die entsprechenden Bekämpfungsmittel, beispielsweise Dispergatoren oder Ölsperren. Die Anwendung von Dispergatoren wirkt sich auf den Driftweg der Ölverschmutzung aus, da das in der Wassersäule dispergierte Öl andere Strömungen aufweist und das Öl keinen direkten Windschub mehr erfährt. Alle ÖlberäpfungsmäBnahmen müssen die

Bedingung erfüllen, dass der Eingriff nicht mehr schadet als nutzt. Informationen zur Drift des Öls oder der Öl/Dispergator-Mischung sind extrem wichtig. In SeatrackWeb ist es allerdings bis jetzt noch nicht möglich, Driftvorhersagen zur Öl-/Dispergator-Mischung zu starten. In Zusammenarbeit mit dem Helmholtz-Zentrum Geesthacht (HZG) wird jedoch fortlaufend an der Weiterentwicklung dieser Funktion gearbeitet.

Ein weiteres wichtiges Verfahren zur Bekämpfung der Ölverschmutzung im Meer sind Ölsperren. Ölsperren dämmen das Öl innerhalb eines Gebiets ein, verhindern die weitere Ausbreitung und erleichtern die Aufnahme. Im SMHI wird gegenwärtig eine neue Version der GUI in Betrieb genommen, die die Simulation der Anwendung von Ölsperren ermöglicht. Anhand der Schätzung der pro Sperre eingefangenen Ölmenge lässt sich die optimale Position der Sperre ermitteln. Auf Wunsch der Nutzer kann das BSH diese neue Version der GUI in einem Update installieren. Die neue GUI hat zusätzlich den Vorteil, dass sie ohne Java Web Start auskommt, da sie webbasiert ist und daher nur einen Webbrowser benötigt. Dies erleichtert den Einsatz von SeatrackWeb auf mobilen Geräten.

Die Schnittstellen zu AIS-Webdiensten, CSN-Öldetektionen und PADM werden fortlaufend aktualisiert, um den Austausch von Eingabedaten und Driftergebnissen in unterschiedlichen Anwendungsbereichen zu ermöglichen. Die AIS-Daten decken hauptsächlich die Ostsee ab, da sich geeignete Datenbanken und Schnittstellen zu den Daten der Nordsee noch in der Entwicklung befinden. AIS-Daten für die Nordsee wären insbesondere für Strafverfolgungsbehörden wichtig, um AIS-Schiffspositionen und Driftrajektorien gemeinsam in einem Fenster anzeigen zu können.

5 Danksagung

Zunächst möchten wir den Entwicklergruppen von SeatrackWeb bei SMHI und FCOO danken, die in den vergangenen Jahren die meisten der oben genannten SeatrackWeb-Funktionen entwickelt haben. Die Beobachtungen und Bilder für die Container-Drift wurden mit freundlicher Genehmigung vom Wasser- und Schifffahrtsamt Cuxhaven bereitgestellt. Besonderen Dank geht an die Mannschaft der GS Neuwerk für das Plotten der Containerpositionen. Nicht zuletzt möchten wir den BSH-Sachgebiets M14, M23, M42 und Z32 für die Bereitstellung der Wind-/Wetterdaten und für die technische Unterstützung danken.

6 Schriftenverzeichnis

- AMBJÖRN, C.; LIUNGMAN, O.; MATTSSON, J. and HAKANSSON, B.: Seatrack Web: The HELCOM Tool for Oil Spill Prediction and Identification of Illegal Polluters. In KOSTIANOV, A. G. and LAVROVA, O. Y. (Eds.): Oil Pollution in the Baltic Sea. Berlin Heidelberg, Springer-Verlag, 155-184, 2011.
- BROSTRÖM, G.; CARRASCO, A.; HOLE, L. R.; DICK, S.; JANSSEN, F.; MATTSSON, J. and BERGER, S.: Usefulness of high resolution coastal models for operational oil spill forecast: the “Full City” accident. *Ocean Sci.*, 7(6), 805-820, 2011.
- DICK, S.; KLEINE, E. and MÜLLER-NAVARRA, S.: The Operational Circulation Model of BSH (BSHmod) – Model description and validation. *Berichte des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie*, 29, 2001.

- DICK, S. and SOETJE, K. C.: An operational oil dispersion model for the German Bight. Deutsche Hydrographische Zeitschrift, Ergänzungsheft Reihe A(16), 1990.
- DICKINS, D. F.: Behaviour of Spilled Oil at Sea (BOSS): Oil-in-ice Fate and Behaviour: DF Dickins Associates Ltd, Fleet Technology Limited, American Petroleum Institute, United States Minerals Management Service, Canada Conservation Protection, 1992.
- DONELAN, M. A.; HAMILTON, J. and HUI, W. H.: Directional spectra of wind generated waves. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A, 315, 509-562, 1985.
- FAY, J. A.: Physical processes in the spread of oil on a water surface, Paper presented at the Proc. of the Joint Conf. on Prevention and Control of Oil Spill, American Petroleum Institute, Washington, DC, 1971.
- LIUNGMAN, O. and MATTSSON, J.: Scientific Documentation of Seatrack Web: physical processes, algorithms and references, 2011.
Stand 19.04.2014: http://www.smhi.se/polopoly_fs/1.15600!Seatrack%20Web%20Scientific%20Documentation.pdf
- MÜLLER-NAVARRA, S. H. und BORK, I.: Entwicklung eines operationellen Tideelbmodells auf der Basis des hydrodynamisch-numerischen Modellverfahrens BSHmod für die Nord- und Ostsee (OPTEL-A). Die Kueste, 79, 2012.
- SOARES DOS SANTOS, A. and DANIEL, P.: Oil spill modelling near the Portuguese coast. In: RODRIGUEZ, G. R. and BREBBIA, C. A. (Eds.): Oil and hydrocarbon spills II. WIT Press, 11-18, 2000.
- VENKATESH, S.; EL-TAHAN, H.; COMFORT, G. and ABDELNOUR, R.: Modelling the behaviour of oil spills in ice-infested waters. Atmosphere Ocean, 26(3), 303-329, 1990.
- WAMDI: The WAM Model – A Third Generation Ocean Wave Prediction Model. Journal of Physical Oceanography, 18(12), 1775-1810, 1988.

Operationelle Ozeanvorhersage für deutsche Küstengewässer

Thorger Brüning, Frank Janssen, Eckhard Kleine, Hartmut Komo, Silvia Maßmann, Inge Menzenhauer-Schumacher, Simon Jandt und Stephan Dick

Zusammenfassung

Am Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie ist bereits seit einigen Jahrzehnten ein numerisches Ozeanvorhersagesystem für Nord- und Ostsee mit Fokus auf dem deutschen Küstenbereich in der operationellen Anwendung. Alle Modellkomponenten befinden sich dabei in ständiger Weiterentwicklung. Hier wird die jüngste Modellentwicklung – die Einführung des Zirkulationsmodells BSH-HBM – beschrieben. Das Zirkulationsmodell ist eine wesentliche Informationsquelle für eine Reihe von Diensten an deutschen Küsten (z. B. Wasserstandsvorhersage- und Sturmflutwarndienst, Öldriftporhersage und Seenotrettung) und damit von zentraler Bedeutung in der Ozeanvorhersage.

Nach einem Überblick über das Modellsystem liegt der Schwerpunkt dieser Arbeit in der Darstellung der Modellergebnisse aus Validation und Anwendung des sich derzeit am Ende der Kalibrationsphase befindlichen Modells. Den Abschluss bildet ein Ausblick auf zukünftige Arbeiten sowohl in Bezug auf die inhaltliche als auch auf die technische Weiterentwicklung inklusive einiger neuer Modellkomponenten z. B. zur Ökosystemmodellierung und Datenassimilation.

Schlagwörter

HBM, Ozeanvorhersage, operationelles Ozeanzirkulationsmodell, Nordsee, Ostsee

Summary

A numerical ocean forecasting system for the North and Baltic Seas has been applied at the Federal Maritime and Hydrographic Agency (BSH) for several decades. The model system is under permanent revision and the latest development – the implementation of the ocean circulation model BSH-HBM – is presented here. The circulation model is of particular importance because it provides the basic information for a couple of services at the German coast, like e.g. the sea level prediction and storm surge warning service, or oil spill forecasting and search-and-rescue applications.

An overview of the basic components of the model system will be given. The main part is the presentation of validation results and some applications of the new system which still is in the final calibration phase. An outlook on future developments, both scientific and more technical, including completely new model components especially for data assimilation of ecosystem modelling completes the presentation.

Keywords

HBM, ocean forecast, operational ocean circulation model, North Sea, Baltic Sea

Inhalt

1	Einleitung	294
2	Modellsystem	295
2.1	Gleichungen	295
2.2	Modellsetup/Bathymetrie.....	296
2.3	Antrieb	297
2.4	Operationeller Ablaufplan /Computerausstattung	297
2.5	Archiv.....	298
3	Validierung	298
3.1	Wasserstand.....	298
3.1.1	Nordsee.....	298
3.1.2	Ostsee.....	300
3.2	Strömungen.....	301
3.3	Wassertemperatur	302
3.4	Salzgehalt	303
3.5	Meereis.....	304
4	Ergebnisse	304
4.1	Elbehochwasser im Juni 2013.....	304
4.2	Orkan Xaver am 5. und 6. Dezember 2013	305
5	Ausblick	306
5.1	Operationeller Ablaufplan/Computerausstattung	307
5.2	Datenassimilation.....	307
5.3	Ästuar-Modelle mit hoher Auflösung.....	307
5.4	Ökosystem-Modellierung	308
5.5	Gekoppelte Modelle	308
5.6	Ausbau der Rechenkapazität/massive Parallelisierung.....	308
6	Schriftenverzeichnis.....	309

1 Einleitung

Beim Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) besteht ein großer Bedarf an ozeanographischen Vorhersagedaten zur Unterstützung der internen operationellen Dienste wie der Wasserstandsvorhersage, des Sturmflutwarndienstes und des Eisdienstes sowie zur Unterstützung seiner externen Kunden, etwa der nationalen Seenotzentren, des Havariekommandos oder der Deutschen Marine. Um diese operationellen Verpflichtungen erfüllen zu können, betreibt und unterhält das BSH ein umfassendes numerisches Vorhersagesystem, das sich in stetiger Weiterentwicklung befindet.

Die operationelle Modellierung hat am BSH eine lange Tradition, die bereits in den frühen 1980er Jahren bei der Vorgängerinstitution DHI ihren Anfang nahm. Dabei lag der Schwerpunkt zunächst in der Nordsee. Die Sturmflutvorhersage für die deutsche Küste war und ist eine wichtige Aufgabe und gehörte daher zu den ersten Anwendungs-

bereichen. Später wurde der Bereich von Interesse auf das Gebiet der Ostsee erweitert. Im Verlauf der daraus entstehenden erfolgreichen Zusammenarbeit im Ostseeraum fand der am BSH entwickelte Modellcode BSHcmod weite Verbreitung in der Ostseegemeinschaft. Eine Modellvariante (HIROMB) wurde am Swedish Meteorological and Hydrological Institute (SMHI) installiert und weiterentwickelt und ist bis heute die Grundlage des offiziellen Öldriftporhersagesystems der HELCOM für die Ostsee. Eine weitere Modellvariante diente einige Jahre später als Grundlage des am Danish Meteorological Institute (DMI) aufgebauten Sturmflutwarnsystems. Alle drei Modellreihen wurden über mehrere Jahre hinweg aktiv weiterentwickelt und entfalteten sich mit der Zeit in verschiedene Richtungen. In den letzten Jahren wurde mit Unterstützung der MyOcean-Projekte der Versuch unternommen, die drei Entwicklungslinien zusammenzuführen. Das aus diesen Bemühungen hervorgegangene Modell HIROMB-BOOS (HBM) ist heute ein gemeinschaftliches Entwicklungsprojekt der Institute BSH, DMI, FMI (Finish Meteorological Institute) und MSI (Marine Systems Institute der Universität Tallinn). Beim BSH ist der Wechsel vom gegenwärtig operationell betriebenen Modell BSHcmod zum neuen Modell HBM noch nicht endgültig abgeschlossen. Daher werden in diesem Beitrag, in dem zum ersten Mal Ergebnisse aus dem zukünftigen operationellen Modell HBM präsentiert werden, teilweise auch laufende Arbeiten und zum großen Teil Ergebnisse aus der noch andauernden Kalibrierungsphase berücksichtigt.

2 Modellsystem

2.1 Gleichungen

Die Gleichungen des physischen Kerns von HBM sind weitgehend mit den Gleichungen von BSHcmod identisch, die in DICK et al. 2001 und DICK et al. 2008 beschrieben werden. Ein wichtiger Unterschied zu HBM ist jedoch die Möglichkeit, mit Hilfe eines Compiler-Flags zwischen dynamisch vertikalen Koordinaten (KLEINE 2004) und z-Koordinaten mit einer freien Oberfläche zu wählen. Für die operationelle Nutzung beim BSH werden dynamische vertikale Koordinaten ausgewählt.

Die größten Auswirkungen des physischen Kerns (im Vergleich zur aktuellen BSHcmod-Version 4) sind die Implementierung eines neuen Turbulenzschemas (ein in BERG 2012 beschriebenes k-Omega-Modell) und eines verbesserten Gitter-Nestings. In HBM ist ein vollständig dynamisches 2-Wege-Nesting implementiert, bei dem das eingebettete Gitter eine Fortsetzung des umgebenden Gitters ist. Dadurch werden Bereiche, die in einem Modell-setup mehrfach erfasst sind, nur in einem, nämlich dem feinsten Gitter berechnet. In allen größeren Gittern ist der Bereich des feineren Gitters nicht aktiv. Im BSH NOKU-Setup (siehe Abb. 2) wird dieses Verfahren in der inneren Deutschen Bucht und der westlichen Ostsee umgesetzt. Hier ist nur das sogenannte KU-Gitter (das feinere Gitter) aktiv, die entsprechenden Punkte im sogenannten NO-Gitter (dem gröberen Gitter) sind nicht aktiv (grauer Bereich im NO-Gitter siehe Abb.2). Die Produkte aus dem NO-Gitter decken weiterhin den gesamten Bereich ab. Eine ausführlichere Beschreibung der Nesting-Gleichungen und eine sehr detaillierte Beschreibung der technischen Implementierung von HBM mit Schwerpunkt auf der Parallelisierung finden sich bei BERG und POULSEN (2012).

Im neuen Modell wurden auch einige Parametrisierungen angepasst. Hierbei ist besonders die Parametrisierung der Windschubspannung nennenswert, bei der im Gegensatz

zum linearen Ansatz der BSHmod-Versionen ein quadratischer Ansatz zur Berechnung des Windschubkoeffizienten gewählt wird.

2.2 Modellsetup/Bathymetrie

Das BSH-Modellsystem umfasst vier Modellgitter, deren Berechnung in drei verschiedenen Modellsetups durchgeführt wird. Das erste Setup der Modellkette ist ein 2D-Modell des Nordostatlantiks (NA, Abb. 1) mit einer horizontalen Auflösung von ca. 10 km. Aus diesem Setup werden die Randwerte für das Gitter der Nord- und Ostsee (NO, Abb.2) extrahiert. Das NO-Gitter hat eine horizontale Auflösung von ca. 5 km und maximal 36 vertikale Schichten. In dieses Gitter wird mit Hilfe des oben genannten vollständig dynamischen 2-Wege-Nestings das feinere Küstengitter der inneren Deutschen Bucht und der westlichen Ostsee (KU, Abb. 3) mit einer horizontalen Auflösung von ca. 900 m und maximal 24 vertikalen Schichten integriert. Beide Gitter zusammen bilden das zweite Setup der Modellkette, das nachfolgend NOKU genannt wird. Das dritte Setup bildet das Elbe-Gitter (EL, Abb. 4), das größtenteils im Rahmen des OPTEL-Projekts entwickelt wurde (BORK und MÜLLER-NAVARRA 2011; MÜLLER-NAVARRA und BORK 2012). Es hat eine horizontale Auflösung von 90 m und maximal 7 vertikale Schichten. Im Gegensatz zu den Berechnungen im OPTEL-Projekt, bei dem das Elbe-Gitter durch 2-Wege-Nesting in das Küstengitter eingebettet wurde, wird es im operationellen Betrieb als eigenständiges Setup berechnet. Die Randwerte werden vom NOKU-Setup bereitgestellt.

Die Anzahl der vertikalen Schichten in den drei 3D-Gittern NO, KU und EL resultiert aus derselben vertikalen Partition. Die oberen 20 m werden in 10 Schichten von jeweils 2 m Dicke unterteilt. Zwischen 20 m und 100 m Wassertiefe gibt es fünf Schichten mit einer Dicke von 3 m und vierzehn Schichten mit einer Dicke von 5 m. In Wassertiefen unter 100 m ist die Auflösung relativ grob, die Schichten können bis zu 200 m dick sein.

Das BSH entwickelt und verwendet die beschriebenen Setups in der 4. Version. Das gesamte Modellsystem wird daher nachfolgend als V4 bezeichnet.

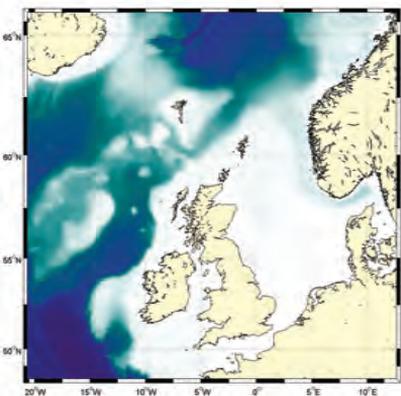


Abbildung 1: Wassertiefe des NA-Gitters.

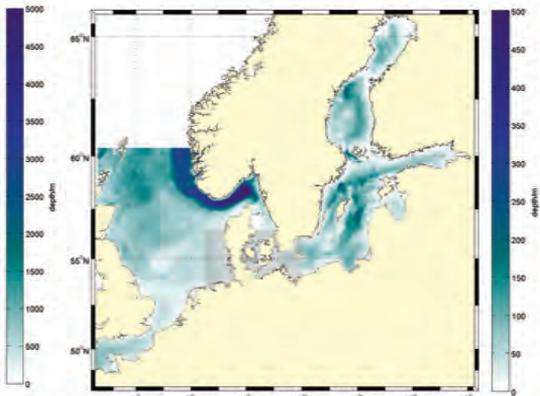


Abbildung 2: Wassertiefe des NO-Gitters. Der grau hinterlegte Bereich ist bei der Berechnung aufgrund des Nestings nicht aktiv.

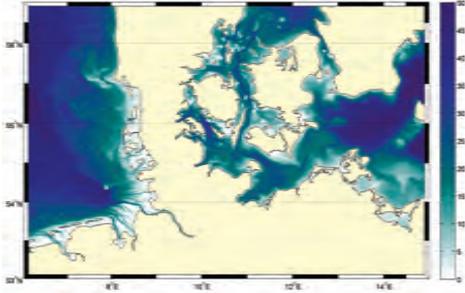


Abbildung 3: Wassertiefe des KU-Gitters.

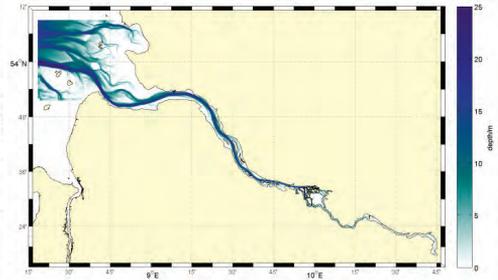


Abbildung 4: Wassertiefe des EL-Gitters.

2.3 Antrieb

Den atmosphärischen Antrieb für alle BSH-Modellsetups liefern die operationellen Vorhersagen des Deutschen Wetterdienstes (DWD). Die meteorologischen Eingabeparameter 10 Meter-Wind, Luftdruck, Feuchtigkeit, Bewölkung und 2 Meter-Lufttemperatur gehen viermal täglich beim BSH ein. Das NA-Setup benötigt Antriebsfelder mit kombinierten Werten, die aus dem Globalmodell GME (MAJEWSKI et al. 2012) mit einer effektiven horizontalen Maschenweite von 20 km und dem Regionalmodell COSMO-EU (SCHULZ und SCHÄTTLER 2011) mit einer horizontalen Maschenweite von aktuell 7 km entnommen werden. Die NOKU- und EL-Setups hingegen werden nur mit Daten aus COSMO-EU angetrieben.

Im NA-Setup wird eine nicht reflektierende Randbedingung (engl. radiation boundary condition) angewendet, sodass für den offenen Rand keine externen Daten benötigt werden. Am offenen Rand des NOKU-Setups werden die addierten Windstaudaten aus dem NA-Setup und Gezeiten auf Basis von 19 Partialtiden vorgegeben. Das EL-Setup schließlich bezieht seine Daten am offenen Rand aus dem NOKU-Setup.

Zusätzlich werden im NOKU-Setup Daten von 80 Flüssen und im EL-Setup Daten von einem Fluss (der Elbe) berücksichtigt. Die Daten zu den deutschen Flüssen werden von der Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG) auf operationeller Basis bereitgestellt. Die Daten aller Flüsse im Ostseeraum (mit Ausnahme der Oder) stammen aus dem operationellen HBV-Modell (BERGSTRÖM 1995), das am SMHI betrieben wird. Die Daten aller übrigen Flüsse in der Nordsee (hauptsächlich im Gebiet Großbritanniens) basieren aufgrund des fehlenden Datenbestands auf klimatologischen Daten.

2.4 Operationeller Ablaufplan / Computerausstattung

Das beschriebene Modellsystem wird gegenwärtig einmal pro Tag auf einem IBM P7 755-Server (4 x 8 Core, Power7-Prozessoren mit 3,6 GHz) mit 16 OpenMP-Threads und ohne MPI-Parallelisierung ausgeführt. Der HBM-Code wurde mit dem IBM-xlf-Compiler kompiliert. Die Ergebnisse werden mit MATLAB und GMT dargestellt.

2.5 Archiv

Das BSH unterhält ein umfangreiches Archiv von Modellvorhersagen, das Daten seit 2000 umfasst. Alle archivierten Daten sind kostenlos verfügbar. Der längste konsistente Datensatz ist die Ausgabe des früheren NOKU-Modellsetups V3, die mit der Vorgängerversion des BSHcmod-Modells berechnet wurde. Der Datensatz deckt die 14 Jahre zwischen 2000 und 2013 ab. Die Auflösung dieses Setups war halb so groß wie die Auflösung des aktuell verwendeten NOKU-Setups V4. Die von BSHcmod V4 berechneten Daten aus dem V4 NOKU-Setup werden seit 2008 archiviert.

Da sich sowohl das NA- als auch das NOKU-Setup des beschriebenen BSH-HBM-Modellsystems noch im prä-operationellen Modus befinden, werden gegenwärtig nur die mittels HBM berechneten Ergebnisse aus dem EL-Setup archiviert. Die Daten dieses Setups sind seit April 2013 verfügbar.

3 Validierung

Der häufig als Validierung bezeichnete quantitative Vergleich der Modellergebnisse mit verschiedenen Arten von Beobachtungen ist ein wichtiger Schritt in der Modellentwicklung. Die hier vorgestellte Modellversion befindet sich noch in einer prä-operationellen Phase, einige Kalibrierungsschritte müssen wiederholt werden. Dennoch ermöglichen die unten vorgestellten Ergebnisse bereits eine Einschätzung zur unteren Qualitätsgrenze der kommenden Version des operationellen Modells.

Als Hauptzeitraum der Validierung wurde das Jahr 2008 ausgewählt, da für dieses Jahr bereits ein umfangreicher Bestand an Beobachtungsdaten vorlag. Ein im November 2007 initialisierter Hindcast-Lauf diente als Grundlage für die Validierung. Im weiteren Verlauf dieses Kapitels werden einige Ergebnisse der Validierung von Wasserstand, Strömungen, Wassertemperatur, Salzgehalt und Meereis vorgestellt.

3.1 Wasserstand

Bei der Analyse der simulierten Wasserstände erscheint es sinnvoll, diese in zwei Bereiche bzw. Unterkapitel zu unterteilen: Zunächst wird die Nordsee betrachtet, in der Gezeiten die vorherrschende Komponente des lokalen Meeresspiegelanstiegs darstellen, sodass die Qualität der Modellausgabe in erster Linie von der Qualität der simulierten Gezeiten abhängt. Bei der Analyse im Nordseebereich wurden daher sowohl Gezeiten als auch Gesamtwasserstände berücksichtigt. Im nächsten Unterkapitel wird die Ostsee betrachtet, in der praktisch keine Gezeiten vorkommen; es werden daher nur die Gesamtwasserstände berücksichtigt.

3.1.1 Nordsee

Wie in Kapitel 2.3 erläutert, basieren die Gezeitenrandbedingungen im NOKU-Setup auf den 19 dominierenden Partialtiden. Angesichts der großen Zahl der Partialtiden und des nur kurzen Validierungszeitraums von einem Jahr ist eine umfassende Analyse der Gezeitendaten nicht machbar. Die Analyse wird stattdessen auf die zwei dominierenden halbtägigen Partialtiden M2 und S2 beschränkt. In Tab. 1 sind die Ergebnisse einer harmonischen Analyse der Modelldaten im Vergleich zu den harmonischen Konstanten aufgeführt. Die

Analysen basieren auf Beobachtungen des hydrographisch-ozeanographischen Dienstes der französischen Marine (SHOM 1982).

Tabelle 1: Amplitude und Phase aus der BSH-HBM-Ausgabe für M2- und S2-Tiden an ausgewählten Pegeln der deutschen Küste sowie Modellfehler im Vergleich zu den Daten aus SHOM (1982).

Pegel	M2	M2	M2	M2	S2	S2	S2	S2
	Amp [cm]	Amp Fehler [cm]	Pha [Grad]	Ph Fehler [Grad]	Amp [cm]	Amp Fehler [cm]	Pha [Grad]	Pha Fehler [Grad]
Borkum	107,6	2,8	278	8	28,1	1,0	338	5
Helgoland	113,2	4,6	312	0	30,8	1,9	13	-5
Cuxhaven	147,9	13,5	340	-4	37,1	2,7	46	-7
Büsum	154,7	-1,5	341	4	41,0	-1,1	47	0

Die Ergebnisse in Tab. 1 zeigen eine relativ gute Modelldarstellung von Amplitude und Phase für M2 und S2 an den betrachteten Pegeln. Nur die Amplitude bei Cuxhaven weist einen signifikanten Fehler gegenüber den SHOM-Daten auf. Hier gilt es jedoch zu bedenken, dass auch für die beobachteten Daten selbst eine Unsicherheit besteht. Eine kürzlich vom BSH durchgeführte Analyse einer Zeitreihe von 19 Jahren am Pegel Cuxhaven (persönliche Mitteilung durch Patrick Goffinet) ergab eine M2-Amplitude von 138 cm. Dies würde den Modellfehler auf ca. 10 cm reduzieren. Dessen ungeachtet erfüllt die modellierte M2-Amplitude bei Cuxhaven derzeit nicht die internen Qualitätskriterien des BSH. An weiteren Verbesserungen der Kalibrierung wird gearbeitet.

Bei der Validierung der Wasserstände in der Nordsee ist die Analyse auf die Scheitelwerte bei Gezeitenhoch- und -niedrigwasser beschränkt, da diese Werte für den Wasserstandsvorhersagedienst des BSH am interessantesten sind. Der exakte Zeitpunkt des Auftretens der Scheitelwerte wird bei dieser Methode nicht berücksichtigt.

Tabelle 2: Systematische Abweichung (Bias) und Bias-korrigierte Wurzel der mittleren quadratischen Abweichung von den Beobachtungen (RMSD) der Scheitelwerte der Gesamtwasserstände bei Hoch- und Niedrigwasser an ausgewählten Pegeln der deutschen Küste.

Pegel	Gesamtwasserstand			
	Hochwasser		Niedrigwasser	
	Bias [cm]	RMSD [cm]	Bias [cm]	RMSD [cm]
Borkum	-3	11	10	14
Helgoland	3	14	10	11
Cuxhaven	19	18	5	14
Büsum	15	18	6	17

Die in Tab. 2 aufgeführten Bias-Werte für die Pegel Borkum, Helgoland und Cuxhaven sind in erster Linie durch die Gezeitenfehler erklärbar. Der Bias in Büsum geht zum Teil auf die äußerst schwierigen topographischen Bedingungen im Umfeld des Pegels zurück. Die Bias-korrigierte Wurzel der mittleren quadratischen Abweichung von den Beobachtungen (RMDS) ist an allen Pegeln kleiner als 20 cm und somit bereits ausreichend. Dennoch bleibt immer Spielraum für künftige Verbesserungen. Die RMSD liegt jedoch auf dem gleichen Niveau wie im aktuellen operationellen Modell BSHmod.

In Abb. 5 ist die Häufigkeitsverteilung der Differenzen zwischen Hoch- und Niedrigwasserständen am Pegel Cuxhaven dargestellt. Unter Berücksichtigung des Bias beträgt die Rate der in einem Bereich von ± 10 cm reproduzierten Ereignisse 39 % für Hoch- und 49 % für Niedrigwasser. Im Bereich von ± 20 cm beträgt sie 69 % für Hoch- und 85 % für Niedrigwasser. Mehr als 90 % der Hoch- und Niedrigwasserereignisse werden im Bereich von ± 30 cm reproduziert.

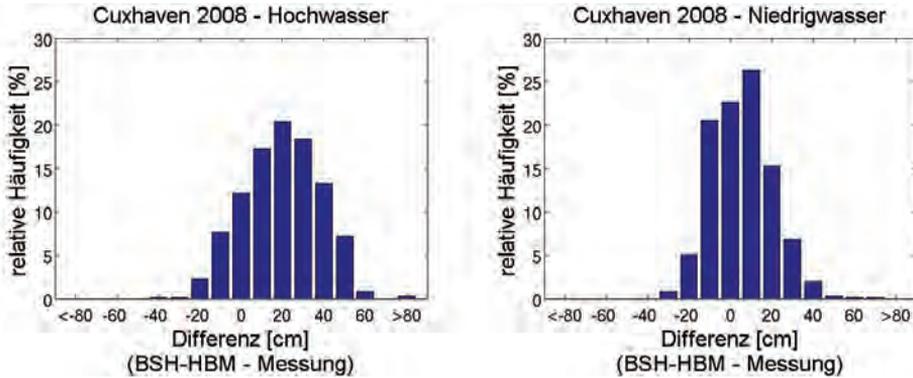


Abbildung 5: Häufigkeitsverteilung der Differenzen zwischen hohen (links) und niedrigen (rechts) Wasserständen am Pegel Cuxhaven im Jahr 2008.

3.1.2 Ostsee

In der Ostsee sind Schwankungen im Wasserstand in erster Linie auf Windeinflüsse und Seichen zurückzuführen. Das Gezeitensignal hingegen ist relativ gering, sodass die Wasserstandsvorhersagen für die Ostsee beträchtlich von denen für die Nordsee abweichen. Aus diesem Grund wird hier die direkte Ausgabe des Modellwasserstands validiert. Die in Abb. 6 exemplarisch aufgeführten Ergebnisse am Pegel Warnemünde zeigen eine recht gute Beschreibung des absoluten Wasserspiegelanstiegs und seiner Variabilität durch das Modell.

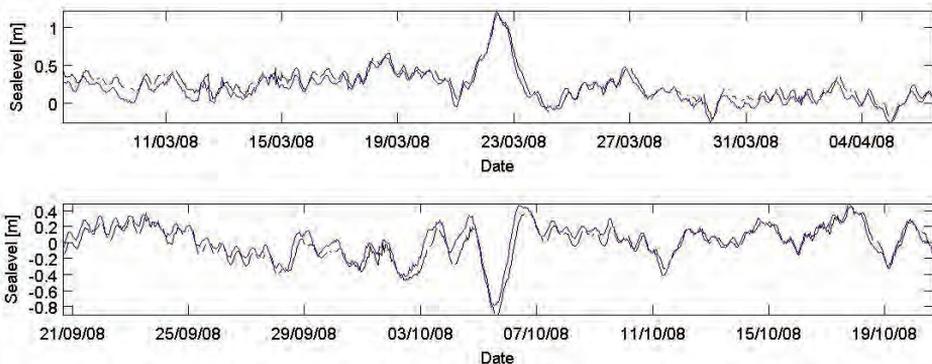


Abbildung 6: Wasserstands-Zeitreihen für zwei Sturmereignisse am Pegel Warnemünde im Jahr 2008. Beobachtungen sind schwarz, BSH-HBM-Daten blau dargestellt.

Wie aus Tab. 3 ersichtlich, sind die Ergebnisse bei Warnemünde mit Korrelationen von ca. 90 % und einer RMSD von ca. 10 cm für alle deutschen Pegel repräsentativ. Auch ist die Standardabweichung an allen Orten in Simulation und Beobachtung nahezu identisch.

Tabelle 3: Statistische Kenngrößen des Wasserspiegelanstiegs an deutschen Pegeln im Überblick. N ist die Gesamtanzahl der Messungen, σ die Standardabweichung vom Mittelwert, RMSD die mittlere quadratische Abweichung von den Messungen nach Bias-Korrektur und r die Korrelation.

Pegel	Wasserspiegelanstieg						
	Beobachtungen			BSH-HBM			
	N	σ [m]	Mittel [m]	Bias [m]	σ [m]	RMSD [m]	r
Kiel-Holtenau	8158	0,25	0,05	0,07	0,28	0,12	0,90
Koserow	8301	0,21	0,10	0,18	0,23	0,10	0,90
Sassnitz	5792	0,21	0,13	0,15	0,22	0,10	0,89
Travemünde	8472	0,24	0,07	0,08	0,28	0,12	0,90
Warnemünde	7477	0,22	0,08	0,11	0,25	0,11	0,89

3.2 Strömungen

Der direkte Vergleich zwischen Modell und Beobachtungen ist aufgrund der sehr großen, durch lokale topographische Einflüsse bedingten natürlichen lokalen Variabilität von Strömungen sowie aufgrund der modellimmanenten räumlichen Mittelung immer eine Herausforderung. Der spärliche Bestand an verfügbaren Messwerten kommt erschwerend hinzu. Für das Jahr 2008 liefern nur wenige Pegel in der Ostsee verwertbare Daten. Ein Vergleich der Strömungsgeschwindigkeitsdaten aus Beobachtungen und der entsprechenden Modellzelle ergibt zum großen Teil eine gute Übereinstimmung. Erkennbar ist dies daran, dass die modellierte Standardabweichung an allen Pegeln in demselben Bereich liegt wie die beobachtete. Der Bias liegt an den meisten Pegeln bei unter 10 cm/s. Abb. 7 zeigt die boden- und oberflächennahe Strömungsgeschwindigkeit am Pegel Arkona in einer Zeitreihe.

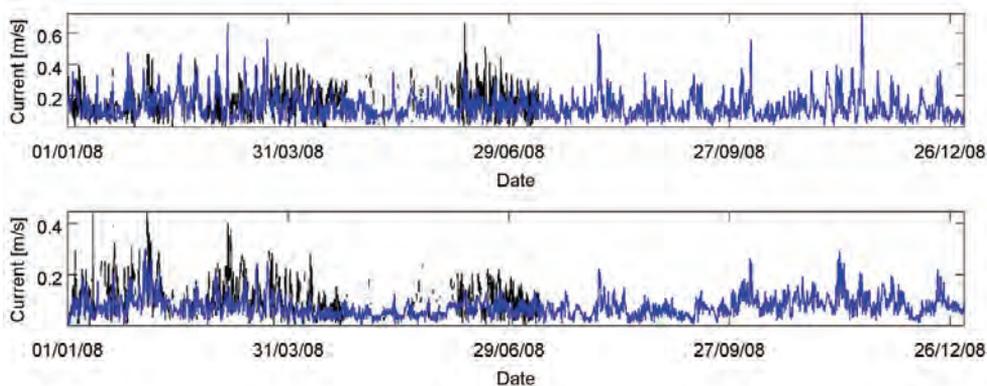


Abbildung 7: Zeitreihen der Strömungsgeschwindigkeit an der Oberfläche (oben) und am Boden (unten) am Pegel Arkona. Beobachtungsdaten sind schwarz, BSH-HBM-Daten blau dargestellt.

3.3 Wassertemperatur

Zur Validierung der Wassertemperatur stehen Daten zur Temperatur an der Meeresoberfläche (SST) aus einem L3-Satellitenprodukt, welches durch Zusammenführung mehrerer Datenquellen generiert wurde (engl. super-collated), sowie Profildaten in der Nord- und Ostsee zur Verfügung.

In Bezug auf SST zeigt BSH-HBM eine äußerst genaue Reproduktion der Satellitendaten. Der Bias ist das ganze Jahr 2008 hindurch fast im gesamten NOKU-Bereich kleiner als 1 °C und auch die RMSD zwischen den BSH-HBM- und Satellitendaten liegt meist unter 1 °C (Abb. 8).

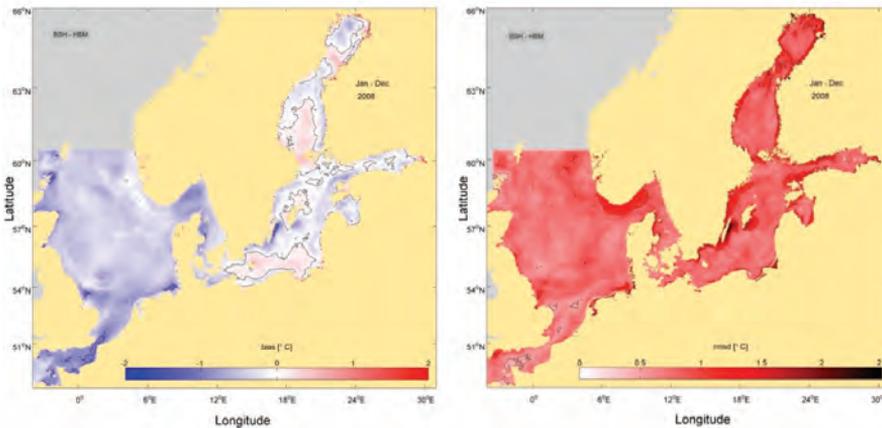


Abbildung 8: Bias (links) und RMSD (rechts) der SST-Daten aus BSH-HBM und L3-Satellitenprodukt im Jahr 2008.

Eine detailliertere Analyse der modellierten Wassertemperatur ist an In-Situ-Stationen mit größeren Wassertiefen möglich, die über Sensoren in unterschiedlichen Tiefen verfügen. An diesen Stationen wurden oberflächen- und bodennahe Daten berücksichtigt.

Die oberflächennahen Ergebnisse bestätigen die Ergebnisse aus der satellitenbasierten SST-Analyse. An den deutschen Stationen ist der Bias kleiner als 0,5 °C, die RMSD kleiner als 0,7 °C und die Korrelation größer als 97 %.

In größeren Wassertiefen sind die Abweichungen von den Beobachtungen ausgeprägter. In großen Tiefen ab 80 Metern wird die Temperatur in der Simulation vor allem in der Ostsee nicht angemessen erfasst. Da Tiefwassereigenschaften in der Ostsee langen Zeitmaßstäben folgen, lässt sich nur schwer beurteilen, ob das Modell tatsächlich ein schweres Defizit aufweist (weil z. B. die vertikale Auflösung zu grob ist), oder ob die Differenzen mit der kurzen Validierungsperiode von einem Jahr zusammenhängen, da die problematischen Ergebnisse in der Initialisierungs- und Anlaufphase in diesem Zeitraum nicht ausreichend ausgeglichen werden können.

Gleichwohl ist die Korrelation am Boden der deutschen Stationen der Nord- und der Ostsee generell immer noch größer als 90 %, die RMSD liegt zwischen 0,5 und 1,5 °C und der Bias zwischen 0,2 und 2 °C. Insgesamt besteht also eine gute Übereinstimmung zwischen den HBM-Daten und den beobachteten Daten wie in Abb.9 an einem Beispiel dargestellt.

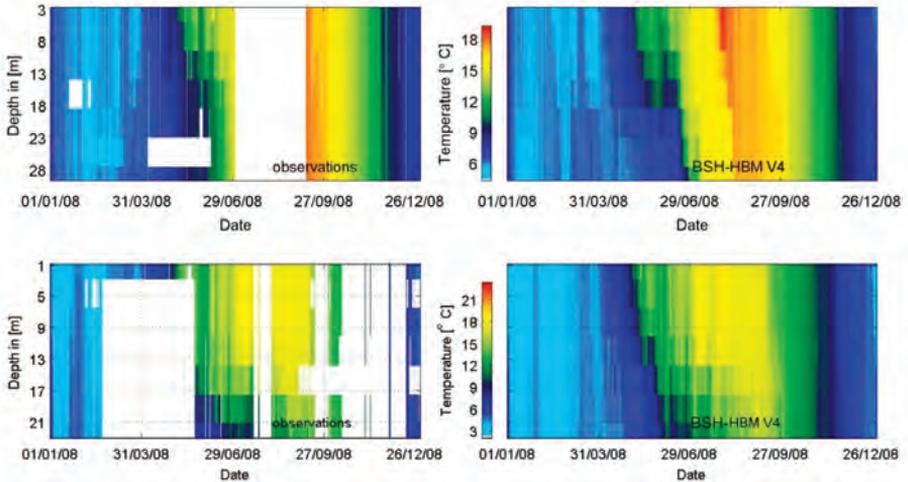


Abbildung 9: Karten zu Temperatur, Zeit, Tiefe am Pegel UFS Deutsche Bucht/Nordsee (oben) und am Pegel Fehmarnbelt/Ostsee (unten). In beiden Fällen sind die Beobachtungsdaten links, die BSH-HBM-Daten rechts abgebildet.

3.4 Salzgehalt

Für den ausgewählten Kalibrierungszeitraum lagen leider nur wenige Beobachtungsdaten vor, sodass eine Messung des Salzgehalts nur an einigen Stationen der Ostsee möglich war. Generell konnte das Modell den Salzgehalt an der Oberfläche recht zufriedenstellend abbilden. Auch die Werte des Salzgehalts unter der Halokline, also in Tiefen von mehr als 60-80 m, zeigen dank der guten Ausgangsbedingungen eine gute Übereinstimmung. Oberhalb der permanenten Halokline und unterhalb der Oberfläche, das heißt in Tiefen wie sie am Boden aller Stationen der deutschen Ostsee gegeben sind, zeigen die Messungen im Allgemeinen stärkere Schwankungen als das Modell und auch Bias und RMSD sind relativ hoch. Die wahrscheinlichste Erklärung hierfür ist die komplexe Bathymetrie der Ostsee und die (wahrscheinlich zu) grobe vertikale Auflösung des Modellsetups. Abb.10 zeigt als Beispiel den Salzgehalt an der Station Fehmarnbelt in einer Zeitreihe.

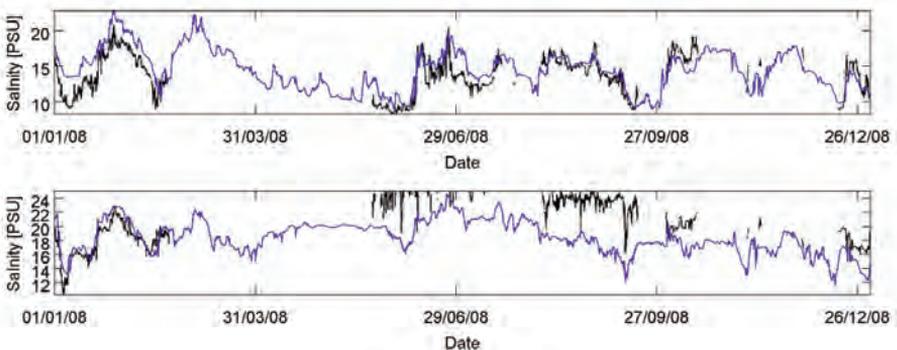


Abbildung 10: Zeitreihen des Salzgehalts an der Oberfläche (oben) und am Boden (unten) an der Station Fehmarnbelt. Beobachtungen sind schwarz, BSH-HBM-Daten blau dargestellt.

In jedem Fall besteht für den Parameter Salzgehalt in zukünftigen Modellversionen mit höheren (vertikalen) Auflösungen und der Möglichkeit der Datenassimilation ein hohes Verbesserungspotenzial.

3.5 Meereis

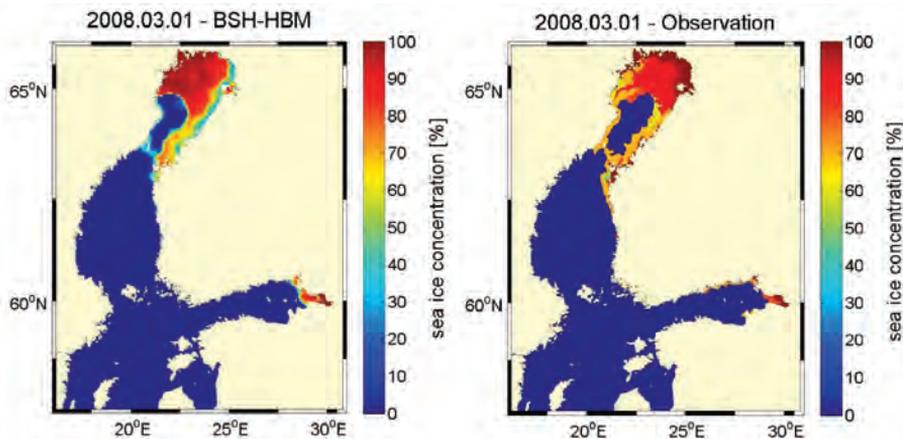


Abbildung 11: Vergleich von vorhergesagten (links) und beobachteten (rechts) Meereiskonzentrationen in der Ostsee am 1. März 2008.

Der Winter des Jahres 2008 war relativ mild, sodass nur wenig Meereis beobachtet wurde. Abb. 11 zeigt einen Vergleich der simulierten und beobachteten Meereiskonzentration am 1.3.2008, dem Tag mit der größten Meereisausdehnung im Jahr 2008. Die Meereisausdehnung und die allgemeine Verteilung sind recht ähnlich. Lokal betrachtet unterscheiden sich die Konzentrationen jedoch erheblich.

4 Ergebnisse

Im vorliegenden Kapitel werden einige Ergebnisse aktueller Berechnungen vorgestellt, die die Kapazität des neuen BSH-HBM-Modellsystems zur Durchführung von Simulationen besonderer Ereignisse von starkem öffentlichem Interesse unter Beweis stellen. Dabei werden zwei Ereignisse aus dem Jahr 2013 herausgestellt: das Elbehochwasser im Juni und der Orkan Xaver im Dezember. Beide Ereignisse führten zu einem starken Anstieg der Wasserstände. Um die Folgen der Ereignisse für die betroffene Bevölkerung möglichst gering zu halten, waren exakte Vorhersagen nötig.

4.1 Elbehochwasser im Juni 2013

Starke Regenfälle führten im Mai und Juni 2013 im Bereich verschiedener Flüsse im südöstlichen Mitteleuropa zu Überschwemmungen. Entlang der Elbe wurden bislang unerreichte Höchstwasserstände gemessen. Infolge der enormen Wassermassen kam es in den ohnehin in hohem Maße durch den Oberwasserabfluss belasteten tidebeeinflussten Teilen des Elbeästuars zwischen St. Pauli und dem Wehr in Geesthacht zu Extremwasserständen.

Die Vorhersagen des Oberwasserabflusses waren von großen Unsicherheiten und mithin einer hohen Variabilität geprägt. Allerdings basiert die bestmögliche Vorhersage des BSH-HBM-Modells auf Abflussberechnungen aus Wasserstandsmessungen am Pegel Neu Darchau, der außerhalb des EL-Modellgebiets liegt, wobei auch die noch nie zuvor erreichten Werte des Oberwasserabflusses, die mit über 4000 m³/s fast fünfmal höher waren als der Mittelwert, mit Unsicherheit behaftet waren.

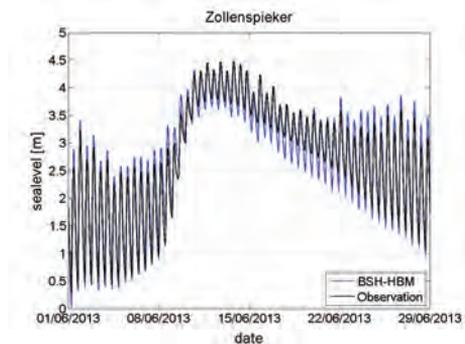


Abbildung 12: Wasserstände während des Elbehochwassers am Pegel Zollenspieker.

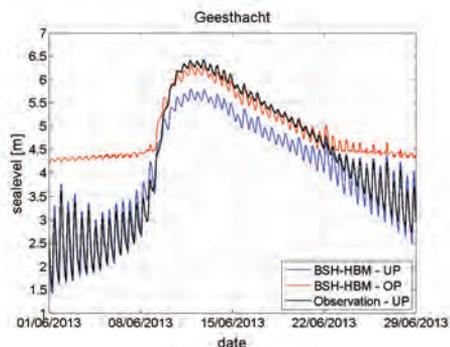


Abbildung 13: Wasserstände während des Elbehochwassers am Pegel Geesthacht-UP. Zusätzlich werden Modellergebnisse am Pegel Geesthacht-OP gezeigt.

Trotz der gegebenen Unsicherheiten konnte BSH-HBM das Elbehochwasser an den meisten Pegeln zwischen St. Pauli und Geesthacht (beispielsweise bei Zollenspieker) sehr gut abbilden (Abb. 12). Lediglich direkt unterhalb des Wehrs in Geesthacht („Unterpegel“ – UP) war der absolute Scheitel im Modell etwa 0,5 m zu niedrig. Dieser Fehler lässt sich jedoch auf die schwierige Modellierung des Wehrs selbst zurückführen, das während des Hochwassers vollständig geöffnet war. Die Modellergebnisse direkt oberhalb des Wehrs („Oberpegel“ – OP) zeigten eine sehr gute Übereinstimmung mit den Beobachtungen (Abb.13).

4.2 Orkan Xaver am 5. und 6. Dezember 2013

Am 5. und 6. Dezember 2013 erreichte der Orkan Xaver die innere Deutsche Bucht mit sehr hohen mittleren Windgeschwindigkeiten zwischen 45 und 55 Knoten (9-10 Beaufort) aus nordwestlichen Richtungen (Abb. 15). Während der fast zwei Tage andauernden hohen mittleren Windgeschwindigkeiten, die zeitweise eine Stärke von bis zu 12 Beaufort erreichten, konnten an fast allen Pegeln der deutschen Nordsee bis zu vier Sturmfluten und bis zu zwei starke Sturmfluten in Folge beobachtet werden. Der höchste Wasserstand während Xaver wurde am Pegel St. Pauli beobachtet. Er lag 3,98 m über dem mittleren Hochwasser, also 6,09 m über dem mittleren Meeresspiegel – eine sehr starke Sturmflut und der zweithöchste Wert, der jemals beobachtet wurde.

Trotz der Überschätzung der Niedrigwasser während Xaver erwies sich das BSH-HBM-Modell für die Wissenschaftler des Sturmflutwarndienstes als äußerst nützliches Tool, da es die Sturmfluten sehr gut abbilden konnte. Am Pegel Cuxhaven lagen die Fehler der Höchstwasserstände bei Hochwasser unter 10 cm und am Pegel St. Pauli unter 25 cm (Abb. 14) – ein sehr gutes Ergebnis in Anbetracht der außergewöhnlich hohen Beobachtungswerte.

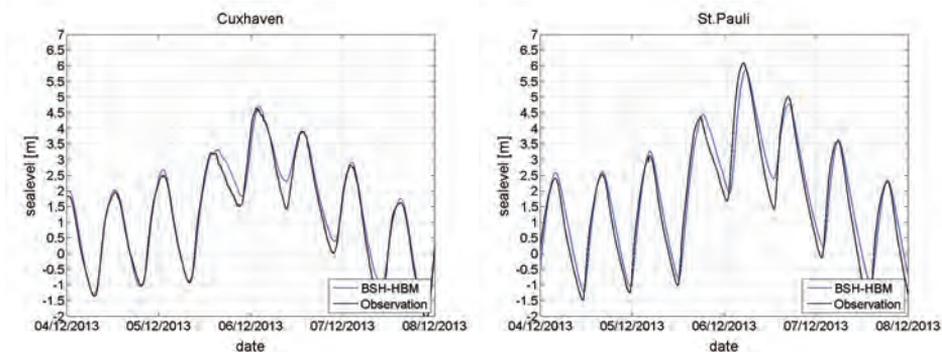


Abbildung 14: Wasserstände an den Pegeln Cuxhaven (links) und St. Pauli (rechts) während des Orkans Xaver.

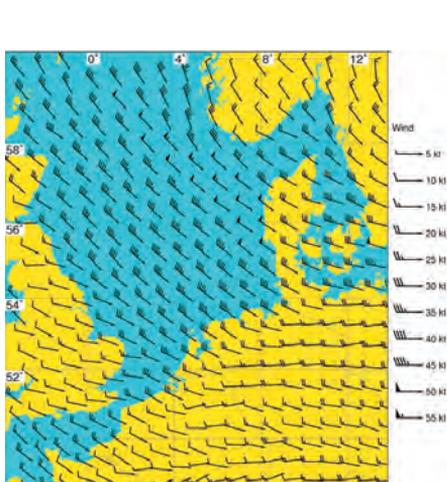


Abbildung 15: Mittlerer Wind in 10 Meter Höhe am 6. Dezember 2013, 00 UTC nach COSMO-EU.

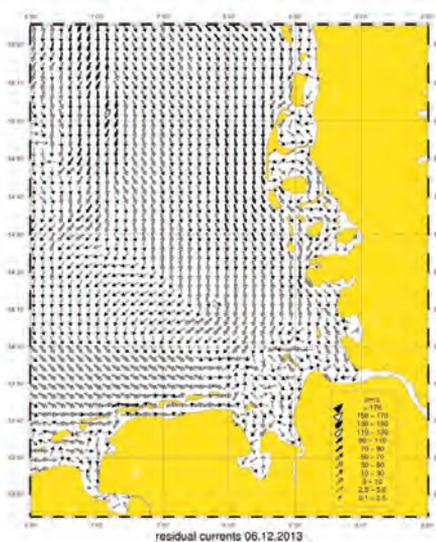


Abbildung 16: Residuale Strömungen an der Oberfläche in der Deutschen Bucht am 6. Dezember 2013 nach BSH-HBM.

Sehr eindrucksvoll waren auch die modellierten residualen Strömungen an der Oberfläche, die in der Deutschen Bucht fast überall zwischen 30 und 90 cm/s lagen (Abb.16) und damit dreimal so hoch waren wie unter vergleichbaren stabilen Windbedingungen mit 4-5 Beaufort aus konstanter Richtung während des gesamten Tages.

5 Ausblick

Das Modellsystem befindet sich in ständiger Weiterentwicklung. Um die sich ändernden und in der Regel steigenden Kundenanforderungen erfüllen zu können, wird es sowohl auf wissenschaftlicher als auch auf technischer Ebene fortlaufend aktualisiert, angepasst und erweitert. Im Folgenden sind die wichtigsten Punkte der Weiterentwicklung aufgeführt:

5.1 Operationeller Ablaufplan/Computerausstattung

Durch das letzte beim BSH durchgeführte Hardware-Upgrade auf drei IBM P7 755-Server (4 x 8 Core, Power7-Prozessoren mit 3,6 GHz) und den starken Ausbau der Rechenleistung durch den HBM-Code sind die Modellläufe im Vergleich zu den vorherigen Systemen wesentlich schneller. Die frei gewordenen Ressourcen sollen hauptsächlich für die Verbesserung des operationell Ablaufplans eingesetzt werden. Aktuell wird nur das 2D-Sturmflutmodell viermal täglich mit den neuesten meteorologischen Daten gerechnet. Für das 3D-Zirkulationsmodell erfolgt nur ein Modelllauf pro Tag. In der letzten Phase der geplanten Aktualisierung des operationellen Ablaufplans sollen das 3D-NOKU-Setup und das 3D-EL-Setup viermal täglich gerechnet werden und Vorhersagedaten für mindestens 78 Stunden im Voraus liefern. In der Zwischenphase werden zwei Läufe pro Tag angestrebt. Weiterhin ist eine Optimierung der Datenbereitstellung für interne und externe Kunden vorgesehen. Die Zeit zwischen Modelllauf und Datenbereitstellung soll verkürzt und das System weiter stabilisiert werden.

5.2 Datenassimilation

Alle heute beim BSH durchgeführten Modellläufe sind komplett unabhängig, das heißt, außer der indirekten Verbindung, die über die Nutzung von Beobachtungsdaten in den Randbedingungen gegeben ist, besteht keine direkte Verbindung zwischen Modellgebiet und Beobachtungsgebiet. Am stärksten wirkt sich dies auf die Modellierung physikalischer Prozesse im Ozean aus, die keinen direkten Bezug zum atmosphärischen Antrieb haben, zum Beispiel die haline Schichtung. Zur Überwindung dieser Einschränkung wurden in den letzten Jahrzehnten Datenassimilationsverfahren entwickelt – zunächst in der Meteorologie und später auch in der Ozeanmodellierung. Das BSH arbeitet zusammen mit dem Alfred-Wegener-Institut (AWI) an der Entwicklung einer Datenassimilationskomponente. Schon nach dem ersten Schritt der Implementierung eines Datenassimilationschemas für die Temperatur an der Meeresoberfläche (SST) wurde ein erheblicher Fehlerrückgang erreicht (LOZA et al. 2012; LOZA et al. 2014). Die Assimilation von SST-Daten aus Satellitenbeobachtungen wurde auf Temperatur- und Salzgehaltprofile erweitert (LOZA et al. 2013). Die Einbindung weiterer Datenquellen zu Temperatur und Salzgehalt (z. B. FerryBox-Systeme) ist geplant. Darüber hinaus sollen die Methoden auf Ozeanströmungen, Meereis und Wasserstände erweitert werden. Um das im Moment noch prä-operationelle Datenassimilationschema voll funktionsfähig zu machen, wird ein weiterer Ausbau der Rechenkapazitäten am BSH nötig sein.

5.3 Ästuar-Modelle mit hoher Auflösung

Präzise Vorhersagen von Strömungen, Wasserstand und anderen Parametern in komplexen Küstengebieten wie den deutschen Nordseeästuaren setzen eine extrem hohe räumliche Auflösung voraus. Ein erster Schritt in Richtung hochauflösende Vorhersagen wurde im OPTEL-Projekt mit der Entwicklung eines Setups für das Elbeästuar mit einem horizontalen Rasterabstand von 90 m vollzogen. Die Weiterentwicklung des Elbe-Modells wird seit Anfang 2013 operationell betrieben. Es ist geplant, ein hochauflösendes Modell-

setup mit einer räumlichen Auflösung von mindestens 100 m auch für die Jade-/Weser- und Ems-Ästuar einzurichten.

5.4 Ökosystem-Modellierung

Immer häufiger werden Meeresdaten angefragt, die nicht auf die physische Umwelt beschränkt sind, so etwa von den zuständigen Ämtern für die Umsetzung der europäischen Meeresrichtlinien, z. B. der Wasserrahmenrichtlinie oder der Meeresstrategie-Rahmenrichtlinie. Aus diesem Grund wird an der Entwicklung einer Ökosystemkomponente gearbeitet, die einer breiten Palette an Kunden biogeochemische Informationen bereitstellen kann. Das operationelle Setup für die Nord- und die Ostsee, das auf einer Kopplung von HBM und dem bereits etablierten Ökosystemmodell ERGOM (NEUMANN 2000; MAAR et al. 2011) basiert, befindet sich gegenwärtig in der Kalibrierungsphase.

5.5 Gekoppelte Modelle

Ein weiteres Feld intensiver Entwicklungsbemühungen ist die verbesserte Integration verschiedener Modellkomponenten in ein gekoppeltes System.

Die Integration von Ozean und Eis liegt zwar schon einige Jahre zurück und wird beim BSH bereits operationell betrieben, doch es bleibt noch Raum für Verbesserungen. Insbesondere die Simulation der Eis-Rheologie und der zugehörigen dynamischen Entwicklung von Meereis ist Gegenstand weiterer Untersuchungen.

Auch in anderen Bereichen der Modellkopplung sind bereits große Fortschritte erzielt worden. Die Kopplung von Ozeanströmungen und Seegang befindet sich bereits seit einigen Jahren in der prä-operationellen Phase (MURAWSKI 2007) und wird nun auf Grundlage der neuesten Entwicklungen der Einzelkomponenten (HBM für Ozeanzirkulation, WAM (KOMEN et al. 1994; KIESER et al. 2012) für den Seegang) neu erforscht. Ein weiterer, vom BSH bis jetzt noch nicht angegangener Bereich ist die Kopplung von Ozean und Atmosphäre. Hier ist ein gekoppeltes System auf Basis von COSMO (2013) und HBM geplant.

5.6 Ausbau der Rechenkapazität/massive Parallelisierung

Der Betrieb eines operationellen Ozeanvorhersagesystems ist extrem rechenintensiv. Die ständig steigenden Nutzeranforderungen erfordern die fortlaufende Erweiterung der Rechenleistungen. Zur Unterstützung einer massiven Parallelisierung wie sie für zukünftige hochauflösende Setups und insbesondere für die Datenassimilation benötigt wird, wird die nächste Computergeneration beim BSH ein Linux-Cluster sein, das höhere Skalierbarkeit und geringere Computing-Kosten verspricht.

6 Schriftenverzeichnis

- BERG, P.: Mixing in HBM. Scientific Report. Copenhagen, Danish Meteorological Institute, 12-03, 2012.
- BERG, P. and POULSEN, J. W.: Implementation details for HBM. Technical Report Copenhagen, Danish Meteorological Institute, 12-11, 2012.
- BERGSTROM, S.: The HBV model. In: Singh, V. P. (Ed.) Computer Models of Watershed Hydrology. Water Resources Publications, Highlands Ranch, CO., 443-476, 1995.
- BORK, I. und MÜLLER-NAVARRA, S. H.: Entwicklung eines operationellen Tideelbmodells auf der Basis des hydrodynamisch-numerischen Modellverfahrens BSHcmod für die Nord- und Ostsee (OPTEL-A). Hamburg, Germany, Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie, 2011.
- CONSORTIUM FOR SMALL SCALE MODELING (COSMO): Core documentation of the COSMO-model.
Stand: 11.10.2013: <http://www.cosmo-model.org/content/model/documentation/core/default.htm>
- DICK, S.; KLEINE, E. and JANSSEN, F.: A new operational circulation model for the North Sea and Baltic Sea using a novel vertical co-ordinate setup and first results. In: DALHIN, H.; BELL, M. J.; FLEMMING, N. C. and PETERSSON, S. E.: Coastal to Global Operational Oceanography: Achievements and Challenges. Proceedings of the Fifth International Conference on EuroGOOS, 20-22 May 2008, Exeter, UK, 225-231, 2008.
- DICK, S.; KLEINE, E.; MÜLLER-NAVARRA, S. H.; KLEIN, H. and KOMO, H.: The operational circulation model of BSH (BSH cmod). Model description and validation, Berichte des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie 29/2001, Hamburg, Germany, Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie, 2001.
- KIESER, J.; BRUNS, T.; LINDENTHAL, A.; BRÜNING, T.; JANSSEN, F.; BEHRENS, A.; LI, X. M.; LEHNER, S. and PLESKACHEVSKY, A.: First studies with the high-resolution coupled wave current model CWAM and other aspects of the project Sea State Monitor, presentation, 2012.
<http://www.waveworkshop.org/13thWaves/index.htm>, Banff
- KLEINE, E.: A class of hybrid vertical coordinates for ocean circulation modelling, Proceedings 6th HIROMB Scientific Workshop, St.Petersburg: 7-15, 2004.
- KOMEN, G. J.; CAVALERI, L.; DONELAN, M.; HASSELMANN, K.; HASSELMANN S. and Janssen, P. A. E. M.: Dynamics and Modelling of Ocean Waves, Cambridge University Press, Brest, 532 p., ISBN-13: 978-2-521-57781-6, 1994.
- LOZA, S.; SCHRÖTER, J.; DANIVLOV, S.; NERGER, L.; MABMANN, S. and JANSSEN, F.: Assimilating NOAA SST data into the BSH operational circulation model for the North and Baltic Seas: Inference about the data. Journal of Marine Systems, 105-08, 152-162, doi: 10.1016/j.jmarsys.2012.07.008 , hdl:10013/epic.39926, 2012.
- LOZA, S.; DANIVLOV, S.; SCHRÖTER, J.; NERGER, L.; MABMANN, S. and JANSSEN, F.: Assimilating NOAA's SST data and in situ T, S profiles into the BSH operational circulation model for the North and Baltic Seas. Poster, The Future of Operational Oceanography, Congress Center Hamburg, Hamburg, Germany, 8 October 2013 - 10 October 2013. hdl:10013/epic.42579, 2013.

- LOZA, S.; DANIVLOV, S.; SCHRÖTER, J.; JANJIC PFANDER, T.; NERGER, L. and JANSSEN, F.: Assimilating NOAA SST data into BSH operational circulation model for the North and Baltic Seas: Part 2. Sensitivity of the forecast's skill to the prior model error statistics, *Journal of Marine Systems*, 129, 259-270, doi: 10.1016/j.jmarsys.2013.06.011 , hdl:10013/epic.41927, 2014.
- MAAR, M.; MØLLER, E. F.; LARSEN, J.; MADSEN, K. S., WAN, Z.; SHE, J.; JONASSON, L. and NEUMANN, T.: Ecosystem modelling across a salinity gradient from the North Sea to the Baltic Sea. *Ecological Modelling*, 222, 1696-1711, 2011.
- MAJEWSKI, D.; FRANK, H.; LIERMANN, D. und RITTER, B.: Kurze Beschreibung des Globalmodells GME (20 km / L60) und seiner Datenbanken auf dem Datenserver des DWD, 2012. Stand: 01.11.2018: https://www.dwd.de/SharedDocs/downloads/DE/modelldokumentationen/nwv/gme/gme_dbbeschr_201202.pdf
- MÜLLER-NAVARRA, S. H. und BORK, I.: Entwicklung eines operationellen Tideelbmodells auf der Basis des hydrodynamisch-numerischen Modellverfahrens BSHmod für die Nord- und Ostsee (OPTTEL-A), *Die Küste* (not published), 2012.
- MURAWSKI, J.: Die Wechselwirkung von Seegang und Strömung: Eine theoretische Grundlegung mit Modellanwendungen. dissertation. Universität Hamburg, GKSS 2007/12, 2007.
- NEUMANN, T.: Towards a 3D-ecosystem model of the Baltic Sea. *Journal of Marine Systems*, 25, 405-419, 2000.
- SERVICE HYDROGRAPHIQUE ET OCÉANOGRAPHIQUE DE LA MARINE (SHOM) (Ed.): *Table des marées des grands ports du monde*, Le Service, Brest, 186 p., ISBN-13: 978-2-110-80386-3, 1982.
- SCHULZ, J. P. und SCHÄTTLER, U.: Kurze Beschreibung des Lokal-Modells Europa COSMO-EU (LME) und seiner Datenbanken auf dem Datenserver des DWD, 2009. Stand: 01.11.2018: https://www.dwd.de/SharedDocs/downloads/DE/modelldokumentationen/nwv/cosmo_eu/lme_dbbeschr_200901.pdf

Sturmfluten in den Ästuaren der Elbe, Jade-Weser und Ems

Elisabeth Rudolph

Zusammenfassung

Sturmfluten in den Ästuaren von Elbe, Jade-Weser und Ems können große Schäden verursachen und das Leben der Bewohner dieser Küstengebiete gefährden. Um ein besseres Verständnis für die Bedeutung der Prozesse zu bekommen, die die Höhe einer Sturmflut entlang des Ästuars beeinflussen, werden die Ergebnisse einer Sensitivitätsstudie analysiert. Durch den Einsatz hydrodynamischer numerischer Modelle der Ästuarie können die Auswirkungen des Windes über dem Ästuar, eines Meeresspiegelanstieges in der Mündung des Ästuars und einer Zunahme des Oberwasserzuflusses in das Ästuar getrennt untersucht werden. Wind, Abfluss und Meeresspiegelanstieg werden auf der Grundlage des heutigen Wissens über die möglichen Auswirkungen des Klimawandels systematisch verändert. Die Ergebnisse der Sensitivitätsstudie geben einen Hinweis auf die mögliche Bandbreite der durch den Klimawandel hervorgerufenen Veränderungen der Sturmflut-scheitelwasserstände, ermöglichen Vulnerabilitäten zu identifizieren und Anpassungsmaßnahmen zu entwickeln.

Schlagwörter

Sturmflut, Sturmflutszenario, hydrodynamisch numerisches Modell, Ästuar, Sensitivitätsstudie, Wind, Meeresspiegelanstieg, Oberwasserzufluss

Summary

Storm surges in the estuaries along the German Bight of Elbe, Jade-Weser and Ems may cause severe damages and endanger the life of the inhabitants of these coastal areas. The results of a sensitivity study are analysed in order to arrive at a better understanding of the importance of the processes modifying the height of a storm surge along an estuary. Hydrodynamic-numerical models can be used to carry out separate investigations on the impact of the wind over the estuary, the sea level rise at the mouth of the estuary and the freshwater discharge into the estuary. Wind, freshwater discharge and sea level rise are varied systematically, in line with today's knowledge, within the range of expected changes in future climates. The results of this sensitivity study show a bandwidth of possible changes in water levels during storm surge. This study enables vulnerabilities along the estuaries due to climate change to be identified and adaptation strategies to be developed.

Keywords

storm surge, storm surge scenario, hydrodynamic numerical model, estuary, sensitivity study, wind, sea level rise, fresh water discharge

Inhalt

1	Einleitung	312
2	Numerische Modellierung von Sturmfluten.....	313
3	Sensitivitätsstudie	314
4	Ergebnisse	315
4.1	Meeresspiegelanstieg.....	315
4.2	Lokaler Wind über den Ästuaren	316
4.3	Oberwasserzufluss	317
5	Schlussfolgerungen	318
6	Danksagung.....	319
7	Schriftenverzeichnis.....	319

1 Einleitung

Numerische Modelle von Ästuaren werden für unterschiedliche Zwecke eingesetzt. Im Projekt OPTEL wurde gezeigt, dass es möglich ist, mit hydrodynamisch-numerischen Modellen des Elbeästuars zuverlässige Vorhersagen von Wasserstand, Strömungsgeschwindigkeit und Salzgehalt sowohl unter alltäglichen Bedingungen als auch unter Sturmflutbedingungen zu erstellen (BORK und MÜLLER-NAVARRA 2012; KREMP et al. 2012). Im Projekt MUSE wurden mit numerischen Modellen historische Sturmfluten nachgerechnet, um Aufschluss zu erhalten, wie eine historische Sturmflut in der heutigen Topographie aussehen würde (MÜLLER-NAVARRA et al. 2006). Hydrodynamisch-numerische Modelle von Ästuaren leisten einen nützlichen Beitrag bei der Untersuchung der Bedeutung der Prozesse, die Sturmfluten in Ästuaren verursachen oder beeinflussen.

Herbst- und Winterstürme über der Nordsee können in den zur Deutschen Bucht gehörenden Ästuaren von Elbe, Jade-Weser und Ems Sturmfluten auslösen. Die Sturmfluten in diesen Ästuaren werden nicht nur durch die Tidedynamik und den Windstau in der Deutschen Bucht beeinflusst, sondern auch durch Prozesse in den Ästuaren selbst, die bis zu 100 km in die Norddeutsche Tiefebene hineinreichen. Der lokale Wind über den Ästuaren, die Bathymetrie, z. B. die an das Ästuar grenzenden Überschwemmungsgebiete oder der Oberwasserzufluss in das Ästuar haben ebenfalls einen Einfluss auf die Wasserstände während einer Sturmflut.

Klimatische Veränderungen können sich auf die Bandbreite der Werte dieser Parameter auswirken. In einer Sensitivitätsstudie wird der Einfluss von Wind, Abfluss und Meeresspiegelanstieg auf die Scheitelwasserstände während einer Sturmflut untersucht. Um den Einfluss der einzelnen Prozesse getrennt untersuchen zu können, kommen numerische Modelle des Elbe-, Jade-Weser- und Emsästuares zum Einsatz. Wind, Abfluss und Meeresspiegelanstieg werden auf der Grundlage des heutigen Wissens über die möglichen Auswirkungen des Klimawandels systematisch verändert.

In den Ästuaren von Elbe, Jade-Weser und Ems befinden sich die Zufahrten (Wasserstraßen) zu den Häfen von Hamburg (Elbe), Bremerhaven (Weser), Bremen (Weser) und Emden (Ems). Sturmfluten können an den Küsten der Ästuar schwere Schäden anrichten und das Leben der Bewohner dieser Küstengebiete gefährden. Daher ist es wichtig,

ein besseres Verständnis der Prozesse zu erlangen, die Sturmfluten entlang der Ästuarer verändern. Die Kenntnisse fließen in die Entwicklung von Anpassungsmaßnahmen ein, die heute und unter den durch den Klimawandel veränderten zukünftigen Bedingungen zur Verbesserung beispielsweise des Küstenschutzes beitragen sollen (SCHULTERENTROP und RUDOLPH 2012; SEIFFERT und HESSER 2014).

2 Numerische Modellierung von Sturmfluten

Im Rahmen der hier vorgestellten Untersuchung wird das hydrodynamisch-numerische Modell UnTRIM (CASULLI und LANG 2004; CASULLI und WALTERS 2000) verwendet. UnTRIM ist ein dreidimensionales Finite-Differenzen Verfahren. Es löst die Flachwassergleichungen und die Transportgleichungen für Salz auf einem unstrukturierten orthogonalem Gitter. UnTRIM eignet sich für Anwendungen in geometrisch komplexen Ästuaren mit regelmäßigem Trockenfallen und Überfluten großer Wattflächen.

Die Ästuarmodelle verwenden Bathymetrien aus den Jahren 2003 (Elbe und Jade-Weser) bzw. 2006 (Ems). Das Modellgebiet deckt den von Sturmfluten betroffenen Bereich des Ästuars ab. Bei Sturmflut werden die Wehre bei Geesthacht (Elbe), Hemelingen (Weser) und Herbrum (Ems) gelegt. Dadurch beeinflusst die Sturmflut auch die Wasserstände bis in den Binnenbereich von Elbe, Weser und Ems hinein. Abb. 1 zeigt eine schematische Darstellung des Untersuchungsgebiets. In der vorliegenden Studie wird davon ausgegangen, dass das Sturmflutsperrwerk in der Ems bei Gandersum permanent geöffnet ist. (Simulationsergebnisse einer Studie mit gesteuertem Sperrwerk werden in SEIFFERT und HESSER (2014) vorgestellt).

Das Modell erhält als Randwerte für die betrachteten Zeiträume Informationen zum Oberwasserzufluss am flussseitigen Ende des Ästuars, zum Wasserstand und Salzgehalt am offenen seeseitigen Rand und zum Wind über dem Ästuar. Im Referenzszenario („heute“) sind dies die vom Deutschen Wetterdienst (DWD) bereitgestellten Windfelder, die am Rand zur Nordsee aus Messungen generierten Wasserstände und die gemessenen Oberwasserzuflüsse. Das Ästuarmodell erzeugt für jeden Ort im Modellgebiet Zeitreihen der Wasserstände, Strömungsgeschwindigkeiten und anderer Parameter. Für jedes Ästuar kommt ein individuell kalibriertes Modell zum Einsatz.



Abbildung 1: Schematische Darstellung der Modellgebiete der Ästuarer von Elbe, Jade-Weser und Ems in der Deutschen Bucht. Die Entfernung zwischen Cuxhaven an der Elbemündung und Hamburg beträgt 100 km.

3 Sensitivitätsstudie

Der Wasserstand am Rand des Ästuars zur Nordsee, der Oberwasserzufluss in das Ästuar und das Windfeld über dem Ästuar bestimmen die Höhe der Sturmflut im Ästuar. Mit Hilfe einer Sensitivitätsstudie werden Szenarien untersucht, die zentralen Elemente möglicher Zukünfte hervorheben. Durch den Einsatz von numerischen Modellen können in allen drei Ästuaren identische Szenarien zu untersucht werden. Damit können gemeinsame und unterschiedliche Reaktionen der Sturmfluten auf geänderte Randwerte ermittelt werden.

Als Grundlage der Szenarien dienen hohe historische Sturmfluten: die Sturmflut vom 3. Januar 1976 (SF76) in Elbe und Weser und die Sturmflut vom 1. November 2006 (SF06) im Emsästuar. Es wird davon ausgegangen, dass die grundlegenden Eigenschaften von Stürmen über der Deutschen Bucht auch bei einem Klimawandel gleich bleiben und daher die ausgewählten Sturmfluten auch unter zukünftigen klimatischen Verhältnissen auftreten können. In der Sensitivitätsstudie wird der Einfluss eines

- Meeresspiegelanstieges in der Nordsee, einer
- Zunahme des Oberwasserzuflusses in die Ästuar und einer
- Zunahme der lokalen Windgeschwindigkeit über den Ästuaren

auf den Sturmflutscheitelwasserstand (HW) entlang der Ästuar untersucht. Die genannten Parameter werden auf der Grundlage des heutigen Wissens über die möglichen Auswirkungen des Klimawandels systematisch verändert (BECKER 2012; HEINRICH et al. 2012; HORSTEN et al. 2012). Das Sturmflut-Referenzszenario wird mit der an der Grenze zur Nordsee gemessenen Wasserstandsentwicklung, der über dem Ästuar gemessenen Windgeschwindigkeit und dem gemessenen Abfluss angetrieben.

An der Grenze des Ästuars zur Nordsee werden die Wasserstandsrandwerte um einen möglichen Meeresspiegelanstieg erhöht. Untersucht werden drei verschiedene Szenarien eines Meeresspiegelanstiegs - 25 cm, 80 cm und 115 cm -, die jeweils in der Fachliteratur diskutiert wurden (GÖNNERT et al. 2009). Zur Untersuchung der Auswirkung der lokalen Windgeschwindigkeit über den Ästuaren wird die Windgeschwindigkeit um 10 % erhöht.

Tabelle 1: Während historischer Sturmfluten gemessene Abflüsse an den Pegeln Neu Darchau (Elbe), Intschede (Weser) und Versen (Ems) sowie typische Abflusswerte (HPA HAMBURG PORT AUTHORITY 2012; NLWKN NIEDERSÄCHSISCHER LANDESBETRIEB FÜR WASSERWIRTSCHAFT, KÜSTEN- UND NATURSCHUTZ 2013).

	Elbe [m ³ /s]	Weser [m ³ /s]	Ems [m ³ /s]
3. Januar 1976	500	250	114
1. November 2006	299	147	33
MQ (mittlerer Abfluss)	709	326	80
HHQ (höchster beobachteter Abfluss)	3620	3500	1200
Q Bemessungssturmflut	2200	2000	700

Der Oberwasserzufluss Q wird für das numerische Modell am flussseitigen Ästuar bereitgestellt. Die Sturmflutszenarien werden mit dem gemessenen Abfluss und drei erhöhten Abflüssen gebildet: 2000 m³/s, 3000 m³/s und 4000 m³/s für Elbe und Weser sowie 350 m³/s, 700 m³/s und 1200 m³/s für die Ems. Zum Vergleich sind in Tab. 1 typische Messwerte für den Oberwasserzufluss aufgeführt.

4 Ergebnisse

4.1 Meeresspiegelanstieg

Abb. 2 zeigt Zeitreihen des Wasserstandes bei Hamburg (Elbe-Km 623N), Bremen (Weser-Km 0) und Emden (Ems-Km 40) für den heutigen Meeresspiegel sowie für einen Meeresspiegelanstieg von 25 cm, 80 cm und 115 cm am seeseitigen Rand der Ästuar.

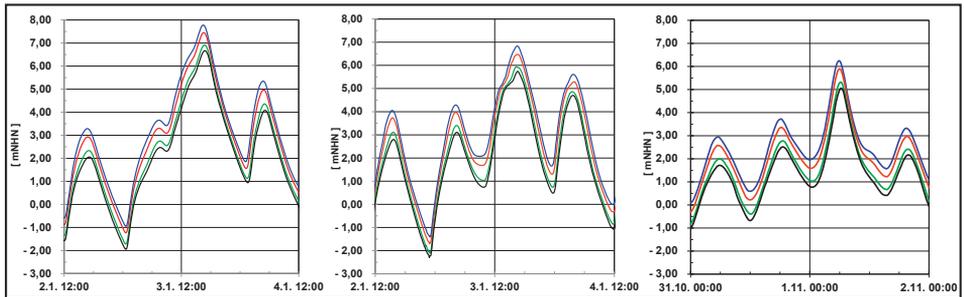


Abbildung 2: Sensitivitätsstudie Meeresspiegelanstieg: Zeitreihen des Wasserstandes bei Hamburg (Elbe-Km 623N, SF76, links), Bremen (Weser-Km 0, SF76, Mitte) und Emden (Ems-Km 40, SF06, rechts). Die schwarze Kurve steht für das Referenzszenario. Ein Meeresspiegelanstieg in der Ästuar­mündung von 25 cm ist in Grün, von 80 cm in Rot und von 115 cm in Blau gekennzeichnet.

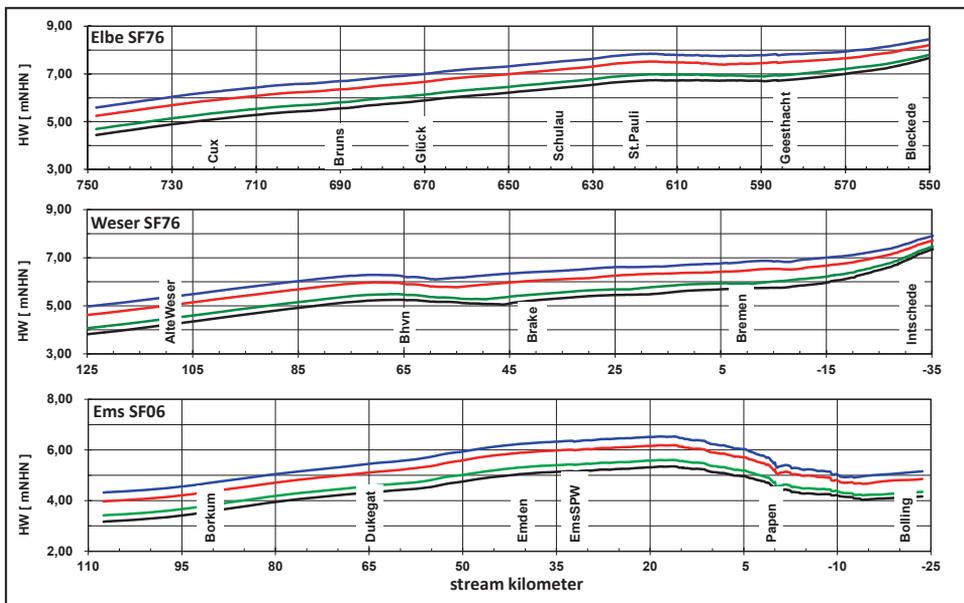


Abbildung 3: Sensitivitätsstudie Meeresspiegelanstieg: Sturmflutschitelwasserstand (HW) entlang der Ästuar­e von Elbe (oben), Weser (Mitte) und Ems (unten). Ein Meeresspiegelanstieg in der Ästuar­mündung von 25 cm ist in Grün, von 80 cm in Rot und von 115 cm in Blau gekennzeichnet.

Durch den Meeresspiegelanstieg erhöhen sich sowohl am Vortag als auch am Tag der Sturmflut die Tidehoch- und Tideniedrigwasserstände. Infolge des Meeresspiegelanstiegs

ist der Sturmflutschwelle Wasserstand höher und wird einige Minuten früher erreicht. Hohe Wasserstände, z. B. Wasserstände über NHN + 3,00 m, dauern bei Berücksichtigung eines Meeresspiegelanstiegs bis zu mehreren Stunden länger.

Der Sturmflutschwelle Wasserstand (HW) wird für alle Szenarien auf einem Profil von der Ästuarmündung entlang der Ästuar bis Bleckede (Elbe), Intschede (Weser) und Bollingerfähr (Ems) analysiert. Abb. 3 zeigt die Sturmflutschwelle Wasserstände (HW) für das Referenzszenario und die drei untersuchten Szenarien mit Meeresspiegelanstieg.

Ein Anstieg des Meeresspiegels in der Ästuarmündung führt bei Sturmflut zu einem Anstieg der Schwelle Wasserstände entlang des gesamten Ästuar, d. h. im gesamten bereits heute von Sturmfluten betroffenen Gebiet.

4.2 Lokaler Wind über den Ästuaren

In einer zweiten Sensitivitätsstudie wird der Einfluss des lokalen Windes über dem Ästuar bei Sturmflut untersucht. Für diese künstliche Sensitivitätsstudie wird davon ausgegangen, dass die Windgeschwindigkeit über den Ästuaren im Untersuchungszeitraum um 10 % zunimmt. Im Referenzszenario SF76 erreichen die über der Elbe gemessenen Windgeschwindigkeiten 29 m/s im Mündungsbereich und 20 m/s im Gebiet von Hamburg. Die über der Weser gemessenen Windgeschwindigkeiten erreichen 25 m/s im Mündungsbereich und 22 m/s im Gebiet von Bremen. Im Referenzszenario SF06 erreichen die über der Ems gemessenen Windgeschwindigkeiten 25 m/s im Mündungsbereich und 16 m/s im Gebiet von Emden. Am Vortag der Referenzszenarien werden über den drei Ästuaren lediglich niedrige Windgeschwindigkeiten beobachtet.

Abb. 4 zeigt den Einfluss des lokalen Windes auf die Wasserstände bei Sturmflut bei heutigem Meeresspiegel und bei einem Meeresspiegelanstieg von 80 cm. Wie erwartet hat die prozentual erhöhte Windgeschwindigkeit keinen Einfluss auf die Wasserstände am Vortag der Sturmflut, da die Windgeschwindigkeiten niedrig sind. Am Tag der Sturmflut führt die um 10 % erhöhte Windgeschwindigkeit jedoch zu einer Zunahme des Wasserstandes um bis zu 30 cm. Dies gilt sowohl für das Referenzszenario mit dem heutigen Meeresspiegel als auch für das Szenario mit einem Meeresspiegelanstieg von 80 cm.

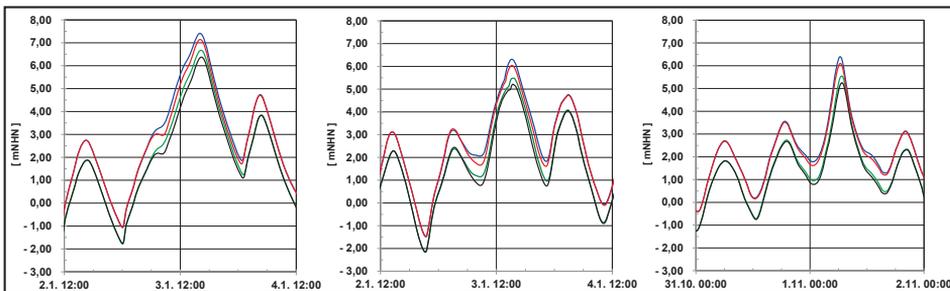


Abbildung 4: Sensitivitätsstudie Wind und Sensitivitätsstudie Wind und Meeresspiegelanstieg: Wasserstandszeitreihen bei Schulau (Elbe-Km 640, SF76, links), Brake (Weser-Km 40, SF76, Mitte) und Terborg (Ems-Km 25, SF06, rechts). Schwarz: heutiger Meeresspiegel, grün: heutiger Meeresspiegel und um 10 % erhöhte lokale Windgeschwindigkeit, rot: Meeresspiegelanstieg von 80 cm, blau: Meeresspiegelanstieg von 80 cm und um 10 % erhöhte lokale Windgeschwindigkeit.

4.3 Oberwasserzufluss

Der Einfluss des Oberwasserzuflusses auf die Sturmflutscheitelwasserstände im Elbeästuar wird z. B. von der LÄNDER-ARBEITSGRUPPE (1988) beschrieben. Im Rahmen dieser Untersuchung wurden Messungen analysiert und für verschiedene Orte von Interesse Wasserstandserhöhungen pro $1000 \text{ m}^3/\text{s}$ Oberwasserzufluss abgeleitet. Durch den Einsatz eines numerischen Modells lässt sich die Untersuchung auf eine größere Bandbreite von Kombinationen von Oberwasserzufluss mit Sturmfluten ausweiten.

Die Auswirkungen eines erhöhten Oberwasserzuflusses ($3000 \text{ m}^3/\text{s}$ in Elbe und Weser, $700 \text{ m}^3/\text{s}$ in der Ems) auf die Wasserstände bei Sturmflut für den heutigen mittleren Meeresspiegel sowie einen Meeresspiegelanstieg in der Ästuarmündung von 80 cm sind in Abb. 5 für die Orte Hamburg (Elbe-Km 623N) in der Mitte des Elbeästuars, Bremen (Weser-Km 0) im oberen Teil des Weserästuars und Emden (Ems-Km 40) in einem breiten Teil des Emsästuars dargestellt.

Im Referenzszenario und im Szenario mit zusätzlichem Meeresspiegelanstieg führt der erhöhte Oberwasserzufluss am Vortag der Sturmflut insbesondere im mittleren und oberen Bereich der Ästuar zu höheren Tidehoch- und Tideniedrigwasserständen und zu einem reduzierten Tidehub. Der Einfluss des erhöhten Abflusses auf den Sturmflutscheitelwasserstand hängt auch von der Position im Ästuar ab. In Bremen steigt der Sturmflutscheitelwasserstand bei einer Erhöhung des Oberwasserzuflusses um mehrere Dezimeter an. In Emden hingegen wird ein geringer Anstieg festgestellt.

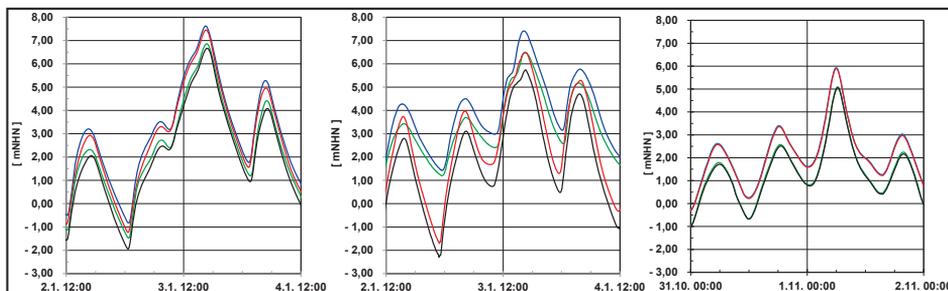


Abbildung 5: Sensitivitätsstudie Oberwasserzufluss und Sensitivitätsstudie Oberwasserzufluss und Meeresspiegelanstieg: Wasserstandszeitreihen bei Hamburg (Elbe-Km 623N, SF76, links), Bremen (Weser-Km 0, SF76, Mitte) und Emden (Ems-Km 40, SF06, rechts). Schwarz: heutiger Meeresspiegel, grün: heutiger Meeresspiegel und Abfluss von $3000 \text{ m}^3/\text{s}$ für Elbe und Weser sowie von $700 \text{ m}^3/\text{s}$ für Ems, rot: Meeresspiegelanstieg von 80 cm , blau: Meeresspiegelanstieg von 80 cm und Abfluss von $3000 \text{ m}^3/\text{s}$ für Elbe und Weser sowie von $700 \text{ m}^3/\text{s}$ für Ems.

Der Sturmflutscheitelwasserstand (HW) wird für alle Szenarien zum Oberwasserzufluss und den Szenarien zu Oberwasserzufluss und Meeresspiegelanstieg auf einem Profil analysiert, das von der Mündung der Ästuar bis nach Bleckede (Elbe), Intschede (Weser) und Bollingerfähr (Ems) verläuft. Abb. 6 zeigt die Sturmflutscheitelwasserstände für die genannten Szenarien.

Der Sturmflutscheitelwasserstand (HW) wird in der Mündung der drei untersuchten Ästuar hauptsächlich durch den Meeresspiegelanstieg verändert. Die Zunahme des HW entspricht ungefähr dem Meeresspiegelanstieg. In diesen breiten Teilen der Ästuar, in denen das Flut- und Ebbevolumen viel größer ist als der Oberwasserzufluss, hat ein erhöhter Abfluss keine signifikante Auswirkung auf den Wasserstand. In den oberen,

engeren Bereichen der Ästuar führt der Oberwasserzufluss zu einer Veränderung des Scheitelwasserstandes bei Sturmflut. Im oberen Bereich der Ästuar an der Grenze zum Binnengewässer bestimmt der Oberwasserzufluss die Höhe des Wasserstandes. Im mittleren Teil der drei untersuchten Ästuar wird der Sturmflutscheitelwasserstand sowohl durch den Meeresspiegelanstieg als auch durch den Oberwasserzufluss beeinflusst.

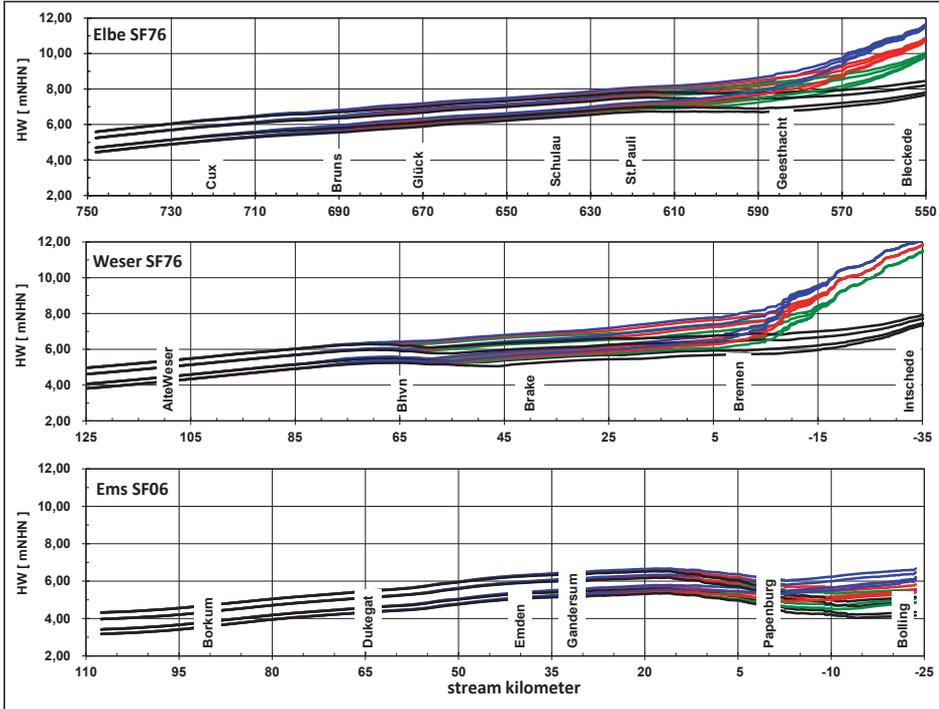


Abbildung 6: Sensitivitätsstudie Oberwasserzufluss und Meeresspiegelanstieg, Sturmflutscheitelwasserstand (HW) entlang der Ästuar von Elbe (oben), Weser (Mitte) und Ems (unten) bei einem Meeresspiegelanstieg von 25 cm, 80 cm bzw. 115 cm in der Ästuar mündung. Die Farben kennzeichnen die Menge des Oberwasserzuflusses: Schwarz: Elbe 500 m³/s, Weser 250 m³/s, Ems 32 m³/s, grün: Elbe und Weser 2000 m³/s sowie Ems 350 m³/s, rot: Elbe und Weser 3000 m³/s sowie Ems 700 m³/s, blau: Elbe und Weser 4000 m³/s sowie Ems 1200 m³/s.

5 Schlussfolgerungen

Um eine geeignete Strategie zur Anpassung der deutschen Ästuar an den Klimawandel entwickeln zu können, bedarf es eines besseren Verständnisses der gegenwärtigen Situation und geeigneter Analysen der möglichen durch den Klimawandel bedingten Entwicklungen in der Zukunft. Der Einfluss des Klimawandels auf Sturmfluten in den Ästuar von Elbe, Jade-Weser und Ems wird mit Hilfe einer Sensitivitätsstudie untersucht. Die Studie analysiert den Einfluss eines Meeresspiegelanstiegs in den Ästuar mündungen, des Windes über dem Ästuar und des Oberwasserzuflusses. Mit Hilfe von hydrodynamisch-numerischen Modellen der Ästuar von Elbe, Jade-Weser und Ems lässt sich der Einfluss der einzelnen Prozesse getrennt untersuchen. Wind, Abfluss und Meeresspiegelanstieg

werden auf der Grundlage des heutigen Wissens über die möglichen Auswirkungen des Klimawandels systematisch verändert. Die drei untersuchten Ästuar zeigen dieselbe Reaktion auf die untersuchten Szenarien. Die Ergebnisse der Studie sind in Tab. 2 zusammengefasst.

In der Mündung der Ästuar wird der Sturmflutschwellestand durch die Bedingungen in der Nordsee (das heißt, Sturmflut und Meeresspiegelanstieg (slr)) bestimmt. Im oberen Teil und in der Mitte des Ästuar wird der Sturmflutschwellestand sowohl durch die in der Nordsee als auch die im Binnenland (Abfluss Q) vorherrschenden Bedingungen verändert. Eine Zunahme des lokalen Windes über dem Ästuar beeinflusst den Sturmflutschwellestand entlang des gesamten Ästuar.

Die betrachteten Szenarien führen zu einer Zunahme der Sturmflutschwellestände, einer früheren Eintrittszeit der Sturmflutschwellestände sowie einer längeren Dauer hoher Wasserstände.

Tabelle 2: Veränderungen der Sturmflutschwellestände in den Ästuar von Elbe, Weser und Ems für die in der Sensitivitätsstudie untersuchten Szenarien.

	Mündung des Ästuar	Mitte des Ästuar	Oberer Teil des Ästuar
Meeresspiegelanstieg (slr)	+ slr	+slr ± 10 cm	+ slr ± 10 cm
Abfluss Q	± 1 cm	5 cm bis 30 cm	10 cm bis 100 cm
Q und slr	+ slr	≤ (slr + Q)	≤ (slr + Q)
Lokaler Wind	bis 10 cm	bis 30 cm	bis 30 cm
Wind und slr	~ (slr + Wind)	~ (slr + Wind)	~ (slr + Wind)

Die Ergebnisse dieser Sensitivitätsstudie dienen SEIFFERT und HESSER (2014) als Grundlage für die Untersuchung der Auswirkungen des Klimawandels und die Entwicklung von Anpassungsstrategien für die deutschen Ästuar.

6 Danksagung

Die vorliegende Arbeit wurde im Rahmen der Forschungsprogramme KLIWAS „Auswirkungen des Klimawandels auf Wasserstraßen und Schifffahrt“ und KLIMZUG-Nord „Anpassungsstrategien für die Metropolregion Hamburg“ durchgeführt. KLIWAS wird durch das BMVBS (heute BMVI) finanziert; KLIMZUG-Nord wird durch das Bundesministerium für Bildung und Forschung (01LR0805A), die Stadt Hamburg und die Metropolregion Hamburg gefördert. Wir bedanken uns bei allen Mitarbeitern der Teams von KLIWAS/KLIMZUG-Nord bei der Bundesanstalt für Wasserbau in Hamburg für ihre Unterstützung und für die Durchführung verschiedener Simulationen. Besonderer Dank geht an Annette Büscher, Anika Johannsen, Annkathrin Rinnus, Rita Seiffert und Norbert Winkel.

7 Schriftenverzeichnis

BECKER, P.: Climate and Climate Impact Research in Germany – Where Do We Stand Today? In: FEDERAL MINISTRY OF TRANSPORT, BUILDING AND URBAN DEVELOPMENT (ed.): KLIWAS - impacts of climate change on waterways and navigation in Germany. 17-19, 2012.

- BORK, I. und MÜLLER-NAVARRA, S.: OPTEL-A - Entwicklung eines operationellen Tideelbemodells auf der Basis des hydrodynamisch-numerischen Modellverfahrens BSHcmod für die Nord- und Ostsee. *Die Küste*, 79, 2012.
- CASULLI, V. and LANG, G.: Mathematical Model UnTRIM - Validation Document. Bundesanstalt für Wasserbau (Hamburg), 2004.
- CASULLI, V. and WALTERS, R. A.: An unstructured grid, three-dimensional model based on the shallow water equations. In: *International Journal for numerical methods in fluids*, 32, 331-348, 2000.
- GÖNNERT, G.; JENSEN, J.; STORCH, H. VON; THUMM, S.; WAHL, T. und WEISSE, R.: Der Meeresspiegelanstieg - Ursachen, Tendenzen und Risikobewertung. *Die Küste*, 76, 225-256, 2009.
- HEINRICH, H.; MIKOLAJEWICZ, U.; MEYER-REIMER, E.; SEIN, D.; KLEIN, B.; GANSKE, A. and BÜLOW, K.: Impacts of Climate Change on Waterways in Estuaries, on Coasts and in the Sea. In: Federal Ministry of Transport, Building and Urban Development (ed.): *KLIWAS - impacts of climate change on waterways and navigation in Germany*. 121-123, 2012.
- HORSTEN, T.; KRAHE, P.; NILSON, E.; BELZ, J. U. and EBNER VON ESCHENBACH, A.: Impacts of Climate Change on the Elbe. In: FEDERAL MINISTRY OF TRANSPORT, BUILDING AND URBAN DEVELOPMENT (ed.): *KLIWAS - impacts of climate change on waterways and navigation in Germany*. 89-93, 2012.
- HPA HAMBURG PORT AUTHORITY (ed.): *Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch - Elbegebiet, Teil III 2008. Untere Elbe ab der Havelmündung*. 178 p., 2012.
- KREMP, C.; RUDOLPH, E. und SEHILI, A.: OPTEL-C: Entwicklung eines operationellen Tidemodells der Elbe sowie einer Modellkopplung mit dem BSH-Vorhersagemodell der Nordsee. *Die Küste*, 79, 2012.
- LÄNDER-ARBEITSGRUPPE: Bemessungswasserstände entlang der Elbe. *Die Küste*, 47, 31-50, 1988.
- MÜLLER-NAVARRA, S.; BORK, I.; JENSEN, J.; KOZIAR, C.; MUDERSBACH, C.; MÜLLER, A. und RUDOLPH, E.: Modellstudien zur Sturmflut und zum Hamburg-Orkan 1962. In: *HANSA International Maritime Journal*, Vol. 143, 12, 72-88, 2006.
- NLWKN NIEDERSÄCHSISCHER LANDESBETRIEB FÜR WASSERWIRTSCHAFT, KÜSTEN-UND NATURSCHUTZ (ed.): *Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch - Weser-Emsgebiet 2010*. 301 p., 2013.
- SCHULTE-RENTROP, A. and RUDOLPH, E.: A Sensitivity Study of Storm Surges Under the Conditions of Climate Change in the Elbe Estuary. In: FILHO, W. L. (ed.): *Climate Change and Disaster Risk Management*. Berlin, 295-309, doi: 10.1007/978-3-642-31110-9_18, 2012.
- SEIFFERT, R. and HESSER, F.: Investigating climate change impacts and adaptation strategies in German estuaries. *Die Küste*, 81, 2014.

Optimierung empirischer Sturmflutvorhersage – Modellierung hochaufgelöster Windfelder

Jana Kristandt, Benedict Brecht, Helmut Frank und Heiko Knaack

Zusammenfassung

Ziel der Untersuchung war eine Verbesserung der empirischen Sturmflutvorhersage für die Niedersächsische Küste auf Basis hochaufgelöster Windfelder über der Nordsee. Dazu wurden historische Stürme vom Deutschen Wetterdienst (DWD) mithilfe der operationellen Modellkette (GME, COSMO-EU, COSMO-DE) nachgerechnet. Die COSMO-Läufe wurden mit und ohne „Nudging“ modelliert. Die Forschungsstelle Küste des Niedersächsischen Landesbetriebs für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz (NLWKN) nutzte diese Winddaten um ihre Sturmflutvorhersage durch verschiedene empirische Ansätze und künstliche Neuronale Netzwerke zu verbessern.

Schlagwörter

Sturmfluten, Sturmflutvorhersage, künstliche neuronale Netze, empirische Modellierung, Wettervorhersagemodelle (GME, COSMO), Windmodellierung, Nordsee

Summary

Aim of this study is to improve the empirical storm surge forecast for the coast of Lower Saxony using modelled high resolution wind fields over the North Sea. The hindcast of historic storms is done by Deutscher Wetterdienst (German Weather Service, DWD) using their operational model chain (GME, COSMO-EU, COSMO-DE). COSMO runs in forecast and in nudging mode. The NLWKN-Coastal Research Station used the modelled wind fields to optimize the empirical storm surge forecast with a variety of empirical and neural network approaches.

Keywords

storm surges, storm surge forecast, artificial neural networks, empirical modelling, weather forecast models (GME, COSMO), wind simulation, North Sea

Inhalt

1	Einleitung.....	322
2	Hochauflösende Modellierung von Windfeldern.....	323
	2.1 Modellkette	323
	2.2 Nudging-Läufe	325
	2.2.1 Verfügbarkeit von Nudging-Daten	325
	2.3 Ergebnisse.....	326

2.3.1	Verifikation	327
2.3.2	Sturmzugbahnen	329
3	Empirische Sturmflutvorhersage.....	330
3.1	Vorgehensweise und Datenbasis.....	331
3.1.1	Verfügbarkeit der Daten.....	331
3.1.2	Aufbereitung der Daten.....	332
3.2	Trigonometrischer Ansatz.....	333
3.2.1	Analyse weiterer Parameter.....	333
3.3	Ansatz mit Künstlichen Neuronalen Netzen.....	335
3.4	Erster Praxistest: Sturmflut vom 6. Dezember 2013 („Xaver“).....	336
4	Schlussfolgerungen und Ausblick	337
5	Schriftenverzeichnis.....	338

1 Einleitung

Sturmfluten stellen ein schwerwiegendes Risiko für die niedrig liegenden Küstengebiete an der Nordsee dar. Ausgelöst werden sie durch Zyklone, die Nordeuropa von Westen nach Osten überqueren. Dabei können starke westliche bis nordwestliche Winde auf der Rückseite des Tiefdruckgebiets Wassermassen in die Deutsche Bucht drücken und so einen Anstieg des Wasserspiegels an den Küsten der Niederlande, Deutschlands und Dänemarks um mehrere Meter bewirken. Im Falle einer zeitlichen Überlagerung solcher meteorologischer Bedingungen mit einem astronomischen Tidehochwasser läuft eine Sturmflut auf die Küste zu, die das Risiko erheblicher Schäden und Lebensgefahr für die Küstenbewohner mit sich bringen kann (z. B. SCHMITZ 1978a; JENSEN und MÜLLER-NAVARRA 2008).

In den letzten Jahrzehnten wurden verschiedene Ansätze zur Vorhersage von Sturmfluten entwickelt. Diese umfassen empirische Ansätze mit einfachen bis komplexen Zusammenhängen (z. B. ANNUTSCH 1978; MÜLLER-NAVARRA und GIESE 1997) sowie numerische hydrodynamische Modelle (z. B. SCHMITZ 1978b; PHILIPPART und GEBRAAD 1997; DICK et al. 2001; MÜLLER-NAVARRA et al. 2003). Bedeutende Fortschritte wurden durch die enorm verbesserte Wettervorhersage auf Basis numerische Wettermodelle ermöglicht, die vom globalen Maßstab bis hin zu regionalen Modellen mit hoher Auflösung reichen. Der Deutsche Wetterdienst (DWD) setzt seit Jahren eine Modellkette für die numerische Wettervorhersage ein, die laufend verbessert wird. So betrieb der DWD im Jahre 1968 zunächst das Barokline Modell (BKL) ohne Feuchte, das 1978 durch das Barokline Feuchte Modell (BKF, Maschenweite 254 km) abgelöst wurde (promet 2/3 1978). Dem folgten 1991 das Global-Modell (GM) mit einer Maschenweite von 190 km und das geographisch begrenzte EM-Modell mit 50 km Maschenweite. Diese wurden wiederum 1999 durch das GME-Modell (MAJEWSKI et al. 2002), dessen Maschenweite zu dem Zeitpunkt 60 km betrug, und das regionale LM-Modell (heute COSMO-EU) mit einer Maschenweite von 7 km ersetzt. Heute reicht die Modellkette des DWD vom Global-Modell GME (20 km Maschenweite) über das Regionalmodell für Europa COSMO-EU mit einer Maschenweite von 7 km bis hin zu dem seit 2007 betriebenen hochauflösenden Regionalmodell COSMO-DE für Deutschland mit einer Maschenweite von 2,8 km. Im

Januar 2015 wurde das neue Global-Modell ICON mit einer Maschenweite von 13 km in Betrieb genommen. Die deutschen Küstenbehörden werden durch den DWD mit den notwendigen meteorologischen Daten versorgt.

In den 1990er Jahren wurde von der Vorgängerbehörde des Niedersächsischen Landesbetriebs für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz (NLWKN) ein regionaler Sturmflutwarndienst für die Küste Niedersachsens eingerichtet. Dieser nutzt einen empirischen Ansatz auf Basis der vom DWD vorhergesagten Windgeschwindigkeiten und -richtungen in der südlichen Nordsee. Angesichts eines Mangels an hochauflösenden meteorologischen Daten während früherer Sturmflutereignisse in der Nordsee als Datengrundlage für weiterführende empirische Untersuchungen wurde vom DWD und der Forschungsstelle Küste des NLWKN im Jahr 2011 ein Projekt zur nachträglichen Vorhersage (hindcast) von 39 historischen Sturmflutereignissen an der Nordseeküste im Zeitraum 1962 bis 2011 (s. Tab. 1) begonnen: „Optimierung empirischer Sturmflutvorhersage und Modellierung hochauflösender Windfelder – OptempS-MohoWif“, welches vom Bundesministerium für Bildung und Forschung gefördert wurde (Förderkennzeichen 03KIS097 und 03KIS098).

2 Hochauflösende Modellierung von Windfeldern

2.1 Modellkette

Zur Vorhersage des Auftretens von Sturmflutereignissen und deren Ausmaß werden hochauflösende Windfelder benötigt. Aus diesem Grund erzeugte der DWD Windfelder von 39 historischen Sturmflutereignissen (s. Tab. 1). Dazu verwendete er das Global-Modell GME (MAJEWSKI 2002) sowie das nicht-hydrostatische Regionalmodell COSMO (COSMO Modelldokumentation 2014), das in den zwei Versionen COSMO-EU und COSMO-DE betrieben wird. GME ist ein hydrostatisches Modell auf einem Ikosaedergitter.

Tabelle 1: Datum und Windstau [cm] der modellierten Sturmflutereignisse auf Norderney.

Nr.	Datum	Windstau	Nr.	Datum	Windstau	Nr.	Datum	Windstau
1	16.02.1962	297	14	14.02.1989	159	27	05.02.1999	220
2	30.11.1966	206	15	25.01.1990	182	28	03.12.1999	201
3	23.02.1967	228	16	26.02.1990	250	29	30.01.2000	223
4	01.03.1967	206	17	20.08.1990	117	30	28.10.2002	146
5	19.11.1973	255	18	20.12.1991	197	31	01.11.2006	255
6	06.12.1973	241	19	22.01.1993	213	32	12.01.2007	199
7	14.12.1973	235	20	09.12.1993	147	33	18.01.2007	129
8	03.01.1976	275	21	20.12.1993	192	34	18.03.2007	216
9	21.01.1976	275	22	28.01.1994	247	35	09.11.2007	255
10	31.12.1977	248	23	13.03.1994	171	36	25.11.2007	147
11	24.11.1981	237	24	01.01.1995	201	37	13.03.2008	133
12	02.02.1983	223	25	10.01.1995	228	38	12.11.2010	155
13	05.12.1988	159	26	29.10.1996	165	39	04.02.2011	133

Das GME lief für diese Simulationen mit einer Maschenweite von 30 km und mit 60 vertikalen Schichten. Im operationellen Betrieb läuft das GME mit einer Maschenweite von

20 km. In der vorliegenden Studie wird GME vier Mal am Tag (um 00, 06, 12 und 18 UTC) von Reanalysen des Europäischen Zentrum für mittelfristige Wettervorhersage (EZMW) gestartet. Für die Stürme vor 1979 werden ERA-40 Reanalysen (UPPALA et al. 2005) verwendet, für die eine dreidimensionale variationelle Datenassimilation auf einem Gitter mit einer Maschenweite von 125 km durchgeführt worden war. Für 1979 und die darauf folgenden Jahre werden Daten der ERA-Interim-Reanalyse (DEE et al. 2011) verwendet. Für ERA-Interim wird ein 12-stündiges vierdimensionales variationelles Datenassimilationsverfahren mit einem horizontalen Gitter mit einer Maschenweite von etwa 80 km benutzt. Das GME-Modell stellt Anfangs- und Randdaten für COSMO-EU bereit. Die Maschenweite beträgt 7 km, die Anzahl vertikaler Schichten 40. COSMO-EU wiederum treibt COSMO-DE (Maschenweite 2,2 km, 65 vertikale Schichten) an. Die hochreichende Konvektion kann bei dieser Maschenweite explizit aufgelöst werden (BALDAUF et al. 2011).

Somit wird in COSMO-DE eine Konvektionsparametrisierung nur für flache Konvektion benutzt. Im Vergleich zu dem beim DWD verwendeten operationellen Modell COSMO-EU ist das Modellgebiet von COSMO-EU im Süden und Osten kleiner (s. Abb. 1), da diese Regionen für Sturmflutvorhersagen an der Nordseeküste nicht von Bedeutung sind. Das Gebiet von COSMO-DE ist im Norden, Westen und Süden größer als das Gebiet des operationellen Modells COSMO-DE (s. Abb. 1). Gegenüber den operationellen Modellen ist die vertikale Auflösung von 50 auf 65 Schichten erhöht. COSMO-DE dient als Testumgebung für einen möglichen neuen operationellen Ausbau von COSMO-DE.

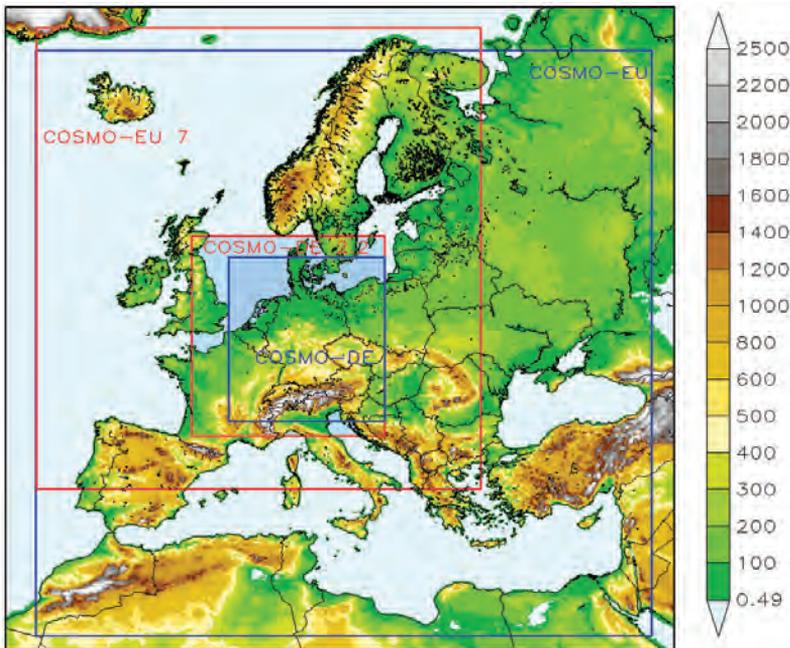


Abbildung 1: Gebiete von COSMO: Die roten Linien markieren die Gebiete von COSMO-EU mit 7 km und von COSMO-DE mit 2,2 km Maschenweite. Die blauen Linien markieren die Gebiete der operationellen Versionen COSMO-EU und COSMO-DE.

Zunächst wurden alle Stürme im reinen Vorhersagemodus simuliert. Das heißt, dass ein Sturm als Reihe von Kurzfristvorhersagen mit neuen Reanalysedaten als Anfangszustand simuliert wurde. Während der ersten Stunden einer Vorhersage müssen sich die Modelle deshalb wieder an die interpolierte Analyse anpassen. Diese Vorhersagestunden werden daher verworfen.

2.2 Nudging-Läufe

Für bestmögliche Analyseergebnisse bei hoher Auflösung wurden die Simulationen mit COSMO zusätzlich mit Hilfe der Newton-Relaxation- oder Nudging-Methode (STAUFFER et al. 1990) durchgeführt, um eine durchgehende Analyse ohne Sprünge zu erhalten. Bei dieser Methode werden die prognostischen Variablen des Modells an vorgegebene Werte innerhalb eines Zeitrahmens herangeführt (relaxiert) (SCHRAFF 1997). Im vorliegenden Fall sind die vorgegebenen Werte die Beobachtungen, was für asynoptische Beobachtungen von Vorteil ist (STAUFFER und SEAMAN 1994). Dieses Heranführen an die beobachteten Werte erfolgt über zusätzliche Terme in den Modellgleichungen. Nudging-Terme sollten in praktischen Anwendungen kleiner bleiben als der größte Term der Dynamik und in der Regel ist dies auch der Fall. Dies hängt mit dem der Methode zugrunde liegenden grundsätzlichen Konzept zusammen, dass die Modellfelder an die Beobachtungswerte herangeführt werden sollen, ohne dass es zu einer wesentlichen Störung im dynamischen Gleichgewicht des Modells kommt (SCHRAFF und HESS 2002).

Sofern verfügbar werden die folgenden Beobachtungsdaten verwendet: Radiosonden liefern Horizontalwinde, Temperatur und Feuchte sowie den Druck auf der untersten Modellfläche. Ebenso liefern Flugzeugmessungen Horizontalwinde und Temperatur in der freien Atmosphäre. Weitere Windmessungen in der Atmosphäre kommen von Windprofilern. Von Bodenstationen werden Druckmessungen, die Feuchte in 2 m über Grund und der 10 m-Wind verwendet. Die 10 m-Winddaten werden nur für Stationen unterhalb von 100 m über dem Meeresspiegel verwendet, damit ausschließlich Stationen in flachen Gebieten in die Auswahl mit aufgenommen werden. Die 2 m-Temperatur wird nicht genutzt, weil sich lokale Effekte nachteilig auf die Stabilität der planetarischen Grenzschicht auswirken könnten (STAUFFER et al. 1991). Eine ausführlichere Beschreibung der Nudging-Methode in COSMO findet sich bei SCHRAFF und HESS (2002).

2.2.1 Verfügbarkeit von Nudging-Daten

Die Datenverfügbarkeit nimmt gegenüber den älteren Stürmen bei den Stürmen jüngeren Datums zu. Für das Gebiet von COSMO-EU stehen in sechs Stunden insgesamt 2000-3000 Synop-Land- und Schiffsbeobachtungen (Verhältnis 10:1) für Ereignisse im Zeitraum 1966 bis 1976 zur Verfügung. Die Zahl dieser Beobachtungen erhöhte sich 1977 auf ca. 5000 in sechs Stunden, hauptsächlich infolge einer Erhöhung der Frequenz der Synop-Messungen (auf dreistündliche oder stündliche Messungen) sowie der erstmaligen Nutzung von Treibbojen (Drifter) und flugzeuggestützten Beobachtungen. Die Anzahl der Beobachtungen stieg danach langsam weiter und lag im Jahr 2000 bei 15.000 Messungen. Windprofiler-Daten stehen seit 2000 zur Verfügung, Radiosondenmessungen seit 1991. Seit 2006 sind über 40.000 Messungen in sechs Stunden möglich. In Abb. 2 ist die

Abdeckung durch verfügbare Synop-Land- und Schiffsdaten am 29. Oktober 2006 während des Sturms „Britta“ erkennbar.

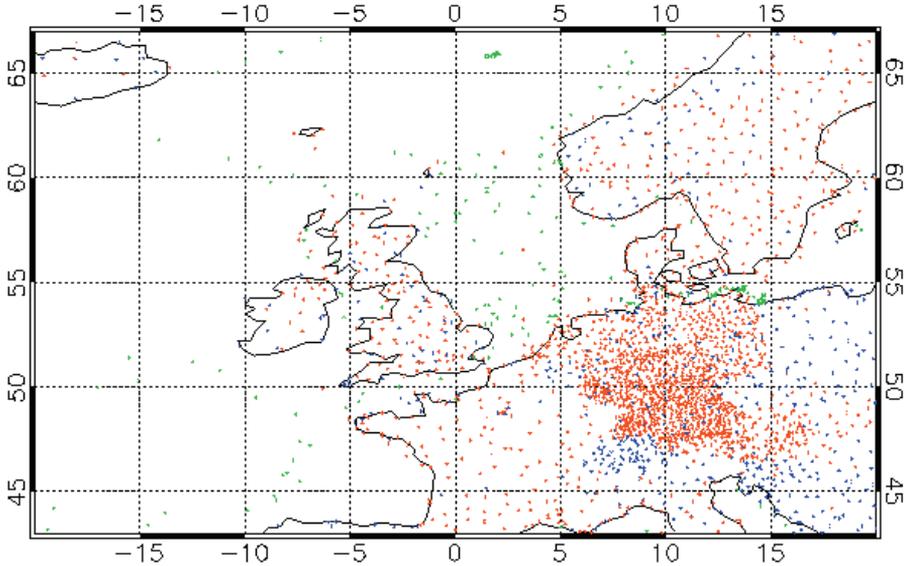


Abbildung 2: Abdeckung durch Synop-Land- und Schiffsdaten am 29. Oktober 2006. Die blauen Punkte zeigen die bemannten Landstationen, die roten Punkte die automatischen Landstationen und die grünen Punkte die Schiffe.

Der Umfang der verwendeten Daten ist geringer als der Umfang der verfügbaren Daten. Dies lässt sich erklären durch die Qualitätskontrolle, die Verfügbarkeit von Metadaten wie Stationshöhe oder Unterschiede zwischen der realen Stationshöhe und der Orographie des Modells. Etwa 40-90 % der verfügbaren Daten werden für das Nudging genutzt.

Für die Stürme im Zeitraum von 1966 bis 1976 werden nur 40-50 % der Daten vom Modell verwendet, hauptsächlich aufgrund fehlender Höhenangaben zu den Synop-Landstationen. Von den Messungen für den Zeitraum 1997 bis 2000 werden 80-90 % der Messungen akzeptiert. Dieses Verhältnis geht bei späteren Modellläufen auf 60-65 % zurück.

2.3 Ergebnisse

Nachfolgend werden die Ergebnisse für den Sturm „Britta“ im Oktober 2006 dargestellt. Der Sturm entstand über Neufundland, wanderte Richtung Osten, überquerte die Shetland-Inseln und erreichte dann die Westküste Norwegens. Dort änderte „Britta“ seine Richtung und bewegte sich in südöstlicher Richtung über das Skagerrak fort. Das Wasser wurde über viele Stunden zunächst durch Nordwestwinde und später durch Winde aus Richtung Nord-Nordwest in die Deutsche Bucht gedrückt (s. Abb. 3), was zu dem hohen Wasserstand führte. Die größten Windstärken erreichte „Britta“ auf der südwestlichen Seite des Tiefdruckzentrums hinter der Kaltfront, wie es für Stürme in den mittleren Breiten der nördlichen Hemisphäre typisch ist.

2.3.1 Verifikation

Die COSMO-Modelldaten wurden durch Beobachtungen von bis zu 24 Synop-Stationen an oder in Nähe der Nordseeküste Dänemarks, Deutschlands und der Niederlande sowie von weiteren Stationen in der Nordsee (Plattformen, Feuerschiffe) verifiziert. Es standen jedoch nicht für alle Stürme Messdaten von allen Stationen zur Verfügung. Die Verifikation erfolgte für den reduzierten Druck (pmsl), die Windgeschwindigkeit in 10 m (v_{10m}) und die Windrichtung in 10 m (dd_{10m}) über Grund. Der mittlere Fehler (Bias) des Modells (model-obs) sowie der mittlere quadratische Fehler (RMSE) der Modellwerte gegenüber den Beobachtungswerten wurden berechnet. Im vorliegenden Beitrag werden die Ergebnisse für den Sturm „Britta“ im Oktober 2006 vorgestellt. Die Ergebnisse für die anderen Stürme sind qualitativ ähnlich. Für „Britta“ standen Beobachtungsdaten von 18 Messstationen für die Verifikation zur Verfügung.

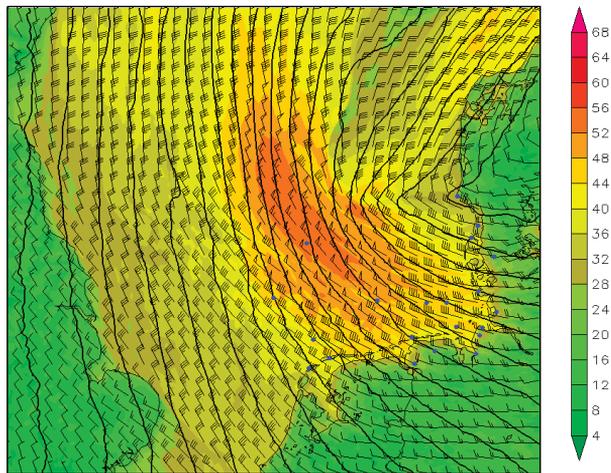


Abbildung 3: Windfeld des Sturms „Britta“ über der Nordsee am 1. November 2006 um 1 Uhr UTC drei Stunden vor Erreichen des Hochwasserstandes bei Norderney. Die Nudging-Ergebnisse von COSMO-DE sind dargestellt: Farbflächen des Windes 10 m über dem Boden in Knoten. Konturlinien zeigen pmsl in Intervallen von 2 hPa. Die blauen Punkte zeigen die Standorte der für die Verifikation genutzten Stationen.

Für die Verifikation der Daten können einerseits beide COSMO-Modelle und andererseits die Nudging-Läufe mit den reinen Prognoseläufen verglichen werden (s. Abb. 3). Es zeigt sich für COSMO-EU, dass die mittleren Fehler und die RMSE-Werte für alle drei Variablen, v_{10m} , dd_{10m} und pmsl, bei der Nudging-Analyse niedriger ausfallen als bei den Prognoseläufen. Die mittleren Fehler betragen 1,0 m/s verglichen mit 1,2 m/s, 4° verglichen mit 11° und 0,1 hPa verglichen mit 0,35 hPa (s. Abb. 4 links). Die RMSE-Werte betragen 2,1 m/s verglichen mit 2,3 m/s, 20° verglichen mit 28° und 0,6 hPa verglichen mit 0,7 hPa (s. Abb. 5 links). Für diesen Sturm werden für alle Variablen mit den Nudging-Läufen bessere Ergebnisse erzielt als mit den Prognoseläufen.

COSMO-DE zeigt ein in qualitativer Hinsicht ähnliches Verhalten beim RMSE und beim mittleren Fehler. Die RMSE der Nudging-Läufe gegenüber den normalen Prognoseläufen liegen für pmsl bei 1,9 m/s verglichen mit 2 m/s, 19° verglichen mit 25° und 0,6 hPa verglichen mit 0,7 hPa (s. Abb. 5 rechts). Die Qualität der Nudging-Läufe ist

folglich geringfügig höher als die der Läufe ohne Nudging. Die mittleren Fehler betragen 0,1 m/s verglichen mit -0,3 m/s, 2,5° verglichen mit 7° und 0,01 hPa verglichen mit 0,25 hPa (s. Abb. 4 rechts). Bei der 10 m- Windgeschwindigkeit ändert sich das Vorzeichen des mittleren Fehlers beim normalen Prognoselauf gegenüber COSMO-EU. Dennoch liefern die Nudging-Läufe bessere Ergebnisse als die Prognoseläufe.

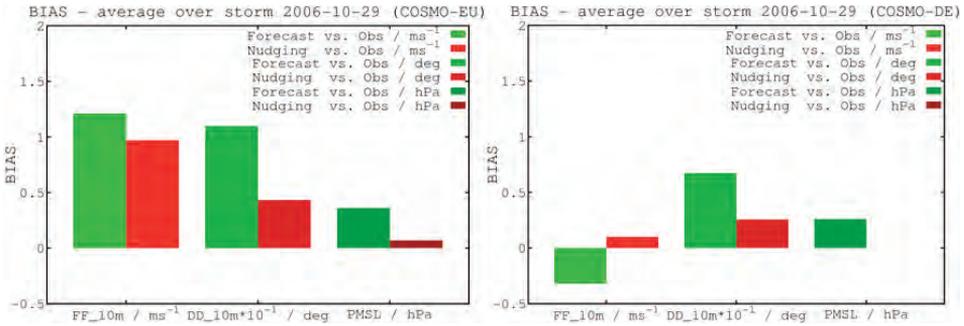


Abbildung 4: Mittlere Fehler der drei Variablen v_{10m} , dd_{10m} und $pmsl$ in COSMO-EU (links) und COSMO-DE (rechts), für die Nudging-Läufe (rot) und die Läufe ohne Nudging (grün) für Sturm „Britta“.

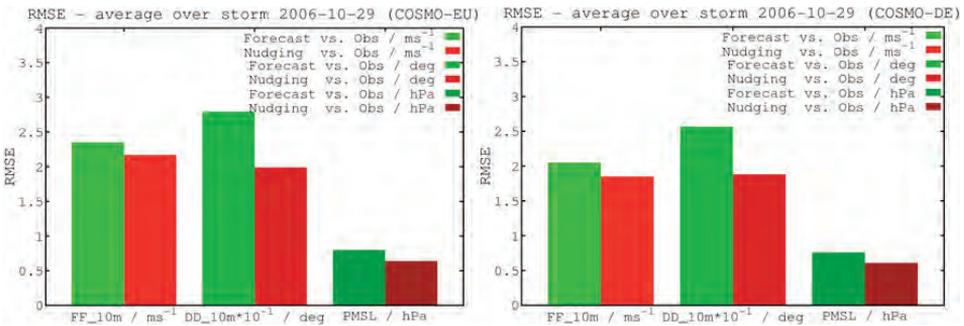


Abbildung 5: RMSE-Werte der drei Variablen v_{10m} , dd_{10m} und $pmsl$ in COSMO-EU (links) und COSMO-DE (rechts) für Sturm „Britta“ sowohl für die Nudging-Läufe (rot) als auch für die Läufe ohne Nudging (grün).

Allgemein lässt sich feststellen, dass Nudging bei der Variable $pmsl$ die signifikantesten Verbesserungen erzielt. So sind die RMSE-Werte und mittleren Fehler für jede Zeitreihe der Nudging-Läufe an jeder Station besser als die der normalen Prognoseläufe. Die Prognose ohne Nudging ist bei Windgeschwindigkeit und -richtung an einigen Messstationen besser als in den Nudging-Läufen, jedoch nicht gemittelt über alle Stationen.

Ein Vergleich von COSMO-EU und COSMO-DE führt zu folgenden Ergebnissen: Die RMSE-Werte von COSMO-DE sind nur geringfügig besser als die von COSMO-EU. Zudem sind die mittleren Fehler von COSMO-DE kleiner. Die 10 m-Windgeschwindigkeit von COSMO-DE ist deutlich geringer als in COSMO-EU. Woher stammt dieser große Unterschied der mittleren Fehler bei der Windgeschwindigkeit? Eine Berechnung der mittleren Windgeschwindigkeitsdifferenz zwischen COSMO-EU und COSMO-DE ergab, dass der Hauptunterschied über flachem Land außerhalb der Alpen besteht und somit das Ergebnis unterschiedlicher Rauigkeitslänge (z_0) ist. Die

Differenzen von z_0 lassen sich auf die Verwendung unterschiedlicher Landnutzungs-klassifizierungen zurückführen. Während z_0 für COSMO-EU aus dem Datensatz GLC2000 (BARTHOLOMÉ und BELWARD 2005) abgeleitet wurde, fand bei COSMO-DE der neuere Datensatz GlobCover (ARINO et al. 2008) Anwendung. Außerhalb der Alpen ist z_0 in den aus GlobCover abgeleiteten Daten höher; dieser Datensatz liefert geringere Windstärken nahe der Oberfläche, die besser mit den Beobachtungsdaten übereinstimmen. In den Alpen berücksichtigt z_0 für COSMO-EU den zusätzlichen Beitrag der orografischen Variabilität. In der vorliegenden Studie erfolgte ein Modelllauf von COSMO-EU mit z_0 abgeleitet aus GlobCover für drei Stürme („Tilo“ 2007, „Kyrill 2007 und „Britta“ 2006). Der mittlere Fehler der Windgeschwindigkeit von COSMO-EU nahm um 0,2 m/s gemittelt über alle Stationen ab - 0,1 m/s für Seestationen und 0,35 m/s für Landstationen -, was eine Verbesserung für die Stürme bedeutet. Mit GlobCover lassen sich folglich für COSMO-EU bessere Rauigkeitswerte erzielen als mit GLC2000.

2.3.2 Sturmzugbahnen

Die Zugbahnen von Stürmen liefern interessante Informationen für Studien über Sturmfluten. Aus diesem Grund wurden für die vorliegende Untersuchung Sturmzugbahnen für die Ereignisse grafisch erfasst, die zu einem Aufstau des Wassers am Pegel Norderney um mehr als 2 m führten (23 Ereignisse). Eine Zugbahn ist hier definiert als der Weg des Druckminimums im Laufe der Zeit. Die Zugbahnen der Sturmtiefs mit den acht höchsten Wasserständen bei Norderney werden in Abb. 6 dargestellt. Zu dem höchsten Wasserstand bei nahezu allen Pegeln an der deutschen Nordseeküste kam es während des schweren Sturms „Capella“ im Jahr 1976, für den Pegel Norderney war es jedoch die Sturmflut von 1962.

Nach PETERSEN und ROHDE (1991) lassen sich drei Typen von Zugbahnen der Sturmtiefs unterscheiden.

Der Skandinavien-Typ überquert den Längengrad 8° E zwischen 60° N und 65° N. Die Tiefdruckgebiete dieses Typs haben ihren Ursprung zwischen Grönland und Island und ziehen langsam in südöstliche Richtung. Trotz niedrigerer Windgeschwindigkeiten als bei den anderen beiden Sturmtief-Typen ist die Deutsche Bucht aufgrund der langen Verweilzeit mit einer großen Menge Wasser gefüllt. Ein Beispiel für ein solches Sturmtief ist die Sturmflut vom Februar 1962. Von den 23 höchsten Wasserständen waren sechs dem Skandinavien-Typ zuzurechnen.

Den Skagerrak-Typ kennzeichnen sehr hohe Wasserstände, welche meistens die gesamte Nordsee betreffen. Dieser Typ tritt am häufigsten auf und überquert den Längengrad 8° E zwischen 57° N und 60° N. Zwölf der 23 Sturmereignisse entfallen auf den Skagerrak-Typ.

Sturmtiefs des Jütland-Typs entstehen meistens an der nordamerikanischen Küste (Neufundland) und ziehen schnell in östlicher Richtung über die britischen Inseln, um den Längengrad 8° E zwischen 55° N und 57° N zu überqueren. Sie sind von kurzer Dauer, aber es handelt sich um sehr starke Stürme mit wechselnder Windrichtung zunächst aus Südwesten und später aus Nordwesten. Die Westküste Schleswig-Holsteins und das Elbeästuar sind am stärksten von diesen Stürmen betroffen. Der Sturm „Capella“ von 1976 beispielsweise ist diesem Sturmtief-Typ zuzuordnen. Von den 23 untersuchten Sturmereignissen gehörten vier der Sturmtiefs zum Jütland-Typ.

Ein Sturmtief in der Gruppe der 23 höchsten Wasserstände überquerte nicht den Längengrad 8° E, sondern verhielt sich nahezu stationär und blieb auf das nordatlantische Gebiet östlich von Island begrenzt (Februar 1967, Nr. 4 in Tab. 1).

Betrachtet man Genese und Zugbahnen der Sturmtiefs, bevor sie auf die Nordseeküste treffen, zeigt sich bei einigen Ereignissen eine Kombination der Sturmtief-Typen (GÖNNERT et al. 2001). So ist beispielsweise in Abb. 6 der Sturm vom Dezember 1977 dargestellt, der wie beim Skandinavien-Typ zwischen Island und Grönland entstand, danach jedoch in Richtung Süden zieht und 8° E entsprechend der Zugbahn des Skagerrak-Typs überquert.

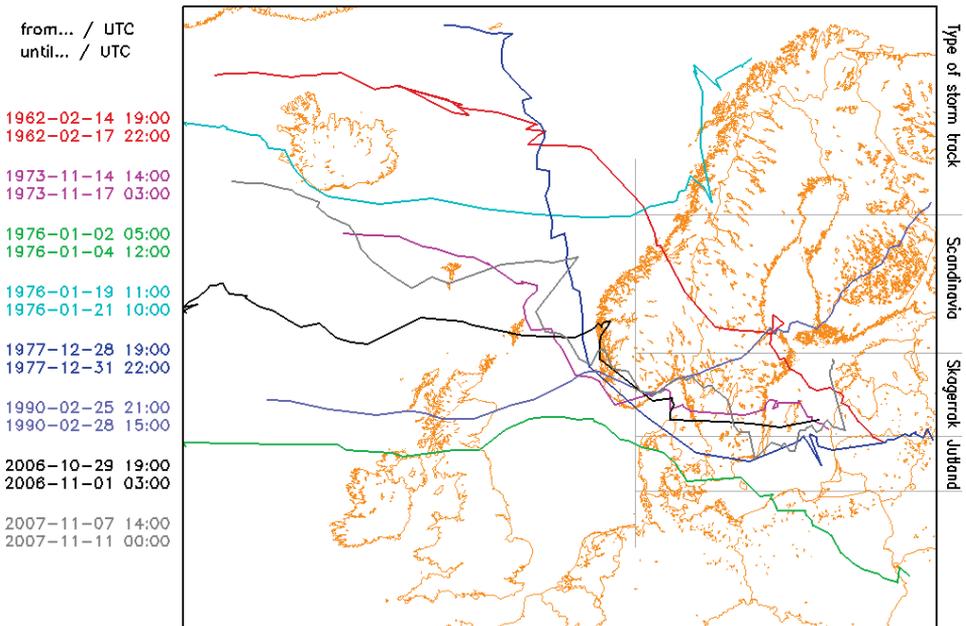


Abbildung 6: Zugbahnen der acht Sturmtiefs, die von 1962 bis 2011 zum höchsten Aufstau von Wasser am Pegel Norderney führten. Auf der rechten Seite sind die Sturmtief-Typen nach PETERSEN und ROHDE (1991) dargestellt.

3 Empirische Sturmflutvorhersage

Der Sturmflutwarndienst des NLWKN erstellt eine fünftägige Vorhersage der zu erwartenden Wasserstände bei Tidehochwasser, basierend auf den Wettervorhersagen des DWDs, für die Pegel Norderney (stellvertretend für die ostfriesischen Inseln), Emden (Ems-Ästuar), Bensersiel (ostfriesische Küste), Bremerhaven (Weser-Ästuar) und Cuxhaven (Elbeästuar). Der Warndienst wurde als interner Dienst für die Planung von Küstenschutz- und Baumaßnahmen eingeführt. Darüber hinaus stehen die Informationen der Öffentlichkeit über das Internet zur Verfügung.

Basierend auf den nachgerechneten Windfeldern wurde eine Verbesserung der Sturmflutvorhersage sowie eine Verdichtung der Ausgabepegel angestrebt (letzteres ist nicht Gegenstand dieses Berichts).

3.1 Vorgehensweise und Datenbasis

3.1.1 Verfügbarkeit der Daten

Der DWD führte nachträgliche Vorhersagen (Hindcasts) für 39 Zeitreihen von 4-11 Tagen durch. Diese enthalten insgesamt 42 Sturmfluten. Die Zeitreihen beginnen zwei bis drei Tage vor der eigentlichen Sturmflut und enden etwa einen Tag danach. Bei einer dichten Aufeinanderfolge von mehreren Sturmtiden wurden die Ereignisse in einem Datensatz zusammengefasst. Insgesamt werden mit den modellierten Winddaten 335 Tidehochwasserereignisse abgedeckt. Etwa ein Fünftel davon sind leichte Sturmtiden, 7 % schwere und weniger als 1 % sehr schwere Sturmtiden. Die meteorologischen Daten dienen als Eingangsgrößen für die Herleitung empirischer Formeln und neuronaler Netze sowie für numerische Modelle zur Durchführung unterschiedlicher Untersuchungen. Gemessene und astronomisch vorausberechnete Wasserstände an den zahlreichen Pegeln entlang der niederländischen und ostfriesischen Küste wurden als Ziel- und Validierungsdaten zusammengestellt. Aufgrund der begrenzten Zeitreihen in Verbindung mit großen Lücken in den Wasserstandsmessungen, insbesondere bei Sturmfluten, liegt der Schwerpunkt der Untersuchungen auf den Pegeln Norderney, Cuxhaven und Emden, deren Zeitreihen weitestgehend vollständig vorliegen.

Eine Einschränkung dieser Studie besteht in der ungleichmäßigen Verteilung der Winddaten (Abb. 7). Da Sturmfluten im Vordergrund stehen, herrschen in allen modellierten Stürmen Windrichtungen zwischen West und Nordwest sowie hohe Windgeschwindigkeiten vor. Das hat zur Folge, dass die entwickelten Formeln nicht für die Vorhersage von Niedrigwassersituationen mit beispielsweise ablandigem Wind gedacht sind. Selbst „normale“ Wettersituationen mit niedrigen Windgeschwindigkeiten sind hier mit Vorsicht zu betrachten.

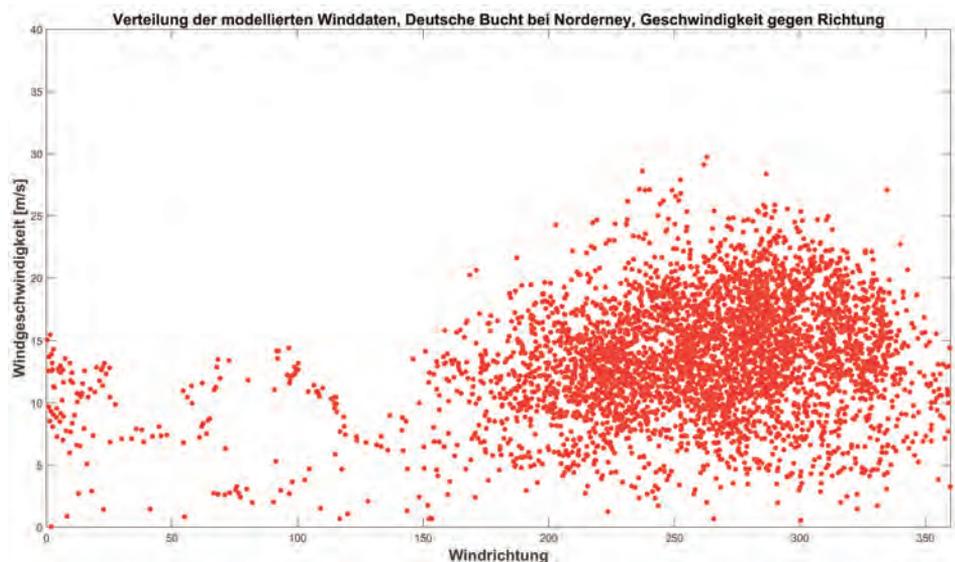


Abbildung 7: Verteilung der modellierten Windrichtungen und Windgeschwindigkeiten über der Nordsee nahe Norderney.

3.1.2 Aufbereitung der Daten

Die bisher verwendeten empirischen Beziehungen zwischen dem Wind und dem Aufstau des Wassers wurden aus Windmessungen abgeleitet. Datenlücken sowie eine begrenzte räumliche Verteilung der Messstellen insbesondere über der offenen Nordsee stellten hier die wichtigsten einschränkenden Faktoren dar. Dagegen ist es bei Verwendung von räumlich und zeitlich hochaufgelösten Modelldaten erforderlich, die Zahl der für die Analyse verwendeten Winddatenpunkte zu begrenzen, um die praktische Durchführbarkeit der Berechnungen zu gewährleisten und keine Überbestimmung der mathematischen Gleichungen herbeizuführen.

Die modellierten Daten wurden auf ein Gitter mit einem Punktabstand von 1° reduziert (Abb. 8, links). Eine Analyse mit schrittweiser Regression zeigte, dass sich der dominierende Einfluss des Windes auf den Wasserstand an der niedersächsischen Küste in der Deutschen Bucht, sowie am Eingang zur Nordsee und im südwestlichen Teil vor der Küste von Norfolk lokalisieren lässt. Da nicht die exakte Position der Winddatenpunkte von Bedeutung ist, sondern die allgemeine Windsituation im jeweiligen Gebiet, wurde als räumliches Mittel ein Wert von bis zu vier Punkten (Abb. 8, links) gewählt um geringfügige lokale und kurzfristige Effekte zu eliminieren. Aus demselben Grund wird ein zeitliches Mittel von drei Stunden verwendet.

In der Deutschen Bucht wurden acht Positionen ausgewählt, an denen der Einfluss des lokalen Windes direkt vor der Küste mit berücksichtigt wird (Abb. 8, rechts). Die Winddaten an diesen Positionen werden bereits in den bisherigen verwendeten Vorhersageberechnungen genutzt.

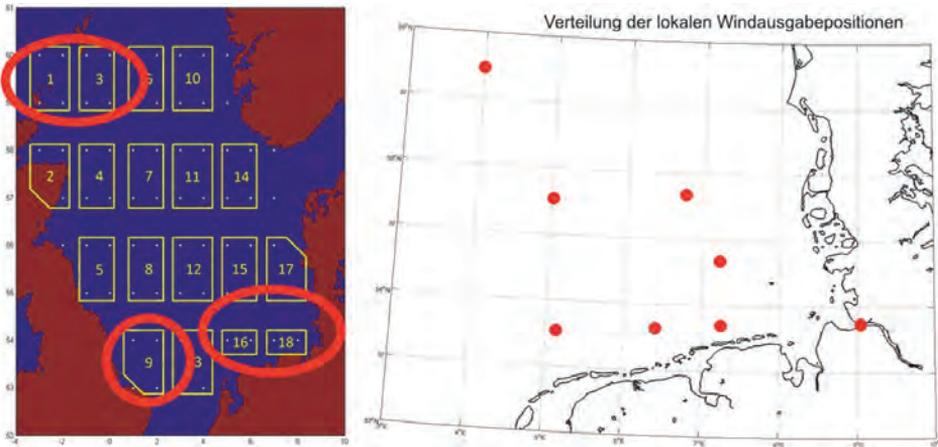


Abbildung 8: Reduzierung und Auswahl der Winddatenpunkte (links), Position der lokalen, küstennahen Datenausgabe (rechts).

Eine Analyse der Verzögerung zwischen der Einwirkung des Windes an einem Ort und dem dazu gehörenden Aufstau des Wassers an der Küste ergab eine mittlere zeitliche Verschiebung von etwa einer Stunde je 75 km. Darin zeigt sich eine gute Übereinstimmung mit der Gleichung für die Geschwindigkeit von Flachwasserwellen: $c = \sqrt{g * d}$, ($g = 9,81 \text{ m/s}^2$, $d = \text{Wassertiefe}$). Bei einer Tiefe von 100 m (mittlere Tiefe der Nordsee)

ergibt sich eine Geschwindigkeit von etwa 100 km/h, bei einer Tiefe von 30 m wie in der südlichen Nordsee liegt sie bei ungefähr 60 km/h.

Die Daten der nachgerechneten Sturmfluten wurden zum Zweck der Ableitung neuer Formeln in zwei gleichmäßig verteilte aber unabhängige Gruppen aufgeteilt. Der Datensatz für die Validierung umfasst in etwa 28 % der Daten. Die restlichen Daten wurden für die Berechnung der Formeln und neuronalen Netze verwendet.

3.2 Trigonometrischer Ansatz

Auf Grundlage der Formel von ANNUTSCH (1978) wurde ein einfacher trigonometrischer Ansatz zur Entwicklung einer neuen Gleichung verwendet. Darin werden nicht nur die lokalen Windverhältnisse, sondern auch der Wind in entfernteren Teilen der Nordsee berücksichtigt:

$$Stau = a_0 + \sum_w a_{w1} * WG^2 * \sin WR + a_{w2} * WG^2 * \cos WR + a_{w3} * WG^3 * \sin WR + a_{w4} * WG^3 * \cos WR + \sum_{param} a_{param} * Wert \quad (1)$$

(mit w Anzahl zugehöriger Positionen, WG Windgeschwindigkeit, WR Windrichtung und $param$ für weitere Parameter wie beispielsweise Luftdruck (siehe unten)). Dieser Ansatz eignet sich nur für exponierte Pegel direkt an der offenen Küste. Bei in den Ästuaren gelegenen Pegeln ist ein vorgeschalteter Pegel an der offenen Küste in Nähe des Ästuars erforderlich, von dem aus der Wasserstand unter Berücksichtigung der lokalen Windverhältnisse an den Zielpiegel hochgerechnet wird. Vorliegender Beitrag befasst sich vornehmlich mit dem exponiert liegenden Pegel auf Norderney.

In einem ersten Schritt wurden die Winddaten hinsichtlich einer bestmöglichen Auswahl der Positionen, der räumlichen und zeitlichen Interpolation und zeitlichen Verzögerung (s. Abschnitt 3.1.2) untersucht. Im zweiten Schritt wurde der Einfluss weiterer Parameter wie Luftdruck, Veränderungen des Luftdrucks, astronomische Abweichung und aktueller Wasserstand im Bezug zur mittleren Tidekurve betrachtet. Fernwellen wurden mit Blick auf vorhandene Studien (z. B. GÖNNERT 2003) und den Schwierigkeiten bei der Einbeziehung in die Routinevorhersage aufgrund des engen zeitlichen Rahmens vernachlässigt.

3.2.1 Analyse weiterer Parameter

Mit der Implementierung der Differenz zwischen dem Luftdruck und dem Standardluftdruck von 1013 hPa sowie der dreistündlichen Änderung des Luftdrucks lässt sich die Vorhersagequalität erhöhen. Auf den Einfluss von Luftdruck und Druckgradient auf die Wasserstände wurde bereits von SCHMITZ (1978b) hingewiesen. In dem neuen Ansatz wurde dieser Tatsache durch Berücksichtigung der entsprechenden Werte von einem 70 Kilometer nördlich von Norderney gelegenen Punkt als Repräsentant für den Luftdruck in der deutschen Bucht Rechnung getragen.

Der Einfluss der astronomischen Abweichung von der mittleren Tide war aufgrund mangelnder Daten bei den älteren Sturmfluten schwer zu ermitteln. Mit eigenen Berechnungen der astronomischen Tiden konnte die für die Untersuchungen erforderliche Genauigkeit nicht erreicht werden. Einige Tests mit einer begrenzten Datenmenge zeigten,

dass die Hinzunahme der astronomischen Abweichungen zu einer Verbesserung der Modellqualität für „normale“ Wetterbedingungen führt, bei denen die astronomischen Abweichungen dieselbe Größenordnung wie der Windstau haben. Die allgemeine Qualität der Regression nimmt allerdings bei diesen Tests aufgrund der reduzierten Datenmenge ab. Da die Vorhersage von Sturmfluten Hauptgegenstand dieser Studie ist, wird der Einfluss astronomischer Abweichungen zunächst vernachlässigt, er ist jedoch Gegenstand weiterer Untersuchungen.

Der Tidehub an der südlichen Nordsee liegt in der Größenordnung einer schweren bis sehr schweren Sturmflut, sodass die zeitliche Lage eines meteorologischen Ereignisses zur Tidekurve (d. h. Tidehoch- oder Tideniedrigwasser) von großer Bedeutung für die Sturmflutberechnung ist (GÖNNERT 2003). Entsprechend wird mit der Einbeziehung der mittleren Tidekurve als Zeitreihe im Berechnungsansatz eine erhebliche Verbesserung der Vorhersage erreicht.

Insgesamt weist die Korrelationsrechnung zwischen den gemessenen Stauwerten und den durch den beschriebenen trigonometrischen Ansatz ermittelten Werten einen mittleren quadratischen Fehler (RMSE) von etwa 31 cm auf (Abb. 9).

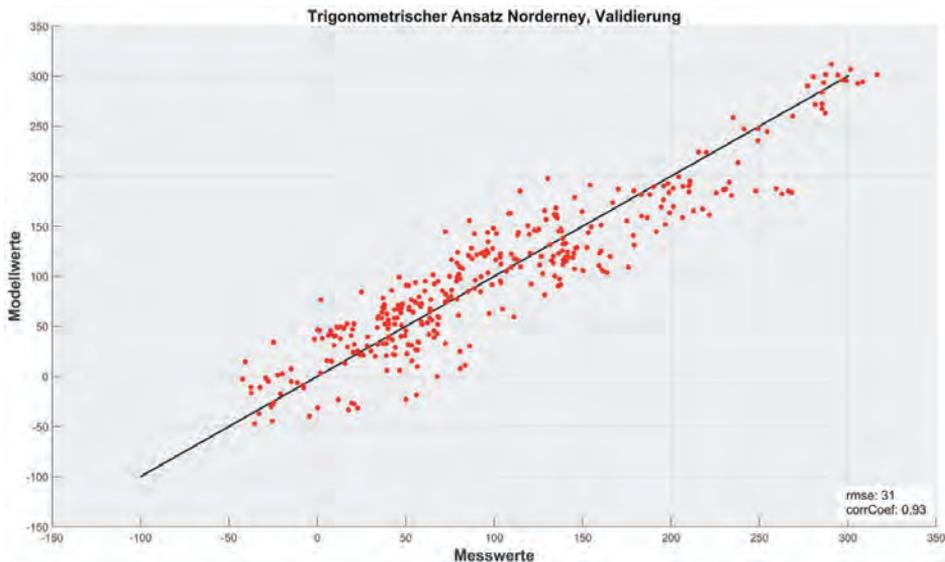


Abbildung 9: Validierung des trigonometrischen Ansatzes für Norderney, Messung (X-Achse) gegenüber Modell (Y-Achse).

Dieser Wert wirkt hoch, unter Berücksichtigung der großen Bandbreite des Windstaus (Werte zwischen -50 und +300 cm), der Vernachlässigung der astronomischen Abweichungen – insbesondere bei Ereignissen mit niedrigem Stau – und der Unsicherheiten bei den modellierten meteorologischen Daten in Verbindung mit den allgemeinen Schwierigkeiten bei der Vorhersage von Sturmereignissen sind die erzielten Ergebnisse dennoch gut. Die Formeln werden jetzt in der operationellen Vorhersage überprüft und haben während des Sturms „Xaver“ den ersten Test erfolgreich bestanden (Abschnitt 3.4).

3.3 Ansatz mit Künstlichen Neuronalen Netzen

Neben dem trigonometrischen Ansatz wurde auch die Anwendung eines künstlichen neuronalen Netzes getestet. Es wurde ein neuronales Netz gewählt, in dem nur meteorologische Parameter und die mittlere Tidekurve – entsprechend dem trigonometrischen Ansatz – verwendet wurden. Ziel war eine mindestens eintägige Vorhersage. Die zusätzliche Berücksichtigung gemessener oder modellierter Wasserstände von Pegeln, die im Tideverlauf der niedersächsischen Küste zeitlich vorgelagert sind, hätte ein wesentlich kürzeres Vorhersageintervall bedingt.

Ein Feed-Forward-Netz mit zwei Schichten und zehn Neuronen in der versteckten Schicht wurde als die am besten geeignete Struktur gewählt (Abb. 10). Die Inputschicht lässt sich beliebig erweitern; als Output ist der Stau des Wasserstands festgelegt.

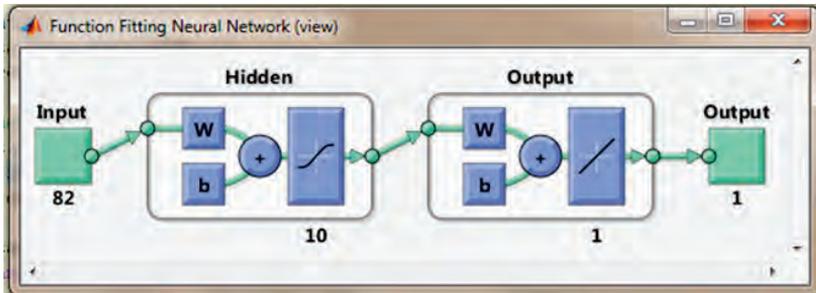


Abbildung 10: Schematische Darstellung des künstlichen neuronalen Netzes.

Für den Input wurde derselbe Datensatz wie beim trigonometrischen Ansatz verwendet. Für Norderney beträgt der mittlere quadratische Fehler 25 cm (Abb. 11), was eine Verbesserung gegenüber dem Ergebnis des trigonometrischen Ansatzes bedeutet.

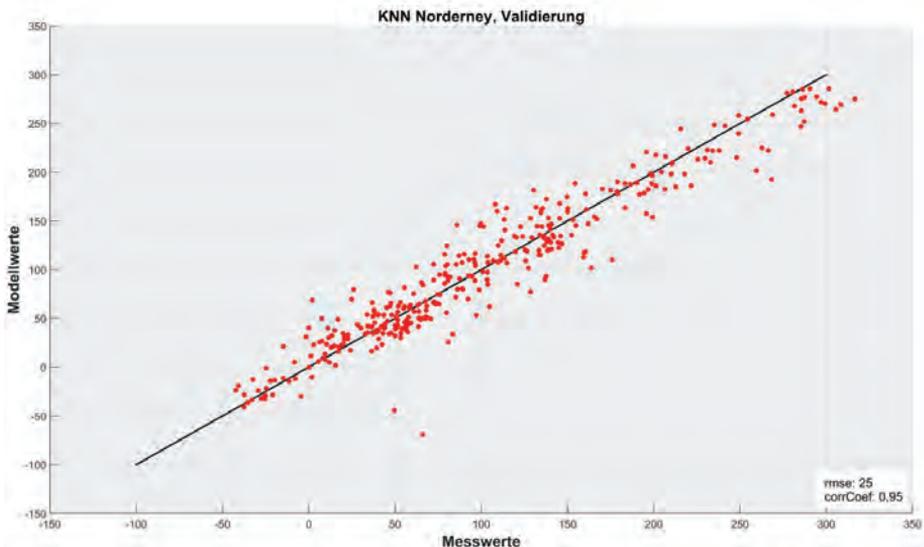


Abbildung 11: Validierung des künstlichen neuronalen Netzes für Norderney, Messung (X-Achse) gegenüber Modell (Y-Achse).

Es scheint jedoch, dass die Ergebnisse mit Vorbehalt zu betrachten sind, da es bei Hinzu-
fügen nur weniger zusätzlicher Wind-Datensätze oder anderer Parameter zu einer offen-
sichtlichen Überbestimmung des Modells kommt. Die Methode wird nun parallel zur
Vorhersagepraxis angewendet und es ist zu prüfen, ob das künstliche neuronale Netz für
den operationellen Betrieb geeignet ist. Der Praxistest während der Sturmflut Xaver ver-
lief erfolgversprechend (Abschnitt 3.4).

3.4 Erster Praxistest: Sturmflut vom 6. Dezember 2013 („Xaver“)

Die neuen Vorhersageverfahren (trigonometrischer Ansatz und künstliche neuronale
Netze) werden seit November 2013 im laufenden Betrieb neben dem alten Vorhersage-
verfahren getestet. Anfang Dezember hat das Sturmtief „Xaver“ eine Reihe von Sturm-
tiden an der niedersächsischen Nordseeküste erzeugt, wobei die Sturmflut am frühen
Morgen des 6. Dezembers eine der höchsten Sturmfluten der letzten 100 Jahre darstellt.
Der am Pegel Norderney verzeichnete Wasserstand von 2,83 m über dem mittleren Tide-
hochwasser wurde nur von dem im Februar 1962 verzeichneten Wert übertroffen.

Während dieses Sturmflutereignisses erwiesen sich die beiden neuen Ansätze als wert-
volle Instrumente für den Sturmflutwarndienst des NLWKN. In Abb. 12 sind die Vor-
hersageergebnisse vom Morgen des 5. Dezembers dargestellt. Die Vorhersage basierte auf
den numerischen Modellergebnissen des DWD für Windgeschwindigkeit und -richtung
sowie Luftdruck unter Verwendung des COSMO-EU- Modelllaufs vom 5. Dezember
00 UTC. Die Ergebnisse nach dem derzeitigen Verfahren sind in blauer Farbe aufgetra-
gen, die des trigonometrischen Ansatzes in grün, die Ergebnisse des KNN in rot und die
Messungen in schwarz.

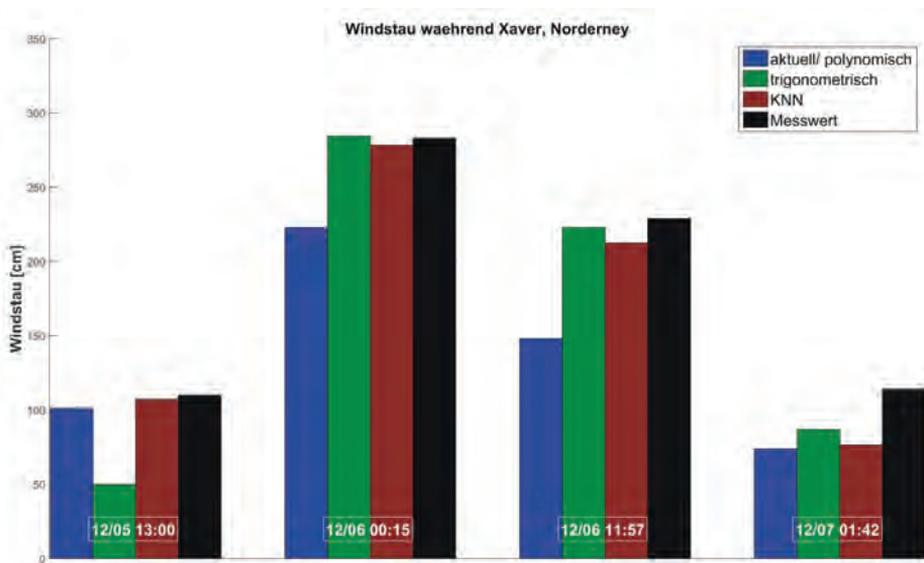


Abbildung 12: Modellierter und gemessener Stau am Pegel Norderney für den Sturm „Xaver“, 5.-7. Dezember 2013, Vergleich verschiedener Vorhersagemodelle.

Sowohl der trigonometrische Ansatz als auch der Ansatz mit einem neuronalen Netz lieferte sehr gute Vorhersageergebnisse für die beiden Hauptsturmzeiten mit einer Abweichung von weniger als 20 cm für den Pegel Norderney. Die Ergebnisse dieser neuen Verfahren zeigen gegenüber der bisherigen Methode eine deutliche Verbesserung. Die erste Sturmzeit wird außer durch den trigonometrischen Ansatz für Norderney ebenfalls sehr gut vorherberechnet. Für das Versagen des trigonometrischen Modells in diesem Fall konnte bisher kein Grund gefunden werden. Die Abweichungen zwischen Vorhersage und Messung für die letzte Sturmzeit am 7. Dezember sind höher, allerdings muss hier berücksichtigt werden, dass zwischen der Windvorhersage und dem Sturmereignis mehr als 48 Stunden liegen.

4 Schlussfolgerungen und Ausblick

Sturmfluten an der Küste Niedersachsens werden hauptsächlich durch den lokalen Wind in der Deutschen Bucht angetrieben. Für die empirische Sturmflutvorhersage ist das Weiteren der Wind im Eingangsbereich der Nordsee und in der südwestlichen Nordsee vor der Küste von Norfolk von Bedeutung.

In dem vom BMBF geförderten Projekt „OptempS-MohoWif“ (Optimierung empirischer Sturmflutvorhersage und Modellierung hochauflösender Windfelder) führte der DWD nachgerechnete Vorhersagen (hindcasts) von 39 historischen Sturmflutereignissen im Zeitraum 1962-2011 durch, um einen Datensatz mit hochauflösenden Windfeldern und anderen meteorologischen Variablen bereitzustellen. Hochauflösende meteorologische Daten für die Nordsee sind von großer Bedeutung für eine Verbesserung der empirischen Sturmflutvorhersage und zur Lösung anderer Fragen hinsichtlich Küstenentwicklung und -schutzmaßnahmen.

Für die Berechnung der Winddaten wurden zwei Versionen des Ausschnittmodells COSMO des DWD verwendet. COSMO-EU stellte die Daten bereit für die gesamte Nordsee einschließlich des Übergangsbereichs der Nordsee zum Nordatlantik und der südwestlichen Nordsee mit dem Ärmelkanal. Für die deutsche Bucht wurden von COSMO-DE zusätzliche Daten auf Grundlage eines 2,2 km-Gitters geliefert. In beiden Modellen wurden Nudging-Läufe und normale Vorhersageläufe durchgeführt, sodass ein Mini-Ensemble mit vier Ensemblemitgliedern für jedes Sturmflutereignis besteht. Damit führte der DWD Tests der horizontalen Maschenweite 2,2 km sowie der 65 vertikalen Schichten für das Modell COSMO-DE durch, welches möglicherweise den neuen operationellen Ausbau von COSMO-DE liefert. Wie erwartet fielen die Ergebnisse der Nudging-Läufe besser aus als die der normalen Vorhersagen. Bei einem Vergleich von COSMO-DE und COSMO-EU weist ersteres Modell minimal niedrigere RMSE-Werte bei Wind und reduziertem Druck auf. Die mittleren Fehler für pmsl weisen bei sehr niedrigen Werten nur marginale Unterschiede auf. Bei den Werten für den 10 m-Wind sind die Differenzen jedoch signifikant. Es wurde außerdem gezeigt, dass die Ergebnisse für den mittleren Fehler des Windgeschwindigkeitbetrags von COSMO-EU bei Verwendung von GlobeCover-Landnutzungsdaten besser waren als bei der Nutzung von GLC2000-Daten. Bei weiteren Versuchen wird eine windgeschwindigkeitsabhängige Charnock-Konstante zur Berechnung der Rauigkeitslänge der Meeresoberfläche getestet.

Die neu ermittelten empirischen Beziehungen zwischen Wind, Luftdruck und Windstau an der Küste Niedersachsens scheinen ein vielversprechender Ansatz für die

Optimierung der Sturmflutvorhersage in dieser Region zu sein. Seine Leistungsfähigkeit konnte dieser Ansatz bei einem ersten Test im Dezember 2013 während der sehr schweren Sturmflut „Xaver“ unter Beweis stellen. Andererseits zeigte der Testbetrieb im Winter 2013/2014 auch die Grenzen bei der Vorhersage weniger intensiven Windstaus auf, der durch andere Windrichtungen als West bis Nordwest hervorgerufen wird. Dies trifft besonders für den Ansatz mit künstlichen neuronalen Netzen zu, dessen Nutzbarkeit eindeutig durch den Schwerpunkt der Trainingsdaten auf Sturmfluten mit Windrichtungen in dem erwähnten Sektor eingeschränkt wird.

Das beim NLWKN implementierte neue Verfahren der Sturmflutvorhersage bedarf weiterer Tests und fortlaufender Anpassung an die zukünftig von den operationellen Wettervorhersagemodellen des DWD bereitgestellten meteorologischen Daten.

5 Schriftenverzeichnis

- ANNUTSCH, R.: Über das empirisch-statistische Sturmflutvorhersageverfahren des Deutschen Hydrographischen Instituts. *Promet*, 8 H. 4, 9-12, 1978.
- ARINO, O.; BICHERON, P.; ACHARD, F.; LATHAM, J.; WITT, R. and WEBER, J.-L.: *GlobCover the most detailed portrait of Earth*. *ESA Bulletin*, 136, 25-31, 2008.
- BALDAUF, M.; SEIFERT, A.; FÖRSTNER, J.; MAJESWKI, D.; RASCHENDORFER, M. and REINHARDT, T.: *Operational Convective-Scale Numerical Weather Prediction with the COSMO model: Description and Sensitivities*. *Mon. Wea. Rev.*, 139, 3887-3905, 2011.
- BARTHOLOMÉ, E. and BELWARD, A. S.: *GLC2000: A new approach to global land cover mapping from Earth observation data*. *Int. J. Remote Sens.*, Vol. 26, No. 9, 1959-1977, 2005.
- CONSORTIUM FOR SMALL-SCALE MODELLING: *COSMO model documentation*. Stand 07.01.2014: <http://www.cosmo-model.org>
- DEE, D. P.; UPPALA, S. M.; SIMMONS, A. J.; BERRISFORD, P.; POLI, P.; KOBAYASHI, S.; ANDRAE, U.; BALMASEDA, M. A.; BALSAMO, G.; BAUER, P.; BECHTOLD, P.; BELJAARS, A. C. M.; VAN DE BERG, L.; BIDLOT, J.; BORGMANN, N.; DELSOL, C.; DRAGANI, R.; FUENTES, M.; GEER, A. J.; HAIMBERGER, L.; HEALY, S. B.; HERSBACH, H.; HÓLM, E. V.; ISAKSEN, I.; KÁLLBERG, P.; KÖHLER, M.; MATRICARDI, M.; MCNALLY, A. P.; MONGE-SANZ, B. M.; MORCRETTE, J.-J.; PARK, B.-K.; PEUBEY, C.; DE ROSNAY, P.; TAVOLATO, C.; THÉPAUT, J.-N. and VITART, F.: *The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system*. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, Vol. 137, 553-597, 2011.
- DEUTSCHER WETTERDIENST: *Das barokline Model BKF*. *Promet* 2/3 1978, p. 48, 1978
- DICK, S.; KLEINE, E.; MÜLLER-NAVARRA, S. H.; KLEIN, H. and KOMO, H.: *The operational Circulation Model of BSH (BSHcmod) – Model Description and Validation*. *Ber. d. Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie*, Nr. 29, 49, 2001.
- FRANK, H. and MAJESKI, D.: *Hindcasts of historic storms with the DWD models GME, LMQ and LMK using ERA-40 reanalyses*. *ECMWF Newsletter*, Vol. 109, 16-21, 2006.
- GÖNNERT, G.: *Sturmfluten und Windstau in der Deutschen Bucht. Charakter, Veränderungen und Maximalwerte im 20. Jahrhundert*. *Die Küste*, 67, 185-365, 2003.

- GÖNNERT, G.; DUBE, S. K.; MURTY, T. and SIEFERT, T.: Global Storm Surges: Theory, Observations and Applications - Preface and Contents. Die Küste, 63, Global Storm Surges, 2001.
- JENSEN, J. and MÜLLER-NAVARRA, S. H.: Storm Surges on the German Coast. Die Küste, 74, 92-124, 2008.
- MAJEWSKI, D.; LIERMANN, D.; PROHL, D.; RITTER, B.; BUCHHOLD, B.; HANISCH, T.; PAUL, G.; WERGEN, W. and BAUMGARDNER, J.: The Operational Global Icosahedral-Hexagonal Gridpoint Model GME: Description and High-Resolution Tests. Mon. Wea. Rev. 130, 319-338, 2002.
- MÜLLER-NAVARRA, S. H. and GIESE, H.: Empirische Windstauformeln für die Deutsche Bucht. Deutsche IDNDR-Reihe 7, 37-41, 1997.
- MÜLLER-NAVARRA, S. H.; LANGE, W.; DICK, S. and SOETJE, K. C.: Über die Verfahren der Wasserstands- und Sturmflutvorhersage: Hydrodynamisch-numerische Modelle der Nord- und Ostsee und ein empirisch-statistisches Verfahren für die Deutsche Bucht. Promet 29, 117-124, 2003.
- PETERSEN, M. and ROHDE, H.: Sturmflut: Die großen Fluten an den Küsten Schleswig-Holsteins und in der Elbe. Neumünster, 1991.
- PHILIPPART, M. E and GEBRAAD, A.: A new storm surge forecasting system. In: STEL, J. H. et al. (Ed.). Operational oceanography: the challenge for European co-operation: Proceedings of the First International Conference on EuroGOOS 7-11 October 1996, The Hague, The Netherlands. Elsevier Oceanography Series, 62, 487-495, 1997.
- SCHRAFF, C. H.: Mesoscale Data Assimilation and Prediction of Low Stratus in the Alpine Region. Meteorol. Atmos. Phys. 64, 21-50, 1997.
- SCHRAFF, C. und HESS, R.: Datenassimilation für das LM. Promet, Jahrgang 27, Nr. 3/4, 156-164, 2002.
- SCHMITZ, H. P.: Sturmflutzeugende Vorgänge in der Nordsee. Promet 4, 2-5, 1978a
- SCHMITZ, H. P.: Vorhersageverfahren und ihre Probleme. Promet 4, 9-12, 1978b.
- STAUFFER, D. R. and SEAMAN, N. L.: Use of Four-Dimensional Data Assimilation in a Limited-Area Mesoscale Model Part I: Experiments with synoptic scale data. Mon. Wea. Rev. 118, 1250-1277, 1990.
- STAUFFER, D. R. and SEAMAN, N. L.: Multiscale four-dimensional data assimilation. J. Appl. Meteorol. 33, 416-434, 1994.
- STAUFFER, D. R.; SEAMAN, N. L. and BINKOWSKI, F. S.: Use of Four-Dimensional Data Assimilation in a Limited-Area Mesoscale Model Part II: Effects of Data Assimilation within the Planetary Boundary Layer. Mon. Wea. Rev. 119, 734-754, 1991.
- UPPALA, S. M.; KÄLLBERG, P.; SIMMONS, A.; ANDRAE, U.; DA COSTA BECHTOLD, V.; FIORINO, M.; GIBSON, J.; HASELER, J.; HERNANDEZ, A.; KELLY, G.; LI, X.; ONOGI, K.; SAARINEN, S.; SOKKA, N.; ALLAN, R.; ANDERSSON, E.; ARPE, K.; BALMASEDA, M.; BELJAARS, A.; VAN DE BERG, L.; BIDLOT, J.; BORMANN, N.; CAIRES, S.; CHEVALLIER, F.; DETHOF, A.; DRAGOSAVAC, M.; FISHER, M.; FUENTES, M.; HAGEMANN, S.; HÓLM, E.; HOSKINS, B.; ISARKSEN, L.; JANNSEN, P.; JENNE, R.; MCNALLY, A.; MAHFOUF, J.-F.; MORCRETTE, J.-J.; RAYNER, N.; SAUNDERS, R.; SIMON, P.; STERL, A.; TRENTBETH, K.; UNTCH, A.; VASILJEVIC, D.; VITERBO, P. and WOOLLEN, J.: The ERA-40 re-analysis. Q. J. R. Meteorol. Soc., Vol. 131, 2961-3012, 2005.

Vorhersage extremer Sturmfluten mit Hilfe hydrodynamischer Modellierung und künstlicher neuronaler Netze

Mobamed Tayel † und Hocine Oumeraci

Zusammenfassung

Bei Küsten mit flachen Schelfgebieten wie die Nordsee, stellen extreme Sturmflut-Wasserstände aus Windstau und Gezeiten, Windwellen und deren Wechselwirkungen in der Regel die Hauptquelle von Hochwasserrisiken im Küstenbereich. Der relative Beitrag dieser Wechselwirkungen zwischen den Sturmflut-Komponenten zum resultierenden Extremwasserstand ist immer noch weitestgehend unbekannt – trotz der mittlerweile routinemäßigen Kopplung der Komponenten aus Windstau und Gezeiten in den derzeitigen operationellen hydrodynamischen numerischen Modellen (HNM). Aufgrund der hochkomplexen und stochastischen Natur der gesamten Sturmflut, wird die Implementierung einer weitgehend physikalisch-basierten Kopplung aller Sturmflut-Komponenten in die operationellen HNM wahrscheinlich noch Jahrzehnte Forschung benötigen. Mittlerweile wird eher ein pragmatischer datenbasierter hybrider Ansatz benötigt, um die nicht-linearen Wechselwirkungen zwischen allen Komponenten der resultierenden extremen Sturmflut-Wasserstände zu ermitteln. Solch ein pragmatischer Ansatz wird hier vorgeschlagen, der auf zwei Arten von KNN-Modellen (Künstliche Neuronale Netze) bezeichnet als NARX (Nichtlineare AutoRegressive exogene Eingänge) basiert: (i) NARX neuronale Netzwerkmodell für extreme Sturmflutvorhersagen (Type-A), (ii) NARX neuronale Netzwerkmodell für die Korrektur der in HNM wie TELEMAC2D und TOMAWAC ermittelten nichtlinearen Effekte (Type-B). Besonders bei extremen Sturmflutereignissen, werden Methoden der Ensemble-Modellierung verwendet, um die Varianz zu reduzieren und Fehler zu minimieren. Der vorgeschlagene hybride Ansatz wurde beispielhaft für zwei Pilot-Standorte an der deutschen Nordseeküste (Cuxhaven und Sylt) implementiert. Die Ergebnisse an beiden Standorten zeigen, dass der hybride Ansatz in der Lage ist, die Beiträge der nichtlinearen Wechselwirkungen zwischen allen Sturmflut-Komponenten durch Subtraktion der Ergebnisse der hydrodynamischen Modelle (lineare Überlagerung aller Sturmflut-Komponenten) von den Ergebnissen der Ensemble-Modelle zu extrahieren. Für die extremsten Sturmflutereignisse im Zeitraum 1991-2007, die in dieser Studie berücksichtigt wurden, führte der Beitrag der nichtlinearen Wechselwirkungen im Vergleich mit der linearen Überlagerung von extremen Sturmflut-Komponenten in der Regel zur Reduzierung der resultierenden Wasserstände. Jedoch zeigten die Ergebnisse, dass unter bestimmten Bedingungen die nichtlinearen Wechselwirkungen auch zu höheren Sturmflut-Wasserständen als die lineare Überlagerung führen können (z. B. Sturm vom Januar 2000 bei Cuxhaven und Sylt).

Schlagwörter

Extreme Sturmfluten, Nordsee, Sturmflutkomponenten, nicht-lineare Wechselwirkungen, künstliche neuronale Netze (KNN), hydrodynamische numerische Modelle (HNM), hybride Modellierung

Summary

On coastlines with shallow shelf areas (e.g. North Sea), a combination of high tides, storm surges, wind waves and mutual interactions generally represent the major sources of coastal flood risks: The contribution of the mutual interactions between the various components still remains the most unknown, despite the now routine linking of tidal and surge components in the current operational hydrodynamic storm-tide models. In fact, a proper physically-based coupling of all constituents will probably take decades to be implemented in the current operational models due to the highly complex and stochastic nature of the entire storm-tide system. Meanwhile, rather a more pragmatic data-driven approach is required to assess the contributions of these non-linear interactions to the resulting extreme storm-tide. Such a pragmatic approach is proposed, which is based on two types of artificial neural networks (ANNs) models called NARX (Nonlinear AutoRegressive eXogenous inputs): (i) NARX neural network model to predict the extreme storm-tide (Type-A), (ii) NARX neural network model to nonlinearly correct the numerical storm-tide results from TELEMAC2D and TOMAWAC (Type-B). Ensembles methods are then used to reduce variance and minimize error, especially in extreme storm-tide events. The approach was applied for two pilot sites in the North Sea (Cuxhaven and Sylt). The results show that the ensemble models are able to extract the contributions of the nonlinear interactions between the different extreme storm-tide components at both sites by subtracting the results of the hydrodynamic models (linear superposition of storm-tide constituents) from the ensemble results. In most extreme storm-tide events considered in this study, the contribution of the nonlinear interactions resulted in the reduction of the extreme water levels when compared with the linear superposition of extreme storm-tide components. However, under certain conditions, the nonlinear interactions might result in higher storm-tides than the linear superposition (e.g. storm of January 2000 at Cuxhaven and Sylt).

Keywords

extreme storm-tide, North Sea, storm surge constituents, non-linear interactions, artificial neural network (ANN), hydrodynamic modelling, hybrid modelling

Inhalt

1	Einleitung	343
2	Entwicklung der NARX-Modelle für die Vorhersage extremer Sturmfluten bei Cuxhaven und Sylt.....	344
2.1	Auswahl und Vorbereitung der Eingangsparameter für die entwickelten NARX-Modelle	345
2.2	NARX-Modelle für Cuxhaven und Sylt unter Anwendung von Ensemble-Methoden	346

3	Bewertung des Effekts nichtlinearer Wechselwirkungen zwischen den Komponenten extremer Sturmfluten.....	353
3.1	Globaler Ansatz	353
3.2	Extraktion der mit dem numerischen Modell geschätzten nichtlinearen Wechselwirkung in den Ergebnissen für $\eta_{\text{su-t TEL}}$ (Schritte 1 bis 5 in Abb. 5).....	355
3.3	Extraktion der komplementären Terme für die nichtlineare Interaktion unter Verwendung der vorhergesagten η_{EFN} - Ergebnisse (Schritte 6 bis 8 in Abb. 5)....	359
3.4	Nichtlineare Wechselwirkung zwischen allen Sturmflutkomponenten (Schritt 9 in Abb. 5)	360
4	Schlussfolgerungen.....	365
5	Danksagung.....	366
6	Schriftenverzeichnis	366

1 Einleitung

Es kann nicht mit Gewissheit gesagt werden, ob die Natur bisher genügend Zeit hatte, sämtliche physikalisch möglichen ungünstigsten Kombinationen aller Komponenten für die Erzeugung der extremsten Sturmflut („perfekte Sturmflut“) umzusetzen. Extreme Sturmflutereignisse sind von einer Vielzahl Faktoren abhängig, welche sich in die in Abb. 1 dargestellten drei Kategorien einteilen lassen: (a) meteorologische Faktoren mit instationären und stochastischen Eigenschaften wie beispielsweise Windgeschwindigkeit und -richtung, Charakteristika und Zugbahnen von Sturmtiefs und Oberwasserabfluss; (b) deterministische Faktoren wie astronomische Tiden und Resonanztiden, die in einem Schelfmeer wie der Nordsee großen Einfluss auf den Tidenhub haben und von Geometrie, Reibung und Rotation bestimmt werden; (c) lokale Faktoren in Flachwasserregionen, beispielsweise Veränderungen der lokalen Bathymetrie, Rauheit des Festlandssockels und Geometrie der Küstenlinie. In der Nordsee tragen die außerhalb erzeugten und sich dann im betreffenden Gebiet ausbreitenden Fernwellen auch nichtlinear zu dem daraus resultierenden extremen Sturmflutwasserstand bei.

Die größten Schwierigkeiten bei der Bestimmung der physikalisch möglichen „perfekten Sturmflut“ sind im Wesentlichen auf die Tatsache zurückzuführen, dass die nichtlinearen Wechselwirkungen zwischen den verschiedenen Sturmflutkomponenten nach wie vor unbekannt sind. Auch wenn Ansätze mit einer Kopplung der Gezeiten- und Windstaukomponenten in operationellen Sturmflut-Modellen mittlerweile Routine sind und in jüngster Zeit wesentliche Fortschritte bei der Erforschung der Interaktionen zwischen Atmosphäre und Meer erzielt wurden, wird es sicherlich noch Jahrzehnte dauern, bis eine geeignete, prozessbasierte Kopplung aller Komponenten in den aktuellen numerischen Modellen implementiert ist.

Das Hauptziel dieser Studie ist daher die Entwicklung eines neuen hybriden Modellierungsansatzes. Dieser wurde in Zusammenarbeit mit dem Verbundprojekt XTREM-Risk umgesetzt (OUMERACI et al. 2009), in dem umfangreiche Daten für Sylt und Cuxhaven erfasst, erzeugt und analysiert wurden (GOENNERT und GERKENSMEIER 2012) und (WAHL et al. 2012). In dem neuen Ansatz werden NARX-Modelle mit dem

hydrodynamisch-numerischen Modell TELEMAC2D (HERVOUET und VAN HAREN 1994; HERVOUET 2007) und dem Seegangmodell TOMAWAC (BENOIT 2003; BENOIT et al. 2001) kombiniert. Der Ansatz lässt sich als „operationelles“ kostengünstiges Modellierungstool auf Küstengebiete und Ästuare anwenden, um (i) die Nichtlinearität der Prozesse in den in dieser Studie beispielhaft untersuchten Gebieten (Sylt und Cuxhaven) in der Nordsee zu berücksichtigen und (ii) die Lücken in den Langzeitdatenreihen durch Verwendung sequenzieller Zeitreihenvorhersagen in den Untersuchungsgebieten zu schließen.

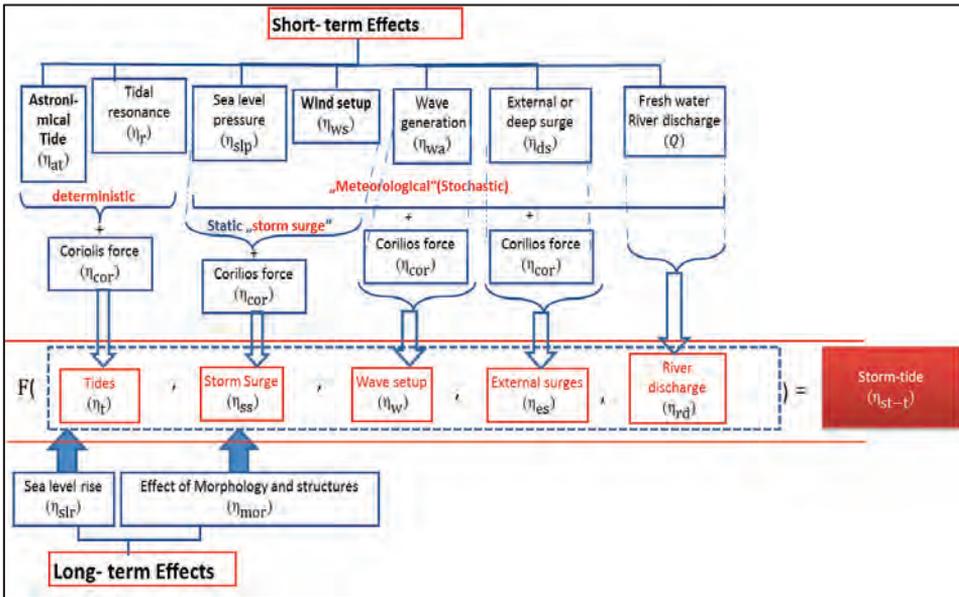


Abbildung 1: Nichtlinearer Beitrag der wichtigsten Sturmflutkomponenten zur Erzeugung extremer Wasserstände und verwendete Terminologie (in Anlehnung an OUMERACI (2009)).

2 Entwicklung der NARX-Modelle für die Vorhersage extremer Sturmfluten bei Cuxhaven und Sylt

Grundlage für die Modellentwicklung sind die im regionalen Klimamodell (englisch: Regional Climate Model, RCM) SN-REMO erzeugten stündlichen meteorologischen Antriebe im Zeitraum von 1970 bis 2007 (VON STORCH et al. 2000) sowie die Wasserstandsmessungen von 1997 bis 2007 für Cuxhaven und von 1999 bis 2007 für Sylt. Unter Verwendung dieser Daten wurden zwei Arten von KNN-Modellen mit der Bezeichnung NARX (Nicht-lineare AutoRegressive exogene Eingänge) entwickelt: (i) NARX neuronales Netzmodell für die Vorhersage extremer Sturmfluten (Typ A) und (ii) NARX neuronales Netzmodell für die nichtlineare Korrektur der numerischen Sturmflutergebnisse aus TELEMAC2D (Typ B).

Der Aufbau jedes NARX-Modelltyps erfolgt in zwei Phasen (s. Tab. 1), da die Zahl der modifizierbaren neuronalen Architekturparameter (z. B. Anzahl der versteckten Schichten und der versteckten Neuronen in jeder Schicht) sehr groß ist. Die erste Phase

befasst sich mit der Bestimmung der optimalen Anzahl von Intervallen zwischen den Zeitreihen der Eingangsgrößen, die als Input berücksichtigt werden, aber auch mit den optimalen Parametern für die Architektur und den besten Trainingsalgorithmen unter Verwendung von STATISTICA Automated Neural Networks (SANN). In der zweiten Phase wird der endgültige NARX-Modelltyp mit der Matlab Neural Networks Toolbox für die weitere Konfiguration der strukturellen Parameter und Modifikationen auf Basis der von SANN gelieferten optimalen Struktur entwickelt.

Die Anwendung von Ensemble-Verfahren bietet besonders bei extremen Sturmflutereignissen die Möglichkeit, die Varianz erheblich zu reduzieren und Fehler zu minimieren. Bei der Ensemble-Vorhersagemethode werden die Ergebnisse der besten NARX-Modelle gemittelt. Mehrere unterschiedliche „Ensemble Fitting Neural Network-Modelle“ (EFN-Modelle) werden entwickelt und getestet, wobei unterschiedliche Architekturparameter für jedes Ensemble verwendet werden.

Die beiden NARX-Modelltypen und ihre Ensemble-Vorhersageergebnisse werden schließlich anhand von beobachteten Wasserstandsdaten in Bezug auf den Korrelationskoeffizienten (r), die Wurzel des mittleren quadratischen Fehlers (RMSE) und die Standardabweichung (σ) validiert, um die Modelle mit der besten Vorhersageleistung für die Wasserstände im Zeitraum von 1991 bis 2007 an den beiden Standorten zu bestimmen (TAYEL und OUMERACI 2014; TAYEL 2015).

2.1 Auswahl und Vorbereitung der Eingangsparameter für die entwickelten NARX-Modelle

Für extreme Wasserstände an der offenen Küste sind die folgenden sechs Komponenten relevant: Windstau infolge von Windschubspannung an der Wasseroberfläche; Brandungstau (Wave Setup) infolge von durch Wind erzeugten Wellen, die einen Impuls auf die Wassersäule übertragen; Tiefdruck aufgrund der Abnahme des atmosphärischen Drucks im räumlichen Bereich des Sturmsystems; ein durch die Corioliskraft erzeugte Abnahme bzw. Zunahme des Brandungstau aufgrund der Einflüsse der Erdrotation auf die windgetriebene Brandungsströmung an der Küste; Seiche infolge der durch das sich bewegende Windsystem ausgelösten Resonanzeffekte sowie eine astronomische Gezeitenkomponente.

In der Lernphase erfassen die ANN-Modelle die nicht-linearen Zusammenhänge zwischen Komponenten von Extremwasserständen unter Verwendung einer moderaten Zeitspanne (circa fünf Jahre) der bei Cuxhaven und Sylt beobachteten Wasserstände. Für den Lernprozess und die Validierung der Modelle sollte die Untermenge an gemessenen Wasserstandsdaten von Cuxhaven und Sylt so gewählt werden, dass Lücken beziehungsweise fehlerhafte Messdaten in nennenswertem Umfang vermieden werden. Dieses Kriterium wird für Cuxhaven bei den Daten von 1998 bis 2007 und für Sylt von 2000 bis 2007 erfüllt. Die für jedes Jahr der oben genannten Perioden ausgewählten und mit einem Zeitintervall von 10 Minuten bis 1 Stunde aufgezeichneten Beobachtungsdaten werden zeitlich interpoliert, um die Synchronisation mit den verfügbaren stündlichen meteorologischen Daten zu ermöglichen (TAYEL und OUMERACI 2012).

Die Eingangs- und Ausgangsdaten der beiden entwickelten NARX-Modelle für Cuxhaven und Sylt sind der Tab. 2 zu entnehmen. Die spezifischen Eingangsdaten (Input Deck) für die beiden NARX-Modelltypen umfassen die Vorhersagen der astronomischen Gezeiten, die im numerischen Segangmodell TOMAWAC erzeugte signifikante

Wellenhöhe, die beiden Windgeschwindigkeitskomponenten in Richtung Ost-West (U-Komponente oder zonale Komponente) sowie Süd-Nord (W-Komponente oder meridionale Komponente), die von der Messstation Wick übermittelten Fernwellensignale und zusätzlich zum Oberwasserabfluss der Elbe (nur im Fall von Cuxhaven) den Meeresspiegeldruck für Cuxhaven und Sylt.

2.2 NARX-Modelle für Cuxhaven und Sylt unter Anwendung von Ensemble-Methoden

Das Input Deck für die in Abb. 2 dargestellten Ensemble Fitting Neural Network-Modelle (EFN-Modelle) besteht im Wesentlichen aus vier unterschiedlichen Sturmflut-Vorhersageergebnissen der besten drei NARX Typ-A-Modelle und des besten NARX Typ-B-Modells. Das Input Deck enthält des Weiteren die zeitverzögerten meteorologischen Antriebe (Meeresspiegeldruck, zonale und meridionale Windgeschwindigkeitskomponenten) für Cuxhaven bzw. Sylt. Die EFN-Modelle liefern als Ergebnis den Unterschied zwischen der beobachteten Sturmflut (η_{OB}) und der mit NARX Typ B vorhergesagten Sturmflut (η_B) bei Cuxhaven oder Sylt. Durch das Training der entwickelten EFN-Netze lernen die entwickelten EFN-Modelle folglich mehr Terme für nicht-lineare Wechselwirkungen, „falls möglich“ ohne Auswirkungen auf die Vorhersageperformanz bei langen Zeitreihen, die aus den Ergebnissen der NARX-Modelle (sowohl Typ A als auch Typ B) gewonnen wurden.

Tabelle 1: Entwicklungsphasen 1 und 2 der NARX-Modelle Typ A und Typ B für Cuxhaven und Sylt.

<p>Phase I: Verwendung von SANN für die Ermittlung der</p> <ul style="list-style-type: none"> • optimalen Intervalle (time lags) der Zeitreihen der Eingangsparameter • optimale Architekturparameter der entwickelten KNN für die Zeitreihen
↓
Bestimmung der für die Nordsee relevanten Komponenten extremer Sturmfluten gemäß dem zugrunde liegenden physikalischen Prozess (z. B. Wind, Druck und Fernwellen).
↓
<ul style="list-style-type: none"> • Bestimmung des Lern-Datensatzes für Cuxhaven (1998-2007) und Sylt (2000-2007) unter Vermeidung von Datenlücken oder fehlerhaften Daten. • Bestimmung der Eingabeparameter (z. B. Druck, Wind und Tide) und Ausgangsparameter (beobachteter Wasserstand) der KNN. • Auswahl 3 unabhängiger Datenreihen: eine Trainingsreihe, eine Validierungsreihe und eine Testreihe aus dem Lern-Datensatz im Verhältnis von jeweils 70 %, 15 % bzw. 15 %.
↓
<p>Entwicklung der zwei KNN-Modelltypen unter Verwendung verschiedener Architekturparameter:</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Verwendung zeitlich verzögerter Eingangsparameter (Lag von bis zu 24 Stunden) zur Erzielung besserer Vorhersagen in einem dynamischen System (Abhängigkeit von der Dauer der effektiven meteorologischen Antriebe) 2. Verwendung von SANN Zeitreihen des Regression-Typs, wodurch sich die Zahl der vorherigen Lags bei den Zeitreihen der Eingangsparameter von 1 auf 24 ändert 3. Änderung der Anzahl der Neuronen in der versteckten Schicht von 1 auf 10 Neuronen. 4. Änderung der Art der Aktivierungsfunktion in der versteckten Schicht und der Ausgangsschicht
↓

<ul style="list-style-type: none"> • SANN verwendet automatisch verschiedene Trainings- oder Lernalgorithmen für das Trainieren von KNN-Modellen wie Back Propagation, konjugiertes Gradienten-Verfahren, Quasi-Newton-Verfahren und Levenberg-Marquardt-Verfahren. • Nach einem Training der beiden Modelltypen für Cuxhaven und Sylt mit jeweils 25 Versuchen wurden von jedem Test die 5 neuronalen Netze mit der besten Performanz, d. h. dem höchsten Bestimmtheitsmaß (r) und dem niedrigsten Summe der quadratischen Abweichungen (SSE) beibehalten
<p>↓ führt zu ↓</p>
<p>Bestimmung der optimalen Architekturparameter der KNN, die sich mithilfe der Matlab Neural Toolbox weiter verfeinern lassen:</p> <ul style="list-style-type: none"> • Vorwärtsgerichtete MLP-Netze mit 3 Schichten (eine versteckte Schicht) sind für die Modellierung extremer Sturmfluten bei Cuxhaven und Sylt geeignet, um die Wahrscheinlichkeit eines Overfit zu verringern. • Die Ausgabeschicht hat nur ein Neuron mit linearer Aktivierungsfunktion. • Für die Neuronen in der versteckten Schicht wurde als Aktivierungsfunktion entweder eine tangentielle Sigmoid-Funktion (transig) oder eine logarithmische Sigmoid-Funktion (logsig) gewählt. • Für Cuxhaven zeigen die Ergebnisse für beide Modelltypen bis zu einem Lag von 18 Stunden eine Zunahme des Bestimmtheitsmaß r^2 und eine stabile Abnahme des SSE, während für Sylt dasselbe Verhalten bis zu einem Intervall von 16 Stunden zu erkennen ist. • Die optimale Anzahl Neuronen in der versteckten Schicht der besten gewählten MLP-Netze ändert sich für beide Untersuchungsgebiete von 3 auf 10 Neuronen, was zu einem sehr großen künstlichen neuronalen Netz mit erhöhter Overfit-Wahrscheinlichkeit führen würde.
<p>↓↓↓</p>
<p>Phase II: Verwendung der Matlab Neural Toolbox für</p> <ul style="list-style-type: none"> • die Bestimmung der Anzahl Knoten in der versteckten Schicht • die Verbesserung der entwickelten SANN-Zeitreihen-Modelle, indem stattdessen das NARX-Netz in der Matlab Neural Toolbox verwendet wird
<p>↓</p>
<p>Die Anzahl versteckter Neuronen bei beiden NARX-Modelltypen wurde mittels der umfassenden Suche im Bereich [3~10] bestimmt. Diese erfolgte in 8 Versuchen für jeden NARX-Modelltyp, welche die beiden nachfolgenden Schritte der NARX-Netzentwicklung abdecken.</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. bei jedem Versuch werden die identifizierten optimalen Architekturparameter von Lags=18 Stunden für Cuxhaven und Lags= 16 Stunden für Sylt verwendet. Für die versteckte Schicht und die Ausgabeschicht wird jeweils eine tansig-Aktivierungsfunktion bzw. eine lineare Aktivierungsfunktion verwendet. 2. Das NARX-Netz aus jedem Versuch wird entwickelt und trainiert, wobei der Levenberg-Marquardt-Algorithmus verwendet wird, da sich damit die schnellste Konvergenz erzielen lässt. <p><u>Ergebnis:</u> Bei beiden NARX-Modelltypen für Cuxhaven und Sylt sind gemäß dem mittleren quadratischen Fehler (MSE) 8 Neuronen die optimale Zahl in der versteckten Schicht.</p>
<p>↓</p>
<p>Verbesserung der entwickelten SANN-Zeitreihen-Modelle, indem stattdessen das NARX-Netz in der Matlab Neural Toolbox verwendet wird, mit dem die Dynamik des nichtlinearen Verhaltens von Sturmfluten erfasst wird:</p> <ul style="list-style-type: none"> • das Ergebnis ist eine Rückkopplung für die Eingabeschicht (globale Rückkopplung) und das Netz hat somit Informationen über den Systemzustand in vorangegangenen Zeitschritten; • Berücksichtigung der Eingangsdaten beim Vorhersage-Zeitschritt $t+1$, sodass sich die Vorhersage verbessert.

<p>Entwicklung der beiden NARX-Modelltypen unter Verwendung der identifizierten optimalen Architekturparameter mit 8 versteckten Neuronen in 4 Versuchen:</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Jeder Versuch wird aufgrund der zufälligen Initialisierung von Gewichtungen sechsmal mit derselben NARX-Architektur wiederholt. 2. Änderung der Aktivierungsfunktion in der versteckten Schicht (entweder tansig oder logsig). 3. Änderung der Aktivierungsfunktion in der Ausgabeschicht (entweder linear oder tansig). <p><u>Ergebnis:</u> In beiden Untersuchungsgebieten lieferte NARX Typ B die beste Leistung – allerdings unerwartet; da die Ergebnisse aus TELEMAC2D in den Eingangsdaten enthalten sind, werden bei einigen Sturmflutereignissen die Scheitel der Extremwasserstände unterschätzt oder überschätzt.</p>
↓
<p>Entwicklung eines ENSEMBLE-ANN-Fitting-Modells mit 3 Schichten und einem Neuron in der versteckten Schicht.</p> <ul style="list-style-type: none"> • <u>Ensemble-Input:</u> die besten 3 NARX Typ A-Modelle (Änderung lediglich bei der Aktivierungsfunktion) und das beste NARX Typ B-Modell. • <u>Ensemble-Output:</u> Unterschied zwischen beobachtetem Wasserstand und den Ergebnissen des besten NARX Typ B-Modells. • Verwendung entweder einer logsig- oder einer transig-Aktivierungsfunktion für die Neuronen in der versteckten Schicht und der Ausgabeschicht.

Tabelle 2: Eingangs- und Ausgangsdaten für die NARX-Modelle Typ A und Typ B für Cuxhaven und Sylt.

Beschreibung	Cuxhaven (Typ A und Typ B)	Sylt (Typ A und Typ B)
Eingangsdaten	<ul style="list-style-type: none"> • Zeitreihen der U-Komponente des Windes. • Zeitreihen der V-Komponente des Windes. • Zeitreihen des Druckes auf den Meeresspiegel. • Zeitreihen der Wasserstandsbeobachtungen. • Zeitreihen des Oberwasserabflusses der Elbe. • Zeitreihen externer Fernwellen, Messstation Wick. • Zeitreihen der Vorhersage astronomischer Gezeiten. • Zeitreihen der Ergebnisse von TOMAWAC zur signifikanten Wellenhöhe (Hs) • Zeitreihen der Ergebnisse von TELEMAC2D zur Sturmflut (nur für Typ B). 	<ul style="list-style-type: none"> • Zeitreihen der U-Komponente des Windes. • Zeitreihen der V-Komponente des Windes. • Zeitreihen des Druckes auf den Meeresspiegel. • Zeitreihen der Wasserstandsbeobachtungen. • Zeitreihen externer Fernwellen, Messstation Wick. • Zeitreihen der Vorhersage astronomischer Gezeiten. • Zeitreihen der Ergebnisse von TOMAWAC zur signifikanten Wellenhöhe (Hs) • Zeitreihen der Ergebnisse von TELEMAC2D zur Sturmflut (nur für Typ B).
Ausgangsdaten	Zeitreihen der stündlichen Vorhersagen extremer Wasserstände	Zeitreihen der stündlichen Vorhersagen extremer Wasserstände
Trainingszeitraum	1998 bis 2005	2000 bis 2005
Vorhersagezeitraum	1991 bis 2007	1991 bis 2007

Optimale Architekturparameter (Abb. 2) sind: jeweils ein Neuron in der versteckten Schicht und in der Ausgabeschicht mit den Zeitabständen der meteorologischen Eingangsdaten $d_u = 18$ Stunden für Cuxhaven und $d_u = 16$ Stunden für Sylt. Für die versteckte Schicht und die Ausgabeschicht wird lediglich die Art der Aktivierungsfunktion geändert. In der versteckten Schicht sind die Transferfunktionen tansig oder logsig möglich, in der Ausgabeschicht sind die tansig-, logsig- sowie die linearen Funktionen am besten geeignet. Die Entwicklung der EFN-Modelle wurde in sechs Versuchen implementiert; dabei wurde der in Matlab eingebaute Levenberg-Marquardt-Algorithmus angewendet. Bei jedem Versuch wird entweder für die versteckte Schicht oder für die Ausgabeschicht die Art der Aktivierungsfunktion geändert.

Auf Basis der Wasserstandsbeobachtungen bei Sturmfluten zwischen 1998 und 2007 in Cuxhaven und zwischen 2002 und 2007 bei Sylt wurden die Vorhersageergebnisse des EFN-Modells (η_{EFN}) im Hinblick auf den Korrelationskoeffizienten (r), RMSE und σ „validiert“. Die Ergebnisse offenbaren, dass in der versteckten Schicht die logsig-Aktivierungsfunktion und in der Ausgabeschicht die transig-Aktivierungsfunktion die besten Ergebnisse für Cuxhaven und Sylt liefert (niedrigste RMSE und höchste Korrelation). Für die EFN-Modelle in Cuxhaven liegt der niedrigste RMSE-Wert bei 0,148 m mit einer Korrelation von 0,99. Das beste EFN-Modell für Sylt weist eine RMSE von 0,124 m und eine Korrelation von 0,98 auf.

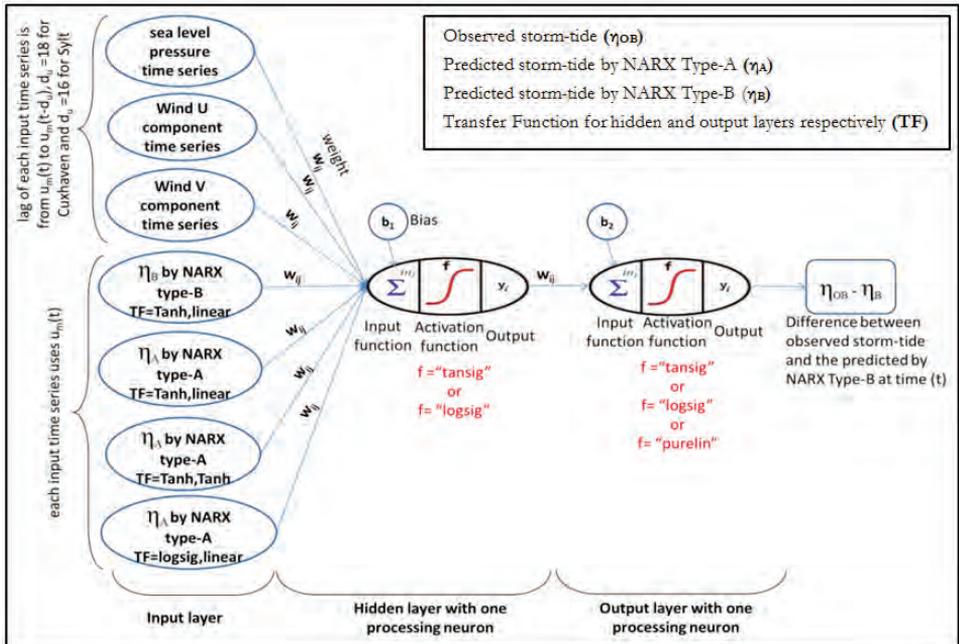


Abbildung 2: Eingangs- und Ausgangsgrößen des Ensemble Fitting Network (EFN) für Cuxhaven und Sylt mit jeweils einem Neuron in der versteckten Schicht und in der Ausgabeschicht.

Die Validierungsergebnisse für die beste (η_{EFN}) liegen für beide Standorte Cuxhaven und Sylt nahe bei den Werten der besten NARX Typ-B-Ergebnisse. Die aus den Ergebnissen der NARX Typ-B-Modelle gewonnene langfristige Vorhersageperformanz wird

also, wie in Abb. 3 dargestellt, innerhalb von (η_{EFN}) erbt. Bei den Stürmen im Januar 2000 auf Sylt und im Dezember 1999 in Cuxhaven (Abb. 3) entsprechen die Höhe und der Zeitpunkt des Auftretens des höchsten Scheitels von (η_{EFN}) in etwa dem tatsächlich gemessenen Wasserstand (η_{OB}).

Der Vergleich der Wasserstandsmessdaten (η_{OB}) der numerischen Wasserstandsvorhersage (η_{sw-TEL}) sowie der Ensemble-Ergebnisse (η_{EFN}) lässt sich durch sinnvolle Anwendung des Taylordiagramms wie in Abb. 4 gezeigt (TAYLOR 2001) grafisch zusammengefasst darstellen. Für den Vergleich werden die η_{OB} Daten des Zeitraums von 1998 bis 2007 für Cuxhaven und von 2000 bis 2007 für Sylt verwendet. Die Position jedes Labels auf dem Taylordiagramm wird durch die Werte des Korrelationskoeffizienten (r) der Wurzel des mittleren quadratischen Fehlers (RMSE) und der Standardabweichung (σ) bestimmt. Diese statistischen Parameter werden in den Taylordiagrammen normalisiert, indem sowohl die RMSE als auch die Standardabweichung σ der verglichenen Ergebnisse durch die Standardabweichung der Beobachtungsdaten ($\sigma_{observed}$) dividiert wird. Wichtigster Aspekt beim Ansatz auf Basis eines Taylordiagramms (TAYLOR 2001) ist das Erkennen der Beziehung zwischen den vier relevanten statistischen Indikatoren (hier RMSE, σ_{result} , $\sigma_{observed}$ und r):

$$(RMSE)^2 = (\sigma_{result})^2 + (\sigma_{observed})^2 + 2 * \sigma_{result} * \sigma_{observed} * r \quad (1)$$

Die η_{EFN} -Ergebnisse für Cuxhaven und Sylt haben eine Korrelation von 0,99 beziehungsweise 0,98 sowie eine normalisierte RMSE von 0,13 m beziehungsweise 0,17 m. Darüber hinaus erweisen sich die EFN-Modelle während der einzelnen extremen Sturmereignisse als leistungsfähiger als die NARX Typ B-Modelle. Dies geht aus Abb. 3 hervor, in der die Messdaten zu den Stürmen im Dezember 1999 in Cuxhaven und im Januar 2000 auf Sylt dargestellt sind. Die Ensemble-Modelle η_{EFN} liefern eine korrekte Vorhersage des Eintrittszeitpunkts des höchsten Scheitels η_{OB} während des Sturms im Dezember 1999 in Cuxhaven, während das NARX Typ B-Modell hier bei der Prognose des höchsten Scheitels η_B eine Verzögerung von einer Stunde aufweist. Der höchste vom Ensemble-Modell ausgegebene Scheitel η_{EFN} erreicht 3,84 m, womit die Vorhersagequalität besser ist als die des NARX-Modells (Typ B) mit einem Scheitelwert von nur 1,9 m. Für die Zeit des Sturms vom Dezember 1999 (Anatol) in Cuxhaven besteht jedoch immer noch ein Unterschied von 0,66 m zwischen η_{EFN} und η_{OB} , der in erster Linie auf die Überschätzung des im Klimamodell SN-REMO vorhergesagten Druckes auf den Meeresspiegel gegenüber dem tatsächlich beobachteten Druck zurückzuführen ist. So liegt der beobachtete Kerndruck von Anatol am 3. Dezember bei 953 hPa (NILSSON et al. 2005), während die Vorhersage durch SN-REMO 986 hPa erreicht. Dies führt zu einer Wasserpiegelaabsenkung um einen Zentimeter je hPa Druckzunahme, sodass eine Differenz von 33 cm erreicht wird. Dieser Anstieg des Druckes auf den Meeresspiegel bewirkt darüber hinaus eine Reduzierung der vorhergesagten Windgeschwindigkeit, die niedriger ist als die beim Sturm gemessene Windgeschwindigkeit, welche bis zu 5 m/s erreicht (NILSSON et al. 2005) und zu einer weiteren Verringerung des vorhergesagten Wasserstandes führt. Dies hat eine Verlagerung der η_{EFN} Kurve nach unten zur Folge, genau an der Talsohle, die vor dem höchsten Scheitelwert zu sehen ist (s. Abb. 3 (a)). Während des Sturms im Januar 2000 bei Sylt ist der höchste Scheitel η_{EFN} genau derselbe wie der höchste Scheitel η_{OB} mit 3,02 m, wobei der vom NARX Typ B-Modell vorhergesagte höchste Scheitel η_B überschätzt wird.

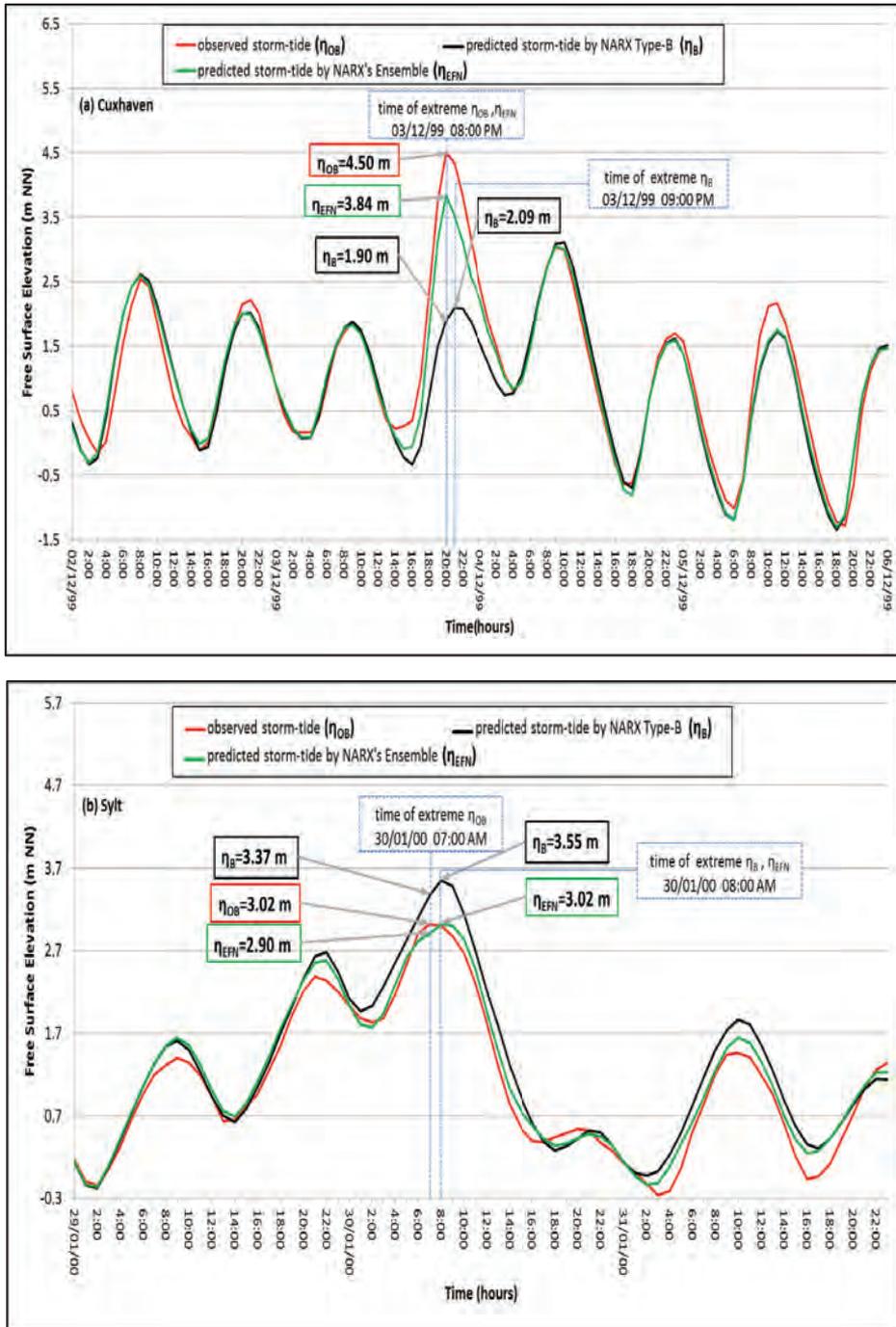


Abbildung 1: Ergebnisse der NARX-Ensemble-Modelle und NARX-Typ B- Modelle während der Sturmflut im Dezember 1999 in Cuxhaven (a) und während der Stürme im Januar 2000 bei Sylt (b).

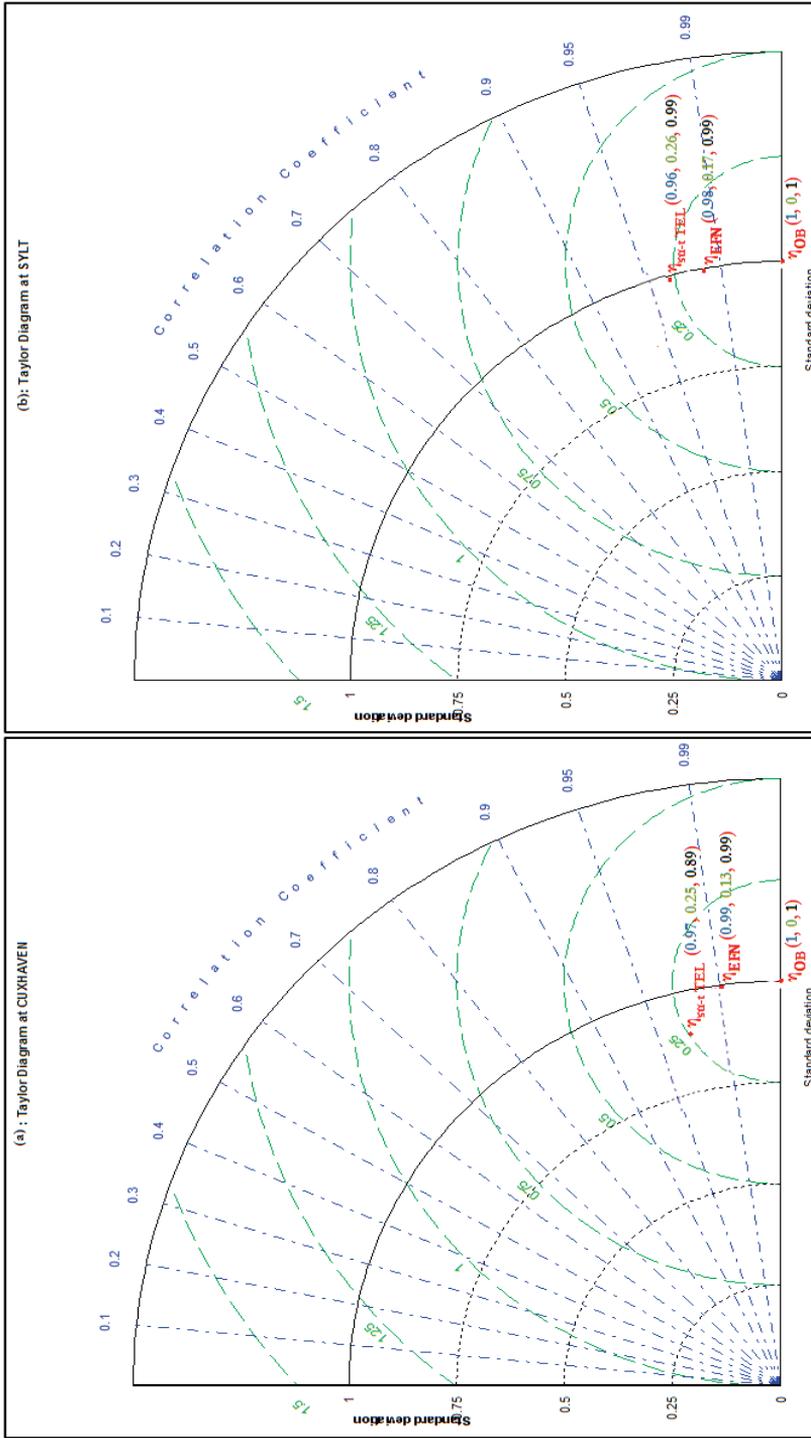


Abbildung 4: TAYLORDIAGRAMME DER BEI CUXHAVEN (a) UND SYLT (b) BEOBACHTETEN STURMFLUT η_{OBS} , IN TELEMAC2D VORHERGESAGTEN STURMFLUT ($\eta_{TELEMAC2D}$) UND IN NARX-ENSEMBLE-MODELLEN VORHERGESAGTEN STURMFLUT (η_{FEN}) AUF BASIS DES KORRELATIONSKOEFFIZIENTEN (r), DER NORMALISIERTEN WURZEL DES MITTLEREN QUADRATISCHEN FEHLERS (RMSE) UND DER NORMALISIERTEN STANDARDABWEICHUNG (σ).

3 Bewertung des Effekts nichtlinearer Wechselwirkungen zwischen den Komponenten extremer Sturmfluten

Das verwendete hydrodynamische Modell „TELEMAC2D“ (Version 6.2 im Parallelverarbeitungsmodus) löst die nicht konservative Form der Flachwassergleichungen, bei denen h (Tiefe) und u , v (Fließgeschwindigkeitskomponenten) als die Unbekannten geschrieben werden (HERVOUET 2007). Das Modell betrachtet die Ausbreitung langer Wellen wie Fernwellen und Tidewellen sowie die nicht lineare Wechselwirkung zwischen ihnen. Die numerische Lösung dieser Gleichungen basiert auf der Zwischenschrittmethode (englisch: fractional step method) mit zwei Schritten: (i) Advektion und (ii) Terme für Wellenausbreitung, Diffusion und Quelle (zur Repräsentation von Wind, Corioliskraft, Bodenreibung, eine Quelle oder Senke für den Impuls innerhalb des Gebiets). Zur Lösung der Advektion der Geschwindigkeiten u und v wurde die Charakteristikenmethode (englisch: method of characteristics) angewendet. Die Ausbreitungs-, Diffusions- und Quellterme werden mittels der Finite Elemente Methode gelöst, bei der eine implizite Zeitdiskretisierung die Eliminierung der Nichtlinearität in den Gleichungen ermöglicht. In diesem Fall werden die nichtlinearen Terme zeitlich linear näherungsweise bestimmt. Durch Variation in den Formeln und räumliche Diskretisierung werden die fortlaufenden Gleichungen in ein lineares diskretes System umgewandelt, das mittels einer iterativen Methode auf Basis des Verfahrens der konjugierten Gradienten (englisch: conjugate gradient method) gelöst wird (HERVOUET und VAN HAREN 1994). Diese Behandlung der nichtlinearen Terme kann entweder zu einer Unterschätzung oder einer Überschätzung der Hochwasserscheitel bei extremen Sturmfluten und zu falschen Vorhersagen ihrer Auftretenszeiten führen.

3.1 Globaler Ansatz

Die Implementierung einer verlässlichen Vorhersage auf Basis eines vollständigen Verständnisses der den nichtlinearen Wechselwirkungen zu Grunde liegenden Prozesse in den heutigen operationellen hydrodynamischen Modellen kann noch mehrere Jahrzehnte in Anspruch nehmen. Aus diesem Grund wird die datengetriebene Modellierung anhand künstlicher neuronaler Netze angewendet, um die Terme für die nichtlinearen Wechselwirkungen durch Lernen von den Wasserstandsdaten zu vervollständigen. Es ist möglich, die nichtlinearen Interaktionen zwischen den verschiedenen Komponenten einer extremen Sturmflut zu extrahieren, indem das entwickelte NARX-Ensemble an ein bewährtes hydrodynamisches Modell wie „TELEMAC2D“ gekoppelt wird. Dafür sind neun Schritte erforderlich, die im Folgenden zusammenfassend dargestellt sind (Abb. 5):

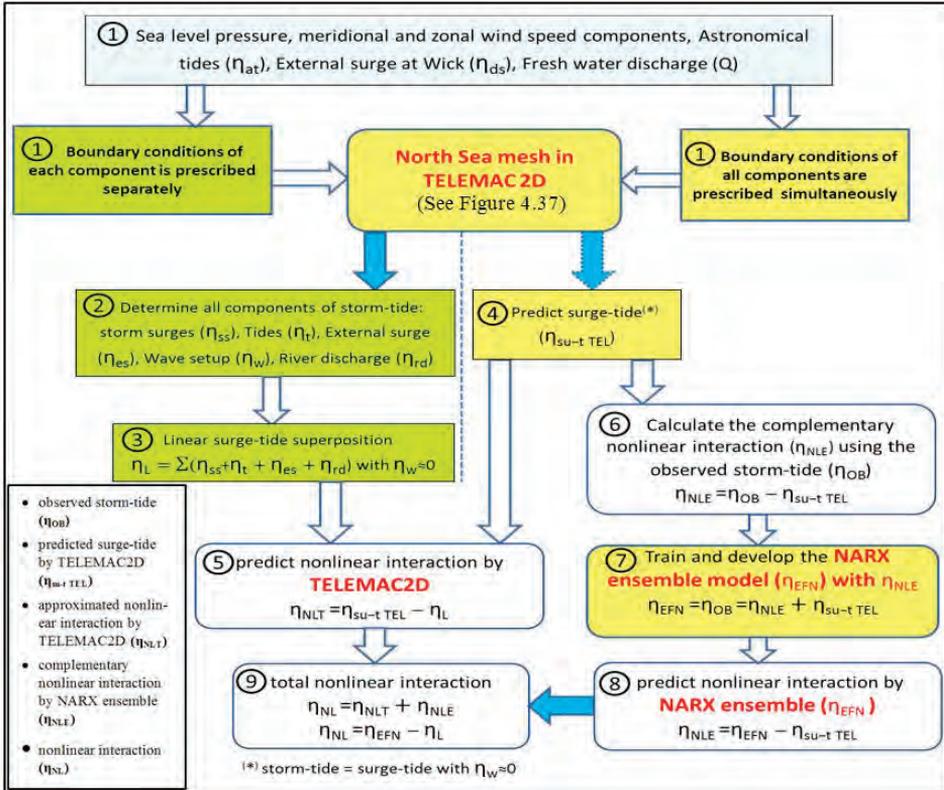


Abbildung 5: Extraktion der aus den nichtlinearen Wechselwirkungen zwischen den verschiedenen Sturmflutkomponenten für Cuxhaven und Sylt resultierenden Komponente (η_L).

1. Vorgabe des Antriebs, der für die Erzeugung aller Komponenten extremer Sturmfluten für das Nordsee-Gitter in TELEMAC2D (Abb. 6) verantwortlich ist, als „Eingangsgrößen“ mit ihren Randbedingungen (z. B. Druck auf dem Meeresspiegel, meridionale und zonale Windgeschwindigkeitskomponenten repräsentieren die Antriebsfaktoren für Sturmflutkomponenten).
2. Unabhängige Bewertung jeder Komponente der extremen Sturmflut η_{st-t} (gemäß Definition in Abb. 1) mit Hilfe des Nordsee-Gitters in TELEMAC2D (Abb. 6). Die Randbedingungen jeder Komponente werden so für das Modellgebiet Nordsee separat beschrieben.
3. Die in Schritt zwei ermittelten Komponenten werden linear überlagert, um die „lineare“ Sturmflut (η_L) für Cuxhaven oder Sylt vorherzusagen. Die nichtlineare Wechselwirkung zwischen den Komponenten findet somit keine Berücksichtigung. In den Werten der „linearen“ Sturmflut ist der Effekt des Brandungstaus (η_w) nicht enthalten, da er nahezu keinen Beitrag zu der in Cuxhaven und bei Sylt beobachteten Sturmflut leistet.
4. Antrieb des Nordsee-Gitters in TELEMAC2D durch Verwendung der Randbedingungen aller Komponenten, die für die Vorhersage der Sturmflut ($\eta_{st-t TEL}$) gleichzeitig vorgegeben werden.

5. Berechnung der Differenz zwischen $\eta_{st-t_{TEL}}$, wie in Schritt 4 vorhergesagt und η_L wie in Schritt 3 vorhergesagt, um die nichtlineare Interaktion zwischen den Komponenten gemäß der Annäherung in TELEMAC2D (η_{NLT}) zu extrahieren.
6. Berechnung der Differenz zwischen den Sturmflut-Beobachtungsdaten (η_{OB}) und den mit TELEMAC2D geschätzten Sturmflutdaten ($\eta_{st-t_{TEL}}$), die als repräsentativ für die ergänzende nichtlineare Wechselwirkung angenommen werden (η_{NLE}): also $\eta_{NLE} = \eta_{OB} - \eta_{st-t_{TEL}}$.
7. Training und Entwicklung der NARX-Ensemble-Modelle unter Verwendung von (η_{NLE}) wie in Schritt 6 berechnet; dies findet in TELEMAC2D keine Berücksichtigung.
8. Vorhersage der ergänzenden nichtlinearen Wechselwirkung (η_{NLE}) mit Hilfe der entwickelten NARX-Ensemble-Modelle für Cuxhaven und Sylt für den Zeitraum von 1991 bis 2007.
9. Lineare Addition der durch TELEMAC2D in Schritt 5 geschätzten nichtlinearen Wechselwirkung η_{NLT} und ihres Gegenstücks (η_{NLE}) im NARX-Ensemble-Modell aus Schritt 8, für die Ermittlung der gesamten nichtlinearen Wechselwirkung (η_{NL}): $\eta_{NL} = \eta_{NLT} + \eta_{NLE}$.

3.2 Extraktion der mit dem numerischen Modell geschätzten nichtlinearen Wechselwirkung in den Ergebnissen für $\eta_{su-t_{TEL}}$ (Schritte 1-5 in Abb. 5)

Vorgehensweise

Für die Extraktion der geschätzten nichtlinearen Wechselwirkung (η_{NLT}), die in der mit TELEMAC2D vorhergesagten Sturmflut ($\eta_{st-t_{TEL}}$) betrachtet wird, sollte die lineare Überlagerung der extremen Sturmflutkomponenten (η_L) von $\eta_{st-t_{TEL}}$ abgezogen werden: $\eta_{NLT} = \eta_{st-t_{TEL}} - \eta_L$. Der Wert für η_L besteht aus der linearen Addition der Wirkungen von Tide (η_t), Windstau (η_{st}), Fernwelle (η_{ex}) und Oberwasserabfluss (η_{rd}), die mit TELEMAC2D unabhängig voneinander für das Nordseegebiet simuliert werden (Abb. 6). Der Einfluss des Brandungstaus (η_w) auf die extreme Sturmflut ist abhängig vom jeweiligen untersuchten Gebiet (innerhalb oder außerhalb der Brandungszone). Beide betrachteten Gebiete liegen außerhalb der Brandungszone, ($h > 20m$) sodass der Effekt des Brandungstaus auf η_L und $\eta_{st-t_{TEL}}$ vernachlässigbar ist.

Für die in TELEMAC2D durchgeführten Simulationen der Sturmflut $\eta_{st-t_{TEL}}$ werden die Randbedingungen des hydrodynamischen Modells für die Nordsee durch Verwendung aller im Zeitraum von 1991 bis 2007 erfassten Komponenten der extremen Sturmfluten vorgegeben (TAYEL und OUMERACI 2012). Diese Randbedingungen sind in Abb. 6 dargestellt. Am nördlichen Rand der offenen See (nördliche Grenze: Schottland – Norwegen) werden der Tidewasserstand an jedem Knoten und die Fernwellendaten der Messstation Wick oder Lerwick linear addiert. Am westlichen Rand (westliche Grenze: Frankreich – England) wird nur der Tidewasserstand an jedem Knoten vorgegeben. Der Einfluss des Flachwassers kann somit berücksichtigt werden, wenn die Tidewelle und die Fernwelle sich vom offenen Rand her bis zur deutschen Küste ausbreiten. An der südlichen Kante am Ufer der Ästuarie wird der Oberwasserabfluss der angrenzenden Flüsse/Ästuarie an jedem Flussabschnitt vorgegeben.

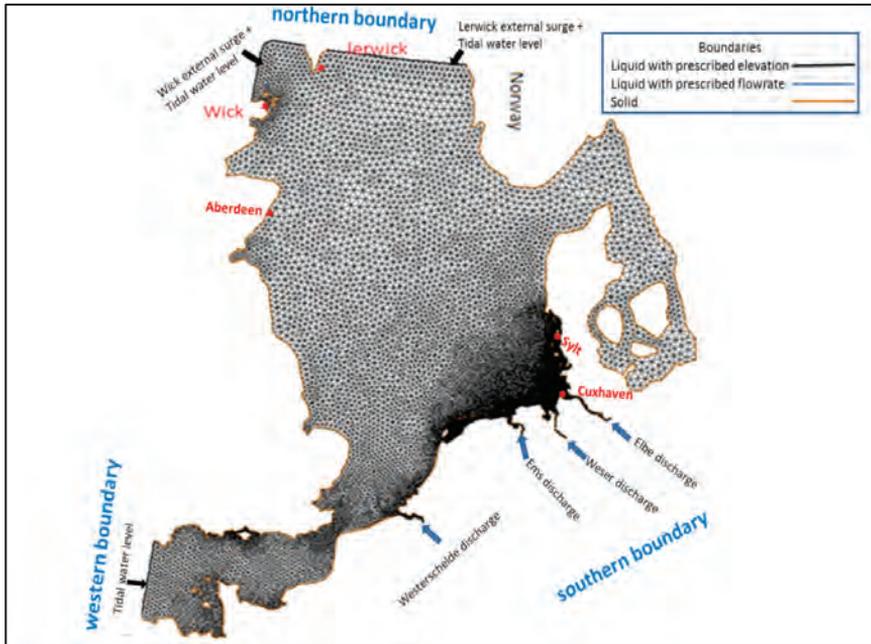


Abbildung 6: Randbedingungen des Nordsee-Gitters innerhalb von TELEMAC2D mit der vorgegebenen Wasserspiegelauslenkung in der offenen See und Fließgeschwindigkeit des Oberwasserabflusses aus südlicher Richtung.

In den Simulationen der Sturmflut η_L mit linearer Überlagerung der Komponenten werden die Randbedingungen für jede Sturmflutkomponente separat festgelegt, um ihren Einfluss bei Stürmen bewerten zu können. So wird beispielsweise für die Bewertung des Gezeiteneffekts nur der Tidewasserstand an jedem Knoten der nördlichen und westlichen Grenzen vorgegeben, während die meteorologischen Antriebe das Modell nur für eine Bewertung des Windstau effekts antreiben, ohne die Randbedingungen der offenen See oder des Oberwasserabflusses vorzugeben.

Ergebnisse

Für die Stürme im Januar 2000, November 2006 und November 2007 werden die zeitlichen Variationen der vorhergesagten linearen Überlagerung η_L mit dem Beitrag jeder Komponente in Cuxhaven und auf Sylt vorhergesagt. Zu den Zeitpunkten, zu denen bei diesen drei Stürmen die extremen Wasserstände η_{OB} ($(\eta_{OB})_{max}$) beobachtet wurden, erreichen die höchsten η_L -Scheitel in Cuxhaven 3,22 m, 3,17 m und 3,31 m für den Sturm vom Januar 2000, vom November 2006 beziehungsweise vom November 2007. Sie liegen also höher als die entsprechenden Werte für Sylt (2,52 m, 1,96 m beziehungsweise 2,44 m). Der Beitrag von Windstau (η_w) und Tide (η_t) ist aufgrund der geographischen Unterschiede zwischen den beiden Untersuchungsgebieten auf Sylt niedriger als in Cuxhaven. Der Beitrag der Komponenten Windstau, Tide und Fernwelle zu η_L in beiden Untersuchungsgebieten ist am größten; der Einfluss von Oberwasserabflüssen und Brandungsstau ist nahezu vernachlässigbar. Der Beitrag jeder extremen Sturmflutkomponente

im Sturmereignis vom Januar 2000 in den Untersuchungsgebieten ist Abb. 7 zu entnehmen. Der Beitrag des Windstauereffekts ist am höchsten, mit Maximalwerten von 3,00 m bei Cuxhaven und 2,28 m bei Sylt. Die Tide hat zum Zeitpunkt von $(\eta_{OB})_{\max}$ in beiden Gebieten einen geringeren Effekt als der Windstau; sie erreicht 1,00 m bei Cuxhaven und 0,56 m bei Sylt. Der Effekt der Fernwelle auf η_L wird steigend nur während des Sturms im Januar 2000 verzeichnet: zu den Zeiten von $(\eta_{OB})_{\max}$ wirkt sich dieser bei Cuxhaven mit +0,34 m und bei Sylt mit +0,26 m aus. Anders bei den Stürmen im November 2006 und 2007 in beiden Untersuchungsgebieten: hier hat die Fernwelle zu den Zeiten von $(\eta_{OB})_{\max}$ einen reduzierenden Effekt auf η_L , der im Bereich von -0,05 m bis -0,13 m liegt.

Für die Stürme im Januar 2000, November 2006 und November 2007 in den Untersuchungsgebieten stellen die Höhen der η_L -Scheitel immer eine Überschätzung der $\eta_{st-t TEL}$ -Scheitel dar, in denen die im numerischen Modell TELEMAC2D geschätzte nichtlineare Wechselwirkung η_{NLT} enthalten ist. Zu den Zeiten von $(\eta_{OB})_{\max}$ während dieser drei Stürme erreichen die vorhergesagten Wasserstände $\eta_{st-t TEL}$ in Cuxhaven 3,04 m, 2,97 m beziehungsweise 3,19 m, was niedriger ist als die für die Stürme im Januar 2000, November 2006 und November 2007 vorhergesagten η_L von 3,22 m, 3,17 m beziehungsweise 3,31 m.

Abb. 7 zeigt die zeitlichen Variationen der vorhergesagten linearen Überlagerung η_L und der mit TELEMAC2D vorhergesagten Sturmflut $\eta_{st-t TEL}$ während des Sturms im Januar 2000 in Cuxhaven und auf Sylt. Der extreme linear vorhergesagte Wasserstand η_L ($(\eta_L)_{\max}$) sowie die extreme vorhergesagte Sturmflut $(\eta_{st-t TEL})_{\max}$ erreichen bei Cuxhaven Werte von 3,37 beziehungsweise 3,24 m und bei Sylt 3,28 m beziehungsweise 3,04 m. In beiden Untersuchungsgebieten werden exakt dieselben Eintrittszeiten von $(\eta_L)_{\max}$ und $(\eta_{st-t TEL})_{\max}$ verzeichnet. Darüber hinaus tritt $(\eta_{st-t TEL})_{\max}$ auf Sylt bei den Stürmen im Januar 2000 und November 2006 neun Stunden vor $(\eta_{OB})_{\max}$ auf. Die während dieser Stürme bei Sylt verzeichneten höchsten Sturmflutscheitelwasserstände treten annähernd zeitgleich mit Tidehochwasser auf (s. Abb. 7 (b)). Das Auftreten der Fernwelle mit dem maximalen positiven Wert von 0,5 m (Abb. 7(b)) bei Sylt fiel darüber hinaus mit dem Zeitpunkt des Sturmflutscheitelwasserstandes während des Sturms im Januar 2000 zusammen.

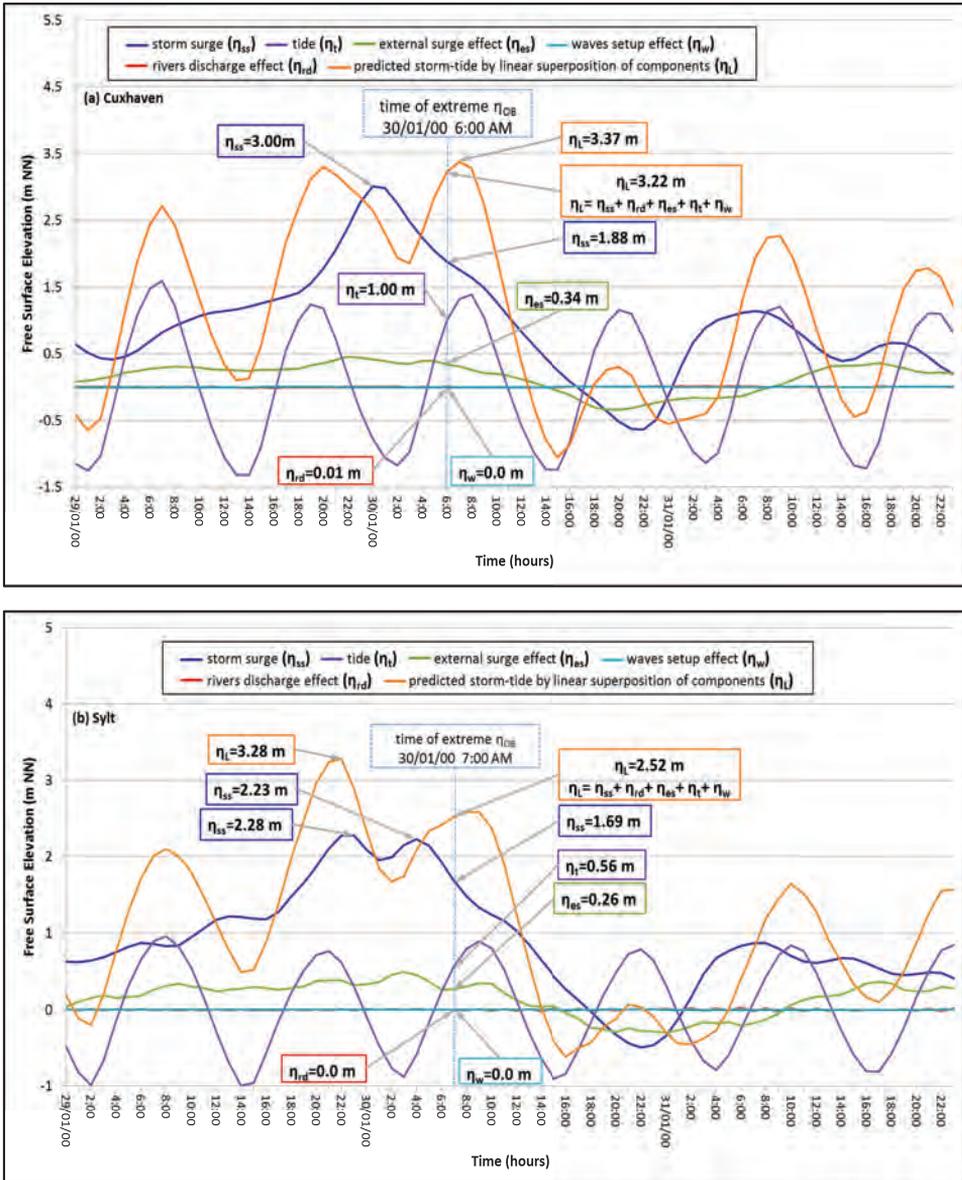


Abbildung 7: Vorhersage der Sturmflut durch lineare Überlagerung η_L und Beitrag jeder Komponente der extremen Sturmflut im Sturmereignis vom Januar 2000 bei Cuxhaven (a) und Sylt (b).

3.3 Extraktion der komplementären Terme für die nichtlineare Interaktion unter Verwendung der vorhergesagten η_{EFN} - Ergebnisse (Schritte 6-8 in Abb. 5)

Vorgehensweise

Die im NARX-Ensemble vorhergesagte Sturmflut (η_{EFN}) beinhaltet die komplementären Terme (η_{NLE}) für die durch TELEMAC2D geschätzte nichtlineare Wechselwirkung (η_{NLT}). Die komplementären Terme (η_{NLE}) sind im Prinzip die lineare Überlagerung des

- (i) Unterschieds zwischen der im NARX Typ B-Modell vorhergesagten Sturmflut (η_B) und der in TELEMAC2D vorhergesagten Sturmflut ($\eta_{st-t TEL}$).
- (ii) Unterschieds zwischen der im NARX- Ensemble (η_{EFN}) vorhergesagten und der im NARX Typ B-Modell vorhergesagten Sturmflut (η_B).

Die direkte Subtraktion der vorhergesagten $\eta_{st-t TEL}$ von η_{EFN} (d. h. $\eta_{NLE} = \eta_{EFN} - \eta_{st-t TEL}$) liefert somit die vorhergesagte (η_{NLE}). Da das entwickelte NARX-Ensemble auf Grundlage des beobachteten Wasserstands (η_{OB}) trainiert wird, werden die durch η_{EFN} und (η_{OB}) vorhergesagten Sturmfluten als äquivalent betrachtet (s. Schritt 7 in Abb. 5).

Ergebnisse

Die zeitlichen Variationen von η_{EFN} mit den komplementären Termen (η_{NLE}) werden für die Stürme vom Januar 2000, November 2006 und November 2007 in Cuxhaven und auf Sylt vorhergesagt. Die η_{EFN} -Scheitel, die unmittelbar vor den Eintrittszeiten von (η_{OB})_{max} in beiden Untersuchungsgebieten auftreten, werden von den vorhergesagten $\eta_{st-t TEL}$ -Scheiteln und η_L -Scheiteln immer überschätzt. Dies ist auf die starke Reduzierung der η_{EFN} -Scheitel durch η_{NLE} und η_{NLT} zurückzuführen. Während der drei Stürme im Januar 2000, November 2006 und November 2007 führt der Effekt von η_{NLE} in Cuxhaven zu einer Verringerung der direkt vor den Zeiten von (η_{OB})_{max} auftretenden η_L -Scheitel um -0,12 m, -0,36 m und -0,14 m zusätzlich zu der Verringerung von η_{NLT} um -0,34 m, -0,18 m beziehungsweise -0,34 m. Im Gegensatz dazu führt η_{NLE} zu den Zeiten von (η_{OB})_{max} in Cuxhaven und auf Sylt zu einer Überschätzung oder Unterschätzung der η_{EFN} -Scheitel, wenn diese mit den Wasserstandsscheiteln $\eta_{st-t TEL}$ und η_L gemäß den beiden folgenden Bedingungen verglichen werden:

- (i) Wenn die unmittelbar vor dem Zeitpunkt extremer η_{EFN} ($(\eta_{EFN})_{max}$) auftretenden η_L - und $\eta_{st-t TEL}$ -Scheitel bei < 3,00 m beziehungsweise < 2,50 m sind, würden ihre folgenden Scheitel den η_{EFN} -Scheitel zum Zeitpunkt von $(\eta_{EFN})_{max}$ überschätzen. Die Scheitel von η_{EFN} , η_L und $\eta_{st-t TEL}$, welche vor den Zeiten vom Scheitel $(\eta_{EFN})_{max}$ auftreten, führen zu keiner signifikanten Erhöhung des Mittelwasserstandes (MW) während des Sturms. Die nachfolgenden Scheitel von η_{EFN} , η_L und $\eta_{st-t TEL}$ breiteten sich daher mit einem ausgeprägten Shoaling-Effekt (Aufsteilen) aus, der zu einer Zunahme ihrer Höhen kommt. Zum Beispiel verringert η_{NLE} während der Stürme vom November 2006 (s. Abb. 8 (d)) und November 2007 auf Sylt $(\eta_{st-t TEL})_{max}$ um -0,08 m beziehungsweise -0,11 m. Darüber hinaus bewirkt η_{NLT} eine Verringerung von $(\eta_L)_{max}$ um -0,04 m

beziehungsweise $-0,14$ m, welche der Verringerung von η_{NLE} hinzugerechnet wird und diese verstärkt.

- (ii) Wenn die η_L - und $\eta_{st-t TEL}$ Scheitel, die direkt vor dem Zeitpunkt von $(\eta_{EFN})_{max}$ auftreten, $\geq 3,00$ m beziehungsweise $\geq 2,50$ m sind, dann würden die nachfolgenden Scheitel den η_{EFN} -Scheitel zum Zeitpunkt $(\eta_{EFN})_{max}$ unterschätzen. Nur die Höchstwerte von η_L und $\eta_{st-t TEL}$, welche vor dem Auftreten von $(\eta_{EFN})_{max}$ verzeichnet werden, führen zu einer Erhöhung von MW während des Sturms bis zu einer Grenze, ab der die nachfolgenden Scheitel sich ohne Shoaling-Effekt fortsetzen können. Die folgenden Scheitel von η_L und $\eta_{st-t TEL}$ werden sich im tieferen Wasser mit weniger ausgeprägtem Aufsteil-Effekt fortsetzen, wodurch ihre Höhen gleichzeitig verringert werden. Im Gegensatz dazu erfolgt die Ausbreitung des Scheitels von η_{EFN} unter dem Einfluss eines starken Aufsteil-Effekts, der zu einem Anstieg der Höhe führt wie bei den entsprechenden Scheiteln in Bedingung (i). Bei den Stürmen im Januar 2000 (Abb. 8(a)), November 2006 (Abb. 8(c)) und November 2007 in Cuxhaven beispielsweise wird $(\eta_{st-t TEL})_{max}$ durch η_{NLE} um $0,53$ m, $0,21$ m beziehungsweise $0,29$ m erhöht. Andererseits verringert η_{NLT} jedoch $(\eta_L)_{max}$ um $-0,14$ m, $-0,20$ m beziehungsweise $-0,12$ m für dieselben Stürme.

Während dieser drei Stürme verlagern sich in beiden Untersuchungsgebieten die Zeitpunkte von $(\eta_L)_{max}$ und $(\eta_{st-t TEL})_{max}$ um dieselbe Menge weg vom Zeitpunkt von $(\eta_{OB})_{max}$. Aus diesem Grund können nur die komplementären nichtlinearen Terme η_{NLE} als Hauptfaktor für die Verlagerung der Eintrittszeitpunkte von $(\eta_{EFN})_{max}$ betrachtet werden. Im Sturm vom November 2006 auf Sylt (s. Abb. 8(d)) liegen die Zeitpunkte des Auftretens der Scheitel von η_L und $\eta_{st-t TEL}$ zwei Stunden vor dem Eintreten von $(\eta_{OB})_{max}$ und $(\eta_{EFN})_{max}$.

3.4 Nichtlineare Wechselwirkung zwischen allen Sturmflutkomponenten (Schritt 9 in Abb. 5)

Vorgehensweise

Da die vorhergesagten Sturmfluten η_{EFN} und η_{OB} als äquivalent erachtet werden (s. Schritt 7 in Abb. 5), stellt die nichtlineare Wechselwirkung zwischen allen Sturmflutkomponenten in den Untersuchungsgebieten Cuxhaven und Sylt (η_{NL}) die Differenz zwischen der mit dem NARX-Ensemble vorhergesagten Sturmflut η_{EFN} und der linearen Sturmflut (η_L) dar: $(\eta_{NL} = \eta_{EFN} - \eta_L)$. Die in Schritt 9 in Abb. 5 erhaltene (η_{NL}) kann also als gleichwertig angesehen werden mit der linearen Überlagerung der in Schritt 5 in TELEMAC2D geschätzten nichtlinearen Wechselwirkung η_{NLT} und den vom (in Schritt 7 mit den Ergebnissen von Schritt 6 trainierten) im NARX-Ensemble-Modell (EFN-Modell) vorhergesagten komplementären nichtlinearen Termen η_{NLE} : $\eta_{NL} = \eta_{NLT} + \eta_{NLE}$.

Ergebnisse

Bei den Stürmen im Januar 2000, November 2006 und November 2007 in Cuxhaven führt die Berücksichtigung der gesamten nichtlinearen Wechselwirkung η_{NL} in der vorhergesagten η_{EFN} zu einer Überschätzung des durch lineare Überlagerung (Schritt 3)

erhaltenen Ergebnisses $(\eta_L)_{\max}$ um 0,39 m, 0,01 m beziehungsweise 0,17 m. Darüber hinaus verzögert sich die Ankunftszeit für $(\eta_{EFN})_{\max}$ während des Sturms im November 2006 in Cuxhaven um eine Stunde (Abb. 8(c)). Der Steigerungseffekt von η_{NLE} welcher in erster Linie auf das Aufsteilen der Sturmflut-Welle zurückzuführen ist, bewirkt, dass sich $(\eta_{EFN})_{\max}$ verlangsamt und ihre Höhe zunimmt. Im Falle der Stürme vom November 2006 (Abb. 8(d)) und November 2007 auf Sylt hingegen hat die Berücksichtigung von η_{NL} in der vorhergesagten η_{EFN} eine Unterschätzung von $(\eta_L)_{\max}$ um -0,12 m beziehungsweise -0,25 m zur Folge, da die durch η_{NLE} bewirkte Reduzierung durch die Verringerung von η_{NLT} unterstützt wird.

Der vorgeschlagene hybride Ansatz findet in Abb. 9 Anwendung: Hier ist eine vergleichende Analyse der extremen Effekte einer nichtlinearen Wechselwirkung zwischen allen extremen Sturmflutkomponenten im Zeitraum 1991-2007 dargestellt. Die in Abb. 9 a und b für Cuxhaven und Sylt ermittelten Ergebnisse werden in den folgenden drei Analyseschritten zusammengefasst:

Schritt 1: Vorhersagen der höchsten möglichen Sturmflut im Zeitraum 1991-2007 $(\eta_{EFN})_{\max}$ (Schritte 1-9 in Abb. 5), die zum Zeitpunkt t_{\max} eintritt, unter Verwendung des entwickelten NARX-Ensemble-Modells. Darin eingeschlossen ist die nichtlineare Wechselwirkungskomponente η_{NL} zum Zeitpunkt t_{\max} (Schritt 9, Abb. 5).

Schritt 2: Bewertung des Effekts jeder in Abb 1 dargestellten extremen Sturmflutkomponente und ihrer nichtlinearen Wechselwirkung auf $(\eta_{EFN})_{\max}$ zum Zeitpunkt t_{\max} mit folgender Vorgehensweise:

- 2.1. Anwendung von TELEMAC2D (Schritte 1 und 2 in Abb. 5), unabhängige Vorhersage jeder Sturmflutkomponente zum Zeitpunkt t_{\max} (Eintrittszeit des im Schritt 1 vorhergesagten Sturmflutscheitels $(\eta_{EFN})_{\max}$).
- 2.2. Anwendung des in Abb. 5 beschriebenen hybriden Ansatzes zur Bewertung des Effekts der nichtlinearen Wechselwirkung η_{NL} zwischen den im Teilschritt 2.1 vorhergesagten Komponenten zum Zeitpunkt t_{\max} (Schritte 3-9 in Abb. 5).

Schritt 3: Bewertung der höchsten physikalischen Sturmflutgrenze im Zeitraum 1991-2007 mit folgender Vorgehensweise:

- 3.1. Unabhängige Bewertung jeder Sturmflutkomponente, die im gesamten Zeitraum von 1991-2007 bei Anwendung von TELEMAC2D aufgetreten ist (Schritte 1 und 2 in Abb. 5). Die Kopplung von TELEMAC2D und TOMAWAC dient ausschließlich der Vorhersage der Brandungsstaukomponente für die Jahre 2000, 2006 und 2007.
- 3.2. Anwendung des Hybridansatzes aus Abb. 5 zur Vorhersage der nichtlinearen Wechselwirkung (η_{NL}) zwischen den in Teilschritt 3.1 ermittelten Komponenten, die im gesamten Zeitraum 1991-2007 auftraten.
- 3.3. Extraktion des höchsten Scheitels jeder in Teilschritt 3.1 bewerteten Sturmflutkomponente und des höchsten Scheitels ihrer in Teilschritt 3.2 vorhergesagten nichtlinearen Wechselwirkung $((\eta_{NL})_{\max})$ während des gesamten Zeitraums von 1991 bis 2007 unabhängig von ihrem Eintrittszeitpunkt. Das bedeutet, dass die extrahierten Sturmflutscheitel nicht notwendigerweise zu demselben Zeitpunkt auftreten.

3.4. Lineare Überlagerung der aus Teilschritt 3 extrahierten höchsten Sturmflutscheitel $((\eta_{all})_{max})$, für die angenommen werden kann, dass sie die höchste physikalische Grenze einer extremen Sturmflut während des gesamten betrachteten Zeitraums darstellen, obwohl ein zeitgleiches Eintreten der Scheitel der überlagerten Sturmflutkomponenten sehr unwahrscheinlich ist.

In beiden Untersuchungsgebieten fällt für den gesamten Zeitraum von 1991 bis 2007 die lineare Überlagerung $((\eta_{all})_{max})$ immer höher aus als die höchste mögliche Sturmflut $(\eta_{EFN})_{max}$ (s. Abb. 9). Die Höchstwerte der verschiedenen Sturmflutkomponenten und nichtlinearen Wechselwirkung treten somit unabhängig von den jeweils anderen Werten zu unterschiedlichen Zeitpunkten auf. In Cuxhaven sind $((\eta_{all})_{max})$ und $(\eta_{EFN})_{max}$ mit 7,21 m beziehungsweise 4,00 m höher als die entsprechenden Werte für Sylt (5,66 m und 3,02 m). Dennoch liegen die Prozentsätze von $(\eta_{NL})_{max}$ und den Maxima von Fernwellen $((\eta_{es})_{max})$ bei Cuxhaven mit 21 % beziehungsweise 9,5 % niedriger als die entsprechenden Werte für Sylt (25,80 % und 10,97 %). Die Windstau- und Gezeitenwerte sind somit für Cuxhaven höher als für Sylt, was zu größeren Wassertiefen bei Cuxhaven verbunden mit einem weniger ausgeprägten Aufsteil-Effekt führt. Zudem führt der Effekt der nichtlinearen Wechselwirkung (η_{NL}) auf $(\eta_{EFN})_{max}$ bei Cuxhaven zu einer Verringerung des Wasserstandes um 4 %. Bei Sylt zeigt sich eine gegenteilige Wirkung von η_{NL} : hier steigt der Wasserstand um 18,6 %.

Abb. 9 verdeutlicht, dass der relative Beitrag des Brandungstaus $((\eta_w)_{max})$ in beiden Untersuchungsgebieten höchstens Werte von 1,2 % erreicht und somit vernachlässigbar ist. Der Beitrag des Höchstwertes des Oberwasserabflusses $((\eta_{rd})_{max})$ liegt zudem in beiden Untersuchungsgebieten bei maximal 1 % und hat entsprechend eine ebenso geringe Auswirkung.

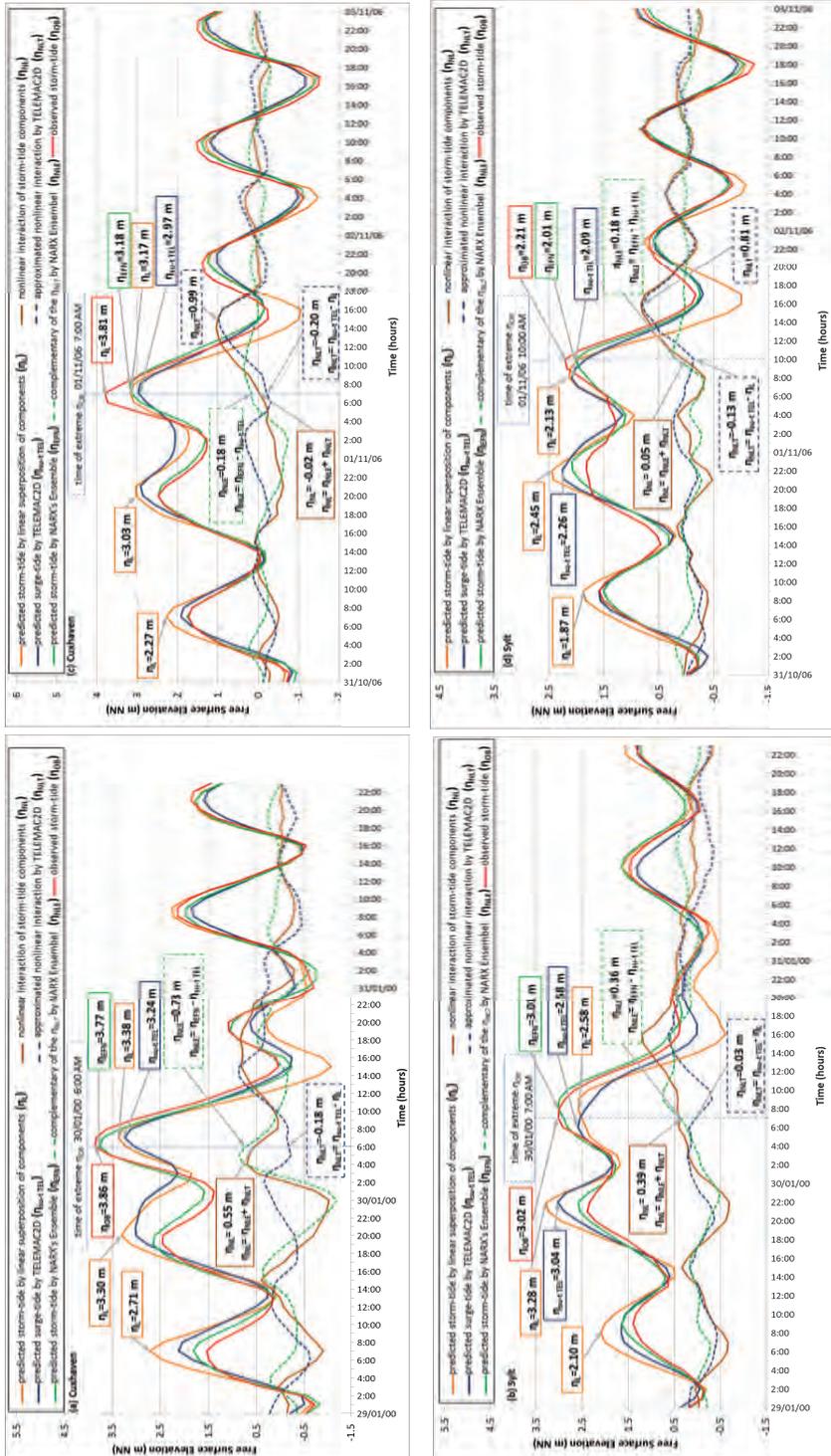


Abbildung 8: Sturmflutvorhersage mittels linear Überlagerung η_L , TELEMAC2D η_{NL} , und NARX-Ensemble η_{NL} mit dem Effekt der nichtlinearen Wechselwirkung η_{NL} zwischen extremen Sturmflutkomponenten für die Stürme vom Januar 2000 und November 2006 bei Cuxhaven (a und c) und Sylt (b und d).

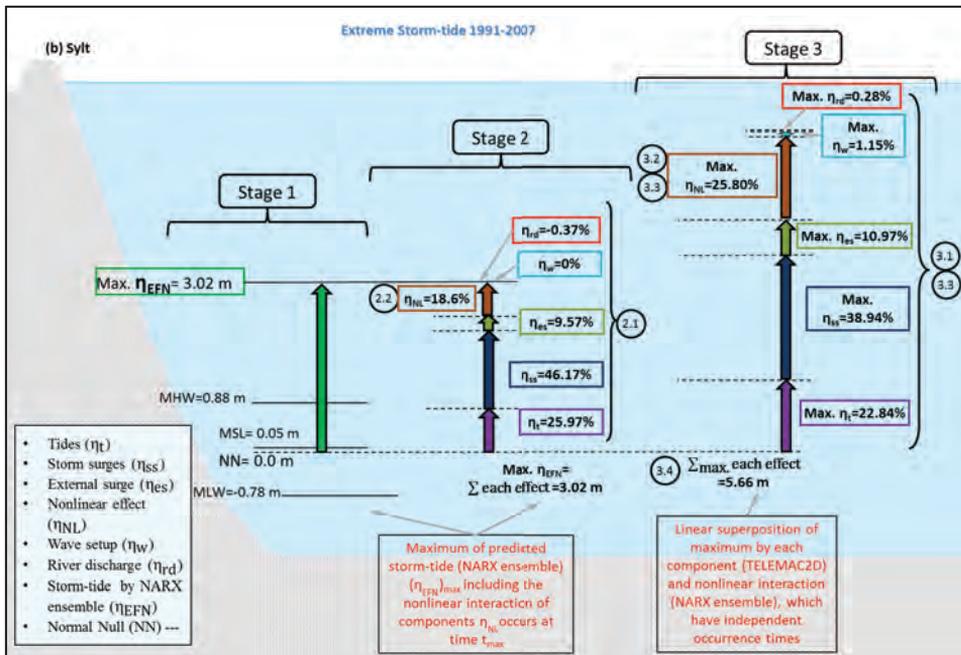
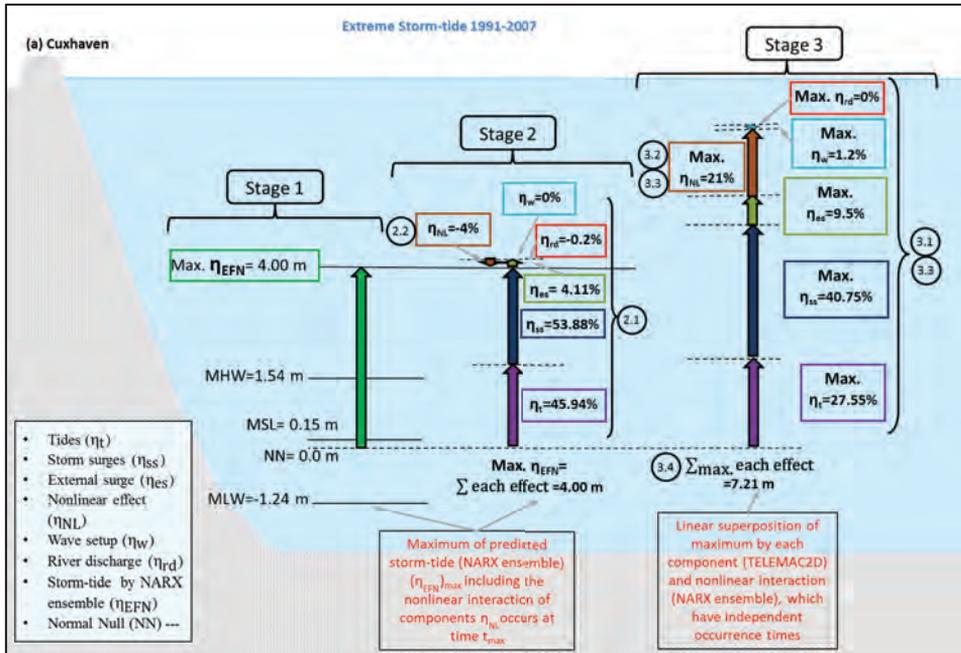


Abbildung 9: Kombination der Höchstwerte der Sturmflutkomponenten aus Abb. 1 zusammen mit der zwischen ihnen bestehenden nichtlinearen Wechselwirkung (η_{NL}) und die mittels NARX-Ensemble vorhergesagte Sturmflut (η_{EFN}) im Zeitraum 1991-2007 bei Cuxhaven (a) und Sylt (b).

4 Schlussfolgerungen

Die Kombination der Vorteile künstlicher neuronaler Netze mit denen der numerischen Modellierung (TELEMAC2D und TOMAWAC) bietet, wie an den Beispielen von Cuxhaven und Sylt dargestellt ein leistungsfähiges und rechnerisch effizientes operationelles Modellsystem für die Sturmflutvorhersage. Der Ansatz eignet sich auch für die Rekonstruktion von fehlenden Daten durch Verwendung von Vorhersagen sequentieller Zeitreihen mit NARX-Ensemble-Modellen, wodurch sich die Menge der Trainingsdaten reduzieren lässt (in der Regel wird mit 5 Jahren eine sehr gute Leistungsfähigkeit erreicht). Als weiterer Vorteil des hybriden Modellsystems erweist sich seine Fähigkeit, die nichtlineare Wechselwirkung zwischen den extremen Sturmflutkomponenten zu berücksichtigen. Die Korrektur wesentlicher Fehler sowohl bei der Größenordnung als auch bei der zeitlichen Dimension der mittels numerischer Modellierung vorhergesagten Ergebnisse ist dadurch möglich. Es wurden zwei Typen von NARX-Modellen und dazugehörigem Ensemble entwickelt und anhand der Wasserstandsbeobachtungen im Zeitraum von 1999-2007 bei Cuxhaven und Sylt validiert. Dabei beträgt die niedrigste RMSE für das NARX-Ensemble-Modell von Cuxhaven 0,148 m mit einer Korrelation von 0,99. Für Sylt liegt die RMSE des NARX-Ensemble-Modells bei 0,123 m und die Korrelation beträgt 0,98.

Die Berücksichtigung der nichtlinearen Wechselwirkung in den NARX-Ensemble-Modellen kann entweder zu einer Verringerung oder zu einer Erhöhung des höchsten Wasserstandes während einer Sturmflut im Vergleich zur linearen Überlagerung extremer Sturmflutkomponenten führen. Für die Untersuchungsgebiete (Cuxhaven und Sylt) ergeben sich die beiden folgenden Situationen:

- (i). Wenn der aus der linearen Überlagerung resultierende η_L -Scheitel, der unmittelbar vor dem Zeitpunkt von $(\eta_{EFN})_{\max}$ gemäß NARX-Ensemble-Modell auftritt, weniger als 3 m beträgt, würde der auf ihn folgende Sturmflutscheitel den η_{EFN} -Scheitel zum Zeitpunkt von $(\eta_{EFN})_{\max}$ überschätzen. Die vor dem Zeitpunkt von $(\eta_{EFN})_{\max}$ eintretenden Scheitel von η_{EFN} und η_L führen zu keiner wesentlichen Erhöhung des Mittelwasserstands (MW) während der Sturmflut. Die nachfolgenden Scheitel von η_{EFN} und η_L werden sich daher mit einem stärker ausgeprägten Aufsteil-Effekt fortsetzen, durch den ihre Höhen gleichzeitig zunehmen.
- (ii). Wenn der η_L -Scheitel, der unmittelbar vor dem Zeitpunkt von $(\eta_{EFN})_{\max}$ auftritt, über 3,0 m liegt, würde der auf ihn folgende Scheitel den η_{EFN} -Scheitel zum Zeitpunkt von $(\eta_{EFN})_{\max}$ unterschätzen. Es ist folglich nur der vor dem Zeitpunkt von $(\eta_{EFN})_{\max}$ auftretende Scheitel η_L , der während des Sturms zu einer Erhöhung des MW bis zu einer Grenze führt, bei der sich der nachfolgende Scheitel mit einem weniger ausgeprägtem Aufsteil-Effekt fortsetzt.

Der höchste Scheitel jeder der mit TELEMAC2D vorhergesagten Zeitreihen der Sturmflutkomponenten und die im NARX-Ensemble-Modell vorhergesagte nichtlineare Wechselwirkung (η_{NL}) für den gesamten Zeitraum 1991-2007 in den Untersuchungsgebieten Cuxhaven und Sylt werden linear addiert ($(\eta_{all})_{\max}$). Für das Ergebnis wird angenommen, dass es die höchste physikalische Grenze einer extremen Sturmflut während des gesamten betrachteten Zeitraums darstellt, obwohl ein zeitgleiches Eintreten der extremen Scheitel der überlagerten Sturmflutkomponenten sehr unwahrscheinlich ist. Der aus der linearen Überlagerung abgeleitete extreme Scheitel ($(\eta_{all})_{\max}$) bei Cuxhaven erreicht 7,21 m und ist somit höher als sein Gegenpart auf Sylt (5,66 m). Die maximale Wirkung

der nichtlinearen Wechselwirkung $(\eta_{NL})_{\max}$ ist mit 21 % in Cuxhaven niedriger als mit ca. 26 % bei Sylt. Windstau und Tide sind bei Cuxhaven höher als bei Sylt, sodass in Cuxhaven auch ein höherer Wasserstand mit einem schwächer ausgeprägten Aufsteil-Effekt verzeichnet wird.

In der noch nicht abgeschlossenen Dissertation liegt der Fokus nun auf der Ermittlung der Worst Case-Szenarien extremer Wasserstände, die im 21. Jahrhundert angesichts des prognostizierten Klimawandels im Nordseegebiet physikalisch möglich sind. Da langfristige Wasserstandsbeobachtungen auf Sylt nicht verfügbar sind, besteht eine rechnerisch effiziente und kostenwirksame Alternative für eine Untersuchung im Küsteningenieurwesen in der Definition einer nichtlinearen Beziehung zur Vorhersage der Wasserstände auf Sylt auf Basis der verfügbaren Wasserstandsdaten von Cuxhaven.

5 Danksagung

Wir danken dem Deutschen Akademischen Austauschdienst (DAAD) für die dem erstgenannten Autor gewährte finanzielle Unterstützung bei der Durchführung der Untersuchungen für die Dissertation im Rahmen des Deutsch-Ägyptischen Forschungs-Langzeitstipendiums in der Bundesrepublik Deutschland (GERLS) 2009/2010. Weiterer Dank gebührt dem Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) für die Finanzierung des vom Co-Autor geleiteten Projekts XtremRisK (Fördernummer 03F0483A). Die Autoren danken auch Prof. Jensen vom Forschungsinstitut Wasser und Umwelt der Universität Siegen, Dr. Gönnert vom Landesbetrieb Straßen, Brücken und Gewässer, Dr. Pluß von der Bundesanstalt für Wasserbau (BAW) sowie Dr. Weisse/Dr. Meyer vom Helmholtz-Zentrum Geesthacht (HZG) in Hamburg für die Zurverfügungstellung ihrer Daten und ihre umfassende Unterstützung, insbesondere zu Beginn der Studie.

6 Schriftenverzeichnis

- BENOIT, M.: Logiciel TOMAWAC de modélisation des états de mer en éléments finis. Notice de la version 5.2, Rapport HP-75/02/065/A, EDF-LNHE., 2003.
- BENOIT, M.; MARCOS, F. and BECQ, F.: Development of a third generation shallow-water wave model with unstructured spatial meshing, *Coast. Eng. Proc.*, 1(25), doi:10.9753/icce.v25, 2001.
- GOENNERT, G. and GERKENSMEIER, B.: A new method of approaching extreme storm events for design level or risk analysis, *Coast. Eng. Proc.*, 1(33), management. 2, 2012.
- HERVOUET, J.-M.: Hydrodynamics of Free Surface Flows: Modelling with the Finite Element Method, John Wiley & Sons, 2007.
- HERVOUET, J.-M. and VAN HAREN, E.: TELEMAC-2D Principle Note. Electricité de France, Technical Report, 1994.
- NILSSON, C.; BÄRRING, L. and GOYETTE, S.: Relating Forest Damage Data to the Wind Field from High Resolution RCM Simulations: Case study of Anatol Passing Sweden in December 1999, in *Geophysical Research Abstracts*, vol. 7, p. 09883, 2005.
- OUMERACI, H.: Sturmfluten und Bemessungswasserstände, Verlagsskript TU Braunschweig, 2009.

- OUMERACI, H.; JENSEN, J.; GÖNNERT, G.; PASCHE, E.; KORTENHAUS, A.; NAULIN, M.; WAHL, T.; THUMM, S.; UJEYL, G. and GERSHOVICH, I.: Flood risk analysis for a megacity: The German XtremRisK project, in Proc. Conference on Road Map towards a Flood Resilient Urban Environment, p. 8, 2009.
- VON STORCH, H.; LANGENBERG, H. and FESER, F.: A spectral nudging technique for dynamical downscaling purposes. *Mon. Weather Rev.*, 128(10), 2000.
- TAYEL, M.: Combined Neural Network and Numerical Model for Extreme Storm Surges, PhD thesis TU-Braunschweig, Germany, 2015.
- TAYEL, M. and OUMERACI, H.: Meteorological data preparation from 1970 to 2007 and configuration of the North Sea TELEMAC2D model. *Leichtweiß Inst. Hydraul. Eng. Water Resources Braunschweig, Germany, Internal report (Nr. 3), 90, 2012.*
- TAYEL, M. and OUMERACI, H.: A hybrid approach using hydrodynamic modelling and artificial neural networks for extreme storm surge prediction, *Submitt. J. Coast. Eng. Jpn., (XtremRisK Special Issue), 32, 2014.*
- TAYLOR, K. E.: Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram, *J. Geophys. Res.*, 106(D7), 7183-7192, doi:10.1029/2000JD900719, 2001.
- WAHL, T.; MUDERSBACH, C. and JENSEN, J.: Statistical assessment of storm surge scenarios within integrated risk analyses4results of the XtremRisK project, *Compr. Flood Risk Manag. Res. Policy Pract.*, 22, 2012.

Für die Anwendung auf die Wasserstraßen und Häfen an der Ostseeküste geeignete hydronumerische Modelle

Guntram Seiß

Zusammenfassung

Seit den frühen 1990er Jahren besteht ein wachsender Bedarf der Anpassung der Häfen der deutschen Ostseeküste an moderne Schiffstypen. Die neuen Erkenntnisse der Gesellschaft über den Klimawandel beeinflussen ebenfalls die praktische Planung der Wasserstraßenverwaltung.

Diese Entwicklungen führten zu neuen Anforderungen in der Begutachtung während der Planungsprozesse und der Beratung der Wasserstraßenbehörden des Bundes. Die Werkzeuge zur Modellierung mussten angepasst werden, um die Fragen betreffend die Ostseeküste abdecken zu können. Die stark barokline Natur des Systems machte es erforderlich, thermische Prozesse zu berücksichtigen. Modellierung über lange Zeiträume erfordert schnellere Modelle und die begrenzte Zahl der Mitarbeiter einen flexiblen, effizienten Modellbaukasten.

Parallel zur Entwicklung des Baukastens für die Ostseeküste mussten Fragen an den Zufahrten zum Peenestrom, der Schlei und der Häfen von Wismar und Rostock beantwortet werden. Innerhalb des Projektes KLIWAS wurden weitere Erkenntnisse zur Reaktion der inneren Küstengewässer auf einen Anstieg des Meeresspiegels erarbeitet. Von diesen Projekten werden hier Schlaglichter präsentiert.

Schlagwörter

Ostsee, Hafenzufahrt, Werkzeugkasten, numerische Modelle, Klimawandel, Fahrwasser, Anpassung

Summary

Since the early 1990s there has been a growing demand for fairways to the ports along the German Baltic Sea coast to be adapted for modern types of vessels. Practical planning by fairway management authorities is also influenced by a growing and broadly shared understanding of climate change.

This has resulted in new assessment requirements during planning processes and the consultations of the Federal fairway management authorities. It was necessary to adapt modelling tools to fit them to deal with issues concerning the Baltic Sea coast. The highly baroclinic nature of the system required inclusion of thermic processes. Long-term modelling requires faster models and the limited staff of the institute required a flexible, efficient modelling toolbox.

In parallel to the development of a modelling framework for the Baltic Sea coast, issues relating to the entrance of the Peenestrom, the ports of Wismar and Rostock and the Schlei estuary also needed to be addressed. Further insights on the reaction of inner coastal waters to changes in sea level were also tackled in the context of the KLIWAS project. Some of these project highlights are presented here.

Keywords

Baltic Sea, port entry, toolbox, numerical models, climate change, fairway, adaption

Inhalt

1	Einleitung	370
2	Herausforderungen	370
3	Modellbeschreibung	371
4	Geschichte des Ostseemodellbaukastens	375
5	Weitere Anwendungen	376
6	Schlussfolgerungen	378
7	Schriftenverzeichnis	378

1 Einleitung

Seit den frühen 1990er Jahren besteht ein wachsender Bedarf der Modernisierung und Anpassung der Wasserstraßeninfrastruktur der neuen Bundesländer. Da die Werften in Wolgast und Wismar größere Schiffe bauen, mussten die Fahrrinntiefen an die geänderten Schiffsgrößen angepasst werden. Angesichts des Tiefgangs und der Breite der Schiffseinheiten, die in Zukunft die Häfen Rostock und Wismar anlaufen werden, werden weitere Anpassungen der Fahrrinnen erforderlich sein.

Die inneren Küstengewässer stellen wertvolle natürliche Lebensräume und Erholungsgebiete dar. Mit der wachsenden Verfügbarkeit von Informationen rücken Umweltthemen vermehrt in das Bewusstsein der Öffentlichkeit. Konflikte zwischen dem wachsenden gewerblichen Verkehrsaufkommen und anderen konkurrierenden Interessen treten dadurch immer stärker zutage und müssen bereits in der Planungsphase konstruktiv gelöst werden.

Die Notwendigkeit, tragbare Lösungen für Umweltkonflikte zu finden, führt zu neuen Anforderungen an die Begutachtung und somit zu der Entscheidung, einen Modellbaukasten für die Ostsee mit einem Betrachtungsschwerpunkt auf den deutschen Ostseeküstengewässern zu entwickeln.

2 Herausforderungen

Im Planungsprozess für Schifffahrtsrinnen sind mehrere unterschiedliche Arten von Fragestellungen zu berücksichtigen. Im Hinblick auf die Ostseeküste sind die folgenden Themen von besonderer Relevanz:

- Änderungen des lokalen mittleren Wasserspiegels und seiner Variabilität
- Änderungen des lokalen Salzgehalts und der Temperatur
- Ausbreitung von verbrachtem Baggergut
- Veränderungen der Seegangsscharakteristik und welleninduzierter Belastungen

Auch wenn es für die Lösung von Fragestellungen im Rahmen von Genehmigungsverfahren nicht immer unbedingt zweckdienlich ist, das physikalische System möglichst

präzise zu reproduzieren, muss das Modellsystem ausreichend genau sein, um das fragliche Gebiet möglichst realitätsnah abzubilden, da sonst potentielle Gegner einer wasserbaulichen Maßnahme für den Schiffsverkehr die Glaubwürdigkeit der Modellergebnisse in Zweifel ziehen würden.

Die Anforderungen an Modelle für Plangenehmigungen von Verkehrsprojekten in Deutschland sind hoch und beinhalten unter anderem folgende Aspekte:

- Die Geometrie kleinmaßstäblicher bathymetrischer Strukturen wie z. B. Fahrrinnen oder Inseln im betrachteten Gebiet muss möglichst in ausreichender Approximation dargestellt werden.
- Der offene Modellrand zur See muss vom Untersuchungsgebiet weit genug entfernt sein, damit das Modell nicht auf Veränderungen der Bathymetrie reagiert, die an diesen Rand heranreichen.
- Die von Temperatur, Salzgehalt und Sedimenten angetriebene Dynamik muss berücksichtigt werden.

Die Dynamik der Ostsee beruht auf einer langfristigen, durch Wind und Dichteänderungen angetriebenen Zirkulation. In den tieferen Becken der Ostsee findet sich eine permanente Halokline. Zu diesem Grundzustand kommen singuläre Ereignisse hinzu, beispielsweise Sturmfluten oder Salzwassereinträge von der Nordsee. Im Winter bewirkt die Abkühlung eine starke Konvektion und führt zu Eisbildung an der Oberfläche. Im Sommer entsteht durch die Aufwärmung eine ausgeprägte Thermokline. Alle diese Vorgänge haben einen starken Einfluss auf die räumliche und zeitliche Auflösung eines Modells und seine Kalibrierung.

3 Modellbeschreibung

Um alle Anforderungen der Genehmigungsverfahren zu erfüllen, wurde entschieden, einen Modellbaukasten für die Ostsee zu entwickeln (SEIB 2012; RAHLF und SEIB 2012). Der Baukasten ist ein modulares System aus folgenden Komponenten, die unabhängig voneinander einstellbar sind:

- Numerische Löser-Software
- Werkzeuge zur Vorbereitung
- Werkzeuge zur Nachbearbeitung und Präsentation
- Berechnungsgitter
- Hochauflösende digitale Bathymetrie-Modelle
- Randwerte
- Kalibrierungsdaten

Lediglich die Berechnungsgitter und Randwerte hängen von der eingesetzten numerischen Löser-Software ab. Basisdatensätze wie digitale Bathymetrien, Pegeldata für die Validierung oder geographische Informationen, mit Hilfe derer Ergebnisbilder illustriert werden, sind zentral verfügbar. Diese Datensätze können in jedem Modell eingesetzt werden. Software-Tools für die Aufbereitung und Nachbearbeitung werden von der BAW-Modellierungsgruppe zur Verfügung gestellt (BAW 1996-2014).

Die Modellgitter leiten sich aus einem Basisgitter ab, das die gesamte Ostsee abdeckt und am Skagerrak seeseitig offen ist. Von der inneren Ostsee bis zur Küstenlinie ist die

räumliche Auflösung feiner. Für zu untersuchende Gebiete wird in das Basisgitter ein Teilgitternetz eingefügt, das die Auflösung von Details der Bathymetrie im Hinblick auf die jeweilige Fragestellung liefert (Abb. 1). Hoch aufgelöste Teilgitternetze sind Teil der Baukastendatenbank – derzeit bestehen sie für die Unterwarnow, die Kieler Förde und die Schlei. Die Teilgitternetze funktionieren auch als unabhängige Modelle für bestimmte Anwendungszwecke, etwa die rasche Vorhersage von genauen Wasserständen oder Strömungen.

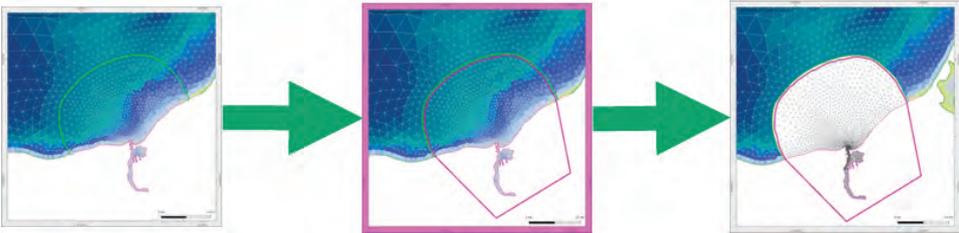


Abbildung 1: Prinzip der Generierung eines regional höher aufgelösten Berechnungsgitters durch Einfügen eines Teilgitternetzes für ein bestimmtes Gebiet.

An unserem Institut wird üblicherweise das UNTRIM-Modell als numerischer Löser für die hydrodynamischen Gleichungen eingesetzt (CASULLI und WALTERS 2000) (CASULLI und ZANOLLI 2002).

Die atmosphärischen Randwerte für das Modell stammten ursprünglich vom Deutschen Wetterdienst und wurden so aufbereitet, dass sie in die Modellierungssoftware eingegeben werden können. Derzeit sind Werte aus dem Zeitraum 01/2005 - 11/2012 für die Modellierung verfügbar. In diesem Fall muss die Modellsoftware an das gemeinsame Datenformat NetCDF (UNIDATA PROGRAM CENTER) angepasst werden.

Am seeseitigen Rand können die Wasserstände auf Basis der Daten des Pegels Smögen eingesteuert werden, wenn auf die Zeitreihe ein Zeitversatz von 30 Minuten angebracht wird - Smögen liegt 120 km nord-nordwestlich von Göteborg (Abb. 2).

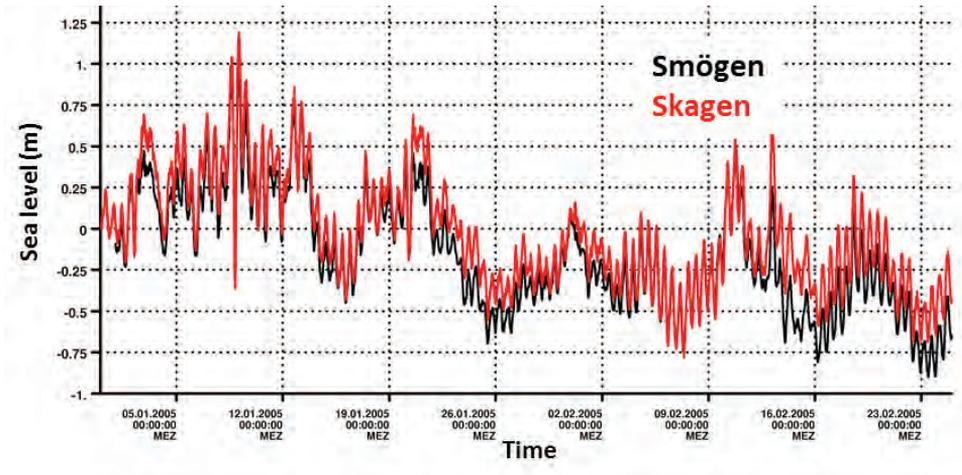


Abbildung 2: Typische Zeitreihen am offenen Modellrand.

Diese Approximation reicht aus, um das Tidesignal und die langfristige Entwicklung des mittleren Wasserstandes im Innern zu reproduzieren. Die Daten sind für den Zeitraum 2001 bis 2012 verfügbar. Vorkompilierte Daten sind bereits für mehrere Jahre verfügbar. Für vergangene Jahre können die Randbedingungen mit Hilfe des langfristigen Signals des Pegels Göteborg und der harmonischen Gezeitenkonstanten der Station Smögen rekonstruiert werden, oder durch die unmittelbare Verwendung der Daten des Pegels Skaugen. Zur Unterstützung bei der Generierung realistischer Randbedingungenzeitreihen stehen verschiedene Software-Tools zur Verfügung (BAW 1996-2014).

Die aktuelle Version der UNTRIM-Simulationssoftware verwendet noch eigene Datenformate der BAW für den Import von Randbedingungen. Die Unterstützung des international verbreiteten NetCDF-Datenformats (UNIDATA PROGRAM CENTER) ist derzeit in Arbeit und wird technisch im Hinblick auf die Verwendung bestehender, von anderen Stellen zur Verfügung gestellter Datensätze einen erheblichen Fortschritt bringen.

Als Anfangswerte für das Modell kann der Datensatz von (JANSSEN et al. 1999) dienen. Allerdings wird noch etwas Programmieraufwand erforderlich sein, damit diese NetCDF-Daten (UNIDATA PROGRAM CENTER) in der Modellsoftware UNTRIM in der gelieferten Form verwendet werden können.



Abbildung 3: Die moderne Pegelanlage bei der Messstelle Wismar Baumhaus, erkennbar an der geringen Größe des Pegelhäuschens, liefert hoch aufgelöste Wasserstandzeitreihen (Foto: SEIB 2009).

Die Modelle werden validiert, indem die an mehreren Pegeln gemessenen Wasserstände mit den vom Modell simulierten Zeitreihen verglichen werden. Über das Internet sind teilweise Datenquellen für Pegeldata der Ostsee verfügbar. Die Datenbank der Wasser- und Schifffahrtsverwaltung des Bundes liefert zusätzlich hoch aufgelöste Zeitreihen sämtlicher von ihr betriebenen Pegel von 1989 bis heute. Abb. 3 zeigt ein typisches Beispiel einer solchen Pegelstation. Historische Messungen, die bisher nur in Papierform in Archiven abgelegt waren, werden laufend digitalisiert und diese Datenbankressource wird damit gefüllt. Hier kommt ein Standardverfahren zur Anwendung, um die Erfassung und Speicherung sämtlicher Daten aus unterschiedlichen Quellen bei der BAW zu ermöglichen. So liegen die Daten in vergleichbarer Qualität und in einem Datenformat vor, welches für Nachbearbeitungstools lesbar ist.

Ein typischer Validierungsschritt besteht im visuellen Vergleich der simulierten Kurve mit der Ganglinie des Pegels an demselben Standort. Differenzen werden berechnet, um den maximalen Fehlerbereich für den momentanen Wasserstand zu schätzen. Abweichungen können das Ergebnis einer von der Realität abweichenden Energieverteilung im Modellgebiet sein, die sich in den Amplituden der Extremereignisse zeigt. Phasenverschiebungen zeigen an, dass die Spektren des Modells von der Natur abweichen. Abweichende mittlere Wasserstände sind für die Validierung normalerweise nicht von Bedeutung; sie weisen häufig auf systematische Abweichungen vom Referenzniveau der seeseitigen Randbedingung hin, deshalb wird hier eine konstante Korrektur eingebracht.

Abb. 4 zeigt einen Vergleich der Zeitreihen zwischen Messung und Modell am Pegel Schleswig am Ende der Förde für einen Zustand mit extremem Niedrigwasser. In dieser Simulation wird ein hoch aufgelöstes Berechnungsgitter der Schlei verwendet, welches durch den von der Wetterstation Schleswig abgeleiteten lokalen Wind angetrieben wird. Der Wasserstand am offenen Modellrand wurde mit dem Pegel Schleimünde eingesteuert.

Der Vergleich zeigt eindeutig, dass das Modell aufgrund der ausreichend guten Darstellung der Randwerte in der Lage ist, die Hydrodynamik in dieser sehr komplexen Geometrie zu reproduzieren. Insbesondere in diesem Fall war es zur Erreichung dieses hochwertigen Resultats nicht erforderlich, die Parameter anzupassen. Sämtliche physikalischen Kräfte (Advektion, Druck, Dissipation, externe Kräfte) scheinen innerhalb des Modells in der richtigen Größenordnung vorhanden zu sein. Das Ergebnis lässt darauf schließen, dass immer die Möglichkeit bestehen kann, mit einem numerischen Modell zu einer guten Darstellung der Hydrodynamik zu gelangen, wenn die relevanten Vorgänge in der Zeit-Raum-Domäne aufgelöst werden.

Selbst die beiden extremen Niedrigwasser-Ereignisse wurden reproduziert. Diese Ereignisse hängen entscheidend von der Qualität des lokalen Windfeldes ab, welches reproduziert werden konnte, indem die Windgeschwindigkeit aus der Wetterstation Schleswig übernommen und mit einem geeigneten Faktor multipliziert wird. Der Faktor dient der Hervorhebung der Tatsache, dass die Windgeschwindigkeit auf Grund geringerer Reibung über der Wasseroberfläche höher ist.

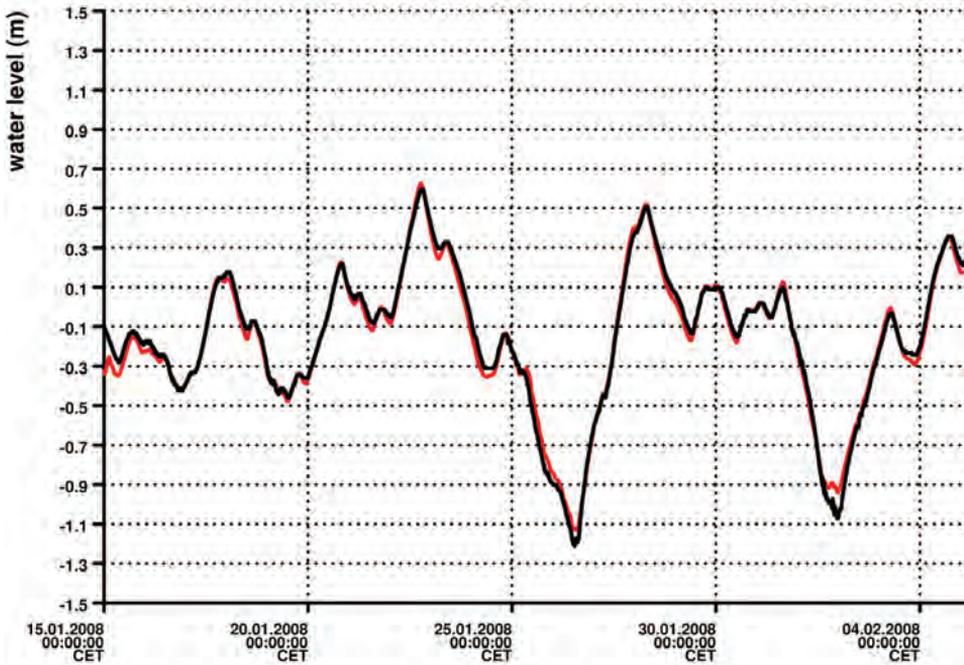


Abbildung 4: Vergleich der Wasserstände des Modells (rote Linie) mit den Messungen (schwarze Linie) am Pegel Schleswig.

4 Geschichte des Ostseemodellbaukastens

Die ersten Projekte wurden mit einem Modellgitter durchgeführt, das über offene Ränder bei Fehmarn, Bornholm und südlich des Sund verfügt (BAW2009/2010). Dieser Ansatz reichte aus, um die sich im Projektzusammenhang ergebenden Fragestellungen zu behandeln. Er war jedoch nicht in der Lage, eine realistische Darstellung des absoluten Salzgehalts zu liefern, weil Fehler in den Randbedingungen an den offenen Rändern verhältnismäßig groß ausfallen konnten, die durch eine Zone mit einem relativ steilen Salzgehaltsgradienten verlaufen. Die Bereitstellung hinreichender Daten für den Salzgehalt wurde dadurch erheblich erschwert.

Aus dieser Erfahrung erwuchs die Entscheidung, ein Berechnungsgitter zu entwickeln, das die gesamte Ostsee abdeckt. Der einzige offene Rand bei Skagen erleichterte es, dass hinreichende Randwerte für Wasserspiegel, Salzgehalt und Temperatur bereitgestellt werden konnten.

Das erste modulare Gitter wurde im Zuge eines Beratungsprojekts zum Mündungsgebiet der Warnow (BAW 2011) aufgebaut. Beispielergebnisse aus dieser Untersuchung finden sich in Abb. 5. Die Abbildung zeigt die Veränderung in der Variabilität des Parameters Salzgehalt verursacht durch eine Ausbaggerung. Die Analyse basiert auf einem Zeitraum von vier Wochen, in denen es zu Extremereignissen mit hohen und niedrigen Wasserständen kam. Die Farben sind wie folgt zu interpretieren:

- Die blauen Farben im nördlichen Teil zeigen eine Dämpfung der Salzgehaltsvariabilität an, weil sich die Zone der höchsten Salzgehaltsvariabilität nach Süden verschoben hat.
- Die roten Farben markieren eine Erhöhung der Variabilität im südlichen Teil, der nun zunehmend durch das Meer und den advektiven Transport von Seewasser beeinflusst ist.

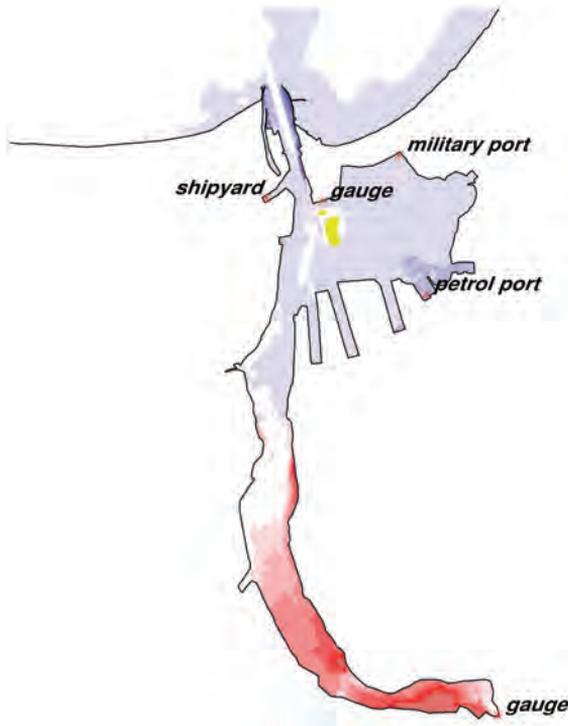


Abbildung 5: Veränderungen in der Variabilität des Salzgehalts im Bereich der Warnow-Mündung verursacht durch eine Vertiefung der Fahrrinne.

Dieses Beispiel zeigt, dass das Konzept, ein Modell der gesamten Ostsee mit Verfeinerung nur im Untersuchungsgebiet zu verwenden, recht gut funktioniert.

Es fehlte jedoch noch ein wichtiger Prozess – die temperaturbeeinflusste Dynamik. In den folgenden Jahren wurde der Antrieb durch die räumlich variable Oberflächentemperatur implementiert. Der Datenpool wurde neu organisiert und ergänzt. Neue Strategien wurden entwickelt, um selbst bei Nichtverfügbarkeit der Pegel Skagen und Smögen ausreichende Randwerte für Wasserstände zu erzeugen, indem spektrale Informationen zu Gezeiten und langfristige Signale anderer nahegelegener Pegel verwendet werden.

5 Weitere Anwendungen

In der Schlei wurde eine Studie zur Tracer-Verteilung durchgeführt. Diese Studie erfolgte im Rahmen eines separaten Modelllaufs eines hoch aufgelösten Teilgitters mit aus dem

Basismodell der Ostsee abgeleiteten Randwerten. Die Konfiguration in den inneren Gewässern der Schlei ist in Abb. 6 dargestellt. Eine Tracer-Quelle nahe Schleswig simuliert den Zufluss verschmutzten Wassers.

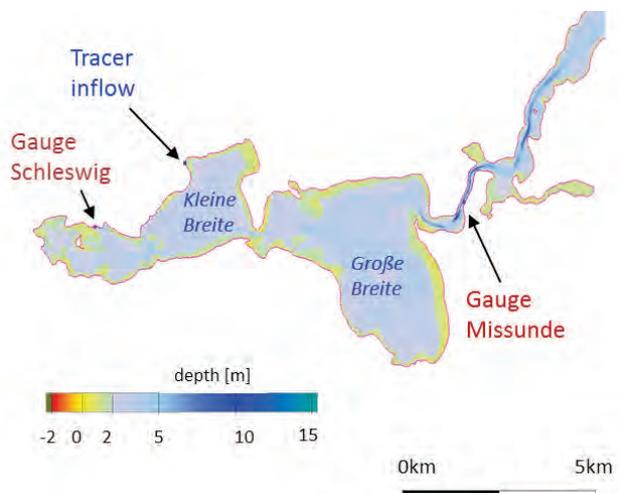


Abbildung 6: Bathymetrie der inneren Schlei mit Position der Tracer-Quelle und Pegelpositionen.

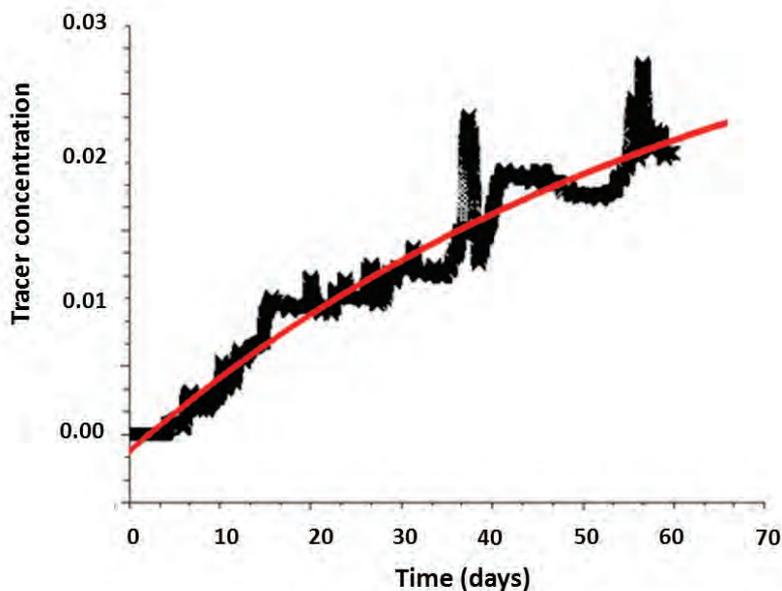


Abbildung 7: Bewertung der Tracer-Konzentration an einer Messstation in der inneren Schlei nach Einleitung. Die Markierungen zeigen die modellierten Werte, die durchgezogene Linie zeigt die exponentielle Anpassung.

Zur Bewertung der typischen Zeitskalen, die die Förde benötigt, um sich an das dynamische Gleichgewicht anzupassen, wurde die Tracer-Konzentration eines einzigen Punktes in den inneren Gewässern der Schlei an eine Exponentialfunktion angepasst. Der Vorgang ist in Abb. 7 für eine Position in den inneren Gewässern der Schlei dargestellt. Die durchschnittliche Zeitreihe der Tracer-Konzentration zeigt klare exponentielle Charakteristik. Die abgeleitete typische exponentielle Zeitskala der roten Kurvenanpassung beträgt etwa 142 Tage. In dieser Zeit erreicht die Konzentration 90 % des Wertes im Gleichgewichtszustand.

Auch im Rahmen des KLIWAS-Projektes wurde das Schlei-Modell in einem Teil einer Sensitivitätsstudie zum Einfluss des Anstiegs des Meeresspiegels auf die Variabilität kurzfristiger Wasserstandsänderungen auf Grund meteorologischer Ereignisse eingesetzt. Diese Studie verglich die Ergebnisse eines niedrig aufgelösten eingefügten Teilmodells mit den Ergebnissen, die das hoch aufgelöste Modell lieferte. Die Signaleigenschaften in der Variabilität der Wasserstandsänderungen sind in beiden Modellen gleich. Das höher aufgelöste Modell zeigt jedoch weniger ausgeprägte Veränderungen bei der Variabilität des Wasserstands als das gröber aufgelöste Modell. Der Schritt von qualitativen Antworten zu quantitativen Werten ist durch die ausreichende zeitliche und räumliche Auflösung des verwendeten Modells bestimmt; dies wird auch aus dem Validierungsbeispiel deutlich.

6 Schlussfolgerungen

Das Konzept des Ostseemodellbaukastens scheint die Bedürfnisse der BAW bei der Modellierung von Vorgängen in Küstengewässern für die praktischen Zwecke des Betriebs der deutschen Schifffahrtsstraßen zu erfüllen. Eine Vielzahl unterschiedlicher praktischer Anwendungen zeigt die Flexibilität und die Stärken des Konzepts einer modularen Modellierungsumgebung. Die Qualität der Resultate hängt hauptsächlich von der Qualität der von der Software verwendeten Eingangsdaten ab. Bei Wahl einer entsprechenden Auflösung des Berechnungsgitters wird die Reproduktion realer Ereignisse hohen Anforderungen gerecht.

Die Bemühungen sollten nun darauf ausgerichtet werden, gemeinsame Datenformatstandards innerhalb der Modellierungssoftware zum Einsatz zu bringen, um einen einfacheren und kosteneffektiveren Zugang zu von Dritten geprüften Datensätzen zu gewährleisten.

Mehrere physikalische Aspekte bedürfen noch weiterer Verbesserungen oder müssen in der Zukunft in den Software-Teil des Ostseemodellbaukastens integriert werden, doch der Teil des Modellbaukastens mit hochwertigen Daten steht nun zur Anwendung bereit. Die weiteren Schritte zur Softwareverbesserung könnten die Aufnahme eines einfachen Eismodells umfassen sowie Tests anderer Modellierungssoftwareprodukte, die auf unstrukturierten Gittern basieren.

7 Schriftenverzeichnis

BAW: Program Descriptions, Bundesanstalt für Wasserbau.

Stand 01.04.2014: http://www.baw.de/methoden_en/index.php5/Program_Descriptions

- BAW: Fahrrinnenanpassung, Anpassung der inneren Hafengewässer und Hafenausbau Wismar. Hydrodynamik. Bundesanstalt für Wasserbau, Hamburg, 2009/2010.
- BAW: Machbarkeitsstudie zum Ausbau des Seekanals Rostock auf eine Tiefe von 16,60 m unter NHN. Hydrodynamik. Bundesanstalt für Wasserbau, Hamburg, 2011.
- CASULLI, V. and WALTERS, R. A.: An unstructured grid, three-dimensional model based on the shallow water equations. In: International Journal for Numerical Methods in Fluids, Vol. 32, 3, 331-348, 2000.
- CASULLI, V. and ZANOLLI, P.: Semi-implicit numerical modelling of nonhydrostatic free-surface flows for environmental problems. In: Mathematical and Computer Modelling, Vol. 36, 9-10, 1131-1149, doi: 10.1016/S0895-7177(02)00264-9, 2002.
- JANSSEN, F.; SCHRUM, C. and BACKHAUS, J. O.: A climatological data set of temperature and salinity for the Baltic Sea and the North Sea. Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie, Hamburg, 245 p., 1999.
- RAHLF, H. und SEIB, G.: Aktuelles HN-Modell der Ostsee. Grundlage für Untersuchungen in den Ostseehafenzufahrten. In: BAW aktuell, 2, 14, 2012.
- SEIB, G.: Das Ostseemodell der Bundesanstalt für Wasserbau. Technische Dokumentation. Bundesanstalt für Wasserbau Dienststelle Hamburg, 2012.
- UNIDATA PROGRAM CENTER (ed.): Network Common Data Form (NetCDF). Stand 01.04.2014: <http://www.unidata.ucar.edu/software/netcdf/>

Untersuchung der Veränderungen des Tideregimes in den Ästuaren von Ems-Dollart und Unterweser mittels mathematischer Modellierung

Gerald Herrling, Johanna Elsebach und Anne Ritzmann

Zusammenfassung

In den Ästuaren von Ems-Dollart und Unterweser wurden Untersuchungen zum Vergleich der historischen und aktuellen Zustände des hydrodynamischen Regimes durchgeführt. Auf der Basis historischer und aktueller Topographien wurden für beide Ästuarprozessbasierte, numerische Modelle erstellt, um die räumliche und zeitliche hydrodynamische Entwicklung auszuwerten. Für das Ems-Dollart-Ästuar dient dafür als Referenzzustand das Jahr 1937, welches den Zustand vor den umfassenden anthropogenen Eingriffen wie Begradigung und Vertiefung darstellt. Den Vergleich mit dem aktuellen Zustand ermöglicht eine Modelltopographie des Jahres 2005. Der natürliche, historische Zustand der Unterweser wurde aus Topographiedaten des Jahres 1887 rekonstruiert, unmittelbar vor der Weserkorrektur nach Ludwig Franzius. Topographische Daten von 2000 repräsentieren den aktuellen Zustand. Die Modellergebnisse ermöglichen einen Vergleich hydrodynamischer Parameter und somit die Quantifizierung der Veränderungen von Wasserständen, Strömungsgeschwindigkeiten, Tidevolumen, Tidedurchfluss und Dauer der Tidephasen.

An der Unterems wurden hydrodynamische Parameter als Zeitreihen an einer Position für einen Tidezyklus ausgewertet und als zeitlich gemittelte Werte längs des Fahrwassers. Tidedurchfluss, Tidevolumen und Strömungsgeschwindigkeiten sind im Zeitraum 1937 bis 2005 signifikant angestiegen, während die Dauer der Tidephasen zumindest im Abschnitt zwischen Leerort und Pogum annähernd gleich geblieben ist. In Längsrichtung betrachtet hat die Differenz zwischen mittlerem Flut- und Ebbdurchfluss seit 1937 zugenommen. Für die Außenems zeigt ein räumlicher Vergleich der Tideströmungsgeschwindigkeiten die Unterschiede von Strömungsmuster und -intensität. Die Strömungsgeschwindigkeiten haben seit 1937 leicht zugenommen bei einer Konzentration auf die vertiefte Flussmündung und die tiefen Rinnen. Die räumliche Diversität der Strömungsgeschwindigkeiten und strömungsberuhigte Flachwasserbereiche im Mündungsbereich sind seit 1937 signifikant vermindert.

Für das Ems-Dollart-Ästuar und insbesondere die Unterems ist eine dramatische Veränderung des Tideregimes aufgrund anthropogener Faktoren festzustellen. Die Vertiefung und Begradigung des Ästuars stromauf des Dollarts hat langfristige morphodynamische Prozesse geschaffen, die noch immer von Bedeutung sind. Die natürlichen und anthropogenen Eingriffe der letzten Jahrhunderte im Dollart führten zu einer starken Reduzierung des Tideprismas, das für die Veränderungen des Tideregimes im äußeren Ems-Dollart-Ästuar verantwortlich ist.

Für das Weserästuar verdeutlicht die Auswertung hydrodynamischer Parameter in Längsrichtung zwischen Bremen und Bremerhaven einen signifikanten Anstieg des mittleren Tidedurchflusses und des mittleren Tidevolumens seit 1887. Aufgrund der Verlagerung

der natürlichen Flutstromgrenze von Vegesack nach Bremen zeigen die Tidephasendauern in diesem Bereich heutzutage einen steilen Gradienten, was eine plötzliche Verkürzung der Ebbstromdauer bzw. Verlängerung der Flutstromdauer bedeutet. Die Veränderung der Strömungsgeschwindigkeiten zwischen beiden Modellzuständen 1887 und 2000 zeigt die massiven Auswirkungen von Flussbegradigung und Abtrennung von Nebenarmen. Der starke anthropogene Einfluss hat Flachwasserbereiche und Rinnen mit geringer Strömung in ein begradigtes Fahrwasser mit hohen Strömungsgeschwindigkeiten verwandelt.

Schlagwörter

Ems-Dollart-Ästuar, HARBASINS, Korrektion Unterweser, Flussbegradigung und Fahrwasservertiefung, Delft3D, prozessbasiertes Modell, Ästuardynamik, Nachhersage (hindcast), Regime Veränderung, Vergleich historischer und aktueller Zustand

Summary

Investigations for the Ems-Dollard and the Lower Weser estuaries have been done to compare the hydrodynamic regimes for historical and recent states. The research incorporates the identification of long-term spatial developments on the basis of historical and recent bathymetrical data and the application of process-based numerical modelling in order to hindcast the hydrodynamic regime. For the Ems-Dollard estuary the bathymetrical state of 1937 was reconstructed. This reference state represents the estuary prior to the main anthropogenic impacts of channel streamlining and deepening. A model bathymetry of the year 2005 was applied for comparison. For the Lower Weser estuary a historical state of 1887 was reconstructed and compared to the situation of the year 2000. Here, 1887 represents the situation prior to the "Weser correction" by Ludwig Franzius. Model results enable the comparison of hydrodynamic parameters and thus allow the quantification of changes in water levels, current velocities, tidal volumes, tidal discharges and the duration of tidal phases.

In the Lower Ems, the comparison of hydrodynamic parameters is assessed in the time domain at one specific location during one tidal cycle and for time-averaged values at a longitudinal section. Tidal discharges, volumes and current velocities have significantly increased between 1937 and 2005, whereas the duration of the tidal phases has remained almost constant in time for at least the section between Leerort and Pogum. For the aforementioned longitudinal section, the difference between mean flood and mean ebb discharges has increased from 1937 until now. In the outer Ems, a spatial comparison of tidal current velocities shows the differences in flow pattern and magnitudes. Comparing the present to the historical model state, tidal current velocities have slightly increased and the current patterns are more concentrated on the deepened tidal inlet and channels. The diversification of current magnitudes on a spatial scale has been significantly reduced with respect to 1937. Shallow water areas with reduced current velocities have almost disappeared in the tidal inlet.

The Ems-Dollard estuary and particularly the Lower Ems experienced a dramatic change of its tidal regime due to human interferences. The estuarine deepening and streamlining upstream of the Dollard Bay created long-term morphodynamical processes being still of importance. In the last centuries, natural and anthropogenic interferences in the Dollard Bay resulted in a strong reduction of tidal prism being responsible for changes to the tidal regime in the outer Ems-Dollard estuary.

For the Lower Weser estuary, the evaluation of hydrodynamic parameters along a longitudinal section between Bremen and Bremerhaven reveals a significant increase in mean tidal discharges and mean tidal

volumes since 1887. Due to the shift of the natural flood current limit from Veegesack to Bremen, the duration of tidal phases nowadays feature a steep gradient in exactly this area, which means a sudden decrease in ebb duration and thus increase in flood duration. The spatial distribution of depth-averaged current velocities for the model states of 1887 and 2000 shows the enormous effect of streamlining the waterway and cutting-off of secondary channels since 1888. The strong anthropogenic impacts changed shallow water areas and secondary channels of relatively low current conditions into one straightened waterway characterized by high current magnitudes.

Keywords

Ems-Dollard-estuary, HARBASINS, Weser correction, waterway streamlining and deepening, Delft3D, process-based model, estuarine hydrodynamics, regime shift, comparison historical and present state, hindcast

Inhalt

1	Einleitung.....	383
2	Methodik und Daten.....	385
3	Ergebnisse.....	386
3.1	Ergebnisse einer bestimmten Stelle in der Unterems.....	386
3.2	Ergebnisse längs des Fahrwassers in der Unterems	388
3.3	Räumliche Ergebnisse für die Außenems.....	392
3.4	Ergebnisse längs des Fahrwassers in der Unterweser	394
3.5	Räumliche Ergebnisse für die Unterweser	396
4	Schriftenverzeichnis	397

1 Einleitung

In den letzten Jahrhunderten haben natürliche Prozesse aber zunehmend auch anthropogene Eingriffe zu bedeutenden Veränderungen in den Küstengebieten und Küstengewässern im Bereich der europäischen Flussmündungen geführt. Für die Ästuare und deren Lebensräume erwachsen anthropogene Belastungen unter anderem aus folgenden Aktivitäten: Landgewinnung durch die Errichtung von Deichen auf supratidalem Marsch- und Vorland, Hafenausbau, Errichtung von Buhnen und Leitwerken, Vertiefung und Begrädigung von Wasserstraßen. Derartige anthropogene Eingriffe verändern insbesondere sowohl die Hydrodynamik als auch die Topographie der Ästuare.

Im Rahmen des EU-Projekts Interreg IIIb HARBASINS („Harmonised River Basins Strategies North Sea“) war es Ziel des Arbeitspakets „Hydro- and Morphological Pressures and Impacts“, mittels hochauflösender mathematischer Modelle prozessbasierte Erkenntnisse über die Auswirkungen solcher Eingriffe zu gewinnen. Dazu wurden Untersuchungen für das Ems-Dollart-Ästuar und die Unterweser durchgeführt. Gegenstand der Untersuchung waren ein Vergleich historischer und aktueller Zustände des hydrodynamischen Regimes und die Bewertung der langfristigen räumlichen Entwicklung der Ästuare. Der vorliegende Beitrag basiert auf den Ergebnissen und der Interpretation

früher gewonnener Forschungsarbeiten (HERRLING und NIEMEYER 2007a, b, c; HERRLING und NIEMEYER 2008a, b, c; HERRLING und ELSEBACH 2008).

Die Untersuchungsgebiete liegen in der südlichen Nordsee (Abb. 1) und verfügen über die charakteristischen geomorphologischen Eigenschaften für diese Art von Küstengebieten: tiefe Rinnensysteme der Ästuarmündung, ausgedehnte Wattflächen und das flussartige, innere Ästuar. Die untersuchten Ästuar sind als mesotidal einzustufen, wobei der Tidenhub oberstromig zunimmt. Die Tidegrenze bilden Tidewehre - beim Ems-Dollart 50 km stromauf der Mündung, bei der Unterweser 70 km stromauf der Mündung.

Beide Ästuar blicken auf eine lange Geschichte bedeutender anthropogener Eingriffe zurück. Schon im Zeitraum zwischen dem 17. und 20. Jahrhundert wurden in der Dollartbucht zahlreiche Einpolderungen zur Landgewinnung vorgenommen (HERRLING und NIEMEYER 2007a). Ende des 19. Jahrhunderts waren bereits Buhnen, Häfen und Leitwerke an der Unterems und zur Stützung des Emders Fahrwassers entstanden. Seit den 1950er Jahren sind Unterhaltungsbaggerungen zur Optimierung des Fahrwassers in der Unterems die Regel. Für das Unterweserästuar stellten die Flussbegradigung und die Abtrennung von Nebenarmen zwischen 1888 und 1895 – heute bekannt unter der Bezeichnung „Weserkorrektion“ nach dem Plan von Ludwig Franzius – die markantesten menschgemachten Eingriffe dar. Ein weiterer bedeutender anthropogener Eingriff war die Fahrwasservertiefung auf SKN-9m nach 1972.

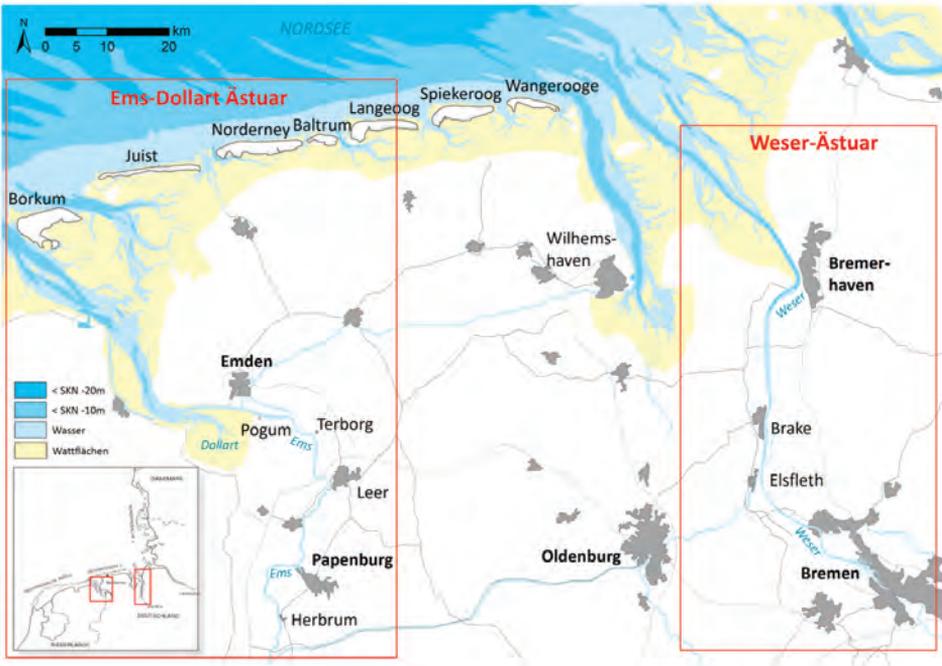


Abbildung 1: Untersuchungsgebiete Ems-Dollart-Ästuar und Weser-Ästuar.

2 Methodik und Daten

Zur Untersuchung bedeutender anthropogen bedingter Veränderungen des Tideregimes bietet sich ein Vergleich aktueller hydrodynamischer Parameter mit historischen Zuständen an. Kontinuierliche historische Messungen sind jedoch kaum verfügbar beziehungsweise in den meisten Fällen zeitlich und räumlich begrenzt. Für einen gewählten Referenzzustand kann die unzureichende Datenlage alternativ durch hydrodynamisch-numerische Modelle ausgeglichen werden, wenn hierfür ausreichende bathymetrische Daten zur Verfügung stehen. Der historische Modellaufbau dient dem hydrodynamischen Hindcasting, also der Reproduktion des hydrodynamischen Regimes im Zustand vor den großen menschlichen Eingriffen wie Fahrwasserbegradigung und -vertiefung. Ziel ist der Vergleich der nachgerechneten hydrodynamischen Parameter, wie etwa Strömungsgeschwindigkeiten und Tidevolumen mit dem Ergebnis eines aktuellen Modellzustands, der auf Daten aktueller bathymetrischer Vermessung beruht. Die hydrodynamischen Modelle des Ems-Dollart und des Unterweserästuars wurden unter Anwendung der vertikal gemittelten Version des Modellsystems Delft3D (DELTA RES 2006) erstellt. Die Auflösung der numerischen gekrümmten Gitter liegt an den seeseitigen Rändern im Bereich von 800 Metern und verfeinert sich an den oberstromigen Flussabschnitten auf 15 Meter.

Historische See- und Schifffahrtskarten basierend auf bathymetrischen Vermessungen wurden von Behörden und lokalen Schifffahrtsämtern zur Verfügung gestellt. Zur Rekonstruktion der historischen Modellbathymetrie des Außenbereichs des Ems-Dollart-Ästuars und der Dollartbucht werden Seekarten der Jahre 1923, 1926, 1941 und 1952 herangezogen. Für den Flussabschnitt der Unterems sind für die Jahre 1927-1933 Querschnittsdaten aus Vermessungen im Abstand von 300-400 Metern verfügbar. Der Bereich zwischen den verfügbaren Querschnitten lässt sich durch lineare Interpolation entlang der in Fließrichtung verlaufenden Gitterlinien rekonstruieren. Diese Daten können als ausreichend für die Modellierung des hydrodynamischen Zustandes vor den bedeutenden wasserbaulichen Eingriffen gelten. Im Folgenden bezieht sich der historische Aufbau des Ems-Dollart-Modells auf das Jahr 1937, da die ältesten verfügbaren Wasserstandsbeobachtungen, die für die Modellkalibrierung benötigt werden, aus dem Jahr 1937 stammen. Die Bathymetrie des aktuellen Modells basiert auf neuesten durch bathymetrische Vermessungen mittels Echolotpeilung (2004) und Laserscanbefliegung mit hoher Auflösung (2005) gewonnenen Daten.

Für die Modellierung der Unterweser werden bathymetrische Daten aus historischen Karten des Jahres 1887 herangezogen, die den Zustand vor der Korrektur im Jahre 1888 darstellen. Die Daten für den aktuellen Zustand basieren auf Daten aus Laserscanbefliegungen und Echolotpeilungen, die zwischen 1996 und 2000 durchgeführt wurden. Mithilfe von GIS-Techniken wurden zwei digitale Geländemodelle aufgebaut. Sie liefern die Eingangsgrößen für die Modellkonfigurationen für 1887 und 2000 und decken das Gebiet der Unterweser von Bremerhaven (Km 65) bis Bremen (Km 0) ab.

Die offenen Randbedingungen des Modells werden so gewählt, dass mittlere hydrodynamische Strömungsbedingungen erzeugt werden, die einen Vergleich der modellierten Tideregime der beiden genannten Modellzustände zulassen. Ziel ist die Modellierung einer repräsentativen Tide mit einem mittleren Tidehochwasser (MThw) und mittleren Tideniedrigwasser (MTnw), die den Beobachtungen der mittleren Scheitelwasserstände jeweils des historischen und aktuellen Zustands entsprechen. Die seewärtigen

Randbedingungen werden über eine Einbettung (Nesting) in das übergreifende Modell der Deutschen Bucht (VERBOOM et al. 1992) generiert, mit Ausnahme der historischen Konfiguration des Modells der Unterweser. Hier wurde die Aufzeichnung einer mittleren Tide von 1887 (FRANZIUS 1888) angepasst und am seeseitigen Rand eingesetzt, der nahe Bremerhaven an der Mündung des Ästuars verläuft. Die Art der gewählten Randbedingungen bedeutet, dass lediglich die astronomische Tide ohne meteorologische Einflüsse repräsentiert ist. Abgesehen von der Steuerung mit mittleren Springnippiden am seeseitigen Rand wird der Abfluss am flussseitigen Rand stromaufwärts so eingestellt, dass er dem langjährig gemittelten Oberwasserabfluss entspricht. Der Oberwasserabfluss wird für den aktuellen und den historischen Modellzustand als identisch angenommen und liegt bei $82 \text{ m}^3/\text{s}$ für die Ems und $327 \text{ m}^3/\text{s}$ für die Weser. Die historischen und aktuellen Modelle des Ems-Dollart und des Unterweserästuars werden über eine Feineinstellung numerischer und physikalischer Parameter, wie z. B. der Sohlrauheit, kalibriert. Die Modellqualität wird durch den Vergleich berechneter und beobachteter Wasserstände an Pegeln entlang der Ästuarare verifiziert.

3 Ergebnisse

Die Modellergebnisse für das Ems-Dollart-Ästuar mit den Konfigurationen für 1937 und 2005 ermöglichen einen quantitativen Vergleich der hydrodynamischen Regime. An der Unterems wurden hydrodynamische Parameter als Zeitreihen an einer repräsentativen Stelle sowie in Längsrichtung eines Fahrwasserabschnitts zwischen dem Tidewehr Herbrum und der Dollartbucht ausgewertet. Für die Außenems zeigt ein räumlicher Vergleich der Strömungsgeschwindigkeiten die Unterschiede im Strömungsregime. Für die Unterweser werden hydrodynamische Parameter für einen Abschnitt vom Tidewehr in Bremen stromabwärts bis Bremerhaven ausgewertet. Ein Beispiel bedeutender Veränderungen der Strömungsverhältnisse ist für einen ausgewählten Abschnitt zwischen Brake und Elsflth dargestellt.

3.1 Ergebnisse einer bestimmten Stelle in der Unterems

Der modellierte Tidedurchfluss und das Tidevolumen werden an Querschnitten entlang des genannten Ästuarabschnitts im Abstand von je einem Kilometer ausgegeben und bewertet. Die modellierten hydrodynamischen Parameter werden beispielhaft bei Flusskilometer 35 der Unterems für den Zeitraum eines für die mittleren Tidebedingungen der Jahre 1937 und 2005 repräsentativen Tidezyklus ausgewertet. Der Vergleich offenbart die Veränderungen des Tideregimes über die Zeit. Der Beobachtungspunkt liegt circa 5 Kilometer stromauf von Terborg an einem geraden Flussabschnitt, um Schwankungen der Strömungsgeschwindigkeit auf Grund von Sekundärströmungen und plötzlichen Verengungen auszuschließen. Zeitreihen von Wasserständen bezogen auf die deutsche Bezugshöhe (m ü. NN), also etwa mittlerer Meeresspiegel, und Strömungsgeschwindigkeiten [m/s] werden für die mittleren Strömungsbedingungen zwischen 1937 und 2005 verglichen (Abb. 2).

Generell lässt sich eine Erhöhung des Tidenhubs und der Strömungsgeschwindigkeiten im Modellzustand von 2005 im Vergleich zur Situation 1937 feststellen. Die Tidekurve bei Tidehochwasser ist heute bedeutend breiter, mit jeweils steileren Gradienten in den

Flut- und Ebbphasen. Die Flutstromgeschwindigkeit ist im ersten Teil der Flutphase deutlich erhöht. Am gegebenen Querschnitt und allgemein in der Unterems zeigt sich die generelle Tendenz zu einer flutdominierten Gezeitenströmung.

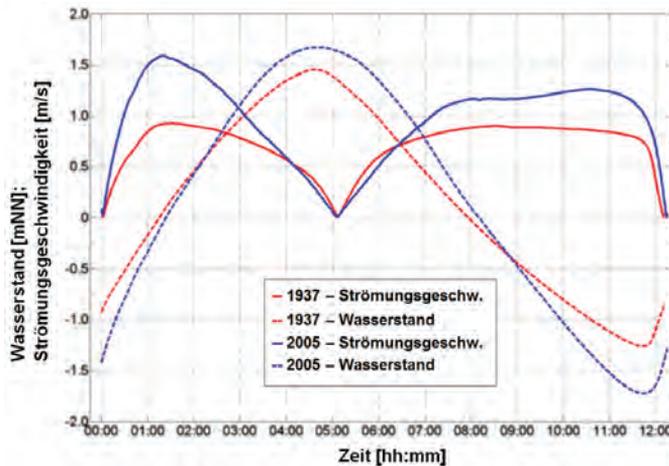


Abbildung 2: Modelliertes Tidemittelwasser und mittlere Strömungsgeschwindigkeit am Querschnitt bei Flusskilometer 35 stromab des Tidewehrs bei Herbrum in der Unterems.

Für den Querschnittsdurchfluss bei Flusskilometer 35 werden für einen mittleren Tidezyklus die Zeitreihen des momentanen Tidedurchflusses und der zugehörigen hydrodynamischen Parameter für 1937 und 2005 berechnet (Abb. 3). Während der mittlere Tidedurchfluss und das mittlere Tidevolumen von 1937 bis 2005 angestiegen sind, sind die mittleren Tidephasen sowohl für Ebbe als auch für Flut zeitlich nahezu gleich geblieben. Der mittlere Tidedurchfluss berechnet als arithmetisches Mittel über eine Tidephase stieg von 811 auf 1394 m³/s (72 %) bei Flut und von 717 auf 1114 m³/s (55 %) bei Ebbe. Das mittlere Flutvolumen V_f erhöhte sich um circa 73 % von 14,8 auf 25,6 Mill. m³, während das mittlere Ebbvolumen V_e um rund 55 % von 18,4 auf 28,5 Mill. m³ stieg.

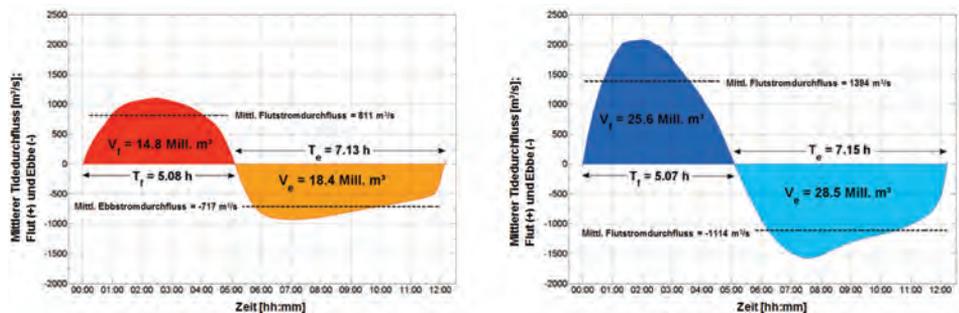


Abbildung 3: Mittlerer Tidedurchfluss, mittleres Tidevolumen V und mittlere Tidedauer T im Querschnitt bei Flusskilometer 35 stromab des Tidewehrs in der Unterems für die Modellzustände 1937 (links) und 2005 (rechts).

3.2 Ergebnisse längs des Fahrwassers in der Unterems

Die modellierten Ergebnisse für den Zustand von 1937 beziehungsweise 2005 längs des Fahrwasserabschnitts stromabwärts vom Tidewehr Herbrum bis zur Dollartbucht verdeutlichen die Unterschiede für die hydrodynamischen Parameter mittlere Scheitelwasserstände, Mittel und Maximum des Tidedurchflusses, mittleres Tidevolumen, mittlere Tidestromphasen sowie Mittel und Maximum der Strömungsgeschwindigkeiten.

Der modellierte Tidedurchfluss und das modellierte Tidevolumen werden über Querschnitte entlang des genannten Abschnitts im Abstand von je einem Kilometer ausgegeben. Scheitelwasserstände und tiefengemittelte Strömungsgeschwindigkeiten werden an Beobachtungspunkten im Abstand von je einem Kilometer entlang der Mittelachse des Fahrwassers berechnet, das heißt, jeweils an der tiefsten Stelle der oben beschriebenen Querschnitte. Tidedurchfluss und Tidevolumen können nur bis Pogum sachgerecht ermittelt werden. Weiter stromabwärts, im Mündungsbereich der Unterems in die Dollartbucht, ist die Breite des Querschnitts nicht mehr klar zu bestimmen, weil die Wassermassen auch seitlich über den Geise-Leitdamm ins Emdrer Fahrwasser strömen und umgekehrt. Das resultierende beinahe kreisförmige Strömungsmuster unterscheidet sich von der gerichteten Strömung im Kanal und ist daher mit den für die Unterems ermittelten Parametern nicht vergleichbar. Es kommt zu einer bedeutenden Erhöhung des Tidedurchflusses und des Tidevolumens bei Leerort, die auf den Oberwasserzufluss aus dem Nebenfluss Leda zurückzuführen ist.

Mittlere Scheitelwasserstände

Die beobachteten und berechneten mittleren Scheitelwasserstände (MThw und MTnw) werden längs des Abschnitts vom Tidewehr Herbrum bis zur Messstelle Knock etwa 67 km stromabwärts verglichen (Abb. 4). MThw und MTnw werden für den Zustand 1937 (rot) dargestellt im Vergleich zu 2005 (blau). Die berechneten Werte stammen aus der Simulation einer für 1937 bzw. 2005 repräsentativen mittleren Tide. Die Beobachtungen basieren jeweils auf Zeitreihen eines 5-Jahreszeitraums: 1933 bis 1937 und 2001 bis 2005 mit der Ausnahme, dass historische Beobachtungen an der Messstelle Herbrum nur für den Zeitraum 1936 bis 1940 verfügbar sind. Die Differenzen zwischen den modellierten und beobachteten Werten liegen im Bereich von 5 bis 10 cm. Somit wird die Amplitude und die Ausbreitung der Tidewelle für beide Modellzustände naturnah reproduziert.

Bei Emden liegen die beobachteten MTnw-Werte sowohl für den aktuellen als auch für den historischen Zustand genau bei -1,74 mNN (das rote Kreuz liegt genau auf dem blauen Kreuz). Es besteht Grund zur Annahme, dass sich bei Emden ein Ausgleich zwischen dem aus der Fahrwasservertiefung und -begradigung resultierenden Absinken des MTnw und dem auf Grund des säkularen Meeresspiegelanstiegs erhöhten MTnw ergibt. Dieses Phänomen wird durch die Modelle sehr gut nachgebildet; die MTnw-Kurven beider Modellzustände schneiden sich bei Emden.

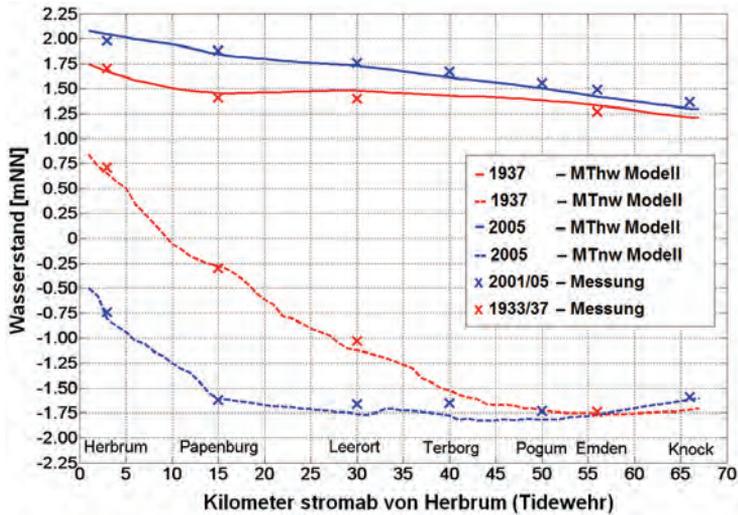


Abbildung 4: Modelliertes und beobachtetes MThw und MTnw längs eines Abschnitts zwischen Herbrum und Knock für die Modellzustände von 1937 und 2005.

Mittlerer und maximaler Tidedurchfluss

Der Tidedurchfluss ist definiert als der mit einem Intervall von einer Minute aufgezeichnete momentane Durchfluss [m^3/s] durch die Querschnitte im Abstand von jeweils einem Kilometer längs des Abschnitts zwischen Herbrum und Pogum. Der mittlere Tidedurchfluss ist das arithmetische Mittel der aufgezeichneten momentanen Durchflüsse über einen Zeitraum zwischen zwei aufeinanderfolgenden Kenterpunkten, jeweils für Strömungen in Ebb- und Flutrichtung (Abb. 5a).

Das Maximum des Tidedurchflusses wird für die Ebb- bzw. Flutstromphase zum Zeitpunkt des höchsten Durchflusses ausgewertet (Abb. 5b). Im gesamten Abschnitt haben sich sowohl die Ebb- als auch die Flutstromdurchflüsse seit 1937 signifikant erhöht. Obwohl der Oberwasserabfluss der Tideströmung während der Flut entgegenwirkt, ist für den historischen Zustand im Abschnitt zwischen Leerort und Pogum und für den Zustand 2005 zwischen Kilometer 17 und Pogum der mittlere Tidedurchfluss bei Flut höher als der mittlere Tidedurchfluss bei Ebbe. In diesem Zusammenhang ist zu beachten, dass die Flutstromphase bedeutend kürzer ausfällt als die Ebbstromphase und so das Gleichgewicht zwischen Zu- und Abflüssen im Ästuar gewahrt bleibt.

Im Abschnitt zwischen Leerort und Pogum beträgt die Nettodifferenz zwischen dem mittleren Durchfluss bei Ebbe und bei Flut rund $100 \text{ m}^3/\text{s}$ für den Zustand 1937 verglichen mit $300 \text{ m}^3/\text{s}$ für das Jahr 2005, wobei sich die Länge der Tidephasen zwischen den beiden Modellzuständen nicht signifikant verändert hat. Dieser Umstand lässt auf eine wachsende Ausprägung der Gezeitenasymmetrie im Vergleich zum Zustand von 1937 schließen.

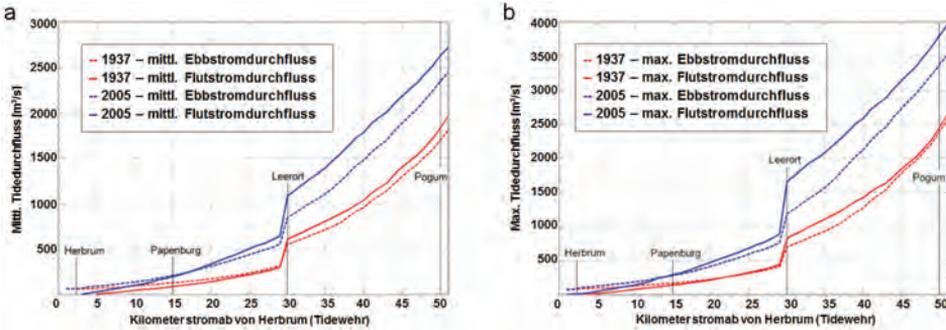


Abbildung 5: Vergleich des mittleren (a) und maximalen (b) Tidedurchflusses in der Unterems zwischen den Modellzuständen 1937 und 2005 für Flut und Ebbe.

Mittleres Tidevolumen

Der Oberwasserzufluss und somit die Differenz zwischen dem mittleren Ebb- und Flutstromvolumen ist in beiden Modellzuständen identisch (Abb. 6a). Das berechnete mittlere Tidevolumen unter den aktuellen mittleren hydrodynamischen Bedingungen ist durchgängig signifikant höher als der Vergleichswert im Jahr 1937, was auf den verringerten hydraulischen Widerstand infolge anthropogener Eingriffe wie Begradigungen und Vertiefungen der Kanalquerschnitte zurückzuführen ist.

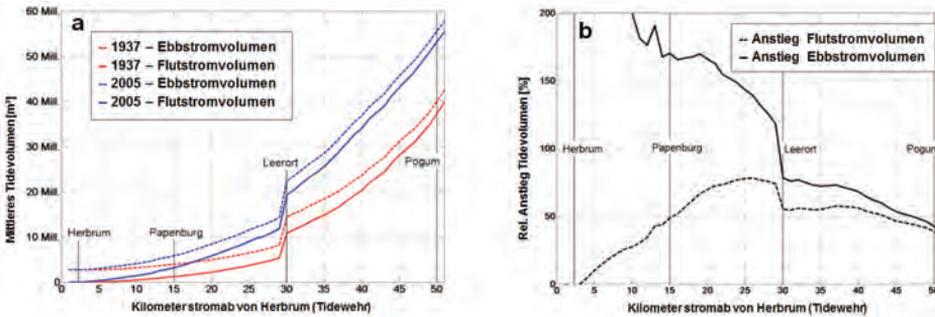


Abbildung 6: Vergleich der mittleren Tidevolumina im Längsschnitt Unterems für die Modellzustände 1937 und 2005 (a); relativer Anstieg [%] des mittleren Flut- und Ebbstromvolumens zwischen 1937 und 2005 im Vergleich zum mittleren Tidevolumen des Jahres 1937 (b).

Der prozentuale Anstieg des mittleren Tidevolumens wird im Vergleich zum mittleren Tidevolumen des Jahres 1937 dargestellt (Abb. 6b). Der relative Anstieg bewegt sich zwischen 100 % bei Papenburg und bis zu 600 % bei Herbrum. 1937 war der hydraulische Widerstand des Gewässerbetts höher, sodass sich die Tidewelle damals nicht so weit wie heute in das obere Ästuar ausbreiten konnte. Im Ergebnis war der Tidenhub im oberen Bereich des Ästuars viel geringer, was den beträchtlichen Anstieg des Tidevolumens erklärt. Weiter stromabwärts liegt der relative Anstieg des Flutstromvolumens seit 1937 im Bereich von 70 % bei Leerort, von wo aus er sich stromabwärts bis Pogum allmählich auf 40 % verringert. Der relative Anstieg des mittleren Ebbstromvolumens in der Größenordnung von 75 % fällt im Abschnitt zwischen Papenburg und Leerort am höchsten aus.

Bei Pogum beträgt der Anstieg beinahe 40 % und ist somit ähnlich ausgeprägt wie der Anstieg des mittleren Flutstromvolumens.

Mittlere Tidestromphase

Die mittleren Tidestromphasen werden als Zeitdauer [h] zwischen zwei Kenterpunkten jeweils für Ebbe und Flut (Abb. 7) beschrieben. Die mittlere Flutstromphase ist im Allgemeinen kürzer als die mittlere Ebbstromphase mit abnehmender Tendenz in Richtung des oberen Ästuarbereichs. An der Tidegrenze nahe Herbrum beträgt die Dauer der Flutstromphase null, während die Ebbstromphase eine Dauer von 12,4 Stunden aufweist - also einen vollständigen Tidezyklus. Im Abschnitt zwischen Herbrum und Leerort ist die Zeitdauer der mittleren Flutstromphase im aktuellen Zustand signifikant länger als im Zustand 1937 (zum Beispiel etwa 45 min. bei Papenburg). Da die Dauer einer vollständigen Tide unveränderlich 12,4 Stunden beträgt, muss demnach die mittlere Ebbstromphase entsprechend verkürzt sein. Stromab von Leerort differiert die aktuelle Dauer der mittleren Tidestromphasen kaum von der Dauer im historischen Zustand.

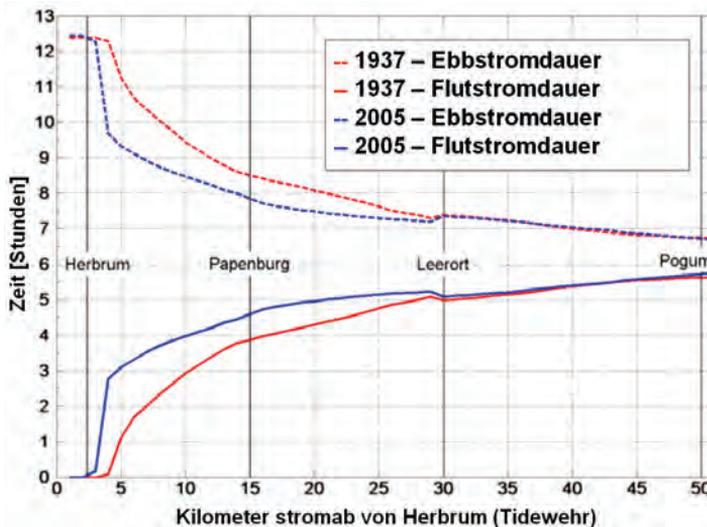


Abbildung 7: Vergleich der mittleren Tidestromphasen der Unterems zwischen den Modellzuständen 1937 und 2005 für Flut und Ebbe.

Mittlere und maximale Strömungsgeschwindigkeit

Mittel und Maximum der Strömungsgeschwindigkeiten werden für mittlere hydrodynamische Strömungsbedingungen längs des Abschnitts zwischen Herbrum und Knock ermittelt. Die Strömungsgeschwindigkeiten werden an Fahrwasserquerschnitten im Abstand von je einem Kilometer an etwa der tiefsten Stelle des Querschnitts ermittelt. Hohe Schwankungen in den Größenordnungen zwischen aufeinanderfolgenden Beobachtungspunkten ergeben sich durch Veränderungen in der Gewässerbetttiefe, plötzliche Verengungen oder Sekundärströmungseffekte. Im Folgenden liegt der Schwerpunkt darauf,

einen qualitativen Trend in der Relation zwischen den Strömungsgeschwindigkeiten aufzuzeigen. Die Ermittlung von Strömungsgeschwindigkeiten in der Mitte des Fahrwassers gilt als relevanter Parameter zur Bewertung der qualitativen Sedimentfracht, weil hohe Sohlschubkräfte in der Mitte des Querschnitts den Sedimenttransport initiieren.

Im Allgemeinen sind die mittleren und maximalen Strömungsgeschwindigkeiten sowohl in der Ebb- als auch in der Flutstromphase im aktuellen Modellzustand höher als im historischen Modellzustand. Stromauf von Leerort (Km 30) vergrößert sich die Differenz der Strömungsgeschwindigkeiten zwischen Ebbe und Flut einerseits und zwischen dem Modellzustand von 1937 und 2005 andererseits. Bei Betrachtung des aktuellen Modellzustands im Abschnitt zwischen Kilometer 25 und Kilometer 40 ergeben sich maximale Strömungsgeschwindigkeiten, die bei Flut signifikant höher sind als bei Ebbe. Im historischen Zustand sind die maximalen Strömungsgeschwindigkeiten in demselben Abschnitt für Ebbe und Flut dagegen ähnlich. Stromab von Terborg (Km 40) sind die mittleren Strömungsgeschwindigkeiten bei Ebbe höher als bei Flut, während die maximalen Strömungsgeschwindigkeiten bei Ebbe und Flut in beiden Modellzuständen im Allgemeinen eher ähnlich sind.

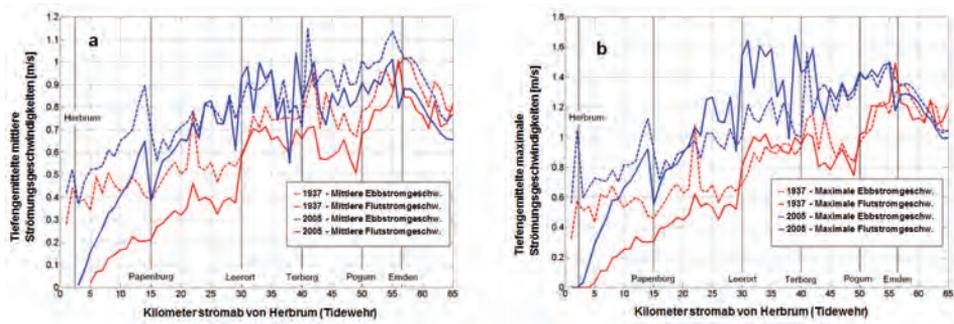


Abbildung 8: Vergleich der mittleren (a) und maximalen (b) Strömungsgeschwindigkeiten in der Unterems zwischen den Modellzuständen 1937 und 2005 für Flut und Ebbe.

3.3 Räumliche Ergebnisse für die Außenems

Der Einsatz mathematischer Modelle erlaubt die Bewertung hydrodynamischer Parameter nicht nur für vordefinierte Punkte oder Querschnitte, sondern auch in einem räumlich breiteren Umfang. Auch eine Betrachtung der Migration von Gezeitenrinnen und tide-dominierter Strömungsmuster ist möglich.

Im Bereich des Übergangsgewässers Ems-Dollart werden die maximalen Flut- und Ebbstromgeschwindigkeiten für den Zeitpunkt dargestellt, an dem die maximalen Flut- und Ebbstromgeschwindigkeiten bei der Messstelle Knock erreicht werden (Abb. 9 und 10). An der Mündung und im seewärtigen Bereich zeigt sich im Zustand 1937 ein breit angelegtes Strömungsmuster mit räumlich variierenden Strömungsintensitäten, während sich für den Zustand 2005 das Strömungsmuster signifikant auf das vertiefte Fahrwasser konzentriert. Für den Zustand 1937 gilt, dass ein signifikanter Teil des Tidevolumens über die Bucht von Watum ausgetauscht wird, den kleineren westlichen Gezeitenstrom in der Ästuar-mündung. Heute ist diese Gezeitenrinne nahezu vollständig verlandet und die

Tideströmungen konzentrieren sich auf die Hauptmündung mit entsprechend höherer Intensität.

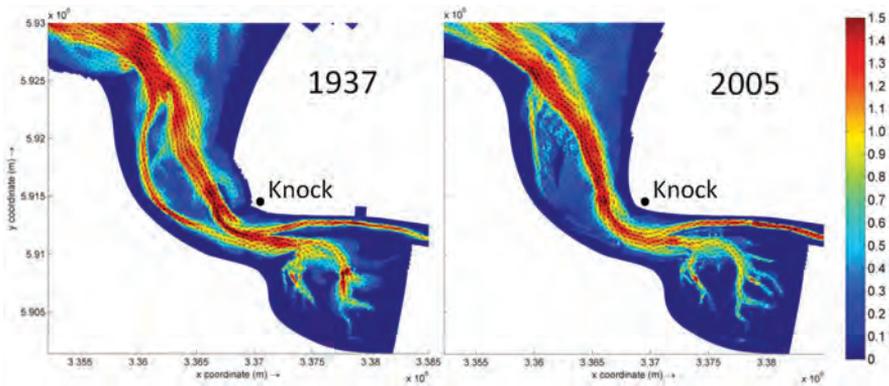


Abbildung 9: Vergleich der maximalen Flutstromgeschwindigkeiten [m/s] im Übergangsgewässer der Ems in Bezug auf die Messstelle Knock für die Modellzustände 1937 (a) und 2005 (b).

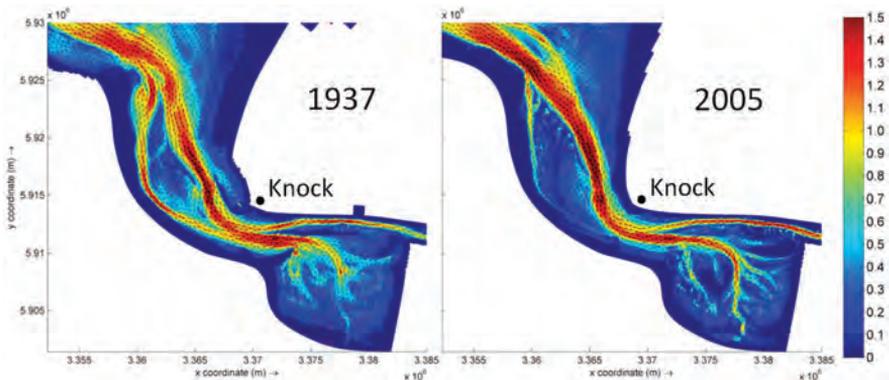


Abbildung 10: Vergleich der maximalen Ebbstromgeschwindigkeiten [m/s] im Übergangsgewässer der Ems in Bezug auf die Messstelle Knock für die Modellzustände 1937 (a) und 2005 (b).

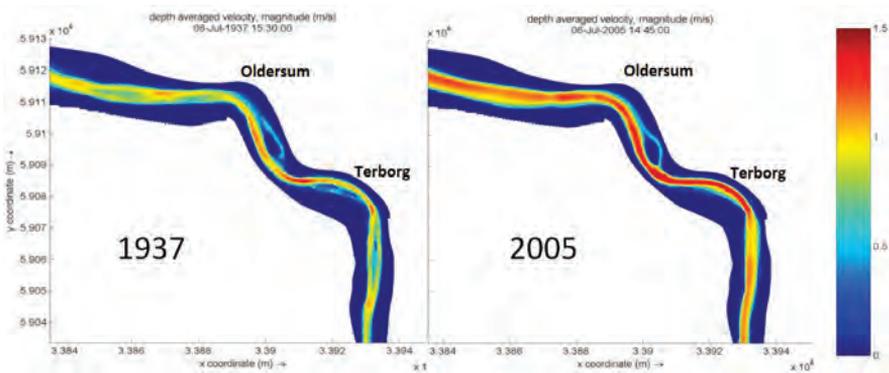


Abbildung 11: Vergleich der maximalen Flutstromgeschwindigkeiten [m/s] in der Unterems im Abschnitt zwischen Terborg und Oldersum für die Modellzustände 1937 (a) und 2005 (b).

In der Unterems sind die maximalen Flutstromgeschwindigkeiten im Abschnitt zwischen Terborg und Oldersum am höchsten (Abb. 11). Ein allgemeiner Anstieg der maximalen Flutstromgeschwindigkeiten zwischen 1937 und 2005 lässt sich vor allem in Flussbiegungen feststellen. Für den historischen Zustand existieren in den geraden Abschnitten stromauf von Terborg und stromab von Oldersum Nebenarme, wohingegen sich die Tideströmungen 2005 in einer einzigen Rinne konzentrieren.

3.4 Ergebnisse längs des Fahrwassers in der Unterweser

Die Ergebnisse für die Zustände der Jahre 1887 und 2000 längs des Fahrwasserabschnitts stromabwärts vom Tidewehr Bremen bis Bremerhaven verdeutlichen die Unterschiede für die hydrodynamischen Parameter mittlerer Tidedurchfluss, mittleres Tidevolumen und mittlere Tidestromphasen.

Mittlerer Tidedurchfluss

Der mittlere Tidedurchfluss im Abschnitt zwischen Bremen und Bremerhaven wird für die mittleren Ebb- und Flutstromphasen ausgewertet (Abb. 12). Im gesamten Abschnitt haben sich sowohl die Ebb- als auch die Flutstromdurchflüsse seit 1887 signifikant erhöht. Bei Betrachtung des aktuellen Zustands zeigt der Bereich zwischen Bremerhaven und Vegesack zwischen Ebbe und Flut kaum Unterschiede im mittleren Durchfluss, während der Fluss weiter stromauf von höheren mittleren Durchflüssen bei Ebbe im Gegensatz zu den Flutstromdurchflüssen gekennzeichnet ist. Ursache hierfür ist das Aufeinandertreffen von Flussströmung und Tideströmung sowie die Glättung des Gewässerbetts durch anthropogene Eingriffe (LECHER et al. 2001). Im Jahr 1887 war der mittlere Flutstromdurchfluss stromabwärts von Elsfleth höher als in dem von einem gegenteiligen Muster geprägten Abschnitt stromauf von Elsfleth bis zur natürlichen Flutstromgrenze bei Vegesack.

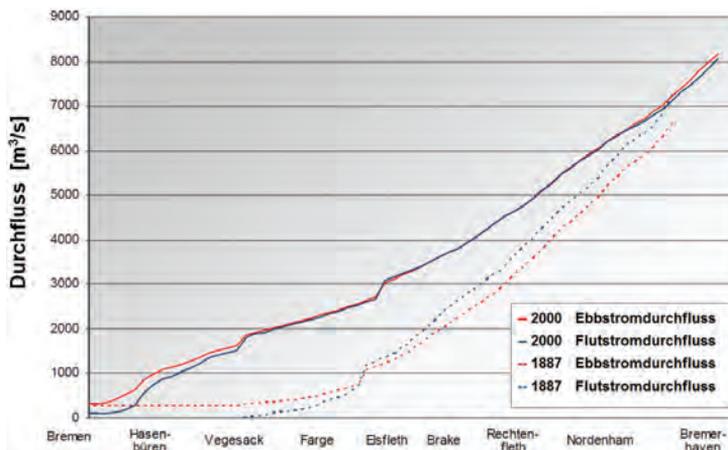


Abbildung 12: Mittlere Ebb- und Flutstromdurchflüsse im Unterweserästuar für die Modellzustände 1887 und 2000.

Mittleres Tidevolumen

Der Oberwasserzufluss und somit die Differenz zwischen dem mittleren Ebb- und Flutstromvolumen wird als in beiden Modellzuständen identisch angenommen. Das mittlere Tidevolumen für den aktuellen Zustand ist signifikant höher im Vergleich zum berechneten Vergleichswert von 1887 (Abb. 13), wobei anzunehmen ist, dass dies auf die Weserkorrektur zurückzuführen ist. Das aktuelle mittlere Tidevolumen zeigt einen linearen Trend über den gesamten Abschnitt, wohingegen der Zustand von 1887 zwei klare Trends aufweist: einen steilen Anstieg für den Abschnitt Elsfleth-Bremerhaven und ein nahezu konstantes mittleres Tidevolumen für den oberstromigen Bereich, bedingt durch die frühere natürliche Flutstromgrenze bei Vegesack bis zur Tidegrenze bei Bremen (ZANKE 2002).

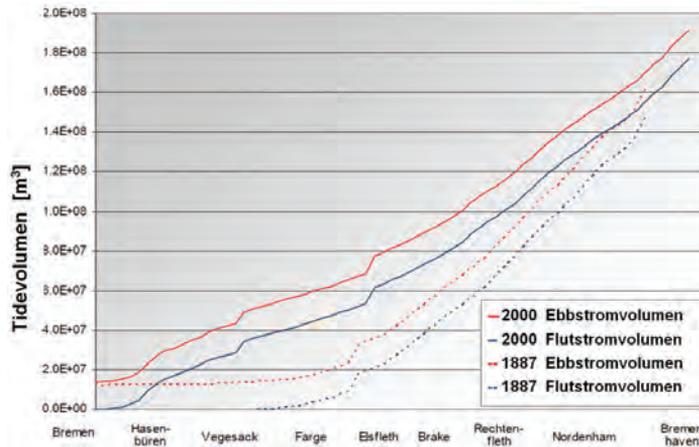


Abbildung 13: Mittleres Tidevolumen längs eines Abschnitts des Unterweserästuars für die Modellzustände 1887 und 2000.

Mittlere Tidestromphase

Für beide Modellzustände gilt, dass die mittlere Flutstromphase im Allgemeinen kürzer als die mittlere Ebbestromphase ausfällt, mit abnehmender Tendenz in Richtung des unteren Teils des Ästuars. Über den gesamten Abschnitt ist die Zeitdauer der mittleren Flutstromphase für den aktuellen Zustand signifikant länger als für den Zustand 1887, entsprechend kürzer fällt die mittlere Ebbestromphase aus. Am Tidewehr bei Bremen beträgt die Dauer der Flutstromphase nahezu null, während die Ebbestromphase eine Dauer von 12,4 Stunden aufweist - also einen vollständigen Tidezyklus (Abb. 14). Der steile Rückgang der Ebbedauer zwischen Bremen und der Messstelle Hasenbüren (und die entsprechend verlängerte Flutdauer) ist auf die Auswirkungen des Tidewehrs und die veränderte Rauheit des Gewässerbetts auf Grund der Weserkorrekturen zurückzuführen. Der historische Zustand zeigt einen gleichmäßigen, kontinuierlichen Rückgang in Richtung stromab der früheren natürlichen Flutstromgrenze bei Vegesack. Für den aktuellen Zustand nähern sich Ebbe und Flut in dem kurzen Abschnitt zwischen Bremen und Hasenbüren sehr rasch an und weiter stromabwärts sind die Phasenlängen nahezu konstant.

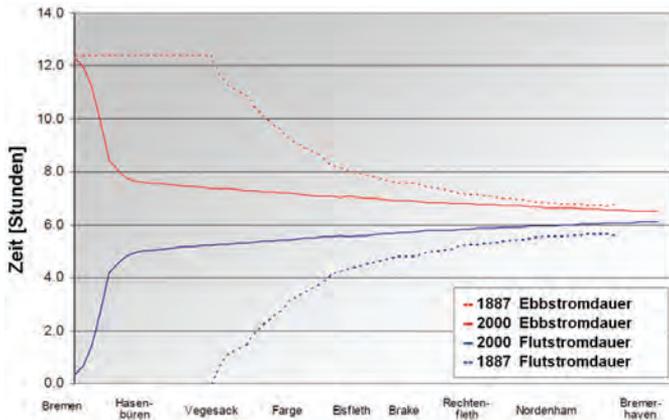


Abbildung 14: Mittlere Tidestromphasen im Unterweserästuar für die Modellzustände 1887 und 2000.

3.5 Räumliche Ergebnisse für die Unterweser

Ein weiteres Beispiel bedeutender Veränderungen der Strömungsverhältnisse ist für die Weser im Gebiet um Brake dargestellt (Abb. 15). Der Zustand 1887 wird als natürlicher Referenzzustand vor der Korrektur angenommen, die 1888 begann. Das Jahr 2000 repräsentiert den aktuellen Zustand.

Die räumliche Verteilung der tiefengemittelten Strömungsgeschwindigkeiten für die beiden Modellzustände 1887 und 2000 zeigt die massiven Auswirkungen von Flussbegradigung und Abtrennung von Nebenarmen. Der starke anthropogene Einfluss hat Flachwasserbereiche und Mehrrinnensysteme mit verhältnismäßig geringer Strömung in ein begradigtes Fahrwasser mit hohen Strömungsgeschwindigkeiten verwandelt. In der Hauptfahrrinne bei Brake erhöhten sich die maximalen Flutstromgeschwindigkeiten von 0,7 m/s auf 0,9 m/s (etwa 30 %). Darüber hinaus liegt auf Grund der Vertiefung und Befestigung des Kanals keinerlei räumliche Verteilung unterschiedlicher Strömungsgeschwindigkeiten über die Breite des Flusses mehr vor.

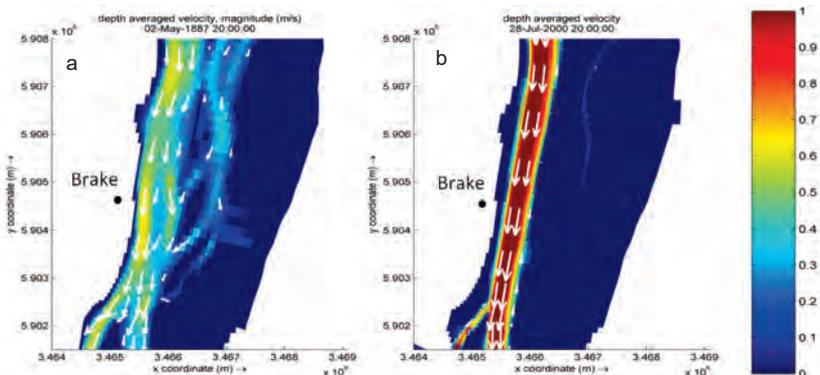


Abbildung 15: Vergleich der maximalen Flutstromgeschwindigkeiten [m/s] in der Unterweser im Gebiet bei Brake für die Modellzustände 1887 (a) und 2000 (b).

4 Schriftenverzeichnis

- DELTA RES: User Manual Delft3D-Flow. Delft, 2006.
- FRANZIUS, L.: Die Korrektur der Unterweser. Bremen, 1888 reprint, Die Küste, 51, 1991.
- HERRLING, G. and ELSEBACH, J.: Assessment criteria for the Identification of human impacts on water bodies by morphodynamic investigations. Proceedings of the 31st ICCE, Vol. 5: 4620-4632, 2008.
- HERRLING, G. and NIEMEYER, H. D.: Long-term Spatial Development of Habitats in the Ems-Dollard estuary, report of the European project HARBASINS, 2007a.
<https://www.nlwkn.niedersachsen.de/download/70709>
- HERRLING, G. and NIEMEYER, H. D.: Set-up of a hydrodynamic model for the Ems-Dollard estuary, report of the European project HARBASINS, 2007b.
<https://www.nlwkn.niedersachsen.de/download/70707>
- HERRLING, G. and NIEMEYER, H. D.: Reconstruction of the historical tidal regime of the Ems-Dollard estuary prior to significant human changes by applying mathematical modeling, report of the European project HARBASINS, 2007c.
<https://www.nlwkn.niedersachsen.de/download/70706>
- HERRLING, G. and NIEMEYER, H. D.: Comparison of the hydrodynamic regime of 1937 and 2005 in the Ems-Dollard estuary by applying mathematical modeling, report of the European project HARBASINS, 2008a.
<https://www.nlwkn.niedersachsen.de/download/70703>
- HERRLING, G. and NIEMEYER, H. D.: Set-up of a Morphodynamic Model for the Ems-Dollard estuary, report of the European project HARBASINS, 2008b.
<https://www.nlwkn.niedersachsen.de/download/70708>
- HERRLING, G. and NIEMEYER, H. D.: Identification of the spatial effect of solid structures on the hydro- and morphodynamics in the Ems-Dollard estuary, report of the European project HARBASINS, 2008c.
<https://www.nlwkn.niedersachsen.de/download/70704>
- LECHER, K.; LÜHR, H. P. und ZANKE, U. C. E.: Taschenbuch der Wasserwirtschaft. Berlin, 2001.
- VERBOOM, G. K.; DE RONDE, J. G. and VAN DIJK, R. P.: A Fine Grid Tidal Flow and Storm Surge Model of the North Sea. Parey Verlag, Cont. Shelf Res., Vol. 12, 213-233, 1992.
- ZANKE, U. C. E.: Hydromechanik der Gerinne und Küstengewässer. Berlin, 2002.

Modellierung großräumiger Sedimenttransporte in der Deutschen Bucht (Nordsee)

Manfred Zeiler, Peter Milbradt, Andreas Pliß und Jennifer Valerius

Zusammenfassung

Der Aufbau von integrierten Modellsystemen (AufMod) zur Analyse der langfristigen Morphodynamik in der Deutschen Bucht war Ziel des KFKI-Verbundforschungsvorhabens (Laufzeit: 2009-2012). Auslöser hierfür war eine im Jahr 2008 durchgeführte Ausschreibung des KFKI mit einer detaillierten Anforderungsliste.

Im Projekt wurde sehr frühzeitig die Entscheidung getroffen, ein umfassendes softwaregestütztes Bodenmodell zu generieren, das die Daten zur Bathymetrie und Sedimentbeschaffenheit gemeinsam verwaltet und funktional, d. h. nach spezifischen Vorgaben, verarbeiten und dem Anwender anforderungsgerecht zur Verfügung stellen kann (Funktionales Bodenmodell).

Die Betrachtung der Sedimentprozesse in der Deutschen Bucht kann nicht ohne die Berücksichtigung der Prozesse in der gesamten Nordsee erfolgen. Deshalb wurden auch umfangreiche Daten der Anrainerstaaten akquiriert und in das Funktionale Bodenmodell übernommen. Die großräumigen und langfristigen Sedimentbewegungen sind auch von lokalen, teilweise zeitlich beschränkten Prozessen beeinflusst. Deshalb fokussierte sich das Funktionale Bodenmodell auf bestimmte Gebiete: den Schelf bzw. das Küstenvorfeld, den Vorstrandbereich, die Bereiche von Inseln und im Wattenmeer.

Im Rahmen der Anwendung deterministischer Prozessmodelle wurde ein konsequenter Multi-Modell-Ansatz mit Simulationsmodellen unterschiedlicher Prozessauflösung verwendet, um die Streubreite der Ergebnisse abschätzen zu können. Für die Modelle, welche auf unstrukturierten Modellverfahren basieren, wurden überwiegend identische Gitternetze und Randwerte verwendet. Soweit möglich, wurde auch ein einheitliches Post-Processing durchgeführt, um den Vergleich der Modellergebnisse mit einheitlichen Methoden zu gewährleisten.

Abschließend wurde eine gemeinsame Synthese erarbeitet, die alle relevanten Ergebnisse der Teilprojekte einbezieht und eine übergreifende, gemeinsame Bewertung zur Beantwortung der in der KFKI-Ausschreibung formulierten Ziele erstellt.

Schlagwörter

Nordsee, Deutsche Bucht, Sedimentverteilung, Sedimentzusammensetzung, Porosität, Bathymetrie, Topographie, Sedimenttransport, Morphodynamik, Numerische Modellierung, Meeresspiegelanstieg

Summary

The main objective of the multidisciplinary research project "AufMod" (2009-2012) was the development of model-based tools for analyzing long-term sediment transport and morphodynamic (MD) processes in

the German Bight. AufMod aimed at bringing together marine geoscientists and coastal engineers to build up consistent bathymetric and sedimentological databases and to compare different numerical models using the same data input and model grid with respect to uncertainties in their results.

AufMod provides a suite of consistent annual bathymetries as well as initial sediment parameters which can be used by numerical MD models for further analyses. Different patchy datasets from bathymetric survey campaigns since 1948 have been compiled and have undergone a sophisticated postprocessing procedure to overcome inconsistencies arising from the use of different echosounding techniques, vessels, tidal correction and so on. For the first time, data on grain size distribution have been composed for the entire North Sea including the German Bight in order to analyze geomorphological processes and to calculate sediment input parameters for morphodynamic modelling. By establishing a so-called "Functional Seabed-Model" consistent annual bathymetries and initial sediment distribution and composition (grain size distribution) have been made available together with their spatial and temporal uncertainties.

The morphodynamic numerical model simulations cover a time span from 1996 to 2008. They are based on natural processes and take account of the whole variability of tides, external surge, river run-off, wind and waves. "AufMod" provides a suite of consistent annual bathymetries as well as initial sediment parameters which can be used by numerical MD models for further analyses. By using the same model grids the strength and weakness of the different numeric models can be evaluated and their uncertainties can be assessed. The morphodynamic model results provide a first comprehensive impression of the resulting sediment transport pathways in the German Bight.

Further model runs have focused on the sensitivity of sediment transport and the morphological response due to wind forcing, mean sea level rise and variation in porosity.

Keywords

North Sea, German Bight, sediment mixture, sediment distribution, porosity, bathymetry, sediment transport, morphodynamic, numerical modelling, mean sea level rise

Inhalt

1	Einleitung	401
2	Untersuchungsgebiet	402
3	Datenbasis	403
3.1	Sedimentologische Daten	403
3.2	Bathymetrische Daten	406
3.3	Hydrodynamische und meteorologische Daten	407
4	Funktionales Bodenmodell.....	408
5	Suite der numerischen Modellierungswerkzeuge.....	414
5.1	Modellgebiet (Gitter).....	414
5.2	Randbedingungen	415
5.3	Modellkalibrierung und -validierung.....	415
5.4	Sensitivitätsstudien.....	417
6	Sedimenttransport in der Deutschen Bucht.....	417
6.1	Sedimenttransportpfade.....	418

6.2	Sedimentbilanz	419
7	Schlussfolgerungen	420
8	Schriftenverzeichnis	421

1 Einleitung

Ein besseres Verständnis der morphodynamischen Prozesse an der deutschen Nordseeküste ist für viele Aspekte von Bedeutung: den Küstenschutz, die kosteneffektive Unterhaltung von Schifffahrtswegen, die Planung der Küsteninfrastruktur (z. B. Unterwasserkabel) sowie, in jüngerer Zeit, die Umweltverträglichkeitsprüfungen, die im Zusammenhang mit der Umsetzung von EU-Richtlinien durchgeführt werden. Daher veröffentlichte das Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen (KFKI) im Jahr 2008 eine Ausschreibung mit dem Schwerpunkt auf einer besseren numerischen Modellierung der relevanten großräumigen und langfristigen Sedimentbewegungen, d. h. Sedimenttransportrichtungen und Bilanzen. Das daraus entstandene Forschungs- und Entwicklungsprojekt AufMod (Aufbau von integrierten Modellsystemen zur Analyse der langfristigen Morphodynamik in der Deutschen Bucht) wurde im Zeitraum von 2009 bis 2012 von einer interdisziplinären Forschungsgruppe unter der Führung der Bundesanstalt für Wasserbau (BAW) durchgeführt. Sein Ziel war die Entwicklung eines integrierten Modellsystems zur Analyse der langfristigen Morphodynamik in der Deutschen Bucht (Nordsee). Hierzu wurden daten- und prozessbasierte Modelle kombiniert und verbessert und zur Untersuchung langfristiger Sedimenttransporte und morphodynamischer Prozesse herangezogen. Gefördert wurde AufMod durch das Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF).

Die Projektgruppe umfasste die Bundesanstalt für Wasserbau (BAW), das Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH), die Christian-Albrechts-Universität, Kiel, die Universität Bremen, die Universität der Bundeswehr München, das Senckenberg-Institut Wilhelmshaven und die smile consult GmbH, Hannover.

AufMod verfolgte primär die folgenden Ziele:

- Schaffung einer möglichst konsistenten und plausiblen Datenbasis zur Beschreibung der Meeresbodenoberfläche und physischer Sedimenteigenschaften und anschließende Nutzbarmachung dieses Datenbestands für Dritte auch über den Projektzeitraum hinaus
- Aufbau und Entwicklung einer morphodynamischen Modell-Suite, die auch Tiden, Wellen und welleninduzierte Strömungen berücksichtigt
- Analyse verschiedener Szenarien des Meeresspiegelanstiegs infolge des Klimawandels
- Onlineveröffentlichung der Daten in Kooperation mit dem FuE-Projekt „Marine Dateninfrastruktur Deutschland (MDI-DE)“

Eine wichtige wissenschaftliche Zielsetzung von AufMod war die Ermittlung der für den langfristigen Sedimenttransport und die morphodynamische Reaktion der Gewässersohle relevanten Prozesse und Auswirkungen. Das Konzept des AufMod-Projekts beinhaltete die Erfassung meteorologischer, hydrodynamischer und sedimentologischer Daten, die Analyse morpho- und sedimentdynamischer Prozesse in daten- und prozessbasierten

Modellen und die Präsentation der Ergebnisse (Produkte) in einer integrierten Geodateninfrastruktur (Abb. 1).

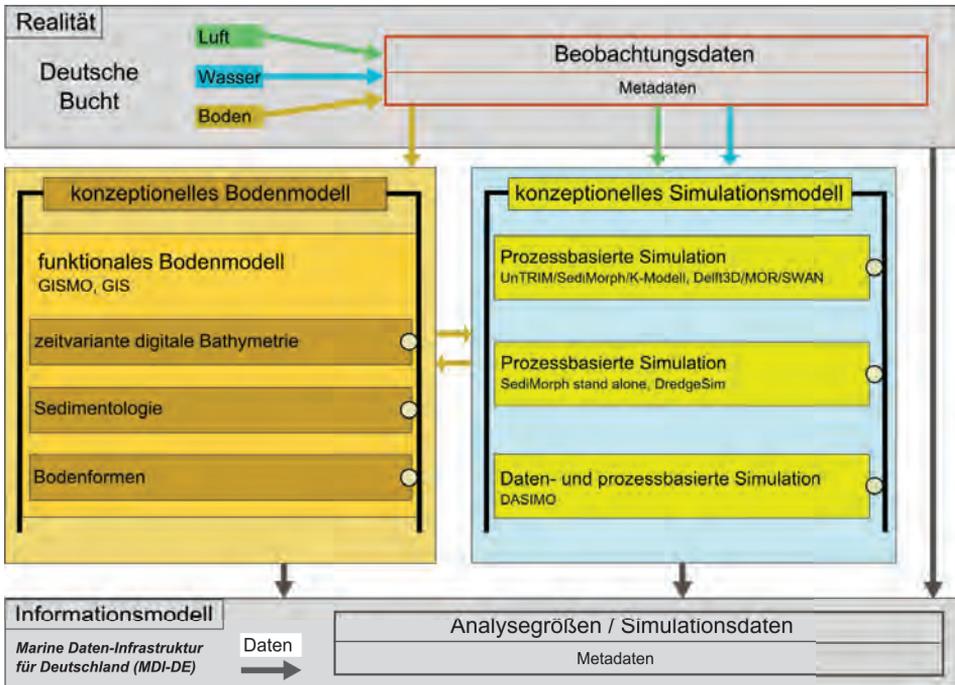


Abbildung 1: Konzeptioneller Ansatz des integrierten Modellsystems.

Mit dem „Funktionales Bodenmodell“ (FBM) sollte zunächst eine Datenbasis mit konsistenten Daten zur Bathymetrie und Sedimentologie geschaffen werden, auf deren Grundlage sich die zahlreichen in AufMod eingesetzten numerischen morphodynamischen Modelle auch hinsichtlich ihrer Validierungsaspekte testen ließen, und die eine kritische Auseinandersetzung mit ersten Ergebnissen zu den Sedimenttransportpfaden aus verschiedenen Modellläufen ermöglichte. Der AufMod-Ansatz zur Untersuchung des langfristig stattfindenden Sedimenttransports beruht auf der Kombination von daten- und prozessbasierten Modellen.

2 Untersuchungsgebiet

Der Schwerpunkt des Projekts lag auf der Deutschen Bucht im südöstlichen Teil der Nordsee. Die hier von Westen (den Niederlanden) eindringenden halbtäglichen Partialtiden breiten sich entgegen dem Uhrzeigersinn entlang der Küstenlinie der Deutschen Bucht in Richtung der dänischen Gewässer aus und unterliegen dem Einfluss von Coriolis-Beschleunigungen. Der Tidenhub variiert von ca. 1,5 m (Inseln Borkum und Sylt) bis zu ca. 3,5 m (in der Flussmündung der Elbe).

Der Meeresboden wird durch unterschiedliche Sandablagerungen dominiert, die im derzeitigen hydrodynamischen Regime Sedimentations- und Erosionsprozessen unterliegen. Größere Sedimente kommen in den Tidekanälen vor, in denen Strömungs-

geschwindigkeiten von bis zu $1,5 \text{ m s}^{-1}$ erreicht werden. Auch in einigen Bereichen des Schelfs treten größere Sande und Kiese auf, Relikte der Vereisung zur Saalezeit und/oder fluvioglaziale Sedimente aus der Weichseiszeit.

3 Datenbasis

Die Grundlage aller Untersuchungen bildete eine umfangreiche Datenbasis zur physischen Beschaffenheit der Nordsee. Hierzu wurden in AufMod verschiedenste Datensätze zusammengetragen und ausgewertet:

1. sedimentologische Daten (z. B. Korngrößenverteilung, Porosität)
2. bathymetrische Daten unter Berücksichtigung von Sohlformen,
3. hydrodynamische und meteorologische Daten und
4. Modellergebnisse nach Modellaufbau und -lauf sowie Interpolation und Interpretation

3.1 Sedimentologische Daten

Für die morphodynamische Modellierung waren folgende Parameter relevant:

1. Korngrößenanalysen von Oberflächensedimenten,
2. Porosität,
3. Mächtigkeit der mobilen Sanddeckschicht und
4. organischer Anteil in Schlicksedimenten

Tabelle 1: Quellen der sedimentologischen Datensätze.

Daten	Herkunft	Probenmenge	Räumlicher Aussagebereich	Zeitlicher Aussagebereich
MUDAB - Korngrößenverteilung	BSH	25.309	Nordsee	1924-2008
WADABA - Korngrößenverteilung	Helmholtzzentrum Geesthacht	1.449	Deutsches Wattenmeer	1987-2003
Korngrößenverteilungen Spiekeroog	Forschungsinstitut Senckenberg am Meer, Wilhelmshaven	941	Küstenvorfeld Spiekeroog	1986-1989 2005
Korngrößenverteilungen Großbritannien	British Geological Survey (BGS), Nottingham, Großbritannien	15.946	Nordseesektor Großbritannien	
Korngrößenverteilungen Niederlande	Geologische Studien in den Niederlanden (INO), Utrecht, die Niederlande	6.619	Nordseesektor Niederlande	1969-2006
Korngrößenverteilungen Norwegen	Norges Geologiske Undersøkelse (NGU), Trondheim, Norwegen	129	Skagerrak	1992-1994
Interpolierte Mediane von Korngrößenverteilungen, Belgien	Royal Belgian Institute of Natural Sciences, Brüssel, Belgien	250-m-Gitter	Nordseesektor Belgien	
Korngrößenverteilungen Belgien	Royal Belgian Institute of Natural Sciences, Brüssel, Belgien	3.468	Nordseesektor Belgien	1984-2009
Korngrößenverteilungen Norwegen	Royal Belgian Institute of Natural Sciences, Brüssel, Belgien	3.468	Nordseesektor Belgien	1984-2009
Korngrößenverteilungen Dänemark	GEUS, Kopenhagen, Dänemark	215	Nordsee	2000-2008
Korngrößenverteilungen Dänemark	Dänische Küstendirektion, Verkehrs- und Energieministerium, Dänemark	215	Nordseesektor Dänemark	2010
GPDN - Korngrößenverteilung	Geopotential Deutsche Nordsee (BSH, BGR, LBEG), Deutschland	1.363	Nordseesektor Deutschland	2008-2011
SedDB (Küste) – Korngrößenverteilung	BfG, Koblenz, Deutschland	4.949	Elbe-, Jade-, Weser-, Emsästuar	1982-2009
Korngrößenverteilungen, Sedimentatlas Waddenzee	Waterdienst (Rikswaterstaat, Ministerie van Infrastructuur en Milieu), Lelystad, Netherlands	7.502	Waddenzee der Niederlande	1989-1997

Daten	Herkunft	Probenmenge	Räumlicher Aussagebereich	Zeitlicher Aussagebereich
Korngrößenverteilungen Offshore-Windparks, Genehmigungsverfahren	BSH (vertraulich), Deutschland	4.383	Nordseesektor Deutschland	2000-2008
FeDaBa – Korngrößenverteilung	BfG, Koblenz, Deutschland	3.163	Elbe-, Jade-, Weser-, Emsästuar	1980-2012
GROBEKART – Korngrößenverteilung	AWI, Deutschland	4.373	Schelf von Schleswig-Holstein	2004-2011

Die Korngrößenanalysen decken die Deutsche Bucht mit einer recht hohen räumlichen Auflösung von einer halben bis einer nautischen Meile ab. Im Gegensatz zur bathymetrischen Datenbasis sind hier fast keine Zeitreihen verfügbar (Tab. 1). Die Oberflächensedimentproben wurden über einen Zeitraum von ca. 90 Jahren in der Deutschen Bucht erhoben, überwiegend zwischen 1960 und 1970. Die Korngrößenanalysen wurden für den gesamten Nordseebereich zur Verfügung gestellt, Abb. 2 zeigt die Probenentnahmestellen. Die Partikelgrößenverteilungen wurden entsprechend ihrer Auflösung als Summenkurve in einer logarithmischen Skala gespeichert. Die einzelnen Kornfraktionen der kumulierten Partikelgrößenverteilung wurden über eine lineare oder monoton kubische Spline-Interpolation generiert (KRUGER 2004).

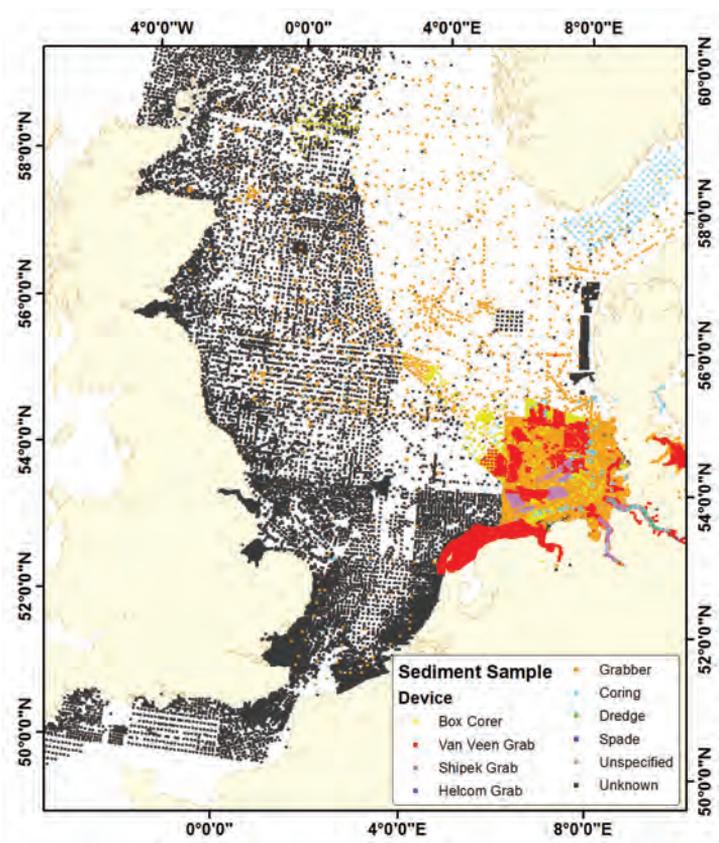


Abbildung 2: Positionen der Korngrößenanalysen in der Nordsee.

Für die deutsche Nordsee, insbesondere für sandige Sedimente, sind nahezu keine Porositätsdaten verfügbar. Die Porosität der Sande im Wattenmeer der inneren Deutschen Bucht liegt bei ca. 40 % (FÜCHTBAUER und REINECK 1963). Im Rahmen des AufMod-Projekts wurden zudem Porositätsmessungen für die feinkörnigen Sedimente im Elbe-Weser-Ästuar vorgenommen.

Abb. 3 veranschaulicht eine Zusammenführung von Datensätzen zur Mächtigkeit der mobilen Sanddeckschicht, die in den morphodynamischen Modellen stellvertretend für die verfügbare Sedimentmenge eingesetzt wurde. Die Eingangsdaten stammen aus früheren FuE-Projekten sowie geologischen Kartierungsprogrammen.

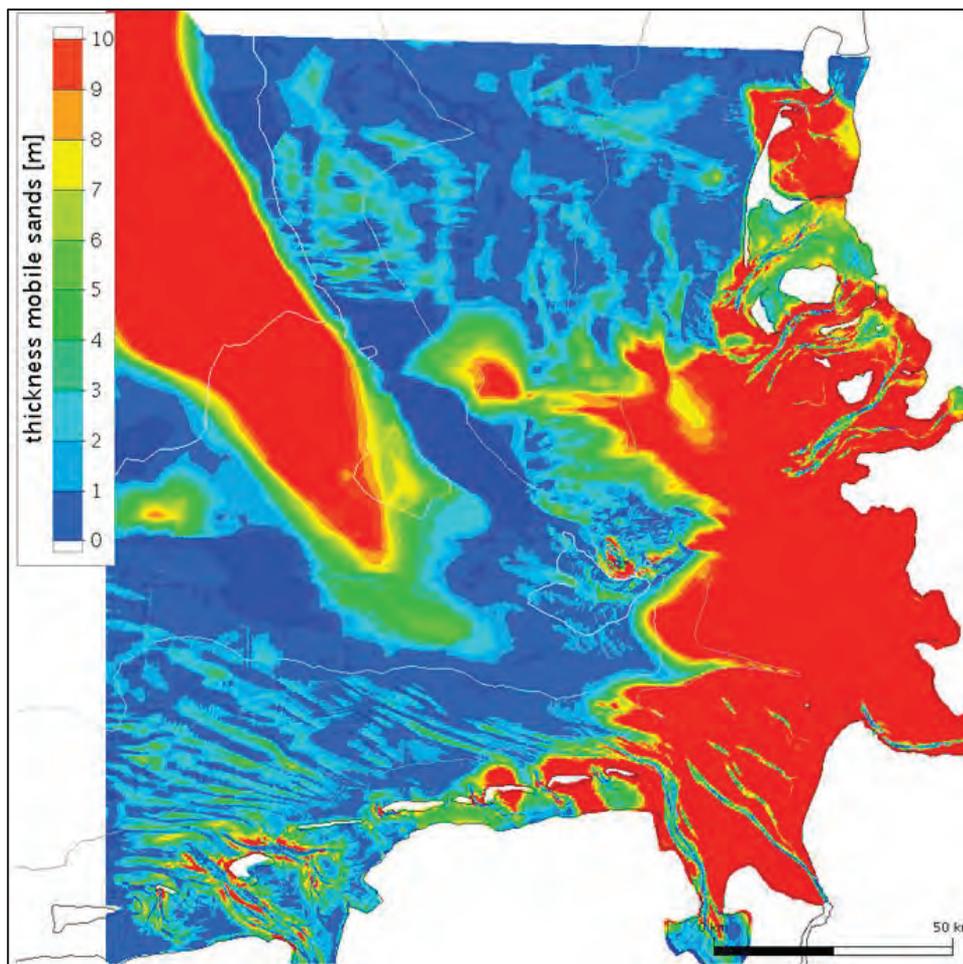


Abbildung 3: Mächtigkeit der oberen Sedimente (mobile Deckschicht und holozäne Sedimente) in der Deutschen Bucht.

3.2 Bathymetrische Daten

Zur Beschreibung der Veränderungen des Gewässerbodens wurde von der Modellvorstellung einer kontinuierlichen Funktion $z(x,y,t)$ in Raum und Zeit ausgegangen. Das digitale bathymetrische Modell basiert auf diskreten Vermessungspunkten und zugehörigen Interpretationsmethoden in Raum und Zeit.

In einem ersten Schritt wurden bathymetrische Daten aus verschiedenen Datenquellen zusammengetragen (Tab. 2). Abb. 4 zeigt die räumliche und zeitliche Verteilung der verschiedenen bathymetrischen Vermessungskampagnen, die gemäß den hydrographischen Vermessungsanforderungen einer Qualitätsbewertung unterzogen wurden. Sie wurden in unterschiedlichen Zeitintervallen überwiegend in den Elbe-, Weser- und Emsästuaren sowie in den Flachwasserbereichen mit einer Wassertiefe von bis zu 20 m durchgeführt.

Im nächsten Schritt wurde die bathymetrische Datenbank durch relevante Metadaten ergänzt, um eine umfassende Beschreibung der Vermessungsdaten zu gewährleisten. Beispiele hierzu sind Angaben zum räumlichen Konfidenzbereich, dem zeitlichen Konfidenzintervall, zur Messgenauigkeit und zur empfohlenen räumlichen Interpolationsmethode.

Insgesamt wurden auf diese Weise 1,7 Milliarden Datenpunkte aus mehr als 16.000 bathymetrischen Vermessungen zusammengestellt, die den Zeitraum von 1948 bis 2012 abdecken.

Auf Basis der zeitvarianten digitalen Bathymetrien lassen sich Aussagen zu morphologischen Veränderungen analysieren (MILBRADT et al. 2015)

Tabelle 2: Anbieter bathymetrischer Daten.

Quelle	Räumlicher Aussagebereich	Zeitlicher Aussagebereich
BSH	Deutsche Nordsee	1983-2012
BSH	Digitalisierte Arbeitskarten hydrologischer Vermessungen für verschiedene Teilgebiete der deutschen Nordsee	1974-1979
KFKI-Projekt 03KIS308	Digitalisierte Arbeitskarten hydrologischer Vermessungen für verschiedene Teilgebiete der deutschen Nordsee	1948-1982
WSA Bremen	Weser	2008-2009
WSA Bremerhaven	Weserästuar, Jadebusen	1996-2009
WSA Cuxhaven	Elbeästuar bis Nordwesten von Helgoland	1990-2012
WSA Emden	Emsästuar	1990-2011
WSA Tönning	Rinnen Nordfriesisches Wattenmeers	1990-2010
WSA Wilhelmshaven	Fahrinne der Jade, Gebiet um Spiekeroog und Wangerooge	1996-2012
NLWK	Nördlicher Strandbereich von Juist und Langeoog	1983-2007
LKN-SH	Wattgrundkarten	1935-2012
Landesvermessungsamt Schleswig-Holstein	ALS - Daten für das Wattenmeer (Schleswig-Holstein)	2005/06
British Oceanographic Data Centre	Digitale Geländemodelle der Nordsee	1998, 2008
Dänisches hydraulisches Institut	Digitale Geländemodelle der Nordsee	2003, 2009
Kystdirektoratet/Die Dänische Küstenbehörde	Dänisches Wattenmeer, Blåvandshuk bis Hindenburgdamm	2008
Senckenberg am Meer, Wilhelmshaven	Küstenvorfeld Spiekeroog	2003, 2007
JadeWeserPort Logistics Zone GmbH & Co.KG	Jade	2010

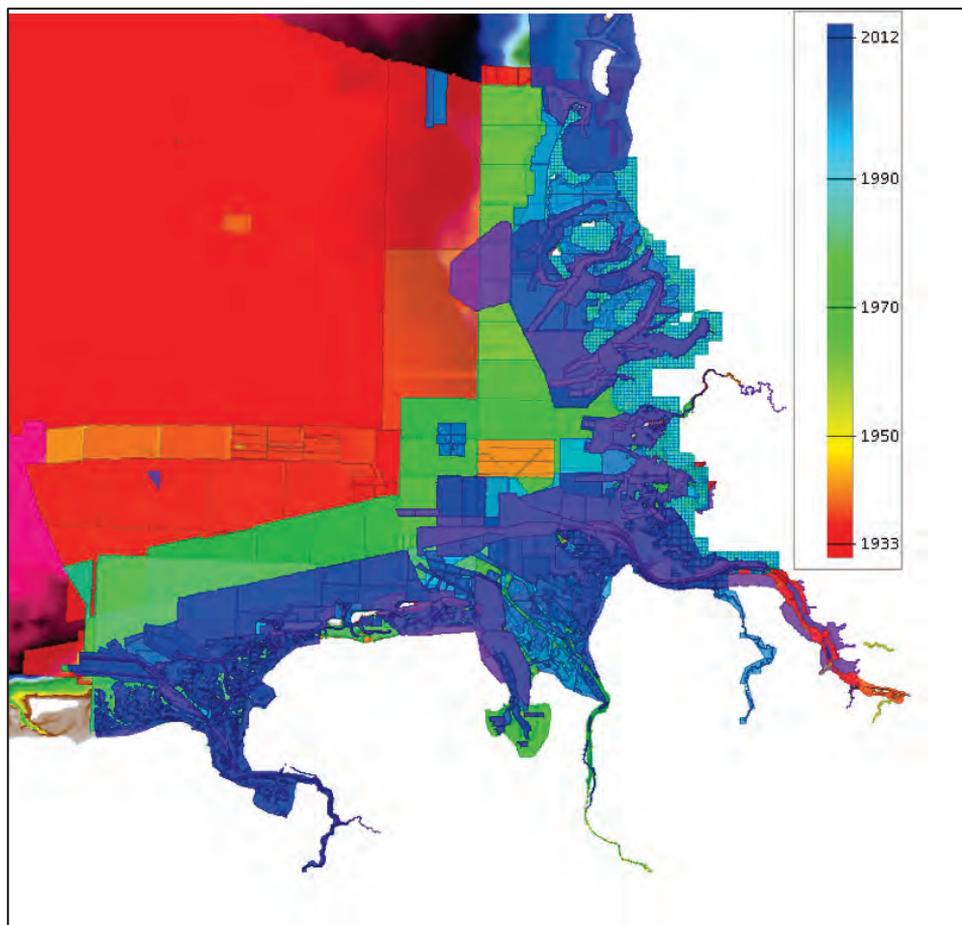


Abbildung 4: Für morphodynamische Analysen relevanter räumlicher und zeitlicher Aussagebereiche der bathymetrischen Vermessungsdaten in der Deutschen Bucht (Nordsee).

3.3 Hydrodynamische und meteorologische Daten

Meteorologie und Hydrodynamik sind die Antriebskräfte der Morphodynamik in der Deutschen Bucht. Für hydrodynamische und morphodynamische Simulationen sowie morphodynamische Analysen wurden neben den Bathymetrie- und Sedimentdaten auch Daten zu zeitabhängigen Wasserständen an den offenen (seeseitigen) Modellrändern, zur Menge des Oberwasserzuflusses und zu den Windgeschwindigkeiten in Zeit und Raum zusammengetragen:

- Wasserstände: Das Tidesignal stammte aus dem globalen Gezeitenmodell FES2004.
- Die Abflüsse wurden aus Messungen in der Deutschen Bucht, die langfristigen Mittelwerte für die übrigen Oberwasserzuflüsse aus Analysen übernommen.
- Der verwendete Windantrieb stammte aus Ergebnissen des Prognosemodells des Deutschen Wetterdienstes (DWD).

4 Funktionales Bodenmodell

Das sogenannte „Funktionale Bodenmodell“ (FBM) ist eine Datenbank für morphodynamische Analysen, die datenbasierte Modelle der Bathymetrie und Sedimenteigenschaften für frei wählbare Orte und Zeiten im Untersuchungsgebiet umfasst. Das FBM bildet darüber hinaus die Entwicklung der Gewässersohle im Zeitverlauf ab. Die Generierung der zweidimensionalen Modelle der Bathymetrien und Sedimenteigenschaften erfolgt mit Hilfe geeigneter Interpolations- und Approximationsmethoden (MILBRADT 2011).

Derzeit liefert das Funktionale Bodenmodell Informationen zu den folgenden Parametern:

- Zeitvariante Topographie (Bathymetrie),
- Mächtigkeit der mobilen Sedimentschicht,
- Porosität,
- Korngrößenverteilung,
- organischer Anteil im Sediment,
- Beständigkeit konsolidierter Sedimente und
- Sohlformen.

Im Hintergrund des Funktionalen Bodenmodells liegt ein zeitinvariantes Basismodell, das die Interpolation oder Approximation übernimmt, wenn für einen bestimmten Ort keine Messdaten vorliegen. Das topographische Basismodell enthält das Nordsee-Modellgitter der BAW und bündelt alle bathymetrischen Daten bis zum Jahr 1989. Das Basismodell zur Mächtigkeit der mobilen Sanddeckschicht geht auf das Jahr 1985 zurück und wurde, auf Grundlage der Erosionstiefe zwischen den Jahren 1985 und 2009, auf mindestens 1 m geschätzt. Dem FBM liegt hierbei die Modellvorstellung zugrunde, dass unterhalb der mobilen Sanddeckschicht konsolidiertes Sediment liegt, das selbst nicht mobilisiert werden kann. Die Porosität wurde im Basismodell auf 25 %, der organische Anteil im Sediment auf 5 % eingestellt.

Im FBM werden in der Regel kumulative Korngrößenverteilungen verwendet. Für das Basismodell wird eine repräsentative Verteilung von D50 (Median der Korngrößensummenkurve) modelliert, die auf einer Kombination aus Korngrößendaten vom BSH und aus Simulationsergebnissen basiert. So ergibt sich insbesondere in den Ästuaren und Wattflächen, für die keine Stichproben mit ausreichender räumlicher Auflösung vorliegen, eine konsistente D50-Verteilung.

Auf der Basis des FBM wurden in der Projektlaufzeit AufMod-Produkte erstellt und zur weiteren Nutzung veröffentlicht. Diese beinhaltet jährlich generierte digitale Geländemodelle (Abb. 5) von der Küstenlinie bis zu einer Wassertiefe von ca. 20 m. Darüber hinaus sind die jährlichen Bathymetrien mit Layern zur räumlichen Unsicherheit verknüpft, z. B. räumliche Konfidenz (Abb. 6) und Mindestabstand in Bezug auf den Datensatz im Zeitverlauf.

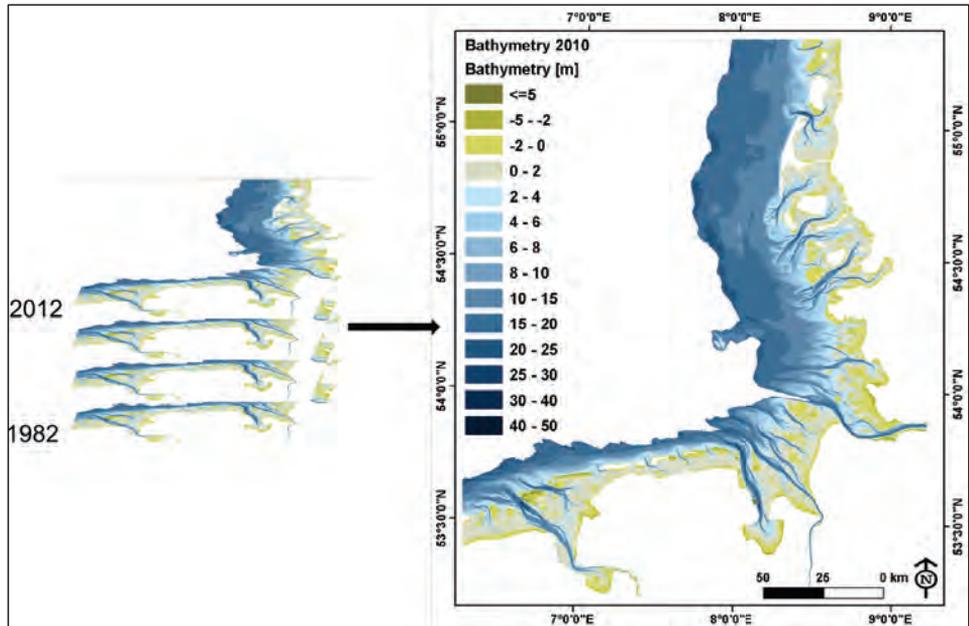


Abbildung 5: Beispiel für die Bathymetrie eines Jahres (digitales Geländemodell).

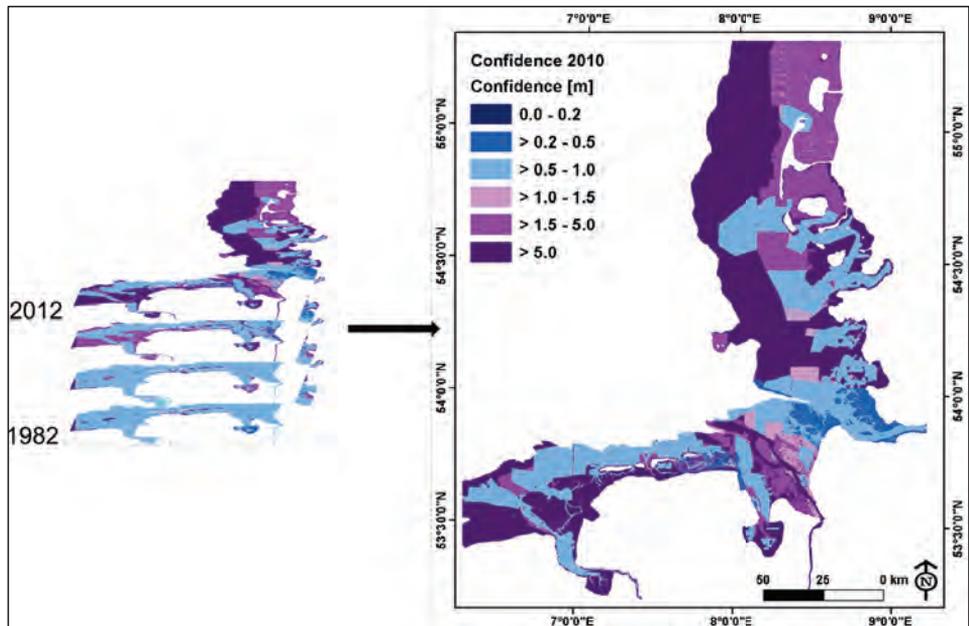


Abbildung 6: Räumliche Konfidenz für die Jahres-Bathymetrie aus Abb. 5.

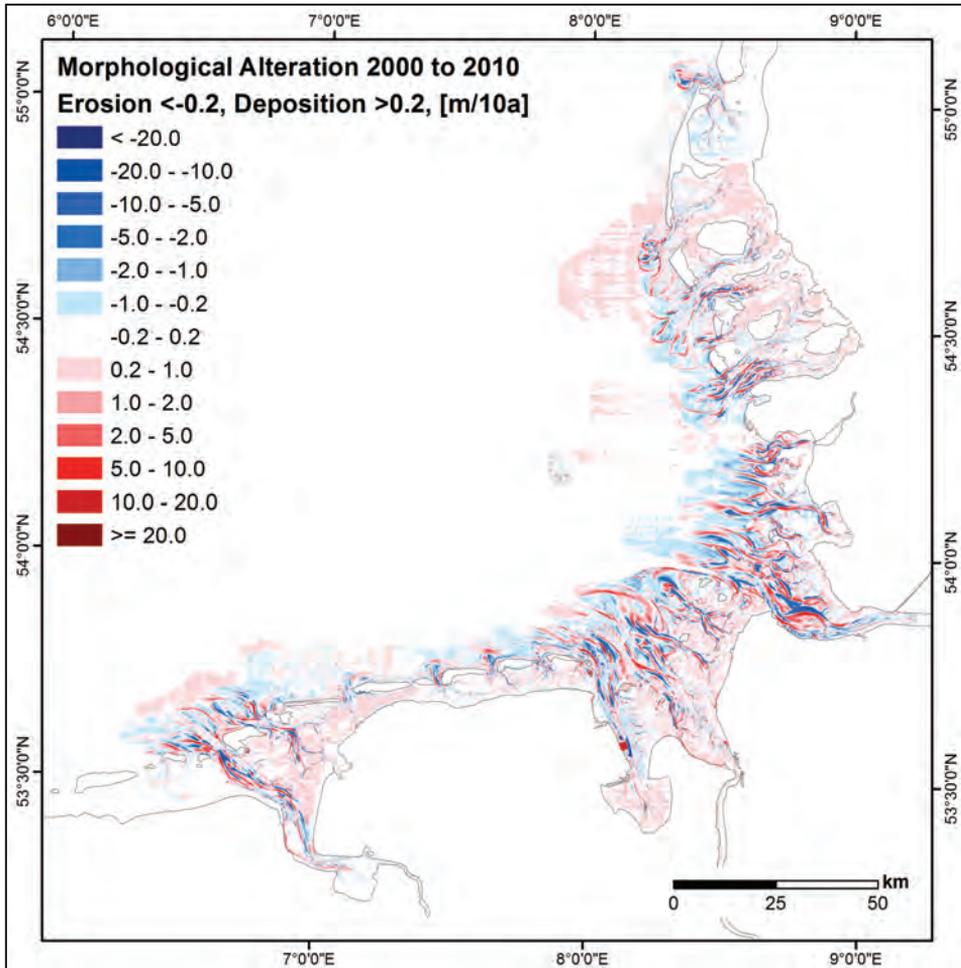


Abbildung 7: Beispiel für morphologische Veränderungen auf der Basis von jährlichen Bathymetriemodellen.

Die jährlichen Topographien sind die Voraussetzung für die Modellierung weiterer Datensätze zur Beschreibung bezüglich der Entwicklung der Gewässersohle im Laufe der Zeit:

- morphologische Veränderung (Abb. 7): Tiefendifferenzen in einem Zeitraum von 1, 5, 10 und 30 Jahren
- morphologischer Raum (Abb. 8): Differenz der höchsten und niedrigsten Wassertiefen in bestimmten Zeitintervallen (5, 10, 30 Jahre)
- morphologischer Drive (Abb. 9): Differenz der maximalen und minimalen Tiefenänderung pro Jahr in unterschiedlichen Zeitintervallen (5, 10, 30 Jahre)

Weitere Produkte des FBM sind räumliche Verteilungen statistischer Parameter, die aus der kumulativen Korngrößenverteilung abgeleitet wurden, wie Median (Abb. 11) oder Sortierung (Abb. 10) sowie unterschiedliche Korngrößenklassen. Diese Parameter sind

nützlich für die Analyse der Sedimentdynamik in mehr als 20 m Wassertiefe im Schelfbereich, denn hier sind bathymetrische Zeitreihen selten, und morphologische Änderungen liegen innerhalb des Unsicherheitsbereichs der Messdaten.

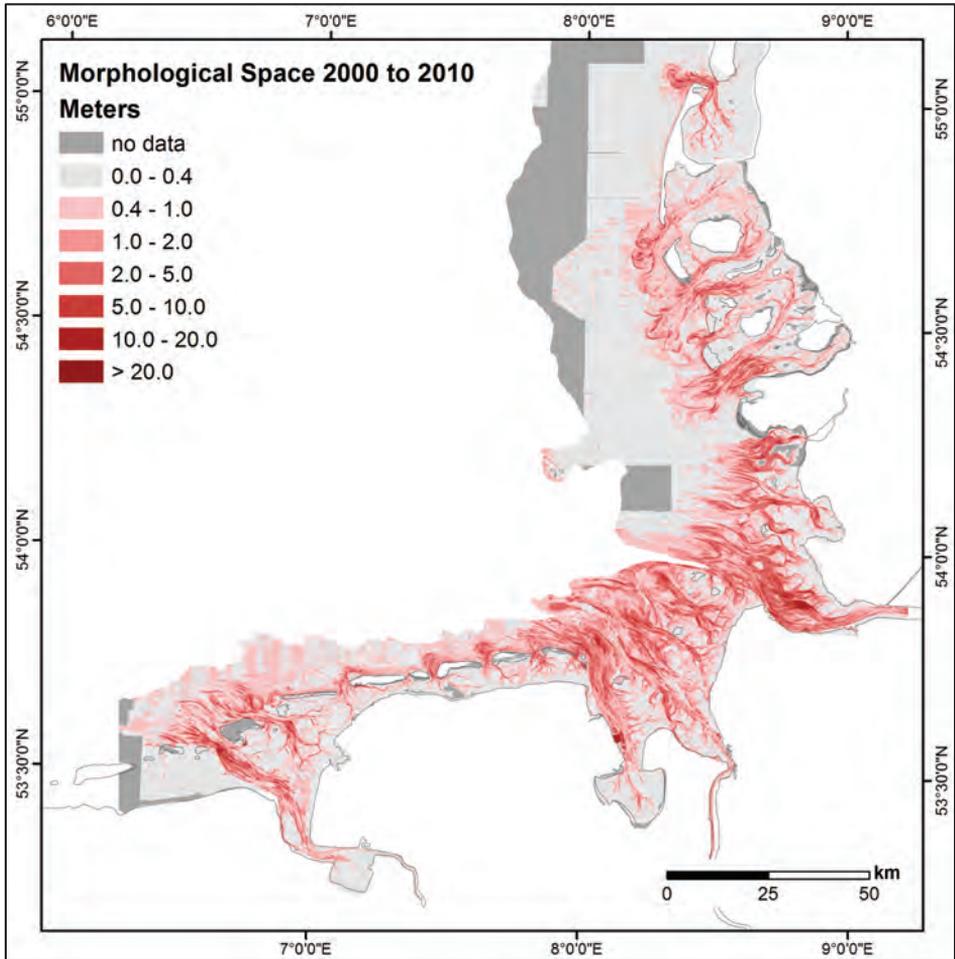


Abbildung 8: Beispiel für den morphologischen Raum auf der Basis von jährlichen bathymetrischen Vermessungen.

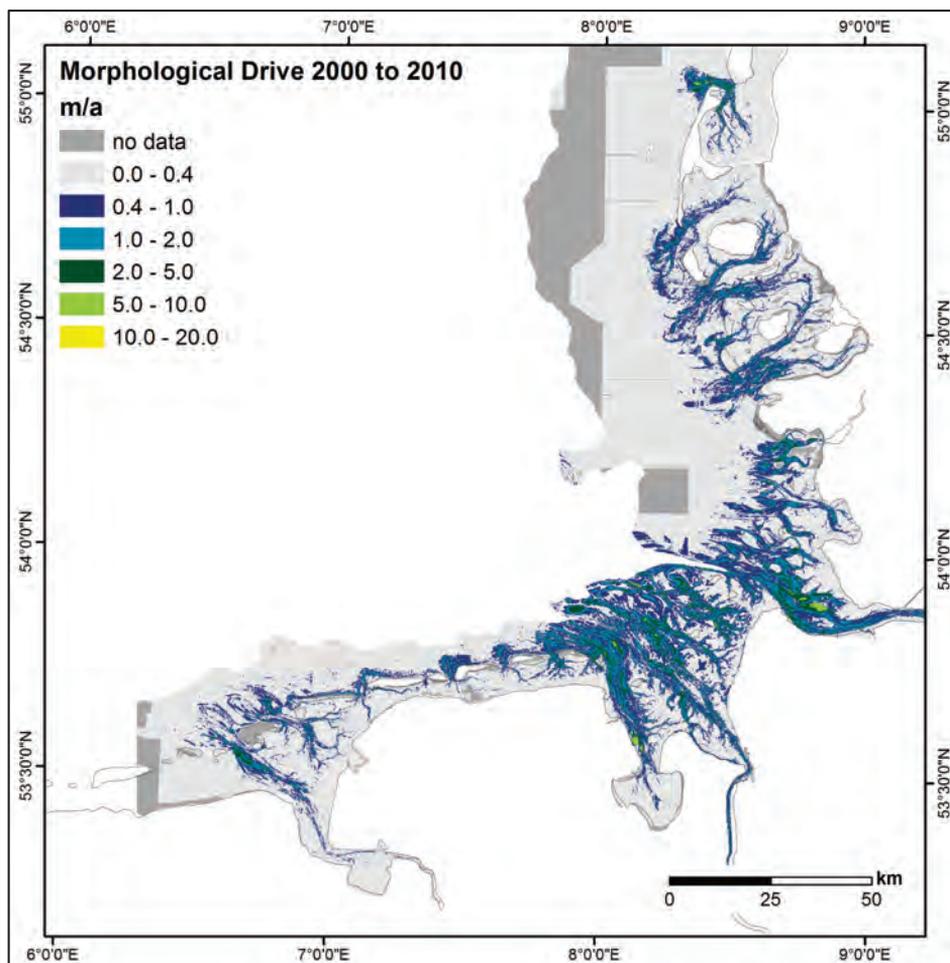


Abbildung 9: Beispiel für den morphologischen Drive auf der Basis von jährlichen bathymetrischen Vermessungen.

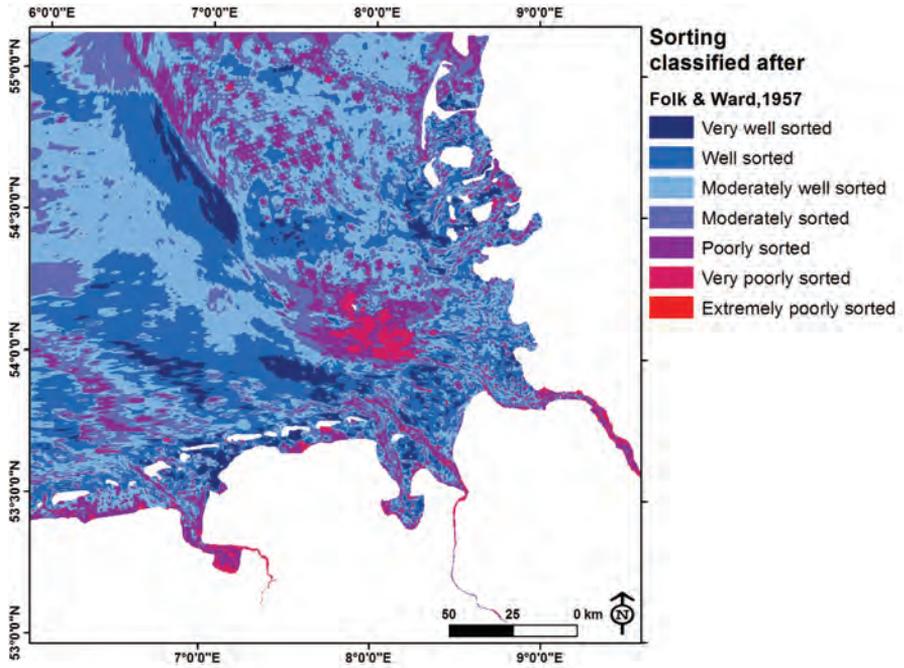


Abbildung 10: Sortierung der Oberflächensedimente in der Deutschen Bucht (Nordsee).

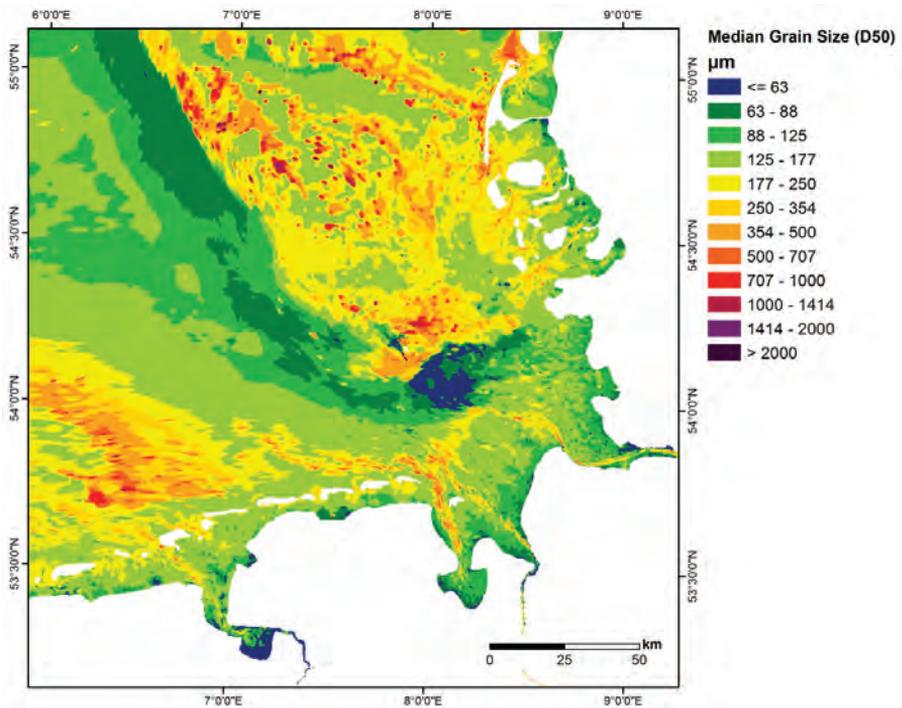


Abbildung 11: Mittlere Korngröße (D50) der Oberflächensedimente in der Deutschen Bucht.

5 Suite der numerischen Modellierungswerkzeuge

In den letzten Jahrzehnten haben sich numerische Simulationsmodelle als Ingenieurwerkzeuge für die Prognose und Einschätzung großräumiger Sedimenttransporte in der Deutschen Bucht etabliert. Der Schwerpunkt liegt dabei auf Auswirkungen:

- des Klimawandels,
- auf erneuerbare Offshore-Energiesysteme und ihre Festlandanbindung und
- auf die Sicherheit und Leichtigkeit der Schifffahrt.

Dabei muss beachtet werden, dass morphodynamische Simulationsmodelle nach wie vor mit großen Unsicherheiten behaftet sind und sich sowohl die Modell- als auch die Naturmessverfahren in fortlaufender Entwicklung befinden.

Im Rahmen der Anwendung deterministischer numerischer Modelle in AufMod wurde ein konsequenter Multi-Modell-Ansatz verfolgt, der eine umfassende Suite an numerischen Werkzeugen bereitstellt (Tab. 3). Die Modelle wendeten unterschiedliche Prozessauflösungen an, um die Streubreite der Ergebnisse abschätzen zu können. Alle Modelle deckten die gesamte Nordsee ab, mit einem feiner werdenden Gitter in der Deutschen Bucht. Es wurde der von Tidenströmungen, windgetriebenen Zirkulationen und Seegang verursachte Sedimenttransport berücksichtigt.

Tabelle 3: In AufMod verwendete Modellsysteme.

Klassifizierung	Hydrodynamik	Seegang	Morphodynamik
Short-term 1 Tag - 12 Monate	MARINA UnTRIM	MARINA UnK	MARINA SediMorph
Medium-term 1 - 10 Jahre	DELFT3D-FLOW	SWAN	DELFT3D-MOR
Medium-term 1 - 10 Jahre Long-term 10 - 100 Jahre	TELEMAC	TOMAWAC	SISYPHE

5.1 Modellgebiet (Gitter)

Zur Suite der numerischen Modellsysteme gehörten die auf ein Modellgitter ausgerichteten Hydrodynamik- und Sedimenttransportmodelle UnTRIM2007 (CASULLI und ZANOLLI 2002), TELEMAC (HERVOUET 2000) und MARINA (MILBRADT 2011, smile consult) (Abb. 12 links) sowie DELFT3D mit einem Konzept für zwei Modellgitter (LESSER et al. 2004; Abb. 12, rechts). Um eine Vergleichbarkeit der Modellergebnisse sicher zu stellen, wurden gleiche Randbedingungen für Wasserstand, Oberwasserzufluss und Wind zur Modellsteuerung gewählt.

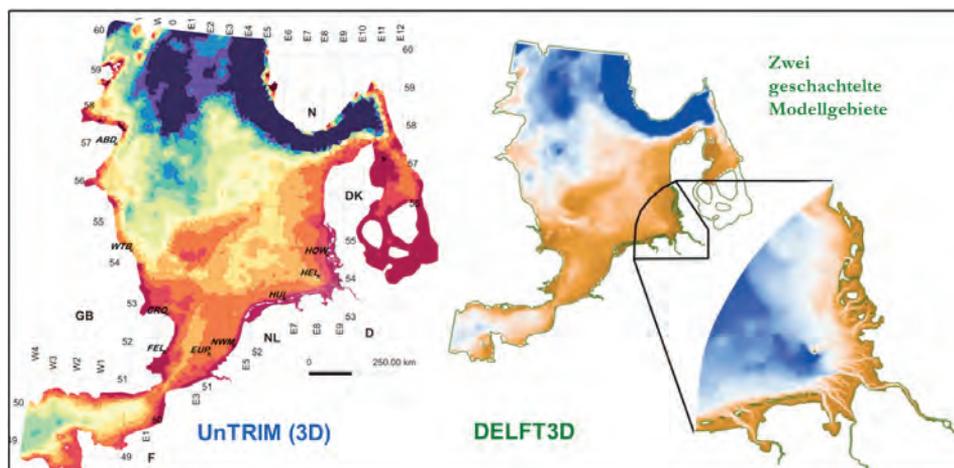


Abbildung 12: Modellgebiet der Nordsee: UnTRIM, TELEMAC und MARINA (links) und ein zusätzlich eingebettetes Modell der Deutschen Bucht in der Nordsee für DELFT3D (rechts).

5.2 Randbedingungen

Der Betrieb der verschiedenen Modellsysteme erfolgte unter gleichen Randbedingungen. Einen Überblick hierzu liefert Abb. 13.

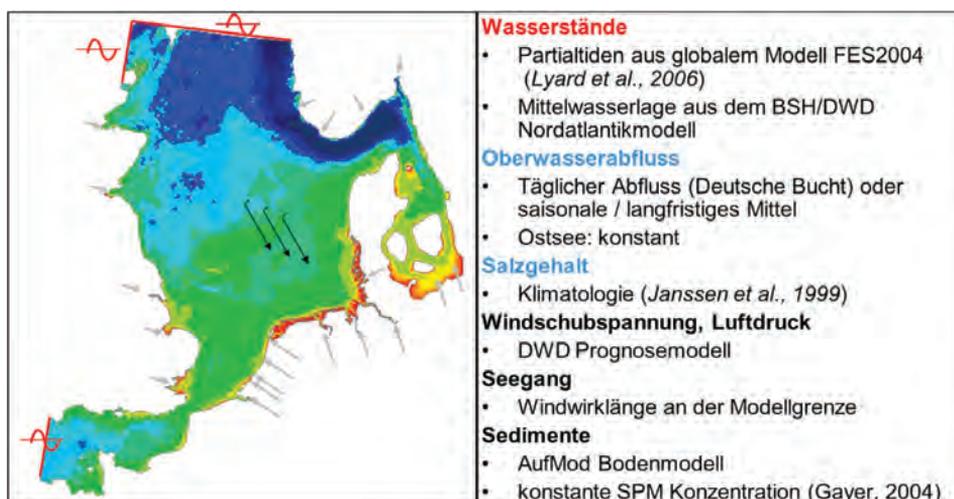


Abbildung 13: Randbedingungen aller Modellläufe in AufMod.

5.3 Modellkalibrierung und -validierung

Die Kalibrierung und anschließende Validierung der morphodynamischen Simulationsmodelle wurde in mehreren Schritten durchgeführt.

Vor der eigentlichen Modellkalibrierung und Validierung wurde zunächst eine Analyse der Unsicherheiten der gemessenen Basisdaten durchgeführt. Dieselbe Vorgehensweise galt auch für die Messdaten, die zu Validierungszwecken verwendet wurden. Die Ungenauigkeit der Daten während des gesamten Datenflusses (Messungen und Modellierung) gab das Spektrum und den Bereich der Modellparametrisierung für die Kalibrierung vor. Analog müssen die Modellergebnisse im Unsicherheitsbereich der Zielparameter bei der Kalibrierung und Validierung fallen.

Die Plausibilität der Komponenten des morphodynamischen Modells wurde mit Hilfe regulärer Messungen der Gewässersohle in Verbindung mit angemessenen räumlichen und zeitlichen Interpolationsmethoden geprüft. Neben der volumetrischen Entwicklung der Gewässersohle sind auch Sohlformen und veränderte Sedimentzusammensetzungen relevant.

Ein Beispiel für die Validierung hydrodynamischer Modellkomponenten ist der dokumentierte Vergleich von Messungen mit Simulationsergebnissen für Wellen und Wasserstände (M2-Komponenten). Angesichts der großen Zahl an verschiedenen verfügbaren Modellergebnissen wurden exemplarisch nur die Vergleiche von Seegang und Wasserstand (harmonische Analyse: M2-Tide) auf Abb. 14 dokumentiert.

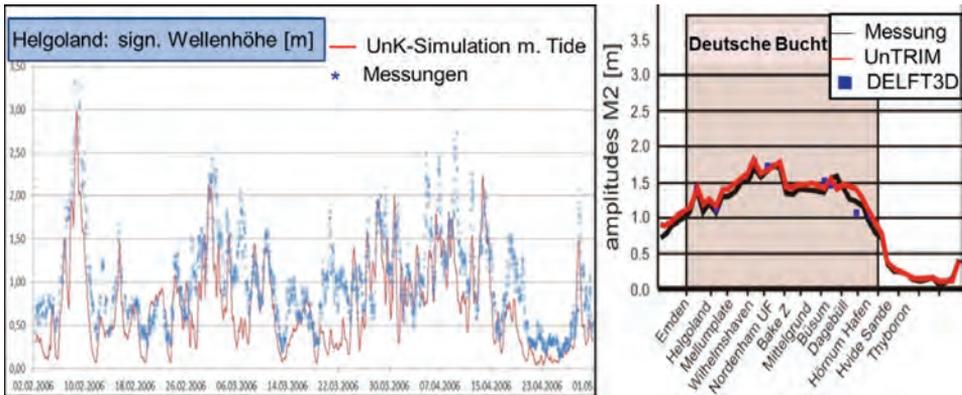


Abbildung 14: Vergleichsmessungen/Berechnung (links: Seegang, rechts: Wasserstand).

Durch einen bloßen Vergleich der an verschiedenen Orten gesammelten Messdaten ist keine angemessene Validierung des Sedimenttransports möglich. Die Messmethoden und die mit der Interpretation der Daten verbundenen Unsicherheiten sowie die nur spärlich vorhandenen räumlichen und zeitlichen Daten lassen keinen direkten Vergleich mit den Modellergebnissen selbst zu.

Für die Plausibilisierung der morphodynamischen Modellkomponenten wurden drei wichtige Parameter herangezogen:

1. morphologischer Raum,
2. volumetrische Veränderungen der Bathymetrie und
3. Histogramme der Sedimentmengen/Transportmassen

5.4 Sensitivitätsstudien

Zur Untersuchung des Einflusses von Sedimenttransport und Morphodynamik wurden verschiedene Sensitivitätsstudien durchgeführt, die sich auf folgende Parameter bezogen:

- Einfluss von Wind/Seegang (KÖSTERS und WINTER 2014),
- Porosität (PLÜB und KÖSTERS 2014),
- Sedimentzusammensetzung (VALERIUS, KÖSTERS und ZEILER 2015),
- langfristige Simulationen (PUTZAR und MALCHEREK 2012; PUTZAR und MALCHEREK 2015; MILBRADT 2011) und
- mittlerer Meeresspiegelanstieg (PLÜB und KÖSTERS 2014).

6 Sedimenttransport in der Deutschen Bucht

Die transportierten Sedimentmengen werden aus verschiedenen Quellen eingespeist. Unterhalb der Oberwasserzuflüsse von den Ästuaren in die Deutsche Bucht findet ein beträchtlicher Austausch mit den an die Nordsee angrenzenden Gebieten statt. Bereits in der Vergangenheit war der weiträumige Sedimenttransport innerhalb der Nordsee und der Deutschen Bucht Gegenstand zahlreicher Untersuchungen. Abb. 15 stellt die grundlegenden Ergebnisse zusammen.

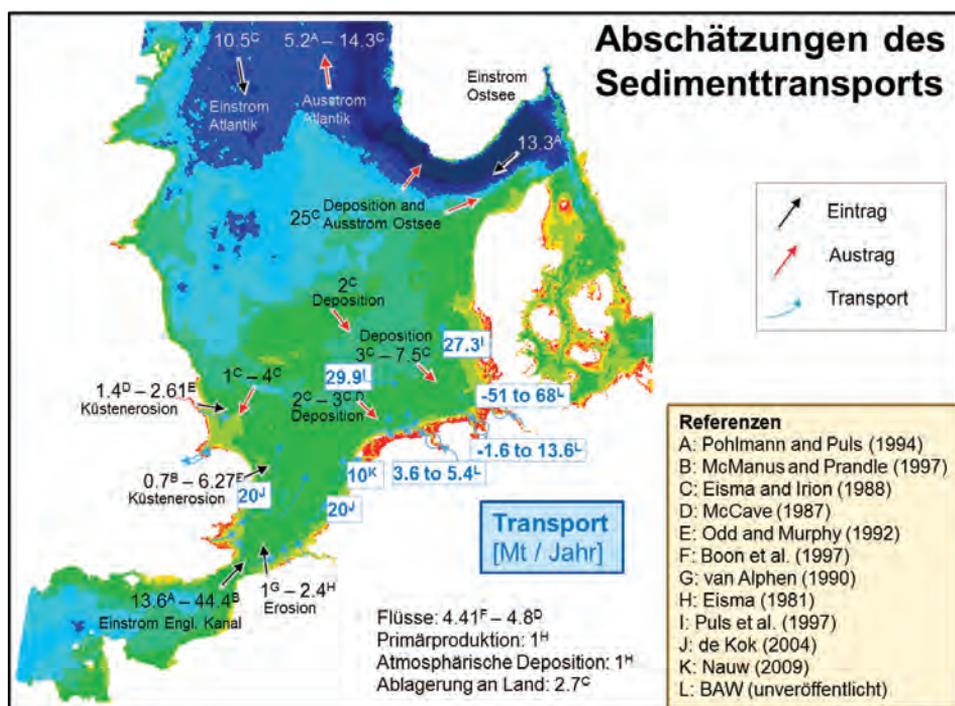


Abbildung 15: Schätzung der Sedimenttransportbilanzen in der Literatur.

6.1 Sedimenttransportpfade

Die Bestimmung von Sedimenttransportpfaden in der Deutschen Bucht war eines der wesentlichen Ziele von AufMod. Zur Berechnung dienten die Vektoren des resultierenden Gesamttransports (Schwebstoff- und Geschiebetransport) im Jahr 2006 unter Einbeziehung der Seegangswirkung. In Abb. 16 werden die mit TELEMAC (A), MARINA (B) und UnTRIM (C) berechneten Sedimenttransportpfade in der südlichen Nordsee und auch der Mittelwert aus den unterschiedlichen Simulationsläufen (D) dokumentiert.

Hier wird der grundlegende Trend der Sedimentbewegung von West nach Ost seewärts der west- und ostfriesischen Küste deutlich. Im Bereich der inneren Deutschen Bucht (Jade, Weser, Elbästuar bis in die Nähe von Helgoland) herrschen uneinheitliche Transporte vor. Westlich der Nordfriesischen Küste schwenken die Vektoren weit seewwärts in nördliche Richtung um. Im Bereich zwischen Wash und Doggerbank bildet sich eine linksdrehende Zirkulation aus.

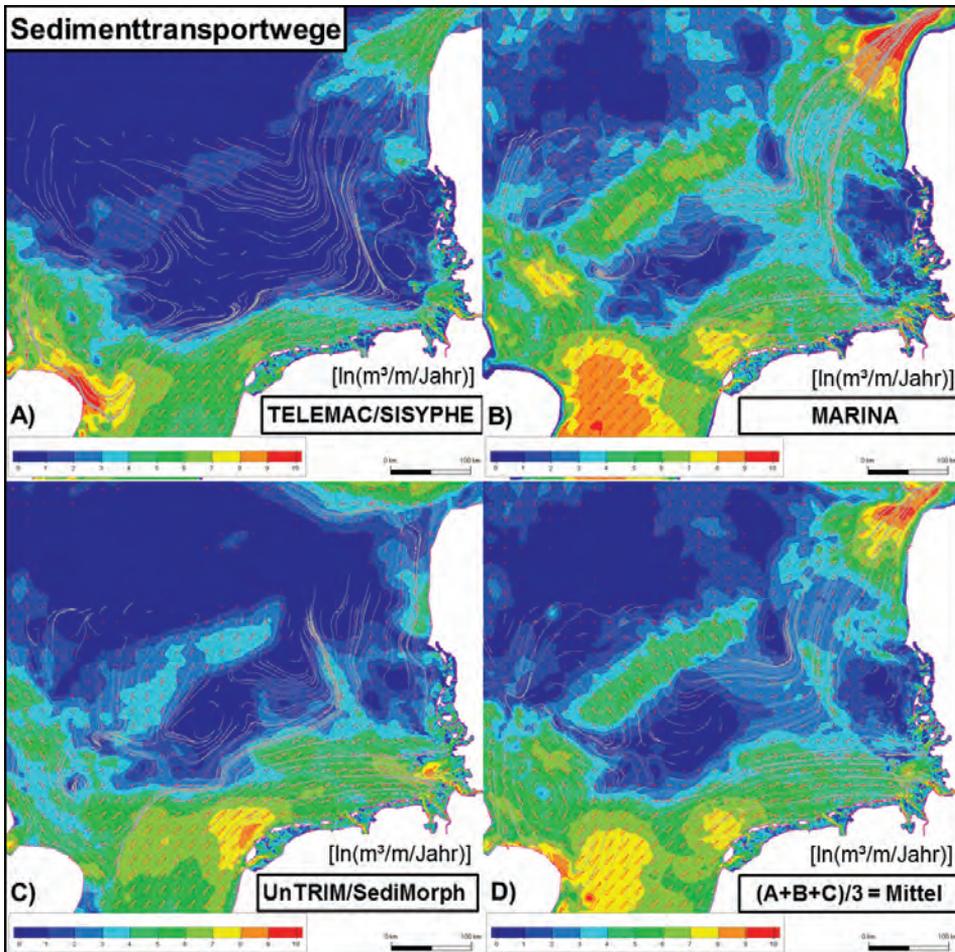


Abbildung 16: Sedimenttransportpfade aus verschiedenen Modellsystemen und Mittelwert.

Die Form und Position der Sedimenttransportpfade hat sich im Verlauf der Jahre in den Simulationen als relativ stabil erwiesen. Besonders auffällig ist in allen Modellergebnissen das Defizit der Sedimente im Gebiet der Nordfriesischen Inseln (nördlicher Teil der Deutschen Bucht).

Die Variation der Transportpfade ist in den Ausläufern der deutschen Ästuar aufgrund der komplexen bathymetrischen Gegebenheiten und der Oberwasserzuflüsse mit ihrer großen Auswirkung auf den Sedimenttransport erheblich höher. Abb. 17 zeigt die mittleren Sedimenttransportpfade für die Mündung des Elbeästuars im Jahr 2000 (obere Abbildung) und im Jahr 2010 (untere Abbildung).

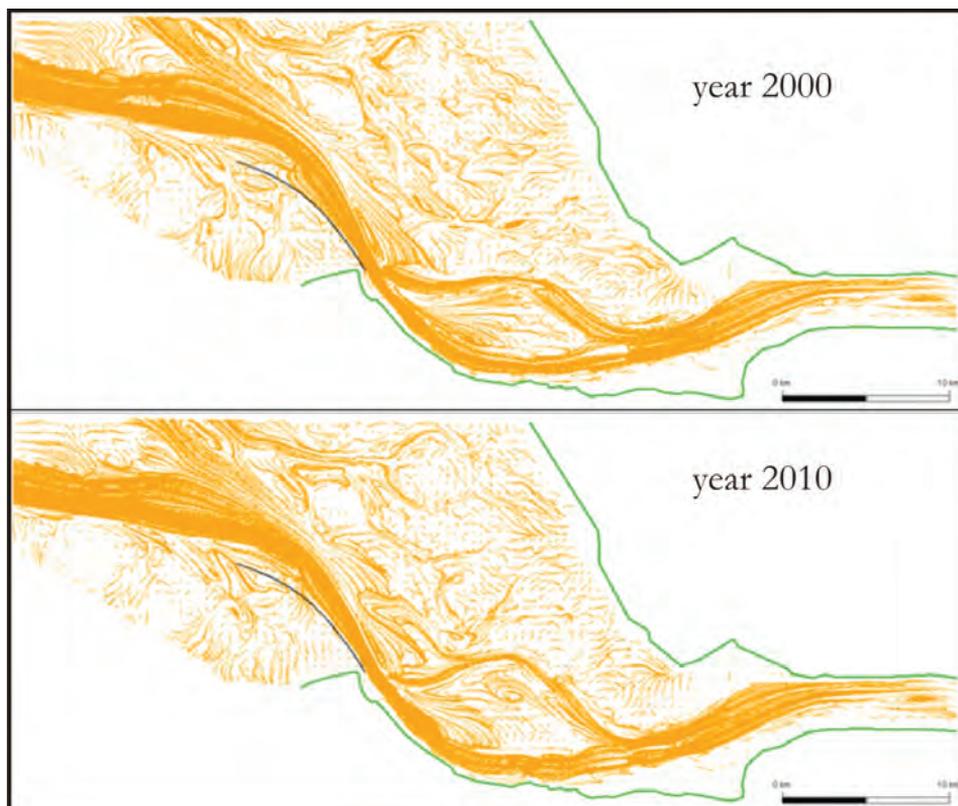


Abbildung 17: Charakteristische Sedimenttransportpfade in der Mündung des Elbeästuars in den Jahren 2000 und 2010.

6.2 Sedimentbilanz

Zur Abschätzung der Nettotransporte in die Deutsche Bucht hinein bzw. aus der Deutschen Bucht heraus, wurden die Sedimenttransporte entlang definierter Analyseprofile bilanziert, welche die Sedimentmenge über einen Zeitraum von einem Jahr berücksichtigten.

Abb. 18 zeigt die Ergebnisse für drei verschiedene Modelluntersuchungen: Un-TRIM (rot: 1996-2007), TELEMAC (grün: 1998 und 2006) und MARINA (hellblau: 2006). Ein

Vergleich mit der Dauer [d] hoher Windgeschwindigkeiten ($> 18 \text{ m/s}$) bei Helgoland ergibt einen bemerkenswert deutlichen Zusammenhang zwischen Transport und Wind.

Die aus der Deutschen Bucht ausgetragenen Mengen sind um etwa eine Größenordnung geringer als die Eintragsmengen. Für den Austausch mit den Ästuaren liegen aufgrund der relativ groben räumlichen Auflösung der numerischen Modellgitter keine Ergebnisse vor. Die Austauschmengen können daher in der Bilanzierung nur unzureichend berücksichtigt werden.

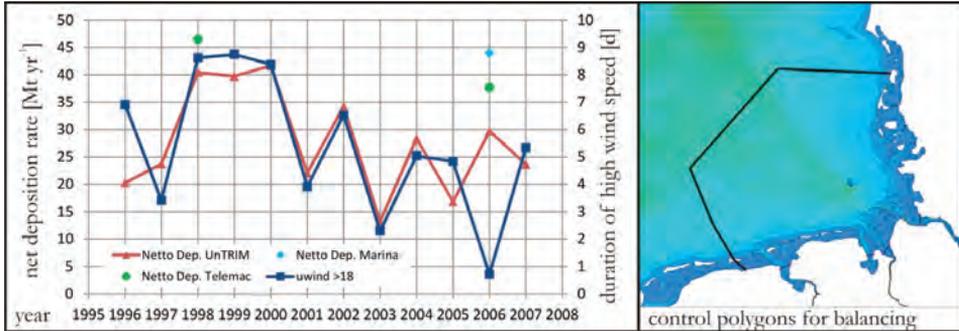


Abbildung 18: Über den Rand der Deutschen Bucht integrierte Netto-Deposition aus UnTRIM (rot), TELEMAC (grün) und MARINA (hellblau) und Dauer hoher Windgeschwindigkeiten ($> 18 \text{ m/s}$) bei Helgoland. In der rechten Abbildung sind die Kontrollabschnitte für die Bilanzierung markiert.

Der höchste Wert der Netto-Deposition der untersuchten jährlichen Simulationen beträgt 42 Mt/a . Dieser Wert wird in anderen Jahren nur zu etwa $1/2$ bzw. $1/3$ erreicht. Der Vergleich der Berechnungsergebnisse der unterschiedlichen Modelle weist für das Jahr 1998 eine relativ gute Übereinstimmung ($40,5\text{-}46,5 \text{ Mt/a}$) auf, während für das Jahr 2006 deutlichere Unterschiede sichtbar werden ($30\text{-}44 \text{ Mt/a}$).

Der Vergleich mit der Dauer hoher Windgeschwindigkeit zeigt überwiegend eine hohe Korrelation mit der Netto-Deposition und weist daher auf die starke Wirkung des meteorologischen Antriebs in Bezug auf die Magnitude und Richtung der residuellen Strömungsgeschwindigkeiten/Transporte in der Deutschen Bucht hin.

Von besonderem Interesse ist die tiefenabhängige Verteilung der Netto-Transportmassen. Detailanalysen ergaben, dass der überwiegende Anteil im Tiefenbereich zwischen 10 m und 20 m liegt. Der Transport im Rückseitenwatt der ostfriesischen Inseln ist deutlich geringer.

7 Schlussfolgerungen

Bewertungen der morphologischen Gegebenheiten in der Deutschen Bucht sind aus vielerlei Gründen mit großen Unsicherheiten behaftet. Die Messverfahren und Felddaten selbst können keinen hinreichenden Grad an Genauigkeit sicherstellen. Modelle basieren naturgemäß immer auf Vereinfachungen, und besonders Simulationsmodelle sind auch aufgrund der numerischen Approximation der Physik und der Grenzen der Computersysteme (Bauweise, Entwicklung) Beschränkungen unterworfen.

Nur mit einem interdisziplinären Ansatz wird es möglich sein, die Zuverlässigkeit von Reproduktion, Analyse und Prognose von Sedimenttransport und Morphodynamik in der Deutschen Bucht zu erhöhen. Dieses integrierte Konzept garantiert einen umfangreichen und konsistenten Datenbestand für zukünftige Analysen und numerische Modellierungen von morphodynamischen Prozessen in der Deutschen Bucht.

Unsicherheiten werden mit Hilfe eines Multimodellansatzes und prozessbasierter Simulationsmodelle reduziert. Auch verschiedene Verbesserungen der räumlichen und zeitlichen Modelle sowie diverse physikalische Approximationen in unterschiedlichen Modellsystemen werden zu einer höheren Genauigkeit der Gesamtergebnisse beitragen.

Der prozessbasierte Modellansatz ermöglicht die Simulation und Analyse großräumiger Zirkulations- und Sedimenttransportprozesse in der gesamten Deutschen Bucht. Dies ist besonders für die Bestimmung der seeseitigen Randbedingungen für die Ästuarmodellierung von Bedeutung. Analysen der Modellergebnisse zeigen eine hohe lokale Variabilität des generell zyklonalen Sedimenttransports an der Küste der Deutschen Bucht - sowohl in der Magnitude als auch in der Richtung.

Eine verlässliche Validierung der transportierten Sedimentmengen ist auf Basis der verfügbaren Messungen derzeit nicht möglich. Ein quantitativer Vergleich mit geologischen Analysen bestätigt die generelle Rolle der Deutschen Bucht als Netto-Depositionsbereich. Die verwendeten Modelle prognostizieren eine Netto-Deposition zwischen 13 und 46 Mt/a. Bis heute gibt diese Bilanz jedoch keinen genauen Aufschluss über die Wechselwirkung zwischen den Transportprozessen an der Küste und in den Ästuaren.

Die Netto-Depositionsrate ist eng mit dem variablen aktuellen meteorologischen Antrieb verknüpft. Künftige Untersuchungen sollten Baggermaßnahmen und Verklappungen in den äußeren Ästuaren berücksichtigen, die einen wesentlichen Einfluss auf die Netto-Depositionsrate haben.

Die im Rahmen von AufMod durchgeführten morphodynamischen Untersuchungen weisen ebenfalls eine hohe Schwankungsbreite zwischen den verschiedenen Simulationsergebnissen auf. Die Bewertung des AufMod-Projekts ist jedoch durch Messungenauigkeiten der räumlichen und zeitlichen Daten eingeschränkt. Die Weiterentwicklung der morphodynamischen Simulationen, insbesondere die Auswirkung der Interaktionen von Küste und Ästuaren, stellt daher eine Herausforderung dar, die in zukünftigen Forschungsvorhaben weiter vorangetrieben werden muss.

Ein zusammenfassender Endbericht, der alle Ergebnisse der verschiedenen Institute beinhaltet, ist ebenfalls verfügbar (HEYER und SCHROTTKE 2013).

8 Schriftenverzeichnis

- BOON, J.; VAN DER KAAIJ, T.; VOS, R. J. and GERRITSEN, H.: Modelling of suspended particulate matter (SPM) in the North Sea. Model set-up and first sensitivity analysis. Delft Hydraulics Research Report, Z2025, 1997.
- CASULLI, V. and ZANOLLI, P.: Semi-Implicit Numerical Modelling of Non-Hydrostatic Free-surface Flows for Environmental Problems. *Mathematical and Computer Modelling*, 36, 1131–1149, 2002.
- DE KOK, J. M.: Slibtransport langs de Nederlandse kust. Bronnen, fluxen en concentraties. RIKZ/OS/2004.148w, 2004.

- EISMA, D.: Supply and deposition of suspended matter in the North Sea. In: Nio, S.D., Schüttenhelm, R.T.E., Van Weering, T.C.E. (Eds.), *Holocene Marine Sedimentation in North Sea Basin*. Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol. 5, 415-428, 1981.
- EISMA, D. and IRION, G.: Suspended matter and sediment transport. In *Pollution of the North Sea -An Assessment*, eds. W. Salomons, B.L. Bayne, E.K. Dursma and U. Förstner, Springer, 20-35, 1988.
- FÜCHTBAUER, H. und REINECK, H. R.: Porosität und Verdichtung rezenter, mariner Sedimente. *Sedimentology*, 2, 294-306, 1963.
- HERVOUET, J. M. and BATES, P.: The TELEMAC Modelling System. Special Issue of *Hydrological Processes* 14, 2000.
- HEYER, H. und SCHROTTKE, K.: Aufbau von integrierten Modellsystemen zur Analyse der langfristigen Morphodynamik in der Deutschen Bucht – AufMod doi: 10.2314/GBV:780783271, 2013.
<http://edok01.tib.uni-hannover.de/edoks/e01fb14/780783271.pdf>,
- KÖSTERS, F. and WINTER, C.: Exploring German Bight coastal morphodynamics based on modelled bed shear stress. *Geo-Marine Letters*, 34, 21-36, doi: 10.1007/s00367-013-0346-y, 2014.
- KRUGER, C. J. C.: Constrained Cubic Spline Interpolation for Chemical Engineering Applications, 2004. <http://www.korf.co.uk/spline.pdf>
- LESSER, G. R.; ROELVINK, J. A.; VAN KESTER, J. A. T. M. and STELLING, G. S.: Development and validation of a three-dimensional morphological model. *Coastal Engineering*, 51, 883-915, 2004.
- MCCAVE, I. N.: Fine sediment sources and sinks around the East Anglian Coast (UK). *Journal of the Geol. Soc. London*, 144, 149-152, 1987.
- MILBRADT, P.: Sedimenttransport und Morphodynamik in der Deutschen Bucht. *Die Küste*, 78, 33-58, ISSN 0452-7739, 2011.
- MILBRADT, P.; KÖSTERS, F.; PUTZAR, B. und PLÜß, A.: Analyse morphodynamischer Veränderungen auf der Basis zeitvarianter digitaler Bathymetrien. *Die Küste*, 83, 2015.
- MCMANUS, J. P. and PRANDLE, D.: Development of a model to reproduce observed suspended sediment distributions in the southern North Sea using Principal Component Analysis and Multiple Linear Regression. *Continental Shelf Research*, 17 (7), 761-778, 1997.
- ODD, N. V. and MURPHY, D.: Particulate pollutants in the North Sea. Calibration of a 20 km gridded 3D model simulating a representative annual cycle of mud transport. H. R. Wallingford, Report SR 292, 15 pp., 1992.
- PLÜß, A.: Das Nordseemodell der Bundesanstalt für Wasserbau, Dienststelle Hamburg *Die Küste*, 67, 83-128, ISBN 3-8042-1058-9, 2003.
- PLÜß, A. and KÖSTERS, F.: Morphodynamic modelling for the entire German Bight: an initial study on model sensitivity and uncertainty. *Advances in Geoscience*, 39, 61-68, doi: 10.5194/adgeo-39-61-2014, 2014.
<http://edok01.tib.uni-hannover.de/edoks/e01fb14/780783271.pdf>
- POHLMANN, T. and PULS, W.: Currents and transport in water. In: SÜNDERMANN, J. (ed.) *Circulation and contaminant fluxes in the North Sea*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, 345-402, 1994.

- PULS, W.; HEINRICH, H. and MAYER, B.: Suspended Particulate Matter Budget for the German Bight, *Marine Pollution Bulletin*, 34, 6, 398-409, PII: s0025-326X(96)00161-0, 1997.
- PUTZAR, B. and MALCHEREK, A.: Development of a Long Term Morphodynamic Model of the German Bight. In: BOURBAN, S.; DURAND, N. und HERVOUET, J.-M. (Hrsg.): XIXth TELEMAC-MASCARET Users Conference, 2012.
- PUTZAR, B. und MALCHEREK, A.: Entwicklung und Anwendung eines Langfrist-Morphodynamikmodells für die Deutsche Bucht. *Die Küste*, 83, 2015.
- RICKLEFS, K. and ASP, N.: Geology and Morphodynamics of a Tidal Flat Area along the German North Sea Coast. *Die Küste*, 69, 93-127, 2005.
- SCHROTTKE, K. and ABEGG, F.: Near-Bed Suspended Sediment Dynamics in a Tidal Channel of the German Wadden Sea. *Die Küste*, 69, 353-368, 2005.
- VALERIUS, J.; KÖSTERS, F. und ZEILER, M.: Erfassung von Sandverteilungsmuster zur großräumigen Analyse der Sedimentdynamik auf dem Schelf der Deutschen Bucht. *Die Küste*, 83, 2015.
- VAN ALPHEN, J. S. L. J.: A mud balance for Belgian-Dutch coastal waters between 1969 and 1986. *Netherlands Journal of Sea Research*, 25 (1/2), 19-30, 1990.
- ZEILER, M.; SCHULZ-OHLBERG, J. and FIGGE, K.: Mobile sand deposits and shoreface sediment dynamics in the inner German Bight (North Sea). *Marine Geology*, 170, 363-380, 2000.
- ZEILER, M.; SCHWARZER, K. and RICKLEFS, K.: Seabed Morphology and Sediment Dynamics. *Die Küste*, 74, 31-44, 2008.
- WINTER, C.: Macro scale morphodynamics of the German North Sea Coast. *Journal of Coastal Research*, 64, 706-710, 2011.

Die Schwebstoffdynamik in der Trübungszone des Weserästuars

Frank Kösters, Iris Grabemann und Reiner Schubert

Zusammenfassung

In der Trübungszone eines Ästuars schwanken die hohen Schwebstoffkonzentrationen auf unterschiedlichen Zeitskalen. Damit der hohen Schwebstoffkonzentration auch hohe Sedimentationsraten und eine Verschlickung von Hafenanlagen verbunden sein können, ist ein umfassendes Systemverständnis zur Optimierung des Sedimentmanagements notwendig. Auf der Basis von zurückliegenden Messkampagnen und Daten aus Dauermessungen wird die Variabilität der Trübungszone auf intratidalen Zeitskalen, dem Spring-Nipp-Zyklus und verbunden mit Änderungen des Oberwasserabflusses (saisonale Zeitskala) untersucht und mit Modellergebnissen verglichen. Vorhergehende Ergebnisse, die die intratidale Variabilität als zyklischen Prozess aus Advektion suspendierten Materials, Deposition und Resuspension beschreiben, werden auf Basis der aktuellen Ergebnisse bestätigt. Eine starke Kopplung von Brackwasserzone und Trübungszone ist nicht nur auf der intratidalen Zeitskala sichtbar, sondern auch auf längeren Zeitskalen als Reaktion auf geänderte Oberwasserabflüsse. Der Spring-Nipp-Zyklus zeigt sich in den Schwebstoffkonzentrationen, die bei Springtide deutlich größer sind als bei Nipptide, und geringfügig in der Ausdehnung der Trübungszone.

Schlagwörter

Schwebstofftransport, Weserästuar, Trübungszone, Brackwasserzone

Summary

The estuarine turbidity maximum zone (ETM) of high suspended sediment concentration is highly variable on different time scales. As the ETM is closely linked to river siltation problems, an improved understanding can help to optimise sediment management within the estuary. Variability on intratidal, spring-neap and river discharge-related (seasonal) time scales is reviewed based on data from older measurements and recent monitoring and compared with modelling results. Previous results describing intratidal dynamics as a cyclic process of advection, deposition and resuspension are corroborated. Strong coupling is evident between the ETM and the mixing zone, not only on the intratidal movement but also as a shift of both in reaction to changes in river discharge. Spring-neap variations are mainly evident as changes in suspended sediment concentration and small changes in the ETM extension.

Keywords

suspended sediment transport, Weser estuary, estuarine turbidity maximum, mixing zone

Inhalt

1	Einleitung	426
2	Regionale Verhältnisse	427
3	Materialien und Methoden	429
3.1	Messungen.....	429
3.2	Numerisches Modellierungssystem.....	430
4	Ergebnisse und Diskussion	431
4.1	Variabilität im Tidezyklus	431
4.2	Variabilität im Spring-Nipp-Zyklus.....	434
4.3	Variabilität in Abhängigkeit vom Oberwasserabfluss.....	436
5	Zusammenfassung und Schlussfolgerungen	438
6	Danksagung.....	439
7	Schriftenverzeichnis.....	439

1 Einleitung

In Ästuaren wie dem Weserästuar werden in jedem Tidezyklus große Mengen an Sedimenten resuspendiert, transportiert und zum Teil abgelagert. Dies führt häufig zur Ausbildung von Regionen mit relativ hoher Konzentration von suspendierten Sedimenten (englisch: Suspended Particulate Matter, SPM). In dieser Trübungszone (englisch: Estuarine Turbidity Maximum, ETM) sind oft hohe Verschlickungsraten zu beobachten. So haben DE NIJS et al. (2009) gezeigt, dass im Hafen von Rotterdam tidebedingte Variationen der Lage des ETM die dominierenden Vorgänge bei der Verschlickung von Hafenanlagen darstellen. SCHROTTKE et al. (2006) stellen fest, dass die Flüssigschlickbildung in der Region der Trübungszone die nautische Tiefe des Fahrwassers potenziell beeinflusst. In der Trübungszone eines Flusses sind daher möglicherweise umfassende Unterhaltungsbaggerungen zur Beseitigung von Mindertiefen erforderlich, wie von LANGE et al. (2008) für das Weserästuar gezeigt.

Bei der Untersuchung der Dynamik von Trübungszone muss zwischen verschiedenen Prozessen und Zeitskalen unterschieden werden. Auf saisonalen oder mehrjährigen Zeitskalen betrachtet wird die Entstehung und Aufrechterhaltung einer Trübungszone durch Prozesse bestimmt, die zur Akkumulation von Feinsedimenten führen. Kürzere, sub-tidale oder tidale Zeitskalen hingegen beschreiben die Dynamik der Entstehung der Trübungszone, sobald lokale Sedimentquellen vorhanden sind. Entstehung und Aufrechterhaltung der Trübungszone hängen von verschiedenen Mechanismen ab, deren Auswirkungen je nach Ästuar und Umweltbedingungen (z. B. hoher oder niedriger Oberwasserabfluss) variieren können. Zu diesen Prozessen zählt beispielsweise die residuelle „ästuarine Zirkulation“ aufgrund des am Boden einströmenden Salzwassers (z. B. FESTA und HANSEN 1978). Ein anderer Mechanismus ist der Netto-Stromaufwärtstransport von Sedimenten infolge höherer maximaler Flutstromgeschwindigkeiten als Ebbstromgeschwindigkeiten (englisch: „tidal pumping“, s. z. B. OFFICER 1981) und Veränderungen der Effizienz der vertikalen Vermischung durch eine salzgehaltsabhängige Schichtung („tidebedingte Vermischungssasymmetrie“, z. B. JAY und MUSIAK 1994). In einigen Ästuaren ist die Bildung einer zweiten

Trübungszone weiter stromauf der Brackwasserzone möglich (z. B. im Emsästuar, s. TALKE et al. 2009). Ein allgemeiner Überblick über die relevanten Prozesse findet sich unter anderem bei DYER (1997).

Auf die Bedeutung lokaler Sedimentquellen und ihrer Resuspension innerhalb des Tidezyklus wurde für das Weserästuar bereits von WELLERSHAUS (1982) hingewiesen. Eine ausführliche, auf Messungen basierende Beschreibung der intratidalen Verlagerung von Schwebstoff ist bei RIETHMÜLLER et al. (1988) sowie GRABEMANN und KRAUSE (1989) zu finden. Die Ergebnisse wurden von LANG et al. (1989) und LANG (1990) unter Verwendung eines numerischen Modells bestätigt. Auf längeren Zeitskalen variiert die Lage der Trübungszone im Weserästuar zusammen mit der Lage der Brackwasserzone als Reaktion auf geänderte Oberwasserabflüsse (GRABEMANN und KRAUSE 1989, GRABEMANN und KRAUSE 2001). Diese oberwasserabhängigen Veränderungen der Lage der Trübungszone sind bisher noch nicht in numerischen Modellen des Weserästuars reproduziert worden.

Nachfolgend wird die Dynamik der Trübungszone im Weserästuar auf unterschiedlichen Zeitskalen auf der Grundlage früherer Studien, der Auswertung von neuen Messungen und numerischer Modellergebnisse untersucht. Dabei liegt das Hauptaugenmerk auf der intratidalen Verschiebung suspendierten Sediments, der Variabilität im Spring-Nipp-Zyklus und der vom Oberwasserabfluss abhängigen Veränderungen der Lage der Trübungszone. Die vorliegende Studie bestätigt die Ergebnisse früherer Untersuchungen, die auf Messungen basierten und die Variabilität der Trübungszone auf verschiedenen Zeitskalen beleuchteten.

2 Regionale Verhältnisse

Das Weserästuar (Abb. 1) liegt in der südöstlichen Nordsee. Im Allgemeinen ist es ein gut durchmischtes meso- bis makrotidales Ästuar. Der oberstromige Abschnitt (Km 0-65) zwischen Bremen und Bremerhaven hat den Charakter eines Kanals und wurde in der Vergangenheit wiederholt vertieft; die Mindesttiefe des Fahrwassers beträgt heute etwa 9 m unter Seekartennull (SKN -9 m) (siehe Übersichtsarbeit von LANGE et al. 2008). Die trichterförmige Außenweser (Km 65-120) besteht aus zwei tiefen Tiderinnen, ausgedehnten Wattflächen sowie einer Vielzahl kleinerer Tiderinnen und Priele. Die westliche Rinne wurde durch wasserbauliche Maßnahmen (Bau von Leitdämmen und Bühnen) als dauerhaftes Fahrwasser in der Lage stabilisiert. Eine Mindesttiefe von etwa SKN -14 m wird permanent aufrechterhalten. Außerhalb dieses künstlich stabilisierten Bereichs lassen sich starke morphologische Veränderungen beobachten (z. B. DIECKMANN 1989).

Als Oberflächensedimente im Fahrwasser dominieren Sande. Die Sohle der Außenweser besteht in erster Linie aus Feinsanden und Mittelsanden und in der Unterweser aus Mittelsanden mit Grobsandanteilen. Eine augenfällige Ausnahme bildet der Bereich zwischen Km 55 und Km 66, in dem sich vorwiegend Feinsedimente befinden (mittlere Korngröße $<63 \mu\text{m}$), die aus Schluff und Ton mit unterschiedlichen Anteilen organischer Materie bestehen. Dieser Abschnitt liegt im Gewässerabschnitt von etwa Km 45 bis etwa Km 70, in dem üblicherweise die Trübungszone liegt. Die Zusammensetzung der Sedimente im schluffigen Bereich ist zeitlich nicht konstant. Auf tidalen Zeitskalen ist die Ausbildung von Flüssigschlickzonen möglich (SCHROTTKE et al. 2006), während auf längeren Zeitskalen die Schluffanteile variieren können. Nach hohen Oberwasserabflüssen

nimmt die Schluffmenge ab und während länger anhaltender niedriger Oberwasserabflüsse wieder zu.

Der langfristige mittlere Abfluss (MQ, Mittel für die Jahre 1970 bis 2010) beträgt $325 \text{ m}^3/\text{s}$; die langfristigen Mittel niedriger Abflüsse (MLQ) und hoher Abflüsse (MHQ) liegen bei $117 \text{ m}^3/\text{s}$ beziehungsweise $1220 \text{ m}^3/\text{s}$. Die Messungen erfolgten am Pegel Intschede $32,5 \text{ km}$ stromauf des Tidewehrs (DEUTSCHES GEWÄSSERKUNDLICHES JAHRBUCH 2013). Eine Analyse der täglichen Abflusswerte für den Zeitraum 1955-2012 zeigt, dass ein Abfluss von $150 \text{ m}^3/\text{s}$ am häufigsten vorkommt; in 50 % beziehungsweise 75 % der Fälle liegt der Abfluss zwischen $100 \text{ m}^3/\text{s}$ und $250 \text{ m}^3/\text{s}$ beziehungsweise $100 \text{ m}^3/\text{s}$ und $400 \text{ m}^3/\text{s}$.

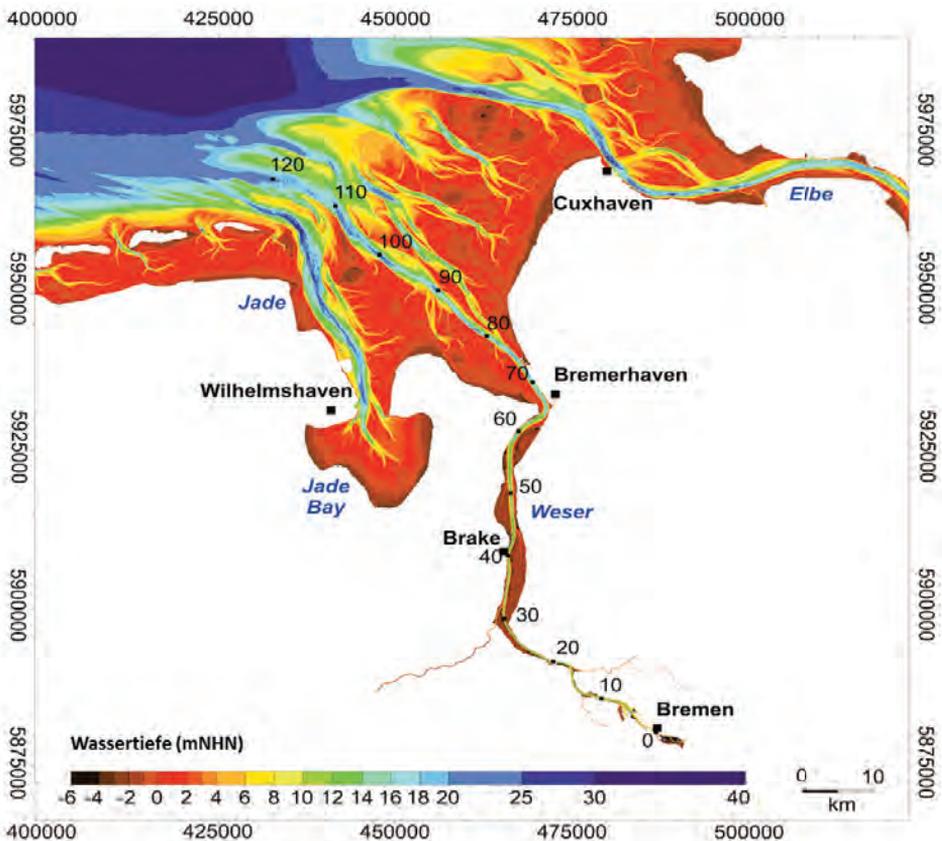


Abbildung 1: Morphologie des Weserästuars. Die Zahlen entlang des Hauptfahrwassers zeigen die Entfernung von der Wilhelm-Kaisen-Brücke („Große Weserbrücke“) etwa 5 km stromab des Wehrs in Bremen.

Die langfristige mittlere SPM-Konzentration des Oberwassers lag im Zeitraum von 1970 bis 2010 bei $38 \text{ g}/\text{m}^3$ (DEUTSCHES GEWÄSSERKUNDLICHES JAHRBUCH 2013). Der langfristige mittlere Flusseintrag von Schwebstoff in das Ästuar beträgt somit etwa 450 Tonnen je Halbtide; auf einer jährlichen Zeitskala variiert er signifikant. Die Menge des see-seitig eingetragenen suspendierten Sediments ist unbekannt, es wurden jedoch

Vorkommen marinen Materials stromauf der Brackwasserzone festgestellt (z. B. IRION et al. 1987). Innerhalb der Trübungszone erhöht sich die Schwebstoffkonzentration mit zunehmender Tiefe für den überwiegenden Teil des Tidezyklus (z. B. RIETHMÜLLER et al. 1988, Abb. 3 und 4; s. a. Abb. 2 in diesem Kapitel). In Bodennähe kann die Konzentration 1000 g/m³ überschreiten. Außerhalb der Trübungszone beträgt die SPM Konzentration im Allgemeinen weniger als 50 g/m³.

Die Trübungszone befindet sich überwiegend im landseitigen Bereich der Brackwasserzone. Die vom Oberwasserabfluss abhängige Lage der landseitigen Grenze der Brackwasserzone wird durch die tidegemittelte Grenzfläche zwischen salzarmen Flusswasser und salzreichem Meerwasser definiert; in der Weser erfolgt ihre Bestimmung üblicherweise auf Grundlage der 2-PSU-Isohaline. Bei niedrigen Oberwasserabflüssen kann die landseitige Grenze der Brackwasserzone um etwa 15 km weiter stromauf liegen als unter MQ-Bedingungen (SEIFFERT et al. 2012). Unter typischen Sommerbedingungen nach einigen Wochen mit niedrigem Oberwasserabfluss zeigt eine Momentaufnahme der bei Flut gemessenen Schwebstoffkonzentrationen die Trübungszone zwischen Km 45 und Km 65 (Abb. 2).

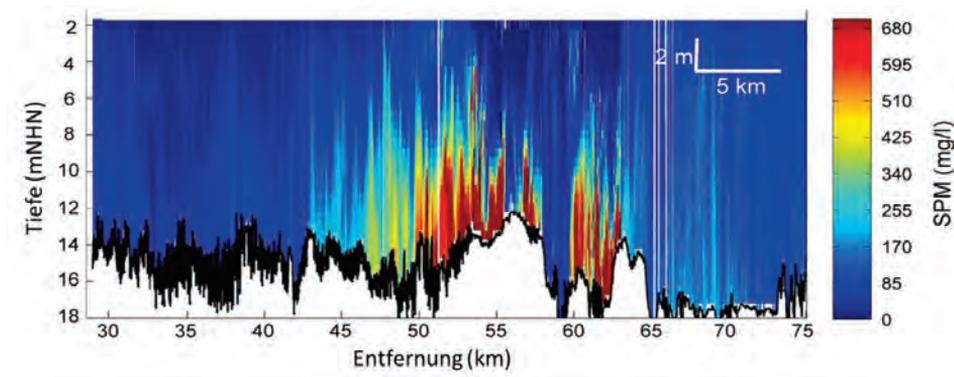


Abbildung 2: Darstellung der SPM-Konzentration bei Flut im Juni 2009 während einer Fahrt von Bremerhaven nach Bremen entlang eines Längsschnitts des Weserästuars (AquaVision BV 2009). Die Messungen erfolgten nicht tidephasengleich.

Die Lage der Brackwasserzone und der Trübungszone wird auch durch den mittleren Meeresspiegel beeinflusst. In einer Sensitivitätsstudie zu den möglichen Auswirkungen eines Klimawandels fanden HOLZWARTH et al. (2011) bei einem Anstieg des mittleren Meeresspiegels um 80 cm eine Verschiebung der Brackwasserzone um mehr als 3 km stromaufwärts und damit verbunden eine stromaufwärts gerichtete Verlagerung der Trübungszone in derselben Größenordnung.

3 Materialien und Methoden

3.1 Messungen

Das Wasser- und Schifffahrtsamt (WSA) Bremerhaven führt langfristige oberflächennahe Zeitreihenmessungen der Trübung durch, die im Jahr 2002 mit zunächst einer Messstation begannen. Seit 2011 sind neun Stationen in Betrieb. Zudem wurden Ende der 1990er

Jahre sowie 2002 und 2003 Zeitreihenmessungen durchgeführt, um zeitgleich die Trübung sowie den Salzgehalt und die Strömungsgeschwindigkeit in zwei bis drei verschiedenen Wassertiefen an drei bis sechs Stellen im Ästuar zu bestimmen. Die Messungen erfolgten jeweils über einen Zeitraum von wenigen Wochen und bei niedrigem, mittlerem und hohem Oberwasserabfluss. An jeder Messstation wurde die Trübung für den Median, das 5 %-Perzentil sowie das 95 %-Perzentil für vorgegebene Oberwasserabflussintervalle berechnet. Anschließend wurden die Messdaten mit den mittleren Abflussbedingungen normalisiert. Die aus dieser Analyse der Einzelstationen entlang des Weserfahrwassers gebildeten Längsprofile bilden die Grundlage für die Schätzung der Ausdehnung der Trübungszone. Dabei wurde für die Trübung ein Schwellwert von 0,6 festgelegt. Für die Datenanalyse erfolgte eine Aufteilung in oberflächennahe Messungen (für die Jahre 2008-2012 an 8-9 Messstationen, MES_Surf in Abb. 7) und bodennahe Messungen (für die Jahre vor 2003, MES_Depth in Abb. 7).

3.2 Numerisches Modellierungssystem

Der Schwebstofftransport im Weserästuar wurde mit dem gekoppelten Modellierungssystem UnTRIM-SediMorph simuliert. Das hydrodynamische Modell UnTRIM (CASULLI und ZANOLLI 2005) verwendet ein Finite-Differenzen- bzw. Finite-Volumen-Verfahren, mit dem die Impuls- und Transportgleichungen auf einem horizontal unstrukturierten Gitter gelöst werden. Das Modell wurde dreidimensional mit einer mittleren räumlichen Auflösung, die sich von etwa 180 m in der Außenweser auf 60 m in den inneren Bereichen des Ästuars erhöht, und einer vertikal konstanten Auflösung von 1 m aufgesetzt.

Das hydrodynamische Modell ist an das von der BAW entwickelte Sedimenttransportmodell SediMorph gekoppelt (BAW 2005). Für die einzelnen Kornfraktionen wird die Form des Sedimenttransports entweder als Suspensionstransport oder Geschiebetransport vorgegeben. Die Modellierung suspendierter Sedimente erfolgt in der vorliegenden Studie mit Hilfe drei verschiedener Korngrößenklassen (Feinschluff, Mittelschluff, Grobschluff). Für den Geschiebetransport werden vier Kornfraktionen zugrunde gelegt (Feinsand, Mittelsand, Grobsand und Kies). Die Auswahl der Korngrößen erfolgte gemäß der Udden-Wentworth-Skala. Trockendichte und Porosität sind konstant als 2.650 kg/m³ beziehungsweise 40 % gesetzt. Sedimente, deren Durchmesser größer als der von Kies ist, beispielsweise Steine, werden als Kies klassifiziert. Feinere Fraktionen als Feinschluff werden dieser Korngrößenklasse zugeordnet. Auf Basis der räumlich variablen Sedimentverteilung werden charakteristische Werte wie die mittlere Korngröße berechnet, um die Kornrauheit zu bestimmen. Die Formrauheit von kleinskaligen Sohlformen wird ebenfalls berücksichtigt. SediMorph berechnet die Depositions- und Erosionsflüsse von suspendierten Sedimenten auf Grundlage der Sohl Schubspannung, die ihrerseits aus der angreifenden Strömung und der Rauheit berechnet wird. Veränderungen der Sohle werden in dieser Studie nicht berücksichtigt.

Die Modelltopographie repräsentiert den Zustand im Jahr 2002, sodass Kompatibilität mit den verfügbaren Messungen am seeseitigen Modellrand für den Modellantrieb gegeben ist. Es bestehen nur geringfügige Veränderungen im Vergleich zu 2014, da für die Unterweser eine Mindesttiefe vorgegeben und sie seitlich stabilisiert ist. Morphologische Veränderungen in der Außenweser finden keine Berücksichtigung. Die beobachtete

Zusammensetzung des Sediments an der Sohle ist durch die sieben oben beschriebenen Sedimentfraktionen repräsentiert.

Die Untersuchung ist als Prozessstudie aufgebaut, wobei jedoch ein realistischer Antrieb verwendet wird. Die Berechnung der Windschubspannung an der Oberfläche erfolgte anhand von Daten des operationellen Wettervorhersagemodells des Deutschen Wetterdienstes (DWD) (COSMO/LM, z. B. DOMS et al. 2002). Für den seeseitigen Rand werden die Wasserstandsdaten einer 2002 von der BAW durchgeführten Messkampagne verwendet. Der Oberwasserabfluss wurde durch Einbeziehung der täglichen Mittel der Messungen an der Station Intschede etwa 30,5 km stromauf der künstlichen Tidegrenze berücksichtigt (Bereitstellung der Daten durch die Wasser- und Schifffahrtsverwaltung des Bundes). Das Modell berücksichtigt den Salztransport, nicht jedoch den Wärmetransport. Eine Modellvalidierung wurde erfolgreich durchgeführt (BAW 2009). Die den Wasserspiegel repräsentierenden Werte entsprechen nahezu den Beobachtungsdaten: der mittlere Fehler der Wasserstandsamplitude und -phase an den einzelnen Pegeln im Weserästuar liegt zwischen -15 cm und +12 cm beziehungsweise -23 Minuten und +5 Minuten.

4 Ergebnisse und Diskussion

Die Schwebstoffdynamik innerhalb des Spring-Nipp-Zyklus sowie auf intratidalen und saisonalen (Veränderungen des Oberwasserabflusses) Zeitskalen auf Basis jüngster Messungen und die Ergebnisse numerischer Simulationen werden im Folgenden vorgestellt und mit veröffentlichten Ergebnissen verglichen.

4.1 Variabilität im Tidezyklus

Auf der kürzesten hier betrachteten Zeitskala wird suspendiertes Sediment innerhalb eines Tidezyklus transportiert. Auf dieser Zeitskala sind die Ursachen für die starke SPM-Variabilität die Deposition von Material bei Kenterung, die nachfolgende Resuspension von Material aus lokalen, räumlich begrenzten Sedimentdepots während der folgenden Ebbe oder Flut sowie der anschließende Transport durch die Tideströmungen. Diese periodische Deposition von Schwebstoff wurde bei RIETHMÜLLER et al. (1988) für niedrigen Oberwasserabfluss in einem spezifischen Gebiet des Weserästuars umfassend dargestellt. GRABEMANN und KRAUSE (1989) stellten fest, dass dieses zyklische Muster auch für andere Oberwasserabflussbedingungen typisch ist. Es wird auch in den numerischen Simulationen reproduziert und ist in Abb. 3 für zwei Tidezyklen dargestellt. Bei einem vorgegebenen Oberwasserabfluss von etwa $300 \text{ m}^3/\text{s}$ befindet sich die Trübungszone in der Simulation in dem Bereich um Km 64.

Die Simulationen bestätigen, dass das Gebiet mit erhöhten Schwebstoffkonzentrationen sich analog zum Bereich niedriger Salinität der Brackwasserzone bewegt (Abb. 3). Hohe Konzentrationen suspendierten Sediments liegen häufig zwischen den 2- und 10-PSU-Isosalinen. Eine solche Kopplung von Brackwasserzone und Trübungszone ist mit bereits früher beschriebenen konzeptionellen Mechanismen zur Erklärung der Bildung der Trübungszone vereinbar. Die relative Bedeutung der verschiedenen Mechanismen wurde von BURCHARD und BAUMERT (1998) für ein schematisches Ästuar in einer numerischen Prozessstudie untersucht. Es zeigte sich, dass die ästuarine Zirkulation

(Gravitationszirkulation) und „Tidal Pumping“ die wichtigsten Vorgänge bei der Entstehung der Trübungszone sind. Auch andere barokline Prozesse spielen eine bedeutende Rolle. Bei Ebbe liegt eine Süßwasserschicht über dem Meerwasser mit höherem Salzgehalt - die vertikale Vermischung wird dadurch unterdrückt. Bei Flut hingegen wird die Wassersäule destabilisiert, was zu einer stärkeren vertikalen Vermischung führt (z. B. LANG et al. 1989). Dieser in der Literatur als „Strain Induced Periodic Stratification (SIPS)“ bezeichnete Vorgang geht auf SIMPSON et al. (1990) zurück. Veränderungen der Vermischungseffizienz („tidebedingte Vermischungssymmetrie“) während Schichtungsphasen können einen effizienteren Aufwärtstransport in der Wassersäule bewirken, während der Abwärtstransport infolge der durch die haline Schichtung gedämpften Turbulenz weniger effizient ist (JAY und MUSIAK 1994).

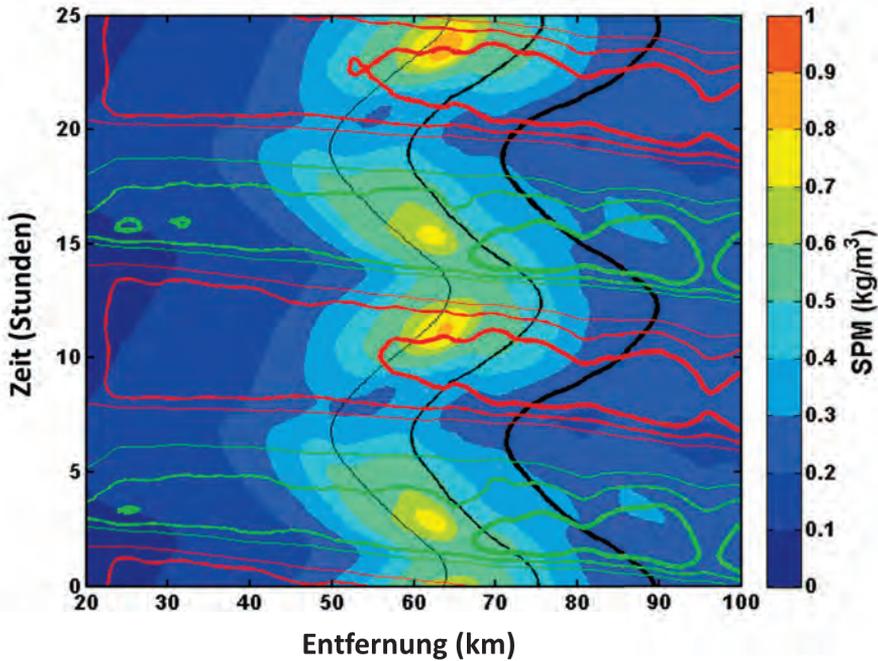


Abbildung 3: Räumliche und zeitliche Verteilung der SPM-Konzentration (Farbskala), des Salzgehalts und der Strömungsgeschwindigkeiten (Isolinien) gemäß Modellergebnissen. Salzgehalte von 2, 10 und 20 werden als schwarze Isolinien dargestellt, wobei höhere Salzgehalte durch stärkere Linien repräsentiert sind. Die Flut- und Ebbstromgeschwindigkeiten werden als grüne beziehungsweise rote Isolinien dargestellt. Je größer die Strömungsgeschwindigkeit, desto stärker die Linie (0,5 m/s bzw. 0,75 m/s bzw. 1,0 m/s).

Die Simulationsergebnisse zeigen in Übereinstimmung mit gemessenen Werten Schwebstoffkonzentrationen von über 800 g/m^3 (z. B. Abb. 2). Bei Kenterung geht die Konzentration des suspendierten Sediments zurück und der Schwebstoff lagert sich am Boden ab, um bei Einsetzen der nachfolgenden höheren Strömungsgeschwindigkeiten wieder aufgewirbelt und stromaufwärts oder -abwärts transportiert zu werden. Die Gesamtmenge des suspendierten Materials an einer Stelle setzt sich aus durch Advektion von entfernten Quellen herangeführtem und lokal erodiertem Material zusammen. Eine ausführliche

Diskussion findet sich bei GRABEMANN und KRAUSE (1989) auf Basis von Messungen, sowie bei LANG et al. (1989), die sich auf Modellergebnisse stützen.

Bei mittleren Abflussbedingungen ist in der Trübungszone der Weser sowohl in den Messwerten als auch in den Modellergebnissen eine Ebbstromdominanz zu erkennen (Abb. 4). Die Spitzengeschwindigkeiten sind bei Ebbe durchgängig höher als bei Flut. An der Messstation Nordenham (Abb. 4, oberes Diagramm) ist eine relativ gute Übereinstimmung zwischen Modellwerten und gemessenen Strömungsgeschwindigkeiten zu erkennen; an der Station Rechtenfleth (Abb. 4, unteres Diagramm) sind die modellierten Strömungsgeschwindigkeiten konsistent höher, die Struktur bei Ebbe und Flut ist jedoch vergleichbar.

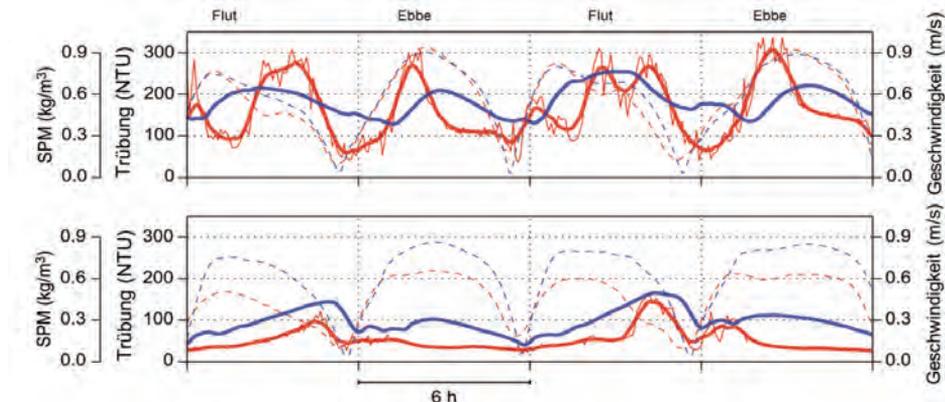


Abbildung 4: Zeitreihen der modellierten SPM-Konzentration in Bodennähe (durchgezogene blaue Linie), der modellierten Strömungsgeschwindigkeit (gestrichelte blaue Linie), der gemessenen Geschwindigkeit (gestrichelte rote Linie) und der gemessenen Trübung (rot) an den Stationen Nordenham (Km 55,8, oberes Diagramm) und Rechtenfleth (Km 46,5, unteres Diagramm). Die dünnen und dicken roten Linien zeigen die gemessene Trübung mit bzw. ohne kleinskalige Variabilität.

Abhängig von der Position des Beobachtungspunktes in Relation zur Trübungszone führt dies zu unterschiedlichen charakteristischen Mustern in den Zeitreihen der Sedimentkonzentration, wie in Abb. 4 gezeigt. Unter mittleren Abflussbedingungen befindet sich die Messstation Nordenham nahe des Zentrums der Trübungszone (oberes Diagramm), während Rechtenfleth in Nähe ihrer landseitigen Grenze liegt (unteres Diagramm). Im Zentrum der Trübungszone (Abb. 4, oberes Diagramm) erhöht sich die Schwebstoffkonzentration in Phase mit der Strömungsgeschwindigkeit. Das Signal während der Flutphase weist eine charakteristische bimodale Form auf, insbesondere bei den Messungen. Der erste Peak lässt sich wahrscheinlich mit der Erosion lokaler Sedimentquellen erklären, der zweite Peak mit durch Advektion zugeführtem Material, das weiter stromabwärts resuspendiert wurde. Während der Ebbe wird Material mit zunehmender Strömungsgeschwindigkeit resuspendiert und stromab transportiert. An der Position weiter stromauf (Abb. 4, unteres Diagramm) kommt der Konzentrationspeak später innerhalb der Flutphase vor, wahrscheinlich aufgrund der Advektion von Schwebstoff aus weiter stromabwärts gelegenen Quellen. Innerhalb der Ebbe kommt dieser früher vor, was wahrscheinlich lokale Erosion von Sediment und den anschließenden Transport stromabwärts repräsentiert. Dies stimmt mit dem oben beschriebenen Muster zyklischer Deposition und Erosion überein. Eine tägliche Ungleichheit ist vorhanden, diese ist jedoch im Allgemeinen nicht sehr ausgeprägt.

Die Ergebnisse aus Simulationen und Messungen können sich zwar im Detail unterscheiden, doch sind sie bei der Beschreibung der Charakteristika im Tidezyklus konsistent. Hohe Schwebstoffwerte bei Flut und bei Ebbe sind vergleichbar, obgleich das Vorkommen hoher Werte bei Flut länger andauert. Dies geht sowohl aus den Messungen als auch aus den Simulationen hervor. Da bei Flut höhere Sedimentkonzentrationen über einen längeren Zeitraum transportiert werden als bei Ebbe, ist mit einem Restschwebstofftransport stromauf zu rechnen.

Während der Vergleich der modellierten und gemessenen Schwebstoffkonzentration und Trübung eine ähnliche allgemeine Struktur zeigt, wird die auf kürzeren Zeitskalen auftretende Variabilität im Modell unterschätzt. In der Natur setzen sich Sedimente in der Wassersäule schnell ab, beispielsweise durch Flokkulation, die Resuspension dieser Flocken kann zu der beobachteten hohen Variabilität des Schwebstoffverhaltens führen. Im Modell werden die Auswirkungen der Flokkulation und das Aufbrechen der Flocken teilweise berücksichtigt, indem die Sinkgeschwindigkeit der Teilchen in Beziehung zur Konzentration und Sohlschubspannung gesetzt wird (s. MALCHEREK (1995)). Trotzdem konnte die beobachtete Variabilität der Schwebstoffkonzentration nicht vollständig erreicht werden.

4.2 Variabilität im Spring-Nipp-Zyklus

Die tidebedingten Schwankungen im Weserästuar werden durch die halbtägliche Ungleichheit (Partialtiden M_2 , S_2) dominiert. An der Pegelmessstation „Alte Weser“ (Km 115) beläuft sich der mittlere Tidehub beispielsweise auf 2,9 m mit einer ausgeprägten Differenz zwischen Springtide und Nipptide (etwa 70 cm). Die Variabilität des Tidehubs innerhalb eines Spring-Nipp-Zyklus wirkt sich auf die Strömungsgeschwindigkeit und somit die Sohlschubspannung aus. So sind bei Springtiden höhere Sohlschubspannungen zu erwarten, die dann zu höheren Schwebstoffkonzentrationen führen (z. B. LANG et al. (1989)).

Als Beispiel für den Einfluss eines größeren Tidehubs werden zwei unterschiedliche Zeitspannen innerhalb der Simulationen verglichen (Abb. 5). Die Modellergebnisse werden räumlich über die Breite des Fahrwassers gemittelt, um kleinskalige Effekte zu minimieren. Zwischen den beiden Zeitspannen beträgt der Unterschied im Tidehub etwa 40 cm, was ungefähr der Hälfte der maximalen Differenz zwischen Springtide und Nipptide an der Messstation „Alte Weser“ entspricht. Das Mittelwasser ist ebenfalls erhöht (um etwa 20 cm).

Die Zunahme des Tidehubs (+11 %, über Km 20-100 gemittelt) führt zu erhöhten mittleren Strömungsgeschwindigkeiten, wobei in diesem Fall die Flutstromgeschwindigkeiten stärker betroffen sind (+13 %) als die Ebbstromgeschwindigkeiten (+7 %). Aufgrund der höheren Strömungsgeschwindigkeiten nehmen die mittleren Konzentrationen suspendierten Sediments um etwa 20 % zu, sodass sich die Zone mit höheren Schwebstoffkonzentrationen weiter stromaufwärts und stromabwärts ausdehnt. Wird berücksichtigt, dass die Spring-Nipp-Variabilität des Tidehubs bei der Station „Alte Weser“ an der Mündung des Ästuars bis zu 70 cm betragen kann, ist eine Variabilität der Schwebstoffkonzentration von über 20 % zu erwarten.

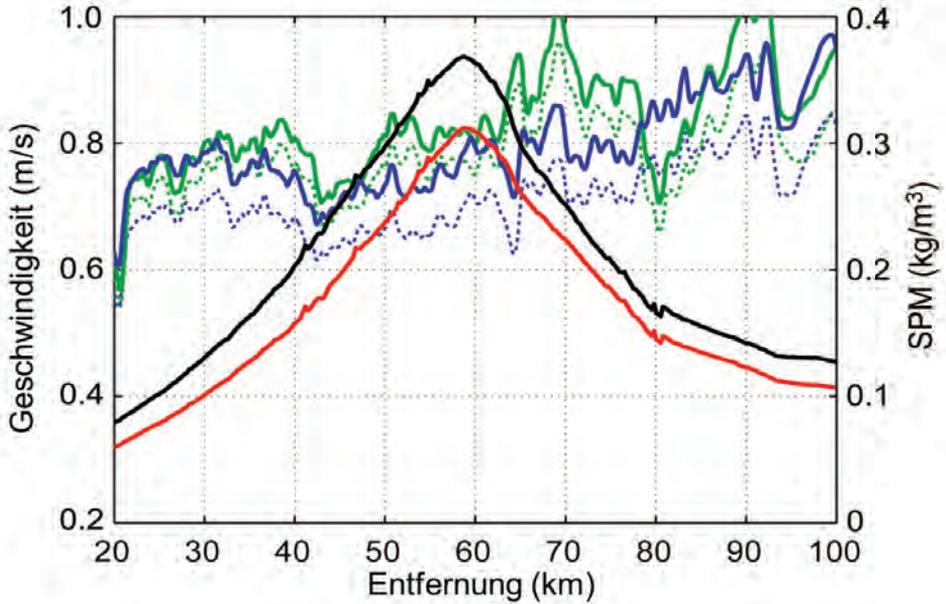


Abbildung 5: Längsprofil der mittleren SPM-Konzentrationen bei hohem (schwarze Linie) und niedrigem (rote Linie) Tidehub, der Flutstromgeschwindigkeiten bei hohem (durchgezogene blaue Linie) und niedrigem Tidehub (gestrichelte blaue Linie) sowie der Ebbstromgeschwindigkeiten bei hohem (durchgezogene grüne Linie) und niedrigem Tidehub (gestrichelte grüne Linie). Die Strömungsgeschwindigkeiten sind über die Ebbe bzw. Flut gemittelt.

Diese Vermutung wird durch Zeitreihenmessungen beispielsweise an einer spezifischen Stelle im oberstromigen Teil der Trübungszone bestätigt (Abb. 6). In den Simulationen sind die tidegemittelten Konzentrationen des suspendierten Sediments für die gemittelten Zeitspannen in Abb. 6 bei einer Springtide um etwa 50 % höher als bei einer Nipptide. Auch die tidegemittelte gemessene Trübung ist bei Springtiden höher (um etwa 35 %). Intratidal überschreiten die höchsten Schwebstoffkonzentrationen (Trübungen) bei Springtiden die bei Nipptiden verzeichneten Werte um etwa zwei Größenordnungen. Hier besteht eine Übereinstimmung mit den von GRABEMANN und KRAUSE (2001) vorgestellten Ergebnissen.

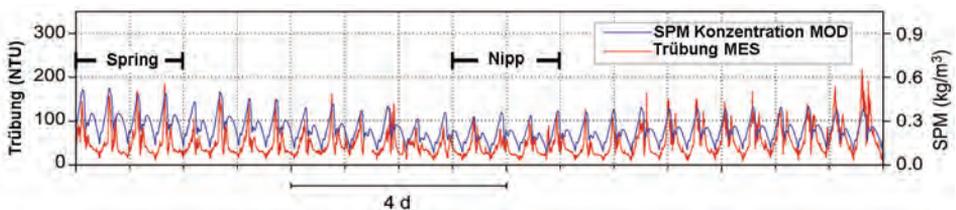


Abbildung 6: Zeitreihen der bodennahen Trübungsmessungen (MES, rot) und der modellierten SPM-Konzentration (MOD, blau) an der Messstation Rechtenfleth (Km 46,5). Die gemittelten Zeitspannen für Springtide- und Nipptidephasen sind durch die Balken dargestellt.

Insgesamt bestehen signifikante Unterschiede zwischen Springtiden und Nipptiden im Weserästuar. Sowohl durch unterschiedliche Flutstrom- und Ebbstromgeschwindigkeiten als auch unterschiedliche Flut- zu Ebbstromverhältnisse sind Änderungen der Sedimentdynamik möglich. Bei der Planung oder Interpretation von Messungen oder dem Versuch, auf Grundlage nur weniger Gezeiten repräsentative Modellergebnisse zu gewinnen, ist dies zu berücksichtigen.

4.3 Variabilität in Abhängigkeit vom Oberwasserabfluss

Auf längeren Zeitskalen nimmt die Umverteilung von Sedimenten im System an Bedeutung zu. Die Sedimentzusammensetzung an einem Ort kann sich durch natürliche Prozesse ändern, zum Beispiel aufgrund eines tide-induzierten Restschwebstofftransports stromaufwärts oder weil feines Material bei Flutereignissen aus dem Ästuar gespült wird. Auch anthropogene Einflüsse wie Unterhaltungsbaggerungen und Umlagerungen von Sedimenten aus der Hauptfahrinne spielen eine Rolle. Der Zusammenhang zwischen dem Oberwasserabfluss und Veränderungen der Lage der Trübungszone wird aus Abb. 7 ersichtlich.

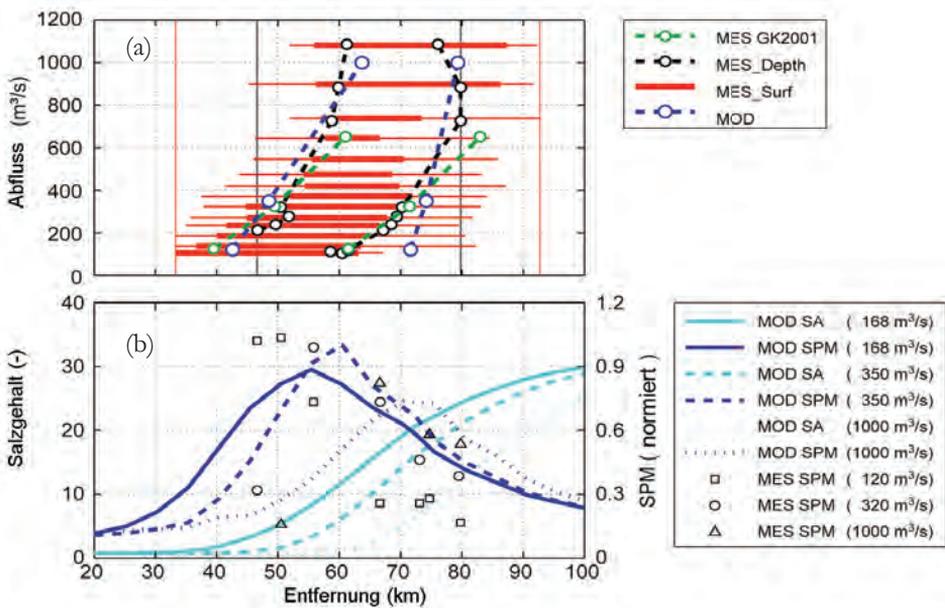


Abbildung 7: (a) Lage der Trübungszone bei unterschiedlichen Oberwasserabflussbedingungen auf Basis von Trübungsmessungen (MES GK2001: Ergebnisse von GRABEMANN und KRAUSE (2001), MES_Depth: auf Basis von bodennahen Daten (siehe Kap. 3.1), MES_Surf: auf Basis von langfristigen oberflächennahen Messungen (s. Kap. 3.1) und Modellergebnissen (MOD). Auch wenn die Fehlerbalken nur für MES_Surf auf Basis der 5 %- und 95 %-Perzentile der gemessenen Trübung dargestellt sind, sind auch die anderen Messungen und Modellergebnisse mit ähnlichen Unsicherheiten behaftet. Die roten und schwarzen vertikalen Linien zeigen die oberstromigen und unterstromigen Grenzen der oberflächennahen bzw. bodennahen Messungen. (b) Längsprofile für Salzgehalt und Schwebstoffkonzentration (jeweils tidegemittelt) abgeleitet aus Modellergebnissen (MOD, Linien) und Messungen (MES, Symbole). Die vertikale Achse für suspendiertes Sediment wurde mit mittleren Oberwasserabflussbedingungen normalisiert.

Bei steigendem Oberwasserabfluss verlagert sich die Trübungszone stromabwärts. Bei niedrigen Abflussbedingungen liegt die Trübungszone etwa zwischen Km 40 und Km 60, bei hohen Abflüssen ist sie um mehr als 20 km weiter stromabwärts verschoben. Die Verschiebung der Trübungszone deckt sich annähernd mit der Verlagerung der landseitigen Grenze der Brackwasserzone. Auch die oben gezeigte enge Kopplung zwischen Brackwasserzone und Trübungszone (Abb. 3) ist hier zu erkennen (Abb. 7b). Die Auswirkungen von Oberwasserabflussschwankungen sind abhängig von den hydrologischen Bedingungen: bei einem niedrigen Oberwasserabfluss ist der Effekt einer Abflussänderung stärker als bei hohen Abflüssen. Die Sensitivität des Systems gegenüber Abflussschwankungen ist also in Zeiten niedriger Abflüsse größer, was ein nichtlineares Verhalten bei der Verschiebung der Trübungszone erkennen lässt.

Die abflussabhängige Lage der Trübungszone in Bodennähe (MES_Depth) bestätigt grundsätzlich die vorhergehenden Ergebnisse von GRABEMANN und KRAUSE (2001), die Veränderungen der Lage der Trübungszone und ihrer Längsausdehnung bei wechselnden Oberwasserabflussbedingungen untersucht haben (Abb. 7a). MES_Depth deutet auf eine geringfügig schwächere Sensitivität der Trübungszone gegenüber hohen Abflüssen hin. Die aus den oberflächennahen langfristigen Trübungsmessungen abgeleiteten Positionen der Trübungszone (MES_Surf), die ein breiteres Spektrum von Abflussbedingungen beinhalten, sind generell mit den Positionen in Bodennähe vergleichbar, doch scheinen sie etwas weiter stromaufwärts ausgedehnt zu sein. Die jeweilige aus Messungen ermittelte Lage der Trübungszone ist wahrscheinlich durch die vertikale Schwebstoffverteilung in der Trübungszone beeinflusst. Das Gebiet mit der höchsten bodennahen Schwebstoffkonzentration (Trübung) im Längsschnitt weist nicht notwendigerweise auch die höchste Konzentration in Oberflächennähe auf (siehe zum Beispiel Abb. 2). Da die oberflächennahen und bodennahen Messungen nicht dieselbe Zeitspanne und damit unterschiedliche Antriebsbedingungen (z. B. meteorologische Bedingungen, Oberwasserabflüsse) abdecken, kann ein direkter Vergleich der aus unterschiedlichen Datensätzen gewonnenen Positionen der Trübungszone zusätzlich erschwert sein.

Um einen Vergleich der Messungen mit den Modellergebnissen zu ermöglichen, wurde die Lage der Trübungszone auf Basis der modellierten SPM-Konzentrationen bestimmt (Abb. 7b). Dabei wurde für die Schwebstoffkonzentrationen ein Schwellwert von 0,6 vorgegeben. Die numerische Modellierung liefert in Bezug auf die Lage der Trübungszone ähnliche Ergebnisse wie die Messungen (MES und MOD in Abb. 7a). Bei niedrigen und hohen Oberwasserabflüssen befindet sich die landseitige Grenze der Trübungszone an etwa derselben Position entlang der Flussachse. Die nichtlineare Reaktion der Verlagerung der Trübungszone auf Veränderungen der Abflussbedingungen ist im Modell weniger ausgeprägt. Der seeseitige Rand der Trübungszone liegt bei niedrigen Oberwasserabflüssen im Modell weiter stromabwärts.

Für die Schwebstoffkonzentration in der Trübungszone ist nur ein sehr allgemeiner Vergleich zwischen der tatsächlich modellierten Konzentration (gemittelt über die Breite der Fahrrinne) und der repräsentativ für die Schwebstoffkonzentration gemessenen Trübung (Tiefenmittelung an einer Stelle) möglich (Abb. 7b). Selbst wenn die Lage der Trübungszone und die Konzentration suspendierten Sediments in den Simulationen und Messungen ähnlich sind, unterscheiden sie sich doch im Detail.

Im Modell werden nur die vorgegebenen quasi-stationären Abflussbedingungen berücksichtigt, während die Übergänge zwischen unterschiedlichen Abflussbedingungen

vernachlässigt werden. Die in Abb. 7b gezeigten Messdaten wurden für bestimmte Abflussklassen analysiert. In den Messungen beinhalten diese Klassen die Übergänge zwischen verschiedenen Abfluss- und Umweltbedingungen. Die Auslegung der Daten unterliegt folglich Beschränkungen. Unter Berücksichtigung der Tatsache, dass zu über 75 % der Zeit ein Oberwasserabfluss zwischen $100 \text{ m}^3/\text{s}$ und $400 \text{ m}^3/\text{s}$ verzeichnet wird, kann für die Trübungszone die Lage zwischen Km 45 und Km 70 als häufigster Wert angenommen werden. Diese häufigste Lage befindet sich damit im Bereich schluffiger Sedimente der Weser („Schlickstrecke“) zwischen Km 55 und Km 66.

Die Messungen weisen darauf hin, dass fluviale Hochwasserereignisse eine länger anhaltende Wirkung haben könnten (GRABEMANN und KRAUSE 2001). So sind die Schwebstoffkonzentrationen in der Trübungszone nach solchen Hochwasserereignissen ($> 1100 \text{ m}^3/\text{s}$) in einigen Fällen niedriger und steigen dann im Laufe der folgenden Monate an, was auf Veränderungen der lokalen Sedimentquellen hinweist. Nicht berücksichtigt sind hier beobachtete Auswirkungen hoher Oberwasserabflüsse in Form von Veränderungen des Sedimentinventars an der Sohle, beispielsweise Veränderungen des Anteils von Feinsedimenten. Solche Auswirkungen sollten jedoch Gegenstand weiterer Untersuchungen sein.

5 Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

Auf der Grundlage von Modellergebnissen und Messungen wurde die Variabilität der Trübungszone innerhalb des Spring-Nipp-Zyklus sowie auf intratidalen und saisonalen (Veränderungen des Oberwasserabflusses) Zeitskalen gezeigt. Der von GRABEMANN und KRAUSE (1989) und LANG et al. (1989) vorgelegte Ansatz, nach dem der Schwebstofftransport innerhalb der Trübungszone als zyklischer Prozess beschrieben wird, wurde bestätigt. Die Bewegung der Trübungszone innerhalb eines Tidezyklus scheint bei gegebenen Oberwasserabflussbedingungen eng an die Bewegung der Brackwasserzone gekoppelt zu sein. Auf einer zweiwöchentlichen Zeitskala ist eine ausgeprägte Variabilität der Schwebstoffkonzentration über den Spring-Nipp-Zyklus zu erkennen, welche die Schwebstoffkonzentrationen moduliert. Der Anstieg der Schwebstoffkonzentration erfolgt nahezu einheitlich über die Trübungszone, die daher als weiter stromaufwärts und stromabwärts ausdehnt betrachtet werden kann. Auf saisonalen Zeitskalen wird die Trübungszone stark durch Veränderungen des Oberwasserabflusses beeinflusst: dieser bewirkt eine von den Abflussbedingungen abhängige Verschiebung der Trübungszone zusammen mit der landseitigen Grenze der Brackwasserzone entlang des Ästuars.

Eine Bestimmung der Lage der Trübungszone auf Basis von Trübungsmessungen scheint verlässlich zu sein. Dennoch bestehen nach wie vor einige Unsicherheiten bei Rückschlüssen von Trübungswerten auf Sedimentkonzentrationen. Die Korrelation der Trübungsmesswerte mit den Schwebstoffwerten ist nicht, wie hier angenommen, über die Zeit konstant, sondern kann etwa aufgrund biologischer Einflüsse (z. B. Phytoplankton) variieren. Darüber hinaus wird angenommen, dass die für die zwei bis drei Proben in einem bestimmten Querschnitt gemessenen Werte gemittelt werden können, um eine repräsentative Schwebstoffkonzentration für den betreffenden Querschnitt zu erhalten. Die vom numerischen Modell gelieferten Informationen über die Sedimentverteilung sind vollständiger, unterliegen jedoch dem Einfluss der gewählten Modellparameter, wie zum

Beispiel den modellierten Sedimentfraktionen und den vorgegebenen Sinkgeschwindigkeiten.

Trotz der Unsicherheiten deutet die Ähnlichkeit zwischen Modell und Messungen auf den hier betrachteten unterschiedlichen Zeitskalen auf die Belastbarkeit der gewählten Ansätze hin. Wir sind daher zuversichtlich, dass das numerische Modell in Zukunft ermöglicht wird, durch detailgenauere Simulationen relevante Prozesse weiter zu identifizieren. Die vorliegende Studie konzentrierte sich auf ausgewählte quasi-stationäre Oberwasserabflussbedingungen; der Übergang zwischen verschiedenen Zuständen muss daher Gegenstand weiterer Untersuchungen sein.

Zwei praktische Aspekte dieser Studie sollten kurz erwähnt werden. Erstens, obgleich sich langfristige Messungen an den Pegeln als geeignetes Mittel zur Bestimmung der Lage der Trübungszone erwiesen haben, sind sie mit starken Unsicherheiten behaftet. Diese Unsicherheiten sind auf die große natürliche Variabilität, die Grenzen der Analysemethode und die Einschränkungen bei den Daten (z. B. geräteabhängige Messgenauigkeit) zurückzuführen. Gegenwärtig sind permanente Trübungsmessungen aufgrund der Anforderungen an die Leichtigkeit und Sicherheit des Schiffsverkehrs in den Bundeswasserstraßen nur am Fahrrinnenrand möglich. Diese Einschränkung lässt sich möglicherweise in Zukunft mit dem Einsatz eines Horizontal Acoustic Doppler Current Profiler (H-ADCP) durch das WSA Bremerhaven umgehen. Zweitens, auch wenn die Lage der Trübungszone auf jeder der hier betrachteten Zeitskalen stark variiert, besteht doch eine gewisse Vorhersagbarkeit. Dies kann sich für eine bessere Beschreibung der Schwebstoffdynamik in der Trübungszone als nützlich erweisen und so zur Optimierung des Sedimentmanagements im Weserästuar beitragen.

6 Danksagung

Die Autoren danken der Wasser- und Schifffahrtsverwaltung des Bundes (WSA Bremerhaven) für die Bereitstellung der Messdaten zur Hydrodynamik und Trübung. Wir danken B. Gardeike und W. Appel für die Unterstützung bei den grafischen Darstellungen.

7 Schriftenverzeichnis

- AQUA VISION BV: Suspended sediment measurements in the Weser, June 2009. Technical report. Aqua Vision BV, 2009.
- BAW: Modellvalidierung UnTrim / SediMorph - Hydrodynamik und Schwebstofftransports des Jade – Weser – Ästuars. Bundesanstalt für Wasserbau, 93 S., 2009. http://www.baw.de/downloads/wasserbau/mathematische_verfahren/Validierungsstudien/Modellvalidierung_Weser-GM_UnTRIM2007_v1.3.pdf
- BAW: Mathematical module SediMorph – Validation document, Bundesanstalt für Wasserbau, 77 S., 2005. http://www.baw.de/downloads/wasserbau/mathematische_verfahren/pdf/vd-sedimorph.pdf
- BURCHARD, H. and BAUMERT, H.: The Formation of Estuarine Turbidity Maxima Due to Density Effects in the Salt Wedge. A Hydrodynamic Process Study. In: Journal of Physical Oceanography, Vol. 28, 309-321, 1998.

- CASULLI, V. and ZANOLLI, P.: High resolution methods for multidimensional advection–diffusion problems in free-surface hydrodynamics. In: *Ocean Modelling*, Vol. 10, 1-2, 137-151, doi: 10.1016/j.ocemod.2004.06.007, 2005.
- DE NIJS, M. A. J.; WINTERWERP, J. C. and PIETRZAK, J. D.: On harbour siltation in the fresh-salt water mixing region. In: *Continental Shelf Research*, Vol. 29, 1, 175-193, doi: 10.1016/j.csr.2008.01.019, 2009.
- DEUTSCHES GEWÄSSERKUNDLICHES JAHRBUCH: Weser und Emsgebiet 2010. 1.11.2009 - 31.12.2010. Niedersächsischer Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz, 301 p., 2013.
- DIECKMANN, R.: Morphologische Strukturen im Weserästuars. In: *Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen*, Vol. 33, 3/4, 104-112, 1989.
- DOMS, G.; STEPPELER, J. und ADRIAN, G.: Das Lokal-Modell LM. In: *promet*, Vol. 27, 3/4, 123-128, 2002.
- DYER, K. R.: *Estuaries: a physical introduction*. John Wiley and Sons, 1997.
- FESTA, J. F. and HANSEN, D. V.: Turbidity maxima in partially mixed estuaries: A two-dimensional numerical model. In: *Estuarine and Coastal Marine Science*, Vol. 7, 4, 347-359, doi: 10.1016/0302-3524(78)90087-7, 1978.
- GRABEMANN, I. and KRAUSE, G.: Transport processes of suspended matter derived from time series in a tidal estuary. In: *Journal of Geophysical Research*, Vol. 94, C10, 14373, doi: 10.1029/JC094iC10p14373, 1989.
- GRABEMANN, I. and KRAUSE, G.: On Different Time Scales of Suspended Matter Dynamics in the Weser Estuary. In: *Estuaries*, Vol. 24, 5, 688, doi: 10.2307/1352877, 2001.
- HOLZWARTH, I.; SCHULTE-RENTROP, A. und HESSER, F.: Auswirkungen klimabedingter Änderungen auf das Strömungs- und Transportverhalten deutscher Nordseeästuare. In: HAFENTECHNISCHE GESELLSCHAFT E.V. Ed.: *Vorträge HTG-Kongress 2011*. Würzburg, 275-282, 2011.
- IRION, G.; WUNDERLICH, F. and SCHWEDHELM, E.: Transport of clay minerals and anthropogenic compounds into the German Bight and the provenance of fine-grained sediments SE of Helgoland. In: *Journal of the Geological Society*, Vol. 144, 153-160, 1987.
- JAY, D. A. and MUSIAK, J. D.: Particle trapping in estuarine tidal flows. In: *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, C10, 20445, doi: 10.1029/94JC00971, 1994.
- LANG, G.: *Zur Schwebstoffdynamik von Trübungszonen in Ästuarien*. Universität Hannover, Hannover, Institut für Strömungsmechanik und Elektron. Rechnen im Bauwesen, 113 S., 1990.
- LANG, G.; SCHUBERT, R.; MARKOFSKY, M.; FANGER, H.-U.; GRABEMANN, I.; KRASEMANN, H. L.; NEUMANN, L. J. R. and RIETHMÜLLER, R.: Data interpretation and numerical modeling of the Mud and Suspended Sediment Experiment 1985. In: *Journal of Geophysical Research*, Vol. 94, C10, 14381, doi: 10.1029/JC094iC10p14381, 1989.
- LANGE, D.; MÜLLER, H.; PIECHOTTA, F. and SCHUBERT, R.: The Weser Estuary. In: KURATORIUM FÜR FORSCHUNG IM KÜSTENINGENIEURWESEN Ed.: *Die Küste. Archiv für Forschung und Technik an der Nord- und Ostsee*. Heide i. Holstein, 275-287, 2008.

- MALCHEREK, A.: Mathematische Modellierung von Strömungen und Stofftransporten in Ästuaren. PhD thesis. Universität Hannover, Hannover, Institut für Strömungsmechanik und Elektron. Rechnen im Bauwesen, 203 S., 1995.
- OFFICER, C. B.: Physical dynamics of estuarine suspended sediments. In: *Marine Geology*, Vol. 40, 1-2, 1-14, doi: 10.1016/0025-3227(81)90039-6, 1981.
- RIETHMÜLLER, R.; FANGER, H.-U.; GRABEMANN, I.; KRASEMANN, H. L.; OHM, K.; BÖNING, J.; NEUMANN, L. J. R.; LANG, G.; MARKOFESKY, M. and SCHUBERT, R.: Hydrographic Measurements in the Turbidity Zone of the Weser Estuary. In: DRONKERS, J. and LEUSSEN, W. Eds.: *Physical Processes in Estuaries*. Berlin, Heidelberg, 332-344, doi: 10.1007/978-3-642-73691-9_18, 1988.
- SCHROTTKE, K.; BECKER, M.; BARTHOLOMÄ, A.; FLEMMING, B. W. and HEBBELN, D.: Fluid mud dynamics in the Weser estuary turbidity zone tracked by high-resolution side-scan sonar and parametric sub-bottom profiler. In: *Geo-Marine Letters*, Vol. 26, 3, 185-198, doi: 10.1007/s00367-006-0027-1, 2006.
- SEIFFERT, R.; HESSER, F. B.; SCHULTE-RENTROP, A. and SEIB, G.: Potential effects of climate change on the brackish water zone in German estuaries. In: HINKELMANN, R.-P.; LIONG, Y.; SAVIC, D.; NASERMOADDELI, M. H.; DAEMRICH, K.-F.; FRÖHLE, P. and JACOB, D. Eds.: *Understanding Changing Climate and Environment and Finding Solutions*. Hamburg, 2012.
- SIMPSON, J. H.; BROWN, J.; MATTHEWS, J. and ALLEN, G.: Tidal Straining, Density Currents, and Stirring in the Control of Estuarine Stratification. In: *Estuaries*, Vol. 13, 2, 125, doi: 10.2307/1351581, 1990.
- TALKE, S. A.; SWART, H. E. DE and SCHUTTELAARS, H. M.: Feedback between residual circulations and sediment distribution in highly turbid estuaries: An analytical model. In: *Continental Shelf Research*, Vol. 29, 1, 119-135, doi: 10.1016/j.csr.2007.09.002, 2009.
- WELLERSHAUS, S.: Die Trübungswolke im Weser-Ästuar. In: *Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen*, 26, 1982.

Sedimenttransport und Sedimentmanagement im Elbeästuar

Holger Weilbeer

Zusammenfassung

Am Beispiel der Tideelbe wird gezeigt, welche Art von Daten, Modellierungs- und Analyserwerkzeugen benötigt werden, um den Sedimenttransport in einem Ästuar qualitativ und auch quantitativ beschreiben zu können. Mit Hilfe dieser Methoden können Optionen für das Sedimentmanagement untersucht werden.

Schlagwörter

Elbe, Ästuar, numerisches Modell, Schwebstoffmessungen, Baggern, Sedimenttransport, Sedimentmanagement

Summary

In this article, the tidal Elbe serves as an example to show which kind of data, modelling and analysis tools are required for a qualitative and quantitative description of sediment transport in an estuary. These methods can be used to investigate sediment management options.

Keywords

Elbe, estuary, numerical model, suspended sediment measurements, dredging, sediment transport, sediment management

Inhalt

1	Einleitung.....	444
2	Das Elbeästuar - Überblick.....	445
3	Modellsystem.....	448
4	Sedimenttransport im Elbeästuar	449
4.1	Messungen.....	449
4.2	Modellergebnisse	452
4.3	Monitoring von Baggerarbeiten	455
5	Anwendung auf Sedimentmanagement-Aufgaben	456
5.1	Sedimentmanagement-Konzept.....	456
5.2	Untersuchung von Umlagerungsstellen.....	458
5.3	Modellierung des Baggergeschehens	459
6	Ausblick.....	460
7	Schriftenverzeichnis	461

1 Einleitung

Die durch Tidewellen sowie Salz-, Brack und Süßwasserzonen geprägten Ästuar transportieren mit ihren alternierenden Strömungen große Feststoffmengen. Je größer die Wassertiefen der Fahrrinnen, desto größer ist das ausgetauschte Tidevolumen und desto mehr Feststoffe können mit der strömenden Wassermasse transportiert werden. Dies führt zu Steigerungen bei den Baggeraufwendungen. Zur Erhaltung der erforderlichen Wassertiefen für die Schifffahrt fallen jährlich mehr als 45 Mio. m³ Baggergut in Deutschland an. Der Löwenanteil davon wird in den Seeschiffahrtsstraßen und Seehäfen mit mehr als 40 Mio. m³ gebaggert. Aus dieser Mengenbetrachtung wird bereits deutlich, dass das Feststofftransportgeschehen in den Ästuaren eine herausragende Bedeutung hat. Ein wesentliches Ziel besteht darin, die Baggermengen und Baggerkosten trotz der bis heute ungebrochenen Schiffsgrößenentwicklung nicht weiter anwachsen zu lassen.

Das gebaggerte Material wird zum überwiegenden Teil an temporär festgelegten Verbringstellen im Gewässer umgelagert, wodurch es im System verbleibt und die Sedimenttransportraten und damit auch die morphologische Entwicklung beeinflusst. Die Wahl der Verbringstellen muss nach hydromorphologischen Kriterien unter Berücksichtigung naturschutzfachlicher Aspekte erfolgen. Eine Ausbreitung des umgelagerten Baggergutes im Gewässer ist in der Regel gewünscht, ein Wiedereintrieb in Baggerbereiche sollte jedoch möglichst nicht erfolgen, um Sediment- bzw. Baggerkreisläufe nicht zu forcieren. Durch eine geschickte Wahl der Verbringstellen und -zeitpunkte können möglicherweise auch bevorzugte morphologische Entwicklungen unterstützt werden. Die Genese der Wattgebiete ist z. B. im Hinblick auf eine Kompensation der Auswirkungen des Meeresspiegelanstiegs von großer Bedeutung.

Das Verständnis der Hydro- und Morphodynamik des Ästuars in Verbindung mit dem Wissen um die Zusammenhänge mit Gewässergüteparametern sind somit elementare fachwissenschaftliche Voraussetzungen für eine Optimierung des Sedimentmanagements. Als Beispiele seien hier der Sedimenttransport stromauf durch Tidal Pumping und der Einfluss barokliner Prozesse auf die Strömung und den Sedimenttransport in der Gradientenzone des Ästuars genannt. Beide Phänomene sind wichtig für den resultierenden Sedimenttransport und die wesentliche Ursache für mögliche Sedimentkreisläufe. Sie müssen daher bei der Konzeption und der Umsetzung einer Sedimentmanagementstrategie adäquat berücksichtigt werden.

In diesem Beitrag soll am Beispiel der Tideelbe gezeigt werden, welche Arten von Daten, Modellierungen und Analysewerkzeugen für eine qualitative und quantitative Beschreibung der Sedimenttransportvorgänge in einem Ästuar erforderlich sind. Die Methoden können zur Untersuchung von Sedimentmanagementoptionen herangezogen werden.

In Kapitel 2 erfolgt ein Abriss der historischen Entwicklung des Elbeästuars und in Kapitel 3 eine Beschreibung des in dieser Studie eingesetzten Modellierungssystems. In Kapitel 4 werden die Messungen und Modellergebnisse für den Sedimenttransport im Elbeästuar vorgestellt. Kapitel 5 befasst sich mit besonderen Anwendungen des Modells in ausgewählten Sedimentmanagementaufgaben.

2 Das Elbeästuar - Überblick

Das Elbeästuar gehört zu den wichtigsten deutschen Schifffahrtsstraßen. Die Elbmündung ist im Südwesten der Deutschen Bucht gelegen, das Wehr Geesthacht markiert die Tidegrenze. Die Entfernung vom Wehr bis zu der circa 15 km breiten Mündung beträgt über 160 km (Abb. 1).

Im Laufe der Jahrhunderte wurde das Elbeästuar durch mehrfache Eingriffe an die veränderten Anforderungen der Seeschifffahrt angepasst. Zwischen 1860 und 1999 wurde die Fahrrinne um bis zu 10 m vertieft. Des Weiteren erfolgten im Laufe der letzten 50 Jahre unterschiedliche Maßnahmen wie etwa der Bau des Wehrs Geesthacht oder die Absperrung von Nebenarmen, Verfüllungen von Hafenbecken, Eindeichungen und Einpolderungen. Die Morphologie des Elbeästuars ist heute gekennzeichnet durch die tiefe zum Hamburger Hafen führende Fahrrinne, landwärtig ein komplexes System von Inseln, Nebenflüssen und Nebenarmen sowie seeseitig ausgedehnte Wattflächen und Gezeitenrinnen.

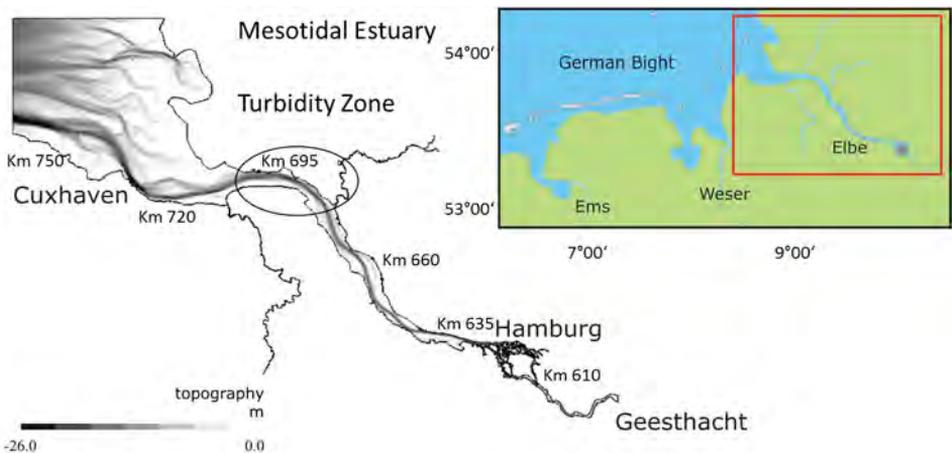


Abbildung 1: Elbeästuar: Geographische Lage und Ortsbezeichnungen.

Anthropogene Eingriffe haben Veränderungen in der Tidecharakteristik und bei den Feststofftransportprozessen ausgelöst. Abb. 2 zeigt das mittlere Tidehoch- und Tideniedrigwasser am Gezeitenpegel St. Pauli, Hamburg, von 1900 bis 2010. Aufgrund einer Absenkung des Tideniedrigwassers und einer Erhöhung des Tidehochwassers ist der Tidehub beträchtlich gestiegen (1 m in den letzten 35 Jahren). Die Asymmetrie der Tidekurve verstärkt sich, das heißt der Flutstrom erfolgt verkürzt jedoch mit höheren Geschwindigkeiten (steilerer Flutast), die Stauwasserdauer zwischen Flut und Ebbe ist verlängert, und der Ebbstrom ist verlängert (flacherer Ebbeast) mit entsprechend verringerten Strömungsgeschwindigkeiten. Das veränderte hydrodynamische Regime bildet wahrscheinlich die Hauptursache für den verstärkten Stromauftransport von Sediment durch Tidal Pumping. Mit dem starken Flutstrom wird Sediment stromaufwärts transportiert, setzt sich während Stauwasserdauer ab, sodass geringere Sedimentmengen mit einem schwächeren Ebbstrom stromabwärts transportiert werden. Der resultierende Sedimenttransport hängt von der Intensität des Oberwasserabflusses ab (Kapitel 4.2).

Häufige Unterhaltungsbaggerungen an der Schifffahrtsrinne sind erforderlich, um die Sicherheit des Schiffsverkehrs zu gewährleisten. Der Bedarf an Unterhaltungsbaggerungen stieg deutlich seit der letzten Vertiefung im Jahr 1999, vor allem im oberen Teil des Ästuars bei Hamburg (Abb. 3). Die Grafik zeigt darüber hinaus eine Veränderung bei der Managementstrategie für feine Sedimente. Seit 2008 wurde sämtliches stromabwärts von Hamburg ausgebaggerte Feinsedimentgut an Verbringstellen in der Trübungszone umgelagert (Abb. 1), um so die Sedimentkreisläufe zu vergrößern. Infolgedessen stiegen die Baggeraufwendungen im Bereich des Osteriffs.

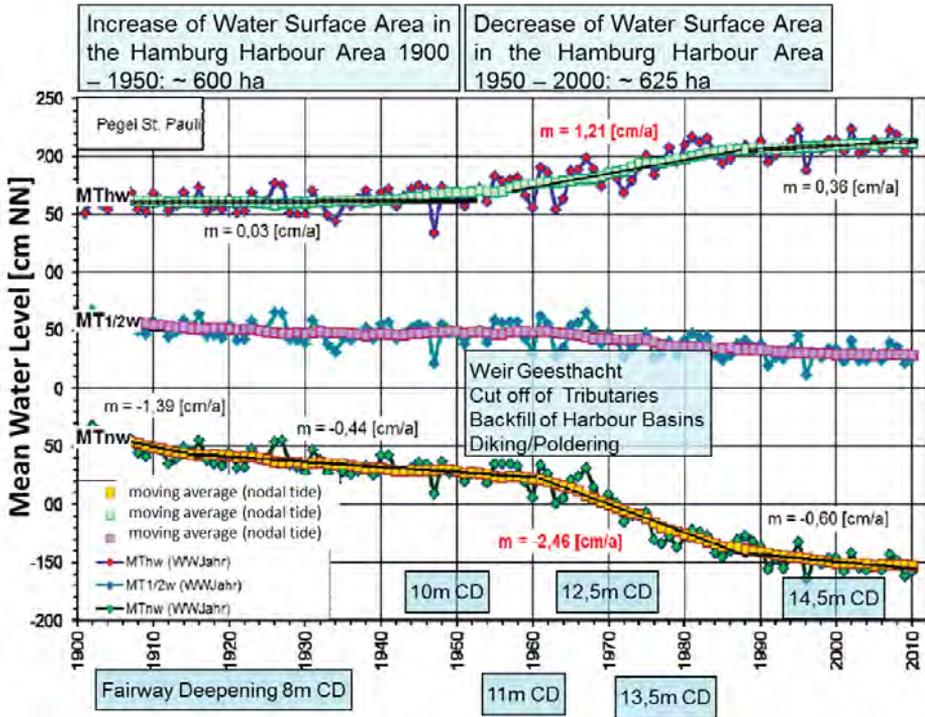


Abbildung 2: Mittleres Tidehoch- und Tideniedrigwasser am Gezeitenpegel St. Pauli, Hamburg, von 1900 bis 2010. Bedeutende anthropogene Eingriffe sind gekennzeichnet. Abbildung entnommen aus: <http://www.portal-tideelbe.de/Projekte/FRA1999/index.html>, modifiziert.

Der als „östliche Mittelrinne“ bezeichnete Abschnitt des äußeren Ästuars zeigt ebenfalls einen deutlich erhöhten Wert. Die Baggergutmenge verdoppelte sich im Jahr 2008, und auch in benachbarten Abschnitten erhöhten sich die Baggeraufwendungen. Die Ursache für diesen starken Anstieg ist in der großräumigen Morphodynamik der Außenelbe zu suchen, die sich aus einer Kette ausgeprägter hydrologischer und meteorologischer Ereignisse ergibt. In der Wintersaison 2007/2008 kam es zu einer beträchtlich erhöhten Anzahl von Gezeitenhochwasserereignissen (Thw > 2,40 m NHN) (BAW 2013). Die hydrodynamische Belastung der Flachwasserbereiche im Wattenmeer durch Wellen- und Strömungsangriffe war höher und größere Feststoffmengen wurden bewegt.

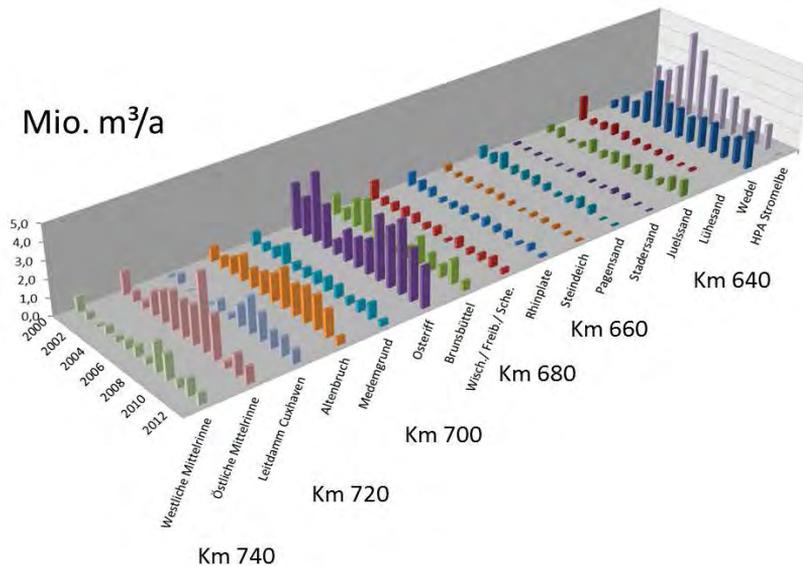


Abbildung 3: Unterhaltungsbaggerungsaufkommen im Elbeästuar von 2000 bis 2012. (Datenquelle: Baggerbüro Küste, GDWS-Nord).

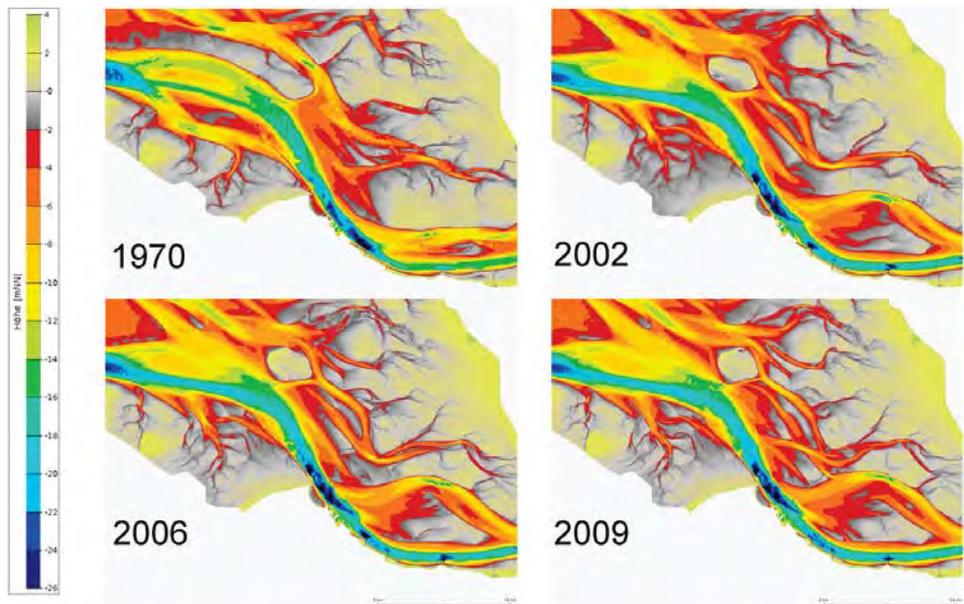


Abbildung 4: Morphologische Entwicklung der Außenelbe von 1970 bis 2009.

Die morphologische Entwicklung der Außenelbe ist von großer Bedeutung, einerseits im Hinblick auf die Baggermengen, andererseits aber auch im Hinblick auf die Genese des Wattenmeers als wichtigem Lebensraum und seiner Bedeutung für den Küstenschutz. Die Morphologie der Außenelbe beeinflusst darüber hinaus die Hydrodynamik der

gesamten Tideelbe, indem sie im äußeren Bereich des Ästuars für einen Abbau der Tideenergie sorgt. Die morphologische Entwicklung der letzten 40 Jahre ist in Abb. 4 dargestellt. Die Einflüsse des Leitdamms „Kugelbake“ nördlich von Cuxhaven sind besonders ausgeprägt. An manchen Stellen kommt es zum Verlust von Millionen Kubikmeter Material, an anderen Stellen müssen zur Unterhaltung der Fahrrinne Millionen Kubikmeter Sediment ausgebaggert werden.

Alle diese Fragestellungen erfordern die Beobachtung, wissenschaftliche Untersuchung und Systemanalyse der Sedimenttransportprozesse unter Verwendung moderner numerischer Methoden. Es gilt, die kausale Wirkungskette, die zu diesen offensichtlich auf anthropogene Eingriffe zurückzuführenden Veränderungen geführt hat, besser zu verstehen.

3 Modellsystem

Die in diesem Beitrag beschriebenen Modellläufe werden mit dem Strömungs- und Schwebstofftransportmodell UnTRIM in Verbindung mit dem morphologischen Modell SediMorph sowie - für einige Anwendungsfälle - in Verbindung mit dem Modul DredgeSim zur Simulation des Baggerns und Verklappens durchgeführt.

- UnTRIM ist ein Berechnungsmodell zur Lösung unterschiedlicher zwei- und dreidimensionaler Differenzialgleichungen zur Beschreibung hydrostatischer und nicht-hydrostatischer Strömungs- und Transportprozesse in Gewässern mit freier Wasseroberfläche (CASULLI und WALTERS (2000); CASULLI und ZANOLLI (2002, 2005); LANG 2005).
- Bei SediMorph handelt es sich um ein Softwarepaket zur zwei- und dreidimensionalen Simulation von Kornfraktionen und Transportprozessen im und am Boden von Gewässern (BAW 2005).
- Durch den Einsatz von DredgeSim lassen sich Bagger- und Verklappungsvorgänge in freifließenden Gewässern berücksichtigen. Dadurch können anthropogene Einflüsse auf den Sedimenttransport und die Morphologie simuliert und Unterhaltungsstrategien entwickelt und bewertet werden, und dies abgestimmt auf unterschiedliche Optimierungskriterien (z. B. Minimierung von Baggerkosten). DredgeSim kann auf zwei unterschiedliche Arten zur Anwendung kommen. In beiden Fällen muss der Anwender Bagger- und Verbringstellen definieren. Datum, Zeit und Menge des entnommenen Baggerguts und seine Unterbringung werden vom Anwender im zeitgesteuerten Unterhaltungsmodus vorgegeben. Im kriteriengesteuerten Unterhaltungsmodus hingegen erfolgen Baggerungen nach vorgegebenen Baggerkriterien, z. B. wenn Sedimentablagerungen in einer Schifffahrtsrinne die Nutzbarkeit der Schifffahrtsrinne beeinträchtigt. Dieses Simulationsmodul wurde im Rahmen einer Zusammenarbeit zwischen der BAW und der Universität der Bundeswehr München entwickelt (MAERKER und MALCHEREK 2007).

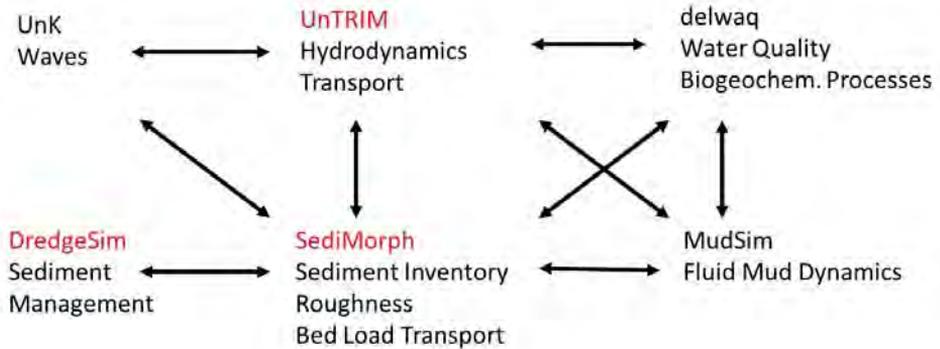


Abbildung 5: Simulationsmodule des BAW-Modellsystems. Die wichtigsten Module für die vorliegende Studie sind in Rot hervorgehoben.

Abb. 5 zeigt das Interaktionsschema der in den Anwendungsfällen eingesetzten Simulationsmodule. Das Modellierungssystem enthält alle nötigen Simulationsmodule, mit denen es als Werkzeug zur Vorhersage der Reaktionen des Ästuars auf die vorgeschlagenen Maßnahmen dienen kann. Die im vorliegenden Beitrag vorgestellten Ergebnisse wurden mit validierten Modellen des Elbeästuars erzeugt (BAW 2006, 2012)

4 Sedimenttransport im Elbeästuar

4.1 Messungen

Im Rahmen besonderer Messkampagnen müssen Naturmessdaten von Sedimentkonzentrationen und Transportraten zur Verwendung bei der Kalibrierung und Validierung erhoben werden. Zur Verbesserung unseres Verständnisses des Schwebstoffregimes und zum Aufbau einer Datenbank zur Validierung des numerischen Modells wurde 2006 ein mittelfristiges Messprogramm eingeleitet (und 2010 und 2011 wiederholt).

Das Naturmessungsprogramm umfasst das gesamte Elbeästuar und liefert unter anderem Daten zu Schwebstoffkonzentrationen und -transportraten. Die Messungen werden mit Acoustic Doppler Current Profilern (ADCP) durchgeführt, da diese Geräte in der Lage sind, Daten über (beinahe) das gesamte Tiefenspektrum in einer zeitlichen und räumlichen Auflösung zu liefern, so dass sie für den Vergleich mit den Ergebnissen numerischer Modelle äußerst geeignet sind. Einige Messergebnisse entlang Querprofilen werden in diesem Beitrag vorgestellt. Weitere Messergebnisse und zusätzliche technische Informationen finden sich bei MAUSHAKE und AARDOM (2007) sowie MOL (2007).

Die Naturmessungen wurden im Herbst 2006 durchgeführt. In diesem Zeitraum war der Oberwasserabfluss geringer als $400 \text{ m}^3/\text{s}$. Insgesamt drei Querprofilmessungen wurden durchgeführt, wobei jede ein charakteristisches hydrographisches Regime repräsentiert (Cuxhaven: Meereszone; Rhinplatte: Trübungszone; Hamburg: Flusszone). Die Ganztidmessungen umfassen mehr als 200 schiffsgestützte Querprofilmessungen auf drei Transekten mit etwa 160 Kalibrierungsprofilen und über 300 Wasserproben.

Abb. 6 zeigt einige gemessene Verteilungen von Schwebstoffkonzentrationen für drei Querprofile. In jedem Fall wurde die maximale Konzentration während des Ebbstroms und des Flutstroms für jedes Profil gewählt. Die Transportraten und die integralen Flüsse

können unmittelbar aus den Messdatensätzen berechnet werden, da mit den ADCPs letztlich nicht nur Strömungsgeschwindigkeiten, sondern auch Schwebstoffkonzentrationen gemessen bzw. berechnet werden können. Die gemessenen Sedimentkonzentrationen, Transportraten und -geschwindigkeiten sind in Abb. 7 als querprofilintegrierte Werte dargestellt.

Querprofil bei Hamburg:

Die maximalen Flutkonzentrationen an der Zufahrt zum Hamburger Hafen (Querprofil Hamburg) sind sehr viel höher als die maximalen Ebbekonzentrationen. Spitzenwerte der mittleren gemessenen Konzentrationen von über 0,4 g/l werden während der Flut erreicht, woraufhin ein Rückgang auf 0,05 g/l während Stauwasserdauer vor Eintreten der Ebbe erfolgt (Abb. 7). Aufgrund der beträchtlichen Gezeitenasymmetrie in diesem Teil des Ästuars ist der Ebbstrom langsamer als der Flutstrom. Daher sind die Feststoffkonzentrationen während Ebbe geringer als während der Flut und erreichen Höchstwerte von 0,2 g/l. Während Stauwasser vor Eintreten der Flut verringern sich die Konzentrationen auch hier – auf 0,05 g/l. Die berechneten Transportraten sind ein deutliches Anzeichen eines flutstromdominierten Transportregimes in diesem Bereich: Während des Flutstroms wurde ein Transport von 27.000 t gemessen, während des Ebbstroms nur 13.000 t.

Querprofil bei Rhinplatte:

In der Trübungszone des Elbeästuars (Querprofil Rhinplatte) steigt die Konzentration in manchen Bereichen auf über 2 g/l, beispielsweise an den Rändern der Fahrrinne (Abb. 6). Nahe dem Boden sind höhere Werte zu erwarten, jedoch reicht die Messmethode hierfür nicht. Während der maximalen Flutströmung werden Werte der mittleren (querprofilintegrierten) gemessenen Konzentrationen von über 0,6 g/l erreicht, woraufhin ein Rückgang auf 0,10 g/l während Stauwasserdauer vor Eintreten der Ebbe erfolgt (Abb. 7). Die Feststoffkonzentrationen während Ebbe sind höher als während der Flut und erreichen Höchstwerte von 0,7 g/l. Diese Höchstkonzentration am Ende des Ebbstroms ist wahrscheinlich auf einen schlickigen Abschnitt einige Kilometer stromauf von diesem Querprofil zurückzuführen. Dies weist nicht notwendigerweise auf ein ebbstromdominiertes Transportregime hin, weil die Länge des Querprofils, die mit dem Schiff abgefahren werden konnte, bei Ebbe kürzer war und somit Seitenbereiche mit geringeren Sedimentkonzentrationen nicht berücksichtigt werden konnten. Sowohl während des Flutstroms als auch während des Ebbstroms betrug der gemessene Schwebstofftransport ca. 72.000 t.

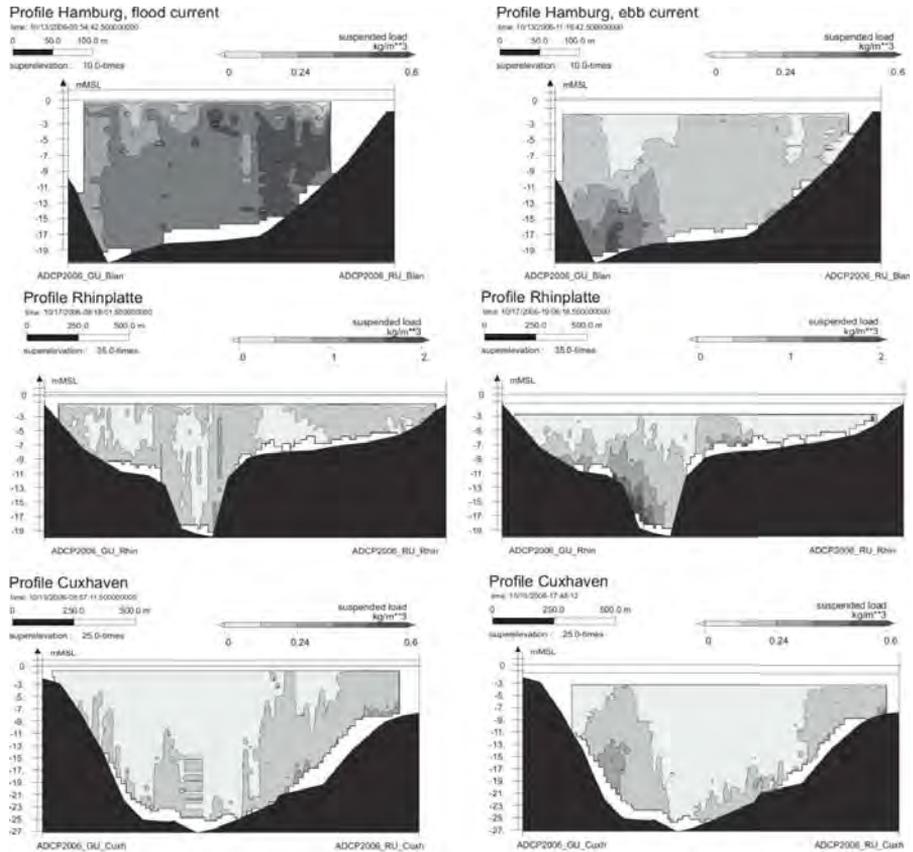


Abbildung 6: Maximale gemessene Sedimentkonzentrationen an den Querprofilen Hamburg/Blankenese, Glückstadt/Rhinplatte und Cuxhaven während Flut und Ebbe. Am Querprofil Glückstadt/Rhinplatte wurde der Maßstab an die höheren Sedimentkonzentrationen in diesem Bereich angepasst.

Querprofil bei Cuxhaven:

Die geringsten Konzentrationen wurden am marinen Transekt nahe Cuxhaven gemessen. Die maximalen Ebbstromgeschwindigkeiten treten im westlichen Bereich des Profils auf, bei Flut finden sich die maximalen Strömungsgeschwindigkeiten im östlichen Bereich des Profils. Entsprechend unterschiedlich zeigen sich die Schwebstoffkonzentrationsprofile in Abb. 6. Aufgrund der hohen Strömungsgeschwindigkeiten in diesem Bereich wird die Morphologie hauptsächlich vom Sandtransport bestimmt. Die durchschnittlichen Sedimentkonzentrationen sind gering und schwanken zwischen 0,02 g/l und 0,11 g/l mit einem tidegemittelten Wert von 0,07 g/l (Abb. 7). Sowohl während Flut als auch während Ebbe wurde eine transportierte Schwebstoffmenge von 30.000 t gemessen.

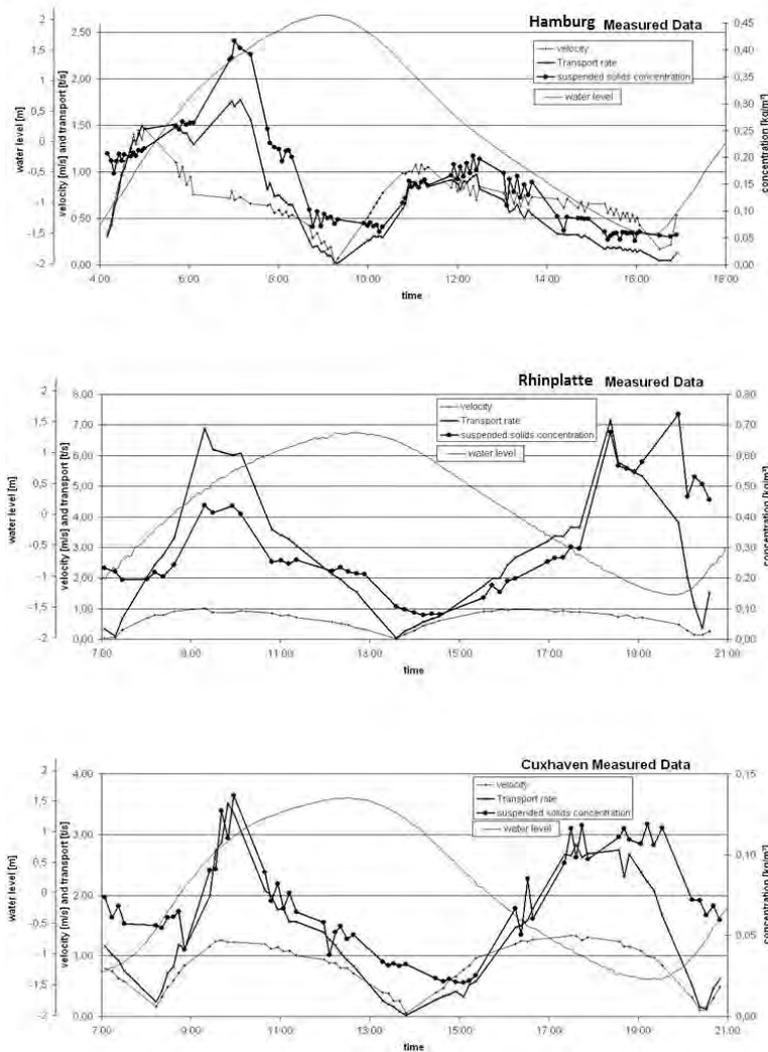


Abbildung 7: Gemessene Strömungsgeschwindigkeiten, Sedimentkonzentrationen und Transportraten an den Querprofilen Hamburg/Blankenese (obere Grafik), Glückstadt/Rhinplatte (mittlere Grafik) und Cuxhaven (untere Grafik). Die Werte sind über die Querschnittsfläche gemittelt.

4.2 Modellergebnisse

Diese Daten wurden im Kalibrierungsprozess verwendet. Das ortsspezifische Modell wurde zunächst anhand der bathymetrischen und hydrologischen Bedingungen des Jahres 2006 kalibriert. Im Laufe des Kalibrierungsprozesses wurde auch der Einfluss von Sinkgeschwindigkeitsformulierungen untersucht. Dieser Vorgang kann hier nicht im Detail beschrieben werden. Eine Haupteckenerkenntnis war, dass sich keine der getesteten Sinkgeschwindigkeitsformulierungen für das gesamte Ästuar eignet. Der Modellaufbau mit zwei Sedimentfraktionen mit jeweils konstanter Sinkgeschwindigkeit lieferte die besten

Resultate. Flokkulationsvorgänge, die wahrscheinlich für das starke Absinken der Sedimentkonzentrationen während des Stauwassers verantwortlich sind, sind im Modell jedoch noch nicht in befriedigendem Maße berücksichtigt. Trotz dieser Schwäche sind die mittleren mit dem Modell berechneten Sedimentkonzentrationen und -transportraten qualitativ und quantitativ für das gesamte Elbeästuar in einem akzeptablen Bereich, das heißt, das Modell reproduziert einigermaßen die allgemeine Charakteristik der Sedimentdynamik im Ästuarsystem.

Abb. 8 zeigt einen Vergleich zwischen den gemessenen und modellierten Strömungsgeschwindigkeiten und Sedimentkonzentrationen am Querprofil Glückstadt/Rhinplatte. Allgemein ist zu sehen, dass die gemessenen Werte eine größere Streuung aufweisen und die modellierten Werte gleichmäßiger ausfallen. Die vertikale Verteilung der Sedimentkonzentrationen ist in den Messungen ausgeprägter. Die hohen bodennahen Konzentrationen scheint das Modell zu unterschätzen, andererseits sind gemessene Daten in dieser Region oft nicht valide.

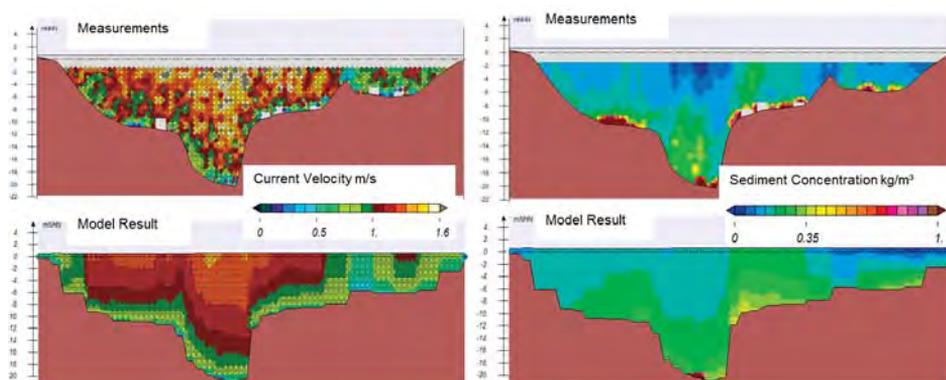


Abbildung 8: Elbemodell 2006: Gemessene und modellierte Strömungsgeschwindigkeiten (Grafik links) und Sedimentkonzentrationen (Grafik rechts) am Querprofil Glückstadt/Rhinplatte.

Messergebnisse und Modellergebnisse für einen ähnlichen Aufbau des Elbemodells 2010 sind in Abb. 9 dargestellt. Die gemessenen und modellierten Strömungsgeschwindigkeiten, Sedimentkonzentrationen, Abflüsse und Transportraten am Querprofil bei Elbe-Km 689 werden über die Querschnittsfläche gemittelt. Hierbei ist anzumerken, dass bei diesem Kalibrierungsvorgang das Modell bereits 6 Monate lang in Betrieb war, bis es mit gemessenen Daten verglichen wurde, das heißt, die hydrologische Historie ist in den Modellergebnissen inhärent. Im Großen und Ganzen passt das Modell gut zu den Messdaten. Das Modell wird für die in Kapitel 5.3 beschriebene morphodynamische Anwendung verwendet.

In weiter speziellen Modellanwendungen wird nur der Oberwasserabfluss variiert ($Q = 180, 720$ and $1260 \text{ m}^3/\text{s}$), um seinen Einfluss auf hydrodynamische und Sedimenttransport-Prozesse zu untersuchen. Alle sonstigen Eingangsparameter, auch die Ausgangsbedingungen wie etwa Sedimentverteilung und Salzgehaltsverhältnisse sowie andere Randbedingungen und -werte waren in den Modellläufen einheitlich.

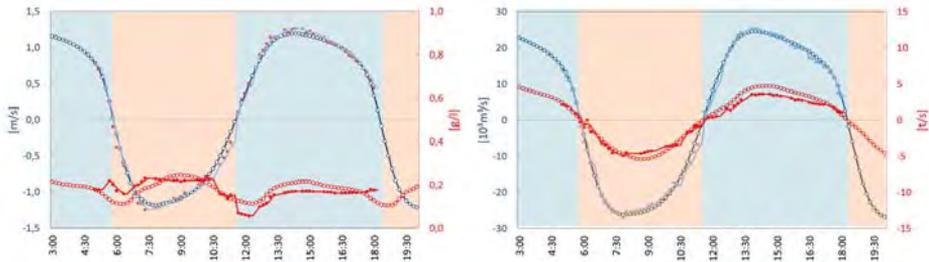


Abbildung 9: Elbemodell 2010: Gemessene und modellierte Strömungsgeschwindigkeiten und Sedimentkonzentrationen (Grafik links) und zugehörige Abflüsse und Transportraten (Grafik rechts) am Querprofil bei Elbe-Km 689. Die Werte sind über die Querschnittsfläche gemittelt.

Die Modellläufe erstrecken sich über einen Simulationszeitraum von vier Wochen (2. Juni bis 30. Juni 2006). Die Analyse der Modellergebnisse beginnt nach neun Tagen Simulation (11. Juni 2006 bis 25. Juni 2006). Während dieses Zeitraums (ein Spring-Nipp-Zyklus) werden alle 10 Min. sämtliche Modellergebnisse gespeichert. Über mehrere Nachbearbeitungsschritte werden diese Daten analysiert, um Minima, Mittel und Maxima des Wasserstands, der Strömungsgeschwindigkeit, des Salzgehalts und der Sedimentkonzentration für jedes Element zu berechnen. Zusätzlich wird der Sedimenttransport durch definierte Querprofile und entlang definierter Längsprofile für jeden Modelllauf berechnet. Die Analyse liefert einen Satz von Größen, die für die Beschreibung des Systemverhaltens nützlich sind, und dient als eine Basis für den Vergleich unterschiedlicher Modellläufe.

Abb. 10 zeigt auf der rechten Seite Schwebstoffkonzentrationen entlang der Fahrrinne. Hierbei handelt es sich um zeitgemittelte Werte dreidimensionaler Modellergebnisse für einen Spring-Nipp-Zyklus. In allen Modellläufen gibt es ein Trübungsmaximum. Der höhere Süßwasserzufluss spült die Schwebstofffracht seewärts. In diesen Läufen treten höhere Sedimentkonzentrationen auf. Auf der linken Seite ist das Verhältnis zwischen den Schwebstofftransportraten während der Flut und während der Ebbe dargestellt. Dieser Wert gibt keinerlei Information zu Mengen, vielmehr charakterisiert er das Transportregime der Schwebstofffracht. Gemeinsam mit dem Wissen um die absoluten Transportraten stellt dieses Verhältnis ein wichtiges Kriterium vor allem für die Bewertung von Verbringstellen dar. Die höchsten Werte dieses Verhältnisses treten bei niedrigen Oberwasserabflüssen nahe dem Hamburger Hafen auf.

Es gibt zwei hydrodynamische Ursachen für dieses Transportverhalten – barokline Effekte aufgrund der Dichtegradienten und das Tidal Pumping – beide in Abb. 10 aufgezeigt. Der Einfluss barokliner Prozesse auf den Sedimenttransport ist groß. Die starke Dominanz des sohnahen Transports in Flutrichtung zwischen Cuxhaven und Brunsbüttel, welcher auch bei höheren Oberwasserabflüssen sichtbar wird, deutet auf weitere Sedimentkreisläufe im Elbeästuar hin. Darüber hinaus sagen die Modellläufe für niedrige oder mittlere Oberwasserzuflüsse einen deutlichen Sedimenttransport in Flutrichtung vorher, zumindest stromauf von Brunsbüttel. Die Ursache dieses Transportregimes liegt in der Tideasymmetrie (siehe Kapitel 2). Aufgrund dieses Transportregimes reichern sich in diesem Teil der Elbe langfristig feine Sedimente an und führen zu einem erhöhten Bedarf an Unterhaltungsbaggerungen.

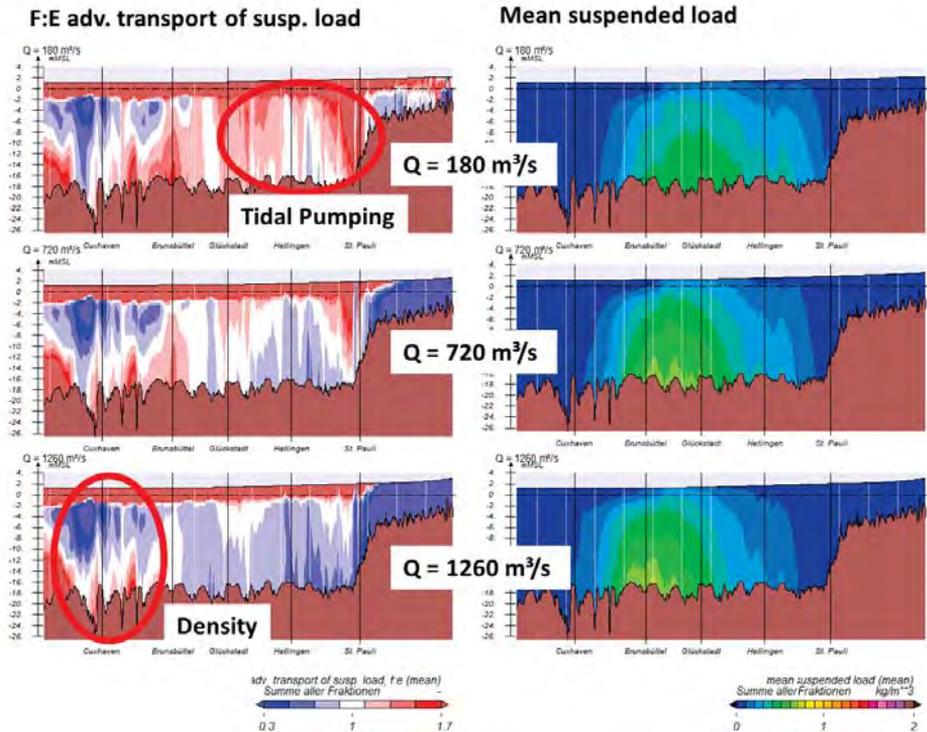


Abbildung 10: Flut/Ebbe-Verhältnis (F:E) des Schwebstofftransports (Grafik links) und der mittleren Schwebstofffracht (Grafik rechts) für die Oberwasserzuflüsse $Q=180 / 720 / 1260 \text{ m}^3/\text{s}$. 3D-Daten, gemittelt über einen Spring-Nipp-Zyklus. Besondere Eigenschaften sind durch rote Umkreisungen hervorgehoben.

4.3 Monitoring von Baggerarbeiten

Bagger- und Umlagerungsmaßnahmen führen zu Veränderungen in der Morphologie, den Sedimentkonzentrationen und somit zu Veränderungen im resultierenden Sedimenttransport. Die Ausbreitung von Sedimenten und Veränderungen in den Sedimentkonzentrationen können als ökonomische und ökologische Kriterien für den Vergleich und die Beurteilung realistischer Bagger- und Umlagerungsszenarien dienen (Ort, Gezeitenphase, Sedimenteigenschaften etc.). Für mittel- bis langfristige morphodynamische Simulationen werden auch detaillierte Daten tatsächlicher Bagger- und Umlagerungsmaßnahmen, oder zumindest Informationen zur angewendeten Sedimentmanagement-Strategie, benötigt.

In der Regel liegen nur Informationen zu jährlichen Baggergutmengen für bestimmte Fahrrinnenabschnitte (Abb. 3) vor. Eine detaillierte räumliche und zeitliche Analyse dieser Daten ist nicht möglich, somit eignen sich diese Daten auch nicht für die Verwendung im Rahmen numerischer Simulationen.

Baggerdaten, die sich für einen Modelllauf eignen sollen, müssen die Bagger- und Umlagerungsvorgänge sehr detailliert beschreiben. Dazu sind u. a. erforderlich:

- Baggerpolygon zur Beschreibung des Baggerbereichs
- Datum und Uhrzeit der Baggerung
- Volumen und Dichte des Baggerguts
- Polygon zur Definition des Verbringbereichs
- Datum und Uhrzeit der Verbringung
- Mehrere Identifikationsnummern für die eindeutige Beschreibung des Baggerumlaufes

Sofern solche Daten vorliegen, lassen sich Bagger- und Umlagerungsvorgänge im Detail im Rahmen einer numerischen Simulation berücksichtigen. Seit 2009 ist die Mehrheit der im Elbeästuar eingesetzten Baggerschiffe mit Sensoren für das laufende Monitoring während des Betriebs ausgerüstet und diese Daten stehen nun für weitere Untersuchungen zur Verfügung. Wenn das morphodynamische Modell nur durch Baggerdaten angetrieben wird, wird nur derjenige Teil der Bodenevolution sichtbar, der durch Baggervorgänge beeinflusst ist. Abb. 11 zeigt Baggerpolygone im Raum Osteriff und die daraus resultierende Sohlevolution basierend auf Monitoringdaten aus dem Jahr 2010.

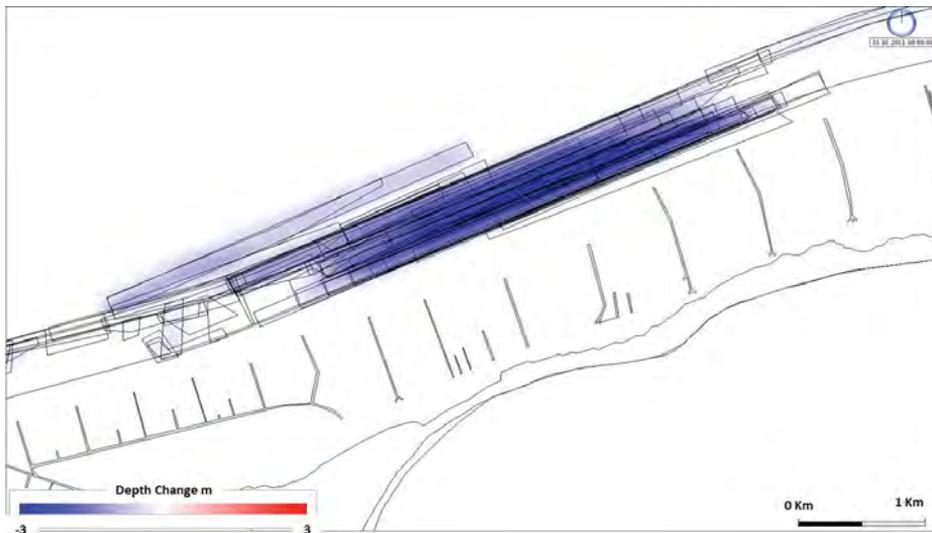


Abbildung 11: Baggerpolygone im Raum Osteriff und die daraus resultierende Sohlevolution basierend auf Monitoringdaten aus dem Jahr 2010.

5 Anwendung auf Sedimentmanagement-Aufgaben

5.1 Sedimentmanagement-Konzept

Das in Zusammenarbeit aller verantwortlichen Behörden ausgearbeitete Strombau- und Sedimentmanagementkonzept (HPA und WSV 2008) umfasst u. a. strombauliche Maßnahmen und eine optimierte Unterhaltung. Das Konzept befindet sich laufend in der Weiterentwicklung, bei gleichzeitiger Durchführung der vorgesehenen Maßnahmen (ENTELMANN 2012; BAW 2013; BfG 2013)

Hauptziel möglicher strombaulicher Maßnahmen ist es, den unerwünschten Auswirkungen der flutstromdominierten Tidecharakteristik und den damit verbundenen Sedi-

menttransporten entgegenzuwirken. Dies kann erreicht werden, wenn sich das Tidevolumen oberstromig vergrößern lässt und Möglichkeiten geschaffen werden, die Strömungsenergie der einlaufenden Tide stärker abzubauen. Mögliche Maßnahmen hierzu können die Errichtung hydraulischer Bauwerke sein, aber auch die Vergrößerung von Flachwasserbereichen in der Außenelbe und die Gewinnung zusätzlicher tidebeeinflusster Gebiete im oberen Teil.

Darüber hinaus werden optimierte Unterhaltungs- und Umlagerungsstrategien angestrebt, um anfallende Baggergutmengen zu reduzieren. In dieser Hinsicht ist es wichtig, Baggerkreisläufe zu erkennen, sie großräumiger zu gestalten oder zu durchbrechen, wenn es zum Rücktransport umgelagerten Baggerguts im Ästuar kommt. Eine Möglichkeit hierzu ist die Umlagerung feinkörniger Sedimente in den ebbstromdominierten Bereich. Größere Sedimente können dagegen strombaulich verwendet werden. Darüber hinaus können der Einfluss des Oberwasserzuflusses sowie die zeitabhängige Veränderung des Strömungsregimes zur Optimierung der Bagger-, insbesondere jedoch der Umlagerungsmaßnahmen ausgenutzt werden.

Durch den Bau mehrerer Sedimentfänge könnte das Absetzen der Sedimente gezielt forciert werden, um Akkumulationen in kritischen Bereichen zu verhindern. Auf diese Weise lassen sich Sedimentationsvorgänge in Ästuaren steuern und der Eintrag unbelasteter Sedimente in bereits schadstoffbelastete Hafenbecken wird verhindert.

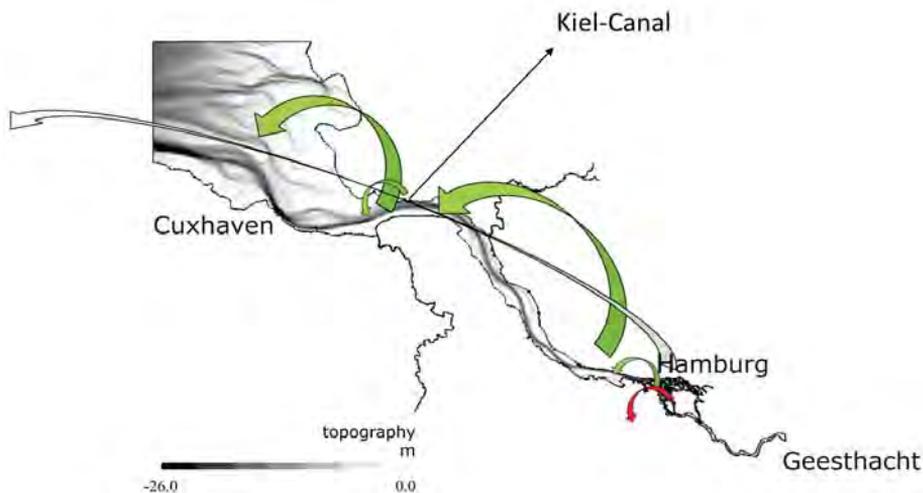


Abbildung 12: Schematische Darstellung des Managementkonzepts für Feinsedimente, angewendet von 2005 bis 2011. Rote Pfeile markieren die Deponierung an Land.

Aktuell wird das meiste Baggergut im Ästuar selbst umgelagert (Abb. 12). Darüber hinaus verfügt die Hamburg Port Authority über eine einstweilige Genehmigung, gewisse Mengen Feinsediments in der Nordsee zu verklappen. So wurden etwa 1 Million m³ Feinsediment im Laufe der Jahre 2005-2011 aus dem Ästuar entfernt. Geringere Mengen, die mit unterschiedlichen aus oberstromig gelegenen Quellen antransportierten Schadstoffen belastet sind und sich im Hafen anlagern, müssen an Land behandelt und entsorgt werden. Diese Art der Bewirtschaftung erfordert noch immer die Behandlung und Deponierung von schadstoffbelastetem Baggergut. Die Verbesserung der Gewässergüte der

Elbe und Reinhaltung der Sedimente ist noch immer ein wichtiges Ziel, welches vollständig realisierbar wäre, wenn sich die Schadstoffeinleitung entlang der oberstromigen Zuflüsse stoppen ließe. Ein Beitrag hierzu ist das Entfernen schadstoffbelasteter Sedimente aus dem Hafen.

5.2 Untersuchung von Umlagerungsstellen

Das Modellsystem wurde angewendet, um den Einfluss der Umlagerungsstellen im Elbe-Ästuar zu untersuchen. Der Aufbau des Modells für diese Anwendung ist nahezu identisch mit den in 4.2 beschriebenen Untersuchungen, doch zusätzlich zum ursprünglichen Sedimentkataster werden drei weitere Fraktionen berücksichtigt. Diese Sedimentfraktionen (Fein-, Mittel- und Grobschluff) verfügen über physikalische Eigenschaften, die mit dem sonst verwendeten Sedimentinventar identisch sind. Diese Sedimente lagern in Umlagerungsbereichen, sind erodierbar und können durch die Gezeitenströmung transportiert werden.

Mit dieser Modellanwendung lässt sich das Transportverhalten verschiedener Arten von Sedimenten von unterschiedlichen Orten im Ästuar analysieren. Die Ausbreitung der markierten Sedimente zeigt, wie sich die Lage der untersuchten Umlagerungsstelle auswirkt. Basierend auf diesen Informationen und dem Wissen über Bagger- und Verklappungsstrategien lassen sich Sedimentkreisläufe erkennen.

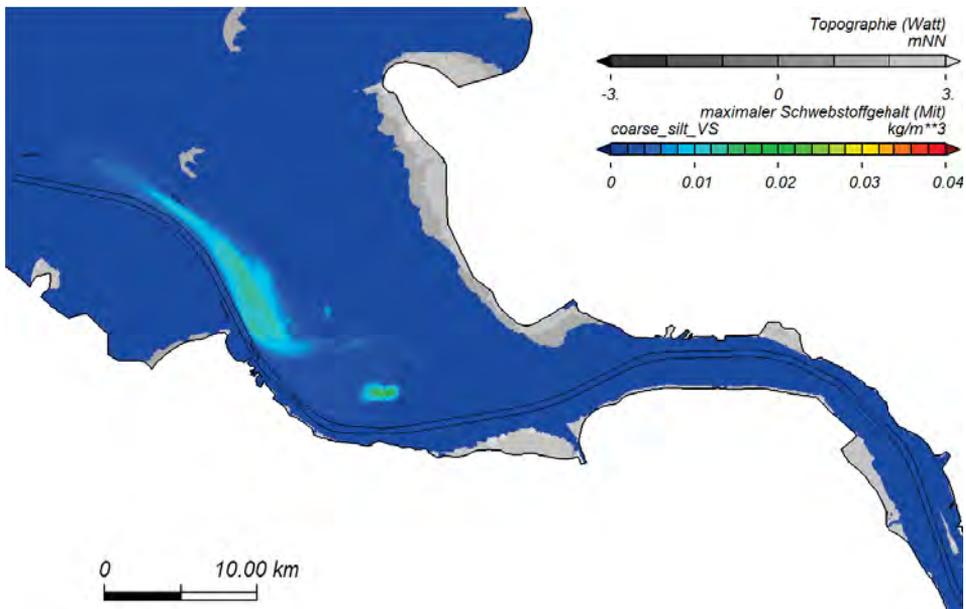


Abbildung 13: Ausbreitung feiner Sedimente von der Umlagerungsstelle bei Elbe-Km 738, erkennbar anhand der maximalen Sedimentkonzentrationen von an der Umlagerungsstelle erodiertem Grobschluff.

Die Methode wurde nicht nur auf alle neueren Umlagerungsstellen im Elbeästuar angewendet, sondern auch auf neue potenzielle Verbringstellen, die möglicherweise geeigneter sind (BAW 2012, 2013). Ein Beispiel aus diesen Untersuchungen ist die Verbreitung von

Grobschluff von einer Umlagerungsstelle bei Elbe-Km 738 – dargestellt in Abb. 13. Die bevorzugte Transportrichtung wird anhand der maximalen Sedimentkonzentrationen von an der Umlagerungsstelle erodiertem Grobschluff deutlich. Wasserbaulich ist dies ein geeigneter Ort, weil ein Sedimenttransport überwiegend nach Südost in Richtung der flachen Bereiche erfolgt, nicht jedoch in Richtung der Fahrrinne (schwarze Linie). So wird die Bildung von Wattenmeerbereichen unterstützt, oder zumindest der Materialverlust in diesem Bereich kompensiert.

5.3 Modellierung des Baggergeschehens

Zuletzt wurde das Modellsystem (Kapitel 3) zur Simulation der Hydro- und Morphodynamik des Jahres 2010 unter Berücksichtigung sämtlicher bekannter Bagger- und Umlagerungsmaßnahmen verwendet. Abb. 14 zeigt die modellierte Sohlevolution in der Mündung des Elbeästuars. Bagger- und Umlagerungsstellen sind erkennbar. Größerskalige morphologische Trends stimmen gut mit den beobachteten Veränderungen überein (Abb. 15), insgesamt scheint der für diesen Modelllauf verwendete Modellaufbau die Erosion in manchen Bereichen zu überschätzen. Nichtsdestoweniger ist dieses Modell ein unverzichtbares Werkzeug für die Bewertung unterschiedlicher Sedimentmanagementstrategien. Es kann für die Überprüfung von Management-Handlungsoptionen verwendet werden, und der Unterschied zwischen zwei Modellläufen zeigt den Einfluss der Variation.

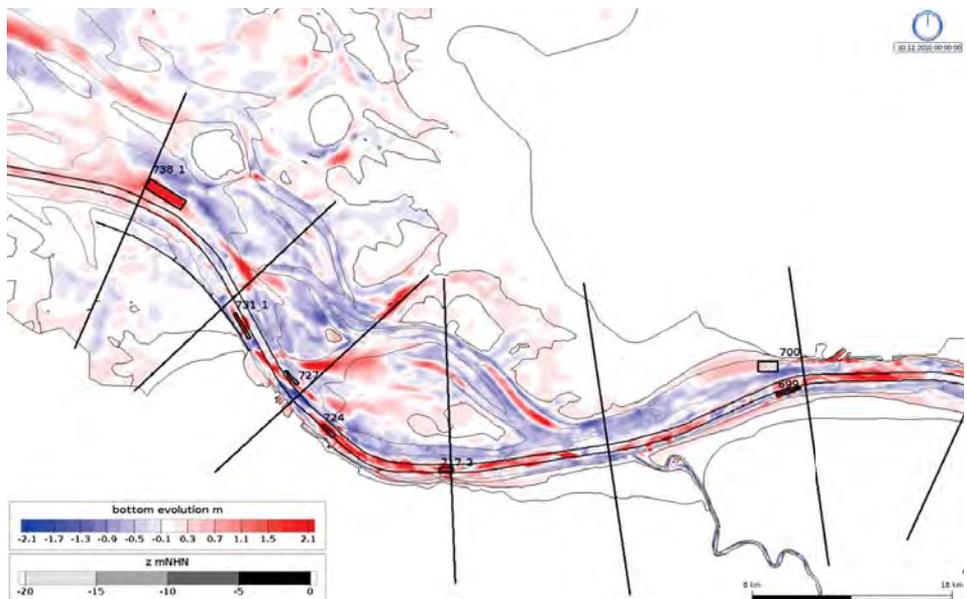


Abbildung 14: Modellierte Sohlevolution in der Mündung des Elbeästuars für das Jahr 2010. Ergebnis eines dreidimensionalen Modelllaufs. Sämtliche bekannte Bagger- und Umlagerungsmaßnahmen sind berücksichtigt. Bagger- und Umlagerungsstellen sind erkennbar. Die schwarzen Linien kennzeichnen die Grenzen zwischen Baggerbereichen entsprechend Abb. 3. Zahlen bezeichnen Flusskilometer.

Abschließend zeigt Abb. 15 den Unterschied in der Topographie zwischen 2011 und 2010. Aus dem Monitoring bekannte Baggerstellen sind als grüne Polygone gekennzeichnet. Die Sohlevolution in der Nähe der Umlagerungsstellen wird erkennbar durch das Verbringgeschehen beeinflusst, wie in Abb. 14 bereits verdeutlicht. Es gibt jedoch auch großräumigere morphologische Trends, die von den Umlagerungsstellen beeinflusst zu werden scheinen, z. B. die Ablagerungen südöstlich der Umlagerungsstelle bei Elbe-Km 738 (Abb. 13)

In der Mündung des Elbeästuars sind große morphologische Veränderungen zu beobachten. Ein besseres Verständnis der Ursachen dieser Veränderungen ist nötig, da der morphologische Zustand der Außenelbe einen beträchtlichen Einfluss auf die Gezeitendynamik des gesamten Ästuars ausübt. Soweit möglich sollten die angestrebten morphologische Entwicklungen durch eine flexible und adaptive Sedimentmanagement-Strategie flankiert werden.

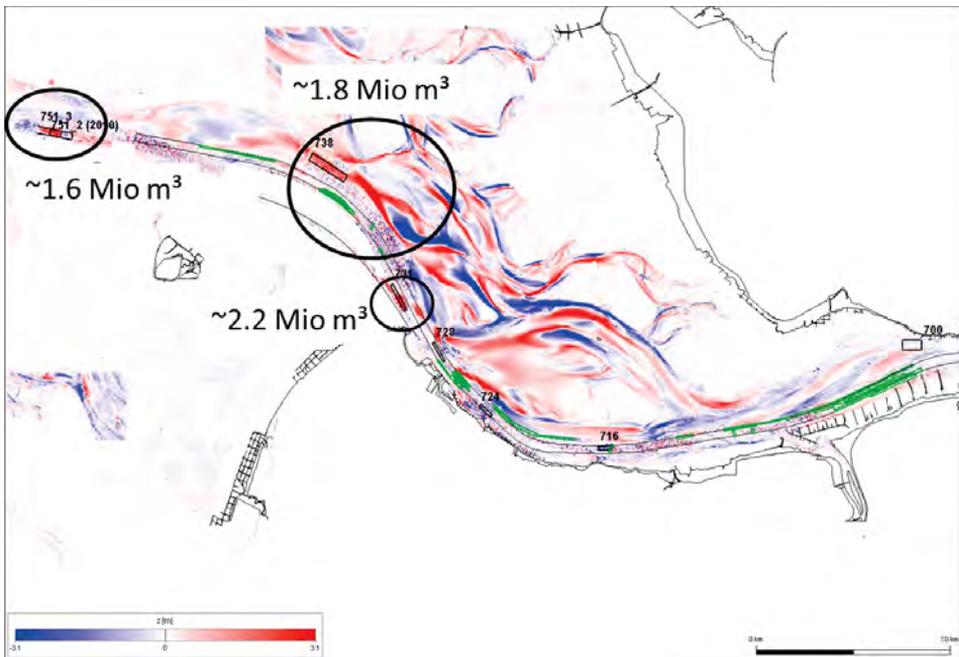


Abbildung 15: Topographieunterschiede 2011-2010. Baggerstellen sind als grüne Polygone gekennzeichnet. Die Sohlevolution in der Nähe der Umlagerungsstelle wird erkennbar durch das Verbringgeschehen beeinflusst.

6 Ausblick

Ein fachlich tiefgreifendes Verständnis der Sedimentprozesse und fundiertes Sedimentmanagement ist insbesondere im Gebiet der Nordseeästuarer unverzichtbar. Aus den dargelegten Zusammenhängen wird ersichtlich, dass beim Umgang mit dem Baggergut nicht nur die Minimierung der Kosten und Mengen, sondern auch weitere Zielsetzungen im Sinne einer nach Mehrfachzielsetzungen gesteuerten Optimierungsstrategie sinnvoll sind. Ein optimiertes Sedimentmanagement muss zukünftig alle genannten Prozesse

berücksichtigen können. Derzeit ist die Langzeitwirkung ständig wiederkehrender Sedimentmanagementmaßnahmen noch weitgehend unbekannt. Es fehlen noch eine Reihe wissenschaftlicher und praktischer Grundlagen. Diese wären für das Management unmittelbar nutzbar und könnten zum Systemverständnis beitragen. Es besteht daher ein Bedarf an der Weiterentwicklung bestehender Ansätze. Die Managementstrategie in adaptiver Art und Weise zu optimieren, stellt eine Daueraufgabe dar, weil sich die Ästuar-systeme unablässig hydromorphologisch durch menschliche und natürliche Einflüsse verändern.

7 Schriftenverzeichnis

- BAW: Model validation and system studies for hydrodynamics, salt and sediment transport in the Elbe Estuary - Basic information for the River engineering and sediment management concept, Version 1.0, Hamburg, 2012.
- BAW: Handlungsoptionen zur Optimierung der Unterhaltungsstrategie im Mündungstrichter der Tidelbe, Hamburg, 2013.
- BAW: Validierung des Elbmodells. Bundesanstalt für Wasserbau, 2006.
<http://www.zukunftelbe.de/Projektbuero/planaenderung/Downloads/h/h1/Anlage8.pdf>
- BAW: Mathematical module SediMorph – Validation document, Bundesanstalt für Wasserbau, 77 p., 2005.
http://www.baw.de/downloads/wasserbau/mathematische_verfahren/pdf/vd-sedimorph.pdf
- BfG: Sedimentmanagement Tidelbe – Strategien und Potenziale - Systemstudie II. Ökologische Auswirkungen der Unterbringung von Feinmaterial. Band 1 (2), Endbericht. Im Auftrag des Wasser- und Schifffahrtsamtes Hamburg. Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz, BfG-1763, 2013.
- CASULLI, V. and WALTERS, R. A.: An Unstructured Grid, Three-Dimensional Model based on the Shallow Water Equations. *International Journal for Numerical Methods in Fluids*, 32, 331-348, 2000.
- CASULLI, V. and ZANOLLI, P.: Semi-Implicit Numerical Modelling of Non-Hydrostatic Free-Surface Flows for Environmental Problems, *Mathematical and Computer Modelling*, 36, 1131-1149, 2002.
- CASULLI, V. and ZANOLLI, P.: High resolution methods for multidimensional advection-diffusion problems in free-surface hydrodynamics. In: *Ocean Modelling*, Vol. 10, 1-2, 137-151, doi: 10.1016/j.ocemod.2004.06.007, 2005.
- ENTELMANN, I.: Optimierung von Unterhaltungsstrategien an der Tidelbe - Fragestellungen zum Sedimenttransport. In: *Dynamik des Sedimenthaushaltes von Wasserstraßen*. 14. Gewässermorphologisches Kolloquium der BfG, Koblenz, 2012.
- HPA und WSV – Hamburg Port Authority and Wasser- und Schifffahrtsverwaltung des Bundes: Strombau- und Sedimentmanagementkonzept für die Tidelbe. Hamburg/Kiel, 2008. <http://www.kuestendaten.de/publikationen/index.html>
- LANG, G.: Mathematical model UnTRIM – Validation Document. Federal Waterways Engineering and Research Institute (BAW), 2005.
<http://www.baw.de/vip/abteilungen/wbk/Methoden/hnm/untrim/PDF/vd-untrim.pdf>

- MAERKER, C. und MALCHEREK, A.: DredgeSim – Erstellung der Grundversion eines Modul-pakets zur morphodynamisch-numerischen Simulation von Unterhaltungsmaßnahmen. Bericht im Auftrag der Bundesanstalt für Wasserbau, Institut für Wasserwesen, Universität der Bundeswehr München, 2007.
- MAUSHAKE, C. and AARDOM, J.: Suspended sediment measurements on the river Elbe using ADCP, Underwater Acoustic Measurements 07 UAM07 proceedings, Heraklion, Greece, 2007.
- MOL, J.: Suspended Sediment Measurements in the Elbe, AquaVison reports AV_DOC_070101, AV_DOC_070102 and AV_DOC_070301 contracted by BAW-AK, Hamburg, 2007.

Einfluss eines gesteuerten Tidesperrwerksbetriebs auf die Tidedynamik im Emsästuar

Dennis Oberrecht und Andreas Wurpts

Zusammenfassung

Das Emsästuar im Nordwesten Deutschlands ist teildurchmisch und weist eine starke Ansammlung von kohäsiven Sedimenten in Form von Flüssigschlick auf. Diese ist auf die in der Vergangenheit durchgeführten Vertiefungen und Begradigungen des Flusses zurückzuführen. Im Wesentlichen wurde durch die flussbaulichen Maßnahmen die barokline Zirkulation intensiviert, deren räumliche Ausdehnung vergrößert und die Gezeitenasymmetrie gesteigert. In der Trübungszone des Ästuars bis hin zum Tidewehr findet man Flüssigschlick mit Mächtigkeiten bis zu mehreren Metern in der Wassersäule vor. Als Folge der Ausbauten ist zudem eine starke Asymmetrie entstanden, die eine kurze aber starke Flutströmung und eine lange und schwache Ebbströmung verursacht. Als Folge der verstärkten Ansammlung suspendierter Sedimente weist die Unterems insbesondere über die durch niedrige Oberwasserzuflüsse charakterisierten Sommermonate einen kritischen ökologischen Zustand auf. Die weiteren Nutzungsanforderungen an das Gewässer erlauben jedoch keine Verflachung des Gewässers zur Herstellung der vormaligen Zustände. Die hier vorgestellte Untersuchung befasst sich mit der modelltechnischen Untersuchung einer veränderten Nutzung des Emssperrwerks in Gandersum, um die Gezeitenasymmetrie zu beeinflussen. Durch eine temporäre Dämpfung des extremen Tidestiegs im ersten Drittel der Flut bei gleichzeitig möglicher Beibehaltung des Tidevolumens sollen die in dieser Tidephase sehr ausgeprägten, stromauf gerichteten Sedimenttransporte reduziert werden. Hiervon wird u. a. eine Verbesserung der Gewässergüte während Phasen niedrigen Oberwasserabflusses erwartet. Die numerischen Untersuchungen zeigen eine sehr gute Übereinstimmung im Vergleich mit den Ergebnissen mehrerer Naturversuche unter Einsatz des Emssperrwerks.

Schlagwörter

Emsästuar, Tideasymmetrie, barokline Zirkulation, Tidesteuerung, Emssperrwerk, Flüssigschlick

Summary

The Ems estuary in the Northwest of Germany is a partially mixed estuary which exhibits a strong accumulation of cohesive fines by means of fluid mud as a result of several deepening and straightening measures that were conducted during the past decades. The driving phenomena are intensified baroclinic circulation which extends in an inland direction by means of fluid mud induced baroclinic effects. Therefore, the turbidity zone consists of fluid mud deposits of several meters and extends throughout the whole tidally influenced reach up to the most downstream located weir. Strongly increased tidal asymmetry is present and results in short, but strong periods of flood flow in combination with weaker ebb flow over

longer durations. The investigation presented here deals with a modelling approach to investigate a modified use of the Ems river barrage in order to influence the tidal wave propagation towards a more symmetric shape, while maintaining the tidal volume as much as possible. The aim is to reduce upstream sediment transport as well as turbidity and increase dissolved oxygen concentration, especially during periods of low fresh water discharge. The investigation shows decreased tidal asymmetry and influences on the baroclinic circulation in both, field measurements and also well reproduced by the numerical model as a result of the barrier operation. Also, lower suspended sediment and higher dissolved oxygen concentrations in the lower Ems estuary are observed. The mode of the tidal barrier operation is subject to a hydro- and morphodynamic optimization procedure which is done by the numerical model described here.

Keywords

Ems estuary, tidal asymmetry, baroclinic circulation, tidal control, storm surge barrier, fluid mud

Inhalt

1	Einleitung	464
2	Modellansatz	466
3	Modellkalibrierung und -validierung.....	466
4	Ergebnisse und Beobachtungen	467
5	Schlussfolgerungen	469
6	Schriftenverzeichnis.....	470

1 Einleitung

In der vorliegenden Studie wird eine veränderte Nutzung des Emssperrwerks in Gander-sum (GAN) untersucht. Die Analyse erfolgt auf Basis hydronumerischer Strömungsbe-rechnungen im Emsästuar. Zu diesem Zweck wurde ein dreidimensionales numerisches Modell des Ästuars entwickelt, kalibriert und anhand von Daten aus den Jahren 2009, 2010 und 2012 durchgeführten Prototypversuchen am Sturmflutsperrwerk validiert. Die Durchführung der hydrodynamischen Studie erfolgt im Rahmen einer Untersuchung der hydro- und morphodynamischen Bedingungen mit besonderem Augenmerk auf Verände-rungen der Sedimentationsraten und auf Verbesserungen der Wasserqualität im oberen Ästuar als Folge einer veränderten Nutzung des Sperrwerks. Das Emsästuar (Abb. 1) ist ein teildurchmischtes Ästuar im Nordwesten Deutschlands, an dem auch ein Teil der niederländischen Grenze verläuft. Der tidebeeinflusste Teil der Ems erstreckt sich über eine Gesamtlänge von 110 km von der ostfriesischen Insel Borkum bis zum Tidewehr in Her-brum. Der durchschnittliche Oberwasserzufluss beträgt $78 \text{ m}^3/\text{s}$. Infolge der in der Ver-gangenheit durchgeführten Vertiefungen und Begradigungen des Flusses hat sich das Strömungsmuster verändert: auf eine kürzere, aber starke Flutströmung folgt eine schwä-chere, aber längere Ebbströmung. Dies führte zu einer massiven Ansammlung von kohä-siven Sedimenten in Form von Flüssigschlick. Es bestehen komplexe Wechselwirkungen zwischen den suspendierten Sedimenten und den Tidedrömungen, wie zum Beispiel eine dynamische Schichtung und ein Nicht-Newtonsches Fließverhalten in den unteren Teilen

der Wassersäule. Die verkehrswasserbaulichen Maßnahmen führten zudem zu einer verringerten Schubspannung und Rauheit, was eine weniger eingeschränkte Ausbreitung der Tidewelle durch das Ästuar bedeutet und höhere Tidehochwasserstände sowie niedrigere Tideniedrigwasserstände zur Folge hatte (HERRLING und NIEMEYER 2008). Der Tidehub beträgt 2,2 m an der Mündung und erhöht sich nach oberstrom auf 3,2 m in Papenburg (PAP).

Für die Untersuchung der veränderten Tidedynamik im Zuge einer modifizierten Nutzung des Sturmflutsperrwerks bei Gandersum wurde das Sperrwerk durch eine Parametrisierung der Unterströmung der Tore im hydrodynamischen Modell implementiert. Das Sperrwerk wurde 2001 in Betrieb genommen, um das Hinterland gegen Sturmfluten zu schützen. Es verfügt über sieben Öffnungen, davon zwei Schifffahrtsöffnungen. Der Querschnitt des Sperrwerks ist 474 m breit, wobei 13 % der Fläche von Pfeilern blockiert werden, sodass die Nettobreite 414 m beträgt. Zur Beeinflussung der Gezeitendynamik werden hier die in einem Naturversuch von 2012 durchgeführten Schließungsszenarien beispielhaft erörtert. Während des Versuchs wurde durch Schließen mehrerer Nebenöffnungen der Querschnitt zu 67 % vorübergehend verbaut.

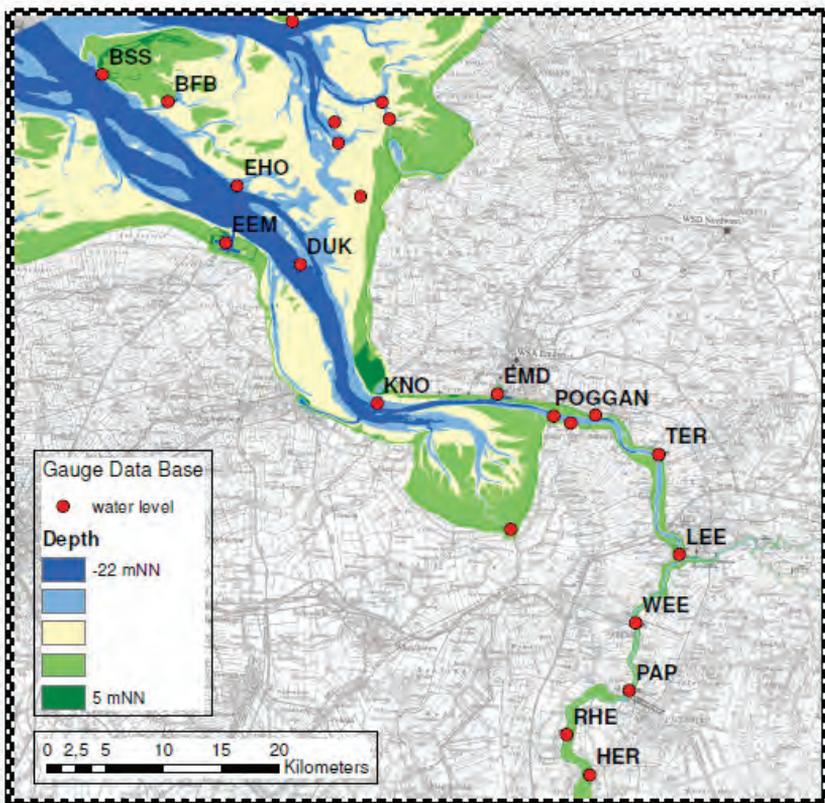


Abbildung1: Das Emsästuar. Überlagerung der Karte zur Darstellung von Bathymetrie und Wasserstand sowie Messstationen für den Salzgehalt.

2 Modellansatz

Es wird ein auf der Methode der Finiten Volumen basierendes Delft3D-Modell auf einem dreidimensionalen strukturierten Gitter zur Reproduktion der hydrodynamischen Mechanismen, der Sediment- und Salzgehaltsdynamik verwendet. Der spezifische zeitabhängige Betriebsmodus für die Verschlussorgane (Steuerung des Querschnittsbereichs durch unterströmte Hubtore) wird im Modell der numerischen Flachwassergleichung als Approximation eines hydrodynamischen Energieverlusts infolge der Unterströmung der Tore implementiert. Ein Modell auf Grundlage der Prandtlschen Mischungsweglänge mit einer Dämpfungsfunktion nach PERELS und KARELSE (1982) wurde implementiert, um die vertikalen Salzgehaltsgradienten während der Stauwasserphasen und das barokline Zirkulationsmuster sowie die Turbulenzsituation im Ästuar zu reproduzieren und so die Turbulenzschließung im Diffusionsterm der Reynolds-gemittelten Navier-Stokes-Gleichung sowie die vertikalen Diffusivitätsparametrisierungen innerhalb der gekoppelten Advektions-Diffusionsgleichungen für Salz, Temperatur und suspendiertes Sediment zu lösen.

3 Modellkalibrierung und -validierung

Das Untersuchungsgebiet reicht von der ostfriesischen Insel Borkum bis zum 110 km stromauf gelegenen Tidesperrwerk in Herbrum (HER). Das Leda-Jümme-Gebiet mit Mündung der Flüsse in die Unterems bei Leerort ist ebenfalls im Modellgebiet enthalten. Das Modellgebiet wird durch 51648 Knoten repräsentiert und umfasst zehn vertikale Schichten. Die seitlichen Modellränder folgen der Deichlinie. Die Bedingungen am offenen seeseitigen Modellrand werden mit dem Tideantrieb basierend auf Zeitreihen von Wasserstandsmessungen am Pegel Borkum implementiert. Beide offenen binnenseitigen Randbedingungen (Herbrum und Leda) werden als Zeitreihe des Oberwasserabflusses implementiert; für den Salztransport und die Temperatur wurden an allen Rändern die entsprechenden Zeitreihen nahe gelegener Messstationen erzeugt. Für die Anfangsbedingungen von Salzgehalt und Temperatur im gesamten Modellgebiet wurden der durchschnittliche Salzgehalt und durchschnittliche Temperaturwerte über eine Simulationsperiode berechnet und auf alle Knoten interpoliert.

Ein Simulationszeitraum von vier Wochen im Jahr 2010 wurde für die Untersuchungen ausgewählt. Die ersten beiden Wochen dienen dabei als Anlaufperiode, die beiden folgenden Wochen werden für die Analyse verwendet. Der am 10. März 2010 beginnende Simulationszeitraum beinhaltet Werte für den Oberwasserabfluss, die zunächst relativ hoch liegen ($\sim 200 \text{ m}^3/\text{s}$) und dann auf $\sim 100 \text{ m}^3/\text{s}$ zurückgehen. Der Modellkalibrierung und den dargestellten Abbildungen (2 & 3) liegt der Zeitraum des Versuchs im Jahr 2012 zu Grunde.

In Abb. 2 ist die Validierung der Differenzen zwischen gemessenen und modellierten Wasserständen über das Tidesperrwerk während des Tidesteuerungsversuchs dargestellt. Mit der kalibrierten Energieverlust-Approximation gelingt dem auf der Flachwassergleichung basierenden Modell eine ausreichende Reproduktion des Einflusses der Verschlussorgane und folglich der Dämpfung der Tidedynamik aufgrund des Betriebs der Sperrwerkstore.

Abb. 3 zeigt einen Vergleich der Zeitreihen gemessener und berechneter Differenzen zwischen Salzgehalt am Boden und Salzgehalt an der Oberfläche am Standort der Tonne 61 (im „Eingangsbereich“ des Emders Fahrwassers zwischen Knock (KNO) und Emden (EMD), s. Abb. 1). Eine ausreichend genaue Reproduktion der Strömungs- und Salzgehaltsdynamik an dieser Stelle ist zwingend erforderlich, da die Gezeitendynamik in der Unterems insgesamt durch diesen, am Übergang zwischen Dollart und Unterems gelegenen Querschnitt gesteuert wird. Das großskalige barokline Zirkulationssystem wird sehr gut reproduziert.

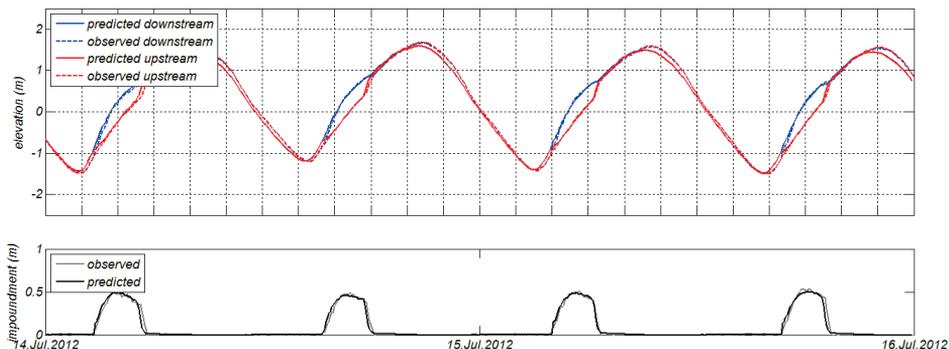


Abbildung 2: Das obere Diagramm zeigt den Vergleich zwischen den Zeitreihen gemessener und modellierter Wasserspiegelauslenkung während der Versuchsreihe 2012 in Gandersum. Im unteren Diagramm sind die entsprechenden Wasserstandsdifferenzen zwischen Sperrwerksposition im Oberwasser und im Unterwasser dargestellt.

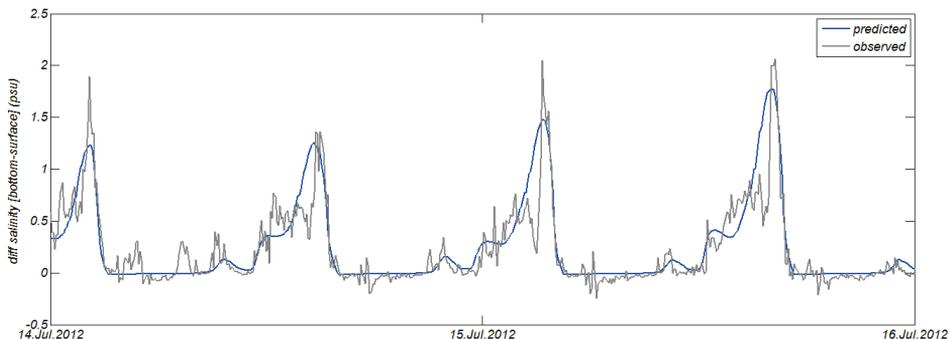


Abbildung 3: Vergleich des Salzgehalts an der Oberfläche und am Boden bei Station T61 nahe Knock (KNO) im Feldversuch 2012.

4 Ergebnisse und Beobachtungen

Der hier vorgestellte Vergleich basiert auf den modellierten Ergebnissen für eine Tidedynamik mit und ohne Tidesteuerung (letztere ist der Referenzzustand) in demselben Simulationszeitraum und bei ansonsten identischer Modellkonfiguration. Die Tidesteuerungsszenarien konzentrieren sich auf eine im Jahr 2012 durchgeführte Versuchsreihe. Im Versuch von 2012 wurden alle Verschlussorgane geschlossen, mit Ausnahme der Haupt- und Nebenschiffahrtsöffnung, die sich im tiefsten Bereich der Tiderinne befinden. Die

anderen Sperrwerkstore wurden vorübergehend geschlossen, wodurch sich der Fließquerschnitt um etwa 67 % reduzierte. Die Schließung begann kurz nach Tideniedrigwasser, d. h. mit Beginn der Flutströmung und wurde dann etwa 2,5 Stunden aufrechterhalten.

Der Einfluss der Tidesteuerung auf das Verhältnis von Ebbstrom- zu Flutstromdauer entlang des Ästuars ist in Abb. 4 dargestellt. Die Veränderung der Tideasymmetrie ist im Abschnitt von Emden bis Weener deutlich erkennbar. Die in der Kurve erkennbare Stufe bei Leerort ist auf den Zufluss und Abfluss von Leda-Jümme Gebiet zurückzuführen. In der verringerten Tideasymmetrie zeigt sich ein Wechsel zu einer längeren Flutdauer mit relativ schwächerer Strömung und einer kürzeren Ebbdauer mit einem relativ stärkeren Ebbstrom.

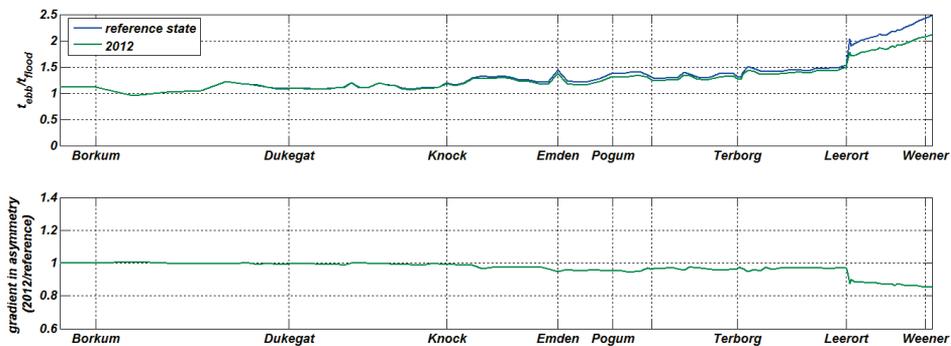


Abbildung 4: Im oberen Diagramm ist die Tideasymmetrie basierend auf simulierten Geschwindigkeitsmessungen entlang des Ästuars dargestellt. Das untere Diagramm zeigt den Unterschied zwischen Tidesteuerung und Referenzzustand.

In Abb. 5 sind die vertikalen Salzgehaltsgradienten stellvertretend für die Intensität der baroklinen Zirkulation dargestellt. Die Abszisse zeigt die Zeit, die Ordinate die Längsposition von Eemshaven (EEM) bis Oldersum (OLD, die Standorte sind Abb. 1 zu entnehmen). Der durch Flüssigschlick dominierte Teil der Unterems ist von diesem Bereich mehr oder weniger ausgenommen, da es dort zu starken Wechselwirkungen zwischen Salzgehaltstransport und Flüssigschlick kommt.

Die Lage des Sperrwerks in Gandersum wird durch die horizontale schwarze Linie bei Km 55 angegeben. Der vertikale Salzgehaltsgradient des Referenzzustands ist dem mittleren Diagramm von Abb. 5 zu entnehmen. Hier zeigt sich für die Stauwasserdauer vor Eintreten der Flut bei Nipptide (Tage 0-4 & 11-15) ein vertikaler Salzgehaltsgradient von 5-6 psu im Bereich von Km 70. Bei Springtide (Tage 4-10) fällt der Gradient mit 4-5 psu während Stauwasser vor Eintreten der Ebbe niedriger aus als bei Nipptide. Bei Tnw-Stauwasser liegt der stärkste vertikale Salzgehaltsgradient für Gandersum bei Nipptide im Bereich von 0-2 psu, während bei Springtide ein Gradient von 3-5 psu verzeichnet wird. Die Intensität des vertikalen Salzgehaltsgradienten wird überwiegend durch den horizontalen Salzgehaltsgradienten entlang des Ästuars und die Intensität der lokalen Turbulenz angetrieben.

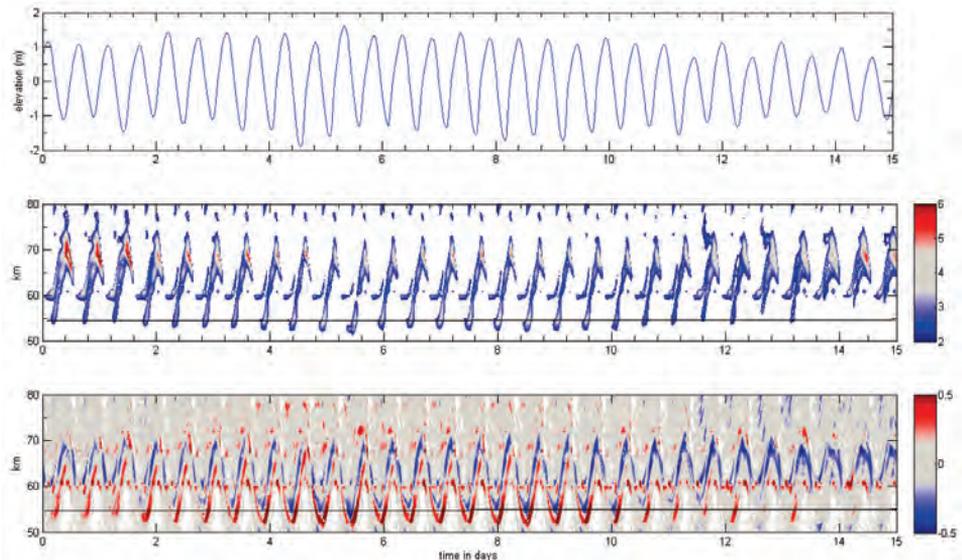


Abbildung 5: Im oberen Diagramm wird der Wasserstand am seeseitigen Rand gezeigt, im mittleren Diagramm der vertikale Salzgehaltsgradient aus den Referenzmodellergebnissen in einem Längsschnitt und im unteren Diagramm der Unterschied zwischen Referenzzustand und Tidesteuerungsszenario von 2012. Die schwarze Kurve zeigt die Lage des Sperrwerks an.

Im unteren Diagramm der Abbildung wird der Unterschied zwischen dem Referenzzustand und dem Szenario einer Tidesteuerung aufgezeigt. Im Bereich der Knock wurde ein Anstieg von 0,3 psu bei Springtidebedingungen verbunden mit einer verringerten Schichtung während Ebbperioden berechnet. Bei Nipptide kommt es zu einer signifikanten Verringerung des vertikalen Salzgehaltsgradienten um 0,5 psu stromauf von Km 70, was eine kleinere Zone barokliner Zirkulation während Stauwasser vor Eintreten der Flut zur Folge hat. In der Stauwasserphase vor Ebbe wird unter Springtidebedingungen ein signifikanter Anstieg des Salzgehaltsgradienten um mehr als 0,5 psu verzeichnet, begleitet von einer ausgeprägten Abschwächung des Gradienten im Unterwasser. Auch lässt sich eine schwächere Salzgehaltsschichtung während Ebbphasen beobachten. Berechnungen der Tidesteuerung zeigten eine Verringerung der Tideasymmetrie an der Oberfläche in der baroklinen Zirkulationszone. Die Messdaten bestätigen dies und somit die Plausibilität des numerischen Modells.

5 Schlussfolgerungen

Die hier vorgestellte numerische Studie ist Teil einer breiter angelegten Untersuchung zur Verbesserung der ökologischen Bedingungen der Unterems. Vorliegender Beitrag konzentriert sich auf ausgewählte hydrodynamische Phänomene und ihre Beeinflussung mittels eines neuen Tidesteuerungsansatzes durch alternative Nutzung des bestehenden Sperrwerks. Dank der Feinanpassung des Modells an die spezifischen Anforderungen der physikalischen Problemstellung (Unterströmung der Tore im Flachwassergleichungsmodell, komplexer barokliner Antrieb) bietet es einen guten Lösungsansatz für die

relevanten antreibenden Phänomene. Es wird ein Vergleich der modellierten Tidesteuerung und des Referenzzustands ohne Tidesteuerung gegeben, in dem die Veränderungen und die Intensität des vertikalen Salzgehaltsgradienten und des Musters der baroklinen Zirkulation im Ästuar berücksichtigt sind. Bedingt durch den modifizierten Sperrwerksbetrieb ist eine Veränderung des Fließverhaltens im Vergleich zum Referenzzustand erkennbar. Es wird gezeigt, dass die Tidesteuerung mittels Anpassung des Sperrwerksbetriebs die Tideasymmetrie signifikant reduziert und auch die baroklinen Mechanismen beeinflusst. Dabei werden diese Parameter nur als Indikatoren hinsichtlich des übergeordneten Ziels einer positiven Beeinflussung von Sedimentdynamik und ökologischem Haushalt verstanden. Aus diesem Grund wird die Untersuchung parallel in Richtung einer Optimierung des Betriebsmodus auf Basis belastbarer morphodynamischer Berechnungen fortgeführt.

6 Schriftenverzeichnis

- HERRLING, G. and NIEMEYER, H. D.: Comparison of the hydrodynamic regime of 1937 and 2005 in the Ems-Dollard estuary by applying mathematical modeling, HARBASINS Report, NLWKN-Forschungsstelle Küste, 2008.
<http://www.nlwkn.niedersachsen.de/download/70703>
- PERELS, P. A. J. and KARELSE, M.: A two-dimensional laterally averaged model for salt intrusion in estuaries, Tech. Rep. 262, Waterloopkundig Laboratorium, Delft Hydraulics Laboratory, 1982.

Simulation hoher Schwebstoffkonzentrationen und Optionen für eine Sanierung der Unterems

Monika Donner und Oliver Stoschek

Zusammenfassung

Ästuarie mit extrem hohen Schwebstoffkonzentrationen beeinträchtigen die wasserwirtschaftlichen Nutzungen, die Schifffahrt und die Gewässerökologie. Derzeit versuchen Ökologen und Wasserwirtschaftsbehörden Lösungen für die Ems in Form verschiedener Sanierungsvarianten, die die Tidesymmetrie abmindern und die Schwebstoffkonzentration absenken, zu finden. Indikatoren, die insbesondere für die Mobilisierung, die Resuspension und das Absinken von kohäsiven Sedimenten stehen, liefern für die Einstufung der Sanierungsvarianten wichtige Bewertungsgrößen. Hierzu wurden hydro- und morphodynamische Indikatoren, wie die Veränderungen der Ebb- und Flutströmung, der Ebb- und Flutströmungsgradienten, des Nettosedimenttransports und die Verschiebung der Trübungszone bewertet. Insbesondere Indikatoren für Feinsedimente wurden gewählt, um eine mittelfristige Reduktion der Schwebstoffkonzentration zu bewerten.

Für die Prozessbeschreibung dieser Ästuarie wurden numerische Simulationen durchgeführt. Allerdings können bestehende physikalische Ansätze für kohäsive Sedimente nur bedingt angewandt werden. So wurden für die Abbildung hochkonzentrierter Schwebstofftransportprozesse zwei verschiedene Ansätze für die Ems gegenübergestellt: Ein Ansatz mit einem vereinfachten Flokkulationsterm und behindertem Absinken sowie ein neuer Flokkulationsansatz, der die Veränderung der Turbulenz und der Salinität mitberücksichtigt. Die Hydrodynamik, der Salz- und der Schwebstofftransport wurden dreidimensional mittels finiter Volumenmethode für die Außen- und Unterems aufgelöst.

Die hier durchgeführte Simulation mittelfristiger Tendenzen unterliegt bereits Unsicherheiten, so dass langfristige Tendenzen nur schwierig abzuschätzen sind. Auf Basis eines bestehenden Langzeitansatzes für tidebeeinflusste Marschgewässer mit kohäsivem Sediment werden erste Schlussfolgerungen für ein Langzeitkonzept in ästuariner Umgebung beschrieben.

Schlagwörter

Hochkonzentrierte Schwebstoffe, Sanierungsmaßnahmen, Flokkulation, Indikatoren, Langzeitverfahren

Summary

Estuaries with hyper-concentrated suspended sediment concentration (SSC) provide critical conditions for water management, channel shipping and ecological affairs. Due to the extreme situation of the Ems concerning the SSC, ecologists and water management authorities try to find solutions by different restoration measures, which aim to damp the hydrodynamic asymmetry and to reduce the suspended sediment concentration. Indicators especially for mobilization, resuspension and settling of fine cohesive sediments provide

important benchmarks to evaluate restoration potential. Therefore hydro- and morphodynamic indicators like changes in flood and ebb currents, in flood- and ebb current gradients, net sediment flux and the shift of the turbidity zone were assessed. Especially indicators for fine sediments were selected to analyze the potential of meso-scale suspended sediment reduction.

Numerical simulations were performed to increase the Understanding of this estuary. But it shows limits to the existing physical approaches for cohesive sediment transport. For a performance of high suspended sediment concentrations two approaches, one with a simplified flocculation and typical hindered settling, and one with a new flocculation approach taking turbulence and salinity into account, were compared for the Ems Estuary. The hydrodynamic processes, salinity and suspended sediment transport were resolved by a numerical three dimensional finite volume model for the Outer and Lower Ems.

Considering the uncertainties already inherent in meso-scale simulations the long-term effects are difficult to anticipate. Based on an existing long-term approach for a tidal marsh river with cohesive sediments, first conclusions for a promising long-term concept in an estuarine environment are presented.

Keywords

hyper-concentrated suspended sediments, restoration measures, flocculation, indicators, long-term

Inhalt

1	Einleitung	472
2	Methode.....	474
2.1	Numerischer Ansatz	474
2.2	Kalibrierung und Vergleich der verschiedenen Ansätze	476
2.3	Bewertung der Sanierungspotentiale.....	478
3	Ergebnisse und Diskussion	480
3.1	Hydrodynamische Wirkung.....	481
3.2	Wirkung auf den Schwebstofftransport	484
4	Schlussfolgerungen	486
4.1	Sanierungspotential.....	486
4.2	Allgemeine Schlussfolgerungen	488
5	Ausblick	488
6	Danksagung.....	489
7	Schriftenverzeichnis.....	489

1 Einleitung

Ästuarie bilden eine wichtige Verbindung zwischen marinen und fluvialen Systemen. Insbesondere das Emsästuar war aufgrund menschlicher Ansprüche von Maßnahmen wie Flussregulierungen, Vertiefungen und Verlust von Flachwasserzonen betroffen. Hauptursache für die heute hohe Schwebstoffkonzentration in der Ems sind die hydro- und morphodynamischen Veränderungen als Folge der Emsvertiefung (WEILBEER 2005).

Die hydrodynamischen Veränderungen sind auf die Absenkung des Tideniedrigwassers und die Erhöhung des Tidehochwassers zurückzuführen. So war in den letzten 70 Jahren ein Anstieg des Tidehubs in Herbrum von 1 m auf 3,5 m zu verzeichnen (JÜRGES und WINKEL 2003). Darüber hinaus führt die Asymmetrie der Tideprozesse zwischen Ebbe- und Flutphase zu einer erhöhten Flutstromdominanz mit stärkeren maximalen Strömungen, während die Ebbströmungen nahezu konstant bleiben. Der Strömungsgradient zwischen Kenterung und Flutstrom ist bis zu achtmal steiler als der Gradient zwischen Kenterung und Ebbstrom.

Das heutige Emsästuar weist eine dramatische Zunahme der Trübung im Laufe der letzten 15 Jahre auf: Im jährlichen Mittel stieg die Schwebstoffkonzentration von 1 g/l in den Jahren 1992/93 (SCHUTTELAARS et al. 2009) auf 10 g/l im Zeitraum 2008/09 (NLWKN Aurich 2009). Diese Entwicklung war begleitet von einer extremen flussaufwärtigen Verschiebung der Trübungzone (englisch: Estuarine turbidity maximum, ETM). Die Betrachtung der jährlich gemittelten Schwebstoffkonzentrationen im historischen Verlauf zeigt, dass sich in den 1950er Jahren die Trübungzone (ETM) mit einer Konzentration von etwa 0,2 g/l in Emden befand. Nach der Vertiefung der Außenems (1975-76) verlagerte sich die ETM stromauf nach Terborg und die Konzentration erhöhte sich auf 0,4 g/l. Im Jahr 2005 wurde eine ausgedehnte Trübungzone und einer Konzentration von 1 g/l im Abschnitt von Terborg bis Papenburg festgestellt. Insbesondere von der Mündung der Unterems in das sogenannte Emdener Fahrwasser werden bei niedrigen und mittleren Oberwasserabflüssen Sedimente von der Nordsee in das Emsästuar eingetragen. Zusätzlich bilden sich in Nähe der Flusssohle Flüssigschlickgeschichten aus. Im oberen Teil der Unterems sind solche Fluid Mud-Schichten über extreme Gradienten der Schwebstoffkonzentration (3 bis 7 g/l/min) erkennbar.

Ökologen und Wasserwirtschaftsbehörden arbeiten heute in gemeinschaftlichen Projekten zusammen, wie beispielsweise in dem Vorhaben „Perspektive Lebendige Unterems“, um Sanierungsmaßnahmen (Abb. 1) als Lösungsansätze für eine Reduzierung der Schwebstoffkonzentrationen und eine Verbesserung der Sauerstoffversorgung zu finden. Verschiedene Konzepte für eine Sanierung wurden von Wasserwirtschaftsbehörden, Naturschutzverbänden und internationalen Experten vorgelegt:

- Anlage von Tidepoldern (Retentionsräume): Tidepolder ermöglichen eine verzögerte Abgabe des Tidevolumens und der Sedimente sowie eine Reduzierung des Tidevolumens im Oberwasser dieser Polder.
- Entwicklung von Flachwasserzonen mit Reaktivierung von Altarmen: Bifurkationen und Flachwasserzonen in den Vorlandflächen haben aufgrund der geomorphologischen Gegebenheiten eine makroskalige Wirkung. Mit der Stromspaltung kann durch Dissipation eine Reduzierung der Strömung und somit der Dynamik erreicht werden.
- Ästuarverlängerung: Ein Rückbau des Tidewehrs in Herbrum zur Verlängerung des Emsästuars wird sich auf die Ausbreitung der Tidewelle auswirken und insbesondere ihre Reflektion verringern.
- Verflachung: Die Sohlenerhebung bedeutet eine geringere Wassertiefe in der tiefen Fahrrinne zwischen Leer und Papenburg, was infolge eines veränderten Breiten-Tiefen-Verhältnisses morphologische Auswirkungen haben wird.
- Technische Optionen mit verschiedenen Regulierungsmöglichkeiten am Sturmflutsperrwerk (WURPTS 2012).

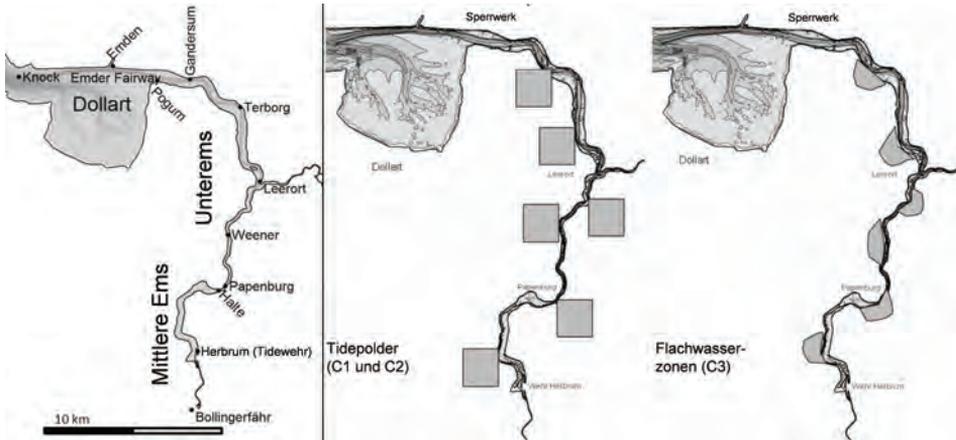


Abbildung 1: Übersicht der Unterems (links), Skizzen der Sanierungsvarianten für das Emsästuar, Tidepolder (Mitte) und Flachwasserzonen (rechts).

Dieser Beitrag konzentriert sich ausschließlich auf die Auswirkungen einer Verflachung, Ästuarverlängerung, Anlage von Tidepoldern und lateralen Retention, wobei das Hauptaugenmerk auf der Sanierung des Emsästuars liegt.

2 Methode

Um die Auswirkungen der Sanierungsvarianten zu untersuchen, wurde zunächst der aktuelle Zustand im Emsästuar bei den gegebenen hydrodynamischen Bedingungen und hohen Schwebstoffkonzentrationen in einem numerischen Verfahren dargestellt. Dabei fanden zwei unterschiedliche Ansätze für den Sedimenttransport Berücksichtigung.

2.1 Numerischer Ansatz

Die numerische Analyse basiert auf einer dreidimensionalen Auflösung der hydrodynamischen Prozesse, des Salzgehalts und des Schwebstofftransports im Emsästuar zwischen Borkum und Bollingerfähr (Abb. 1). Zu diesem Zweck wurde eine finite Volumen-Methode mit Sigmaschicht-Ansatz in einem unstrukturierten Gitter (MIKE 3 FM) angewendet. Die Lösung der hydrodynamischen Fragestellungen erfolgte auf Basis von Reynolds-gemittelten Navier Stokes-Gleichungen mit einer an den Salztransport gekoppelten Dichte. Zur Turbulenzmodellierung wurden ein k-ε-Modell in vertikaler Richtung und der Mischungsweg-Ansatz von Smagorinsky mit einem Koeffizienten von 0,28 in horizontaler Richtung angewendet. Der Fließwiderstand der Gewässersohle, die aufgrund der kohäsiven und schlickigen Sedimente nahezu keinen Widerstand aufweist, wurde auf Grundlage des Rauheitsansatzes nach Nikuradse mit einer Rauheitshöhe zwischen 0,5 und 5 mm im supratidalen Bereich mitberücksichtigt

Für die Modellierung der Sedimentdynamik wurden zwei unterschiedliche Verfahren (Mud Transport (MT) und ECO Lab (EL)) verwendet und miteinander verglichen. Sie unterscheiden sich in erster Linie bei dem gewählten Ansatz für die Sinkgeschwindigkeiten. Für beide Verfahren erfolgt die Lösung des Schwebstofftransports mit der

dreidimensionalen Advektions-/Diffusionsgleichung unter Berücksichtigung eines behinderten Absinkens und der Eigenschaften kohäsiver Sedimente. Da die g Feinsand-, Schluff- und Tonfraktionen überwiegen, spielen die Sandfraktionen und der Geschiebetransport eine weniger bedeutende Rolle bei der Sedimentdynamik, im Hinblick auf morphologische Veränderungen (WEILBEER 2003).

Die Erosionsrate basiert auf der Formel für konsolidierte kohäsive Sedimente nach PARTHENIADES (1965):

$$S_{\text{ero}} = \beta_{\text{ero}} \left(\frac{\tau_0}{\tau_{\text{c,ero}}} - 1 \right) \quad \text{für } \tau_0 > \tau_{\text{c,ero}} \quad (1)$$

wobei β_{ero} der Erodierbarkeitsfaktor ist [g/m²/s], $\tau_{\text{c,ero}}$ die kritische Erosionsschubspannung [N/m²], S_{ero} die Erosionsrate [g/m²/s] und τ_0 die Bodenschubspannung [N/m²]. Für beide Methoden erfolgte eine Approximation der allgemeinen empirischen Erosions- und Depositionsparameter auf Basis empirischer Verfahren, in der Fachliteratur verwendeter Werte und der Korngrößenverteilung für die Ems, welche von der BAW und vom NLWKN zur Verfügung gestellt wurden. Die Trockenraumdichte des Sohlmaterials wurde mithilfe des empirischen Ansatzes nach Allersma (1988, in VAN RIJN 2007) geschätzt; dabei ergab sich ein Intervall von 170 bis 1290 kg/m³ für die Trockenraumdichte. Die Begrenzung der kritischen Erosionsschubspannung erfolgte gemäß dem Ansatz von ZANKE (1982) für weichen und nicht konsolidierten Schlick (0,12 bis 0,45 N/m²). Für die Schätzung des Erodierbarkeitsfaktors fand die Methode von SCHWEIM (2005) unter Berücksichtigung der in der Literatur variierenden Bandbreite von 0,01 bis 5 g/m²/s Anwendung.

Die Depositionsrate D wird gemäß der Vorgehensweise von KRONE (1962) wie folgt beschrieben:

$$D = w_s \cdot c_b \cdot \left(1 - \frac{\tau_0}{\tau_{\text{c,dep}}} \right) \quad \text{für } \tau_0 \leq \tau_{\text{c,dep}} \quad (2)$$

Dabei ist w_s die Sinkgeschwindigkeit [m/s], c_b die sohlnahe Sedimentkonzentration [g/m³], $\tau_{\text{c,dep}}$ die kritische Schubspannung für die Deposition [N/m²], D die Depositionsrate [g/m²/s] und τ_0 die Bodenschubspannung [N/m²]. Während bei PARTHENIADES (1965) die kritische Schubspannung für Depositionswerte mit 0,04 bis 0,15 N/m² angegeben wird, verwenden LI et al. (1994) Werte zwischen 0,3 und 0,5 N/m². Für das Beispiel der Ems wurde ein konstanter Wert von 0,07 N/m² verwendet.

Beim MT-Verfahren beruhen die Sinkgeschwindigkeiten auf einem empirischen Flokkulationsansatz nach BURT (1986) und einem Ansatz für ein behindertes Absinken für $c > c_{\text{hinder}}$ nach WINTERWERP (1999):

$$w_s = \begin{cases} \text{konstant oder linear} & \text{für } c < c_{\text{floc}} \\ k \cdot c^\gamma & \text{für } c_{\text{floc}} \leq c \leq c_{\text{hinder}} \\ w_{s,r} \frac{(1-\Phi^*)(1-\Phi_p)}{1+2.5\Phi} \quad \text{mit } \Phi_p = \frac{c}{\rho_s}; \Phi^* = \frac{c}{c_{\text{gel}}} & \text{für } c > c_{\text{hinder}} \end{cases} \quad (3)$$

Dabei ist w_s die Sinkgeschwindigkeit [m/s], k und γ sind die Koeffizienten [-], c die Sedimentkonzentration [kg/m³], Φ die volumetrische Sedimentkonzentration [m³/m³], c_{floc}

ist die Schwellwertkonzentration für die Gelbildung [kg/m^3] und ρ_s die Sedimentdichte [kg/m^3]. Im dem Alternativverfahren (EL) wurde ein von NGUYEN (2010, 2012) entwickelter neuer Flokkulationsansatz verwendet und mit der MT-Methode verglichen. Dabei erfolgt die Beschreibung und Lösung für die Hydrodynamik in derselben Weise wie oben beschrieben (MIKE 3 FM). Auch die Berechnung des Sedimenttransports (3D-Advektion-Diffusion) sowie der Erosions- und Depositionsraten erfolgt analog zu den Ansätzen von PARTHENIADES (1965) und KRONE (1962). Ein Unterschied besteht hinsichtlich der Sinkgeschwindigkeit, bei der die Flockengröße, Flockendichte und der Schleppkraftkoeffizient sowie die durch Salzgehalt und Turbulenz verursachten Effekte berücksichtigt werden. Die Berechnung der Sinkgeschwindigkeiten beruht auf dem modifizierten Gesetz von Stokes:

$$w_s = (1 - \phi) \sqrt{\frac{4 \cdot (\rho_f - \rho_m) \cdot g \cdot D_f}{3 \cdot \rho_m \cdot C_{D,mt}}} \quad (4)$$

Dabei ist w_s die Sinkgeschwindigkeit unter turbulenten Bedingungen [m/s], ϕ die volumetrische Konzentration der Flocken im Gemisch [m^3/m^3], ρ_f die Flockendichte [kg/m^3], ρ_m die Dichte des Sediment-Fluid-Gemischs [kg/m^3], g die Erdbeschleunigung [m/s^2], D_f die Flockengröße [m] und $C_{D,mt}$ der Schleppkraftkoeffizient der Flocken [-]. Die Flockengröße ist das Ergebnis von Aggregations- und Zerfallsprozessen. Ein Anstieg der Schwebstoffkonzentration führt somit zu einer höheren Wahrscheinlichkeit einer Kollision von Primärpartikeln, wodurch eine Aggregation begünstigt wird. Es wird davon ausgegangen, dass die Flockenbildung auch durch einen hohen Salzgehalt durch Kompression der elektrischen Doppelschicht um die Partikel und die damit zunehmende Wirkung der van-der-Waals-Kräfte unterstützt wird. Bei hoher Turbulenz kommt es zu einem Zerfall der Flocken. Die Flockendichte wird anschließend auf Basis der Flockengröße berechnet. Der Schleppkraftkoeffizient ist abhängig von Form und Größe der Primärpartikel oder Schwebstoffflocken sowie von der Viskosität des Sediment-Fluid-Gemischs. Die Tatsache, dass bei der Berechnung der Flockengröße und des Schleppkraftkoeffizienten die Turbulenz berücksichtigt wird, kann als besonderes Merkmal des im EL-Verfahren implementierten Ansatzes betrachtet werden.

2.2 Kalibrierung und Vergleich der verschiedenen Ansätze

Das numerische Modell wurde gegenüber bestehenden Messdaten für Wasserstand, Strömungen, Salzgehalt und Schwebstoffkonzentrationen kalibriert und validiert (Abb. 2). Zu diesem Zweck wurden drei Sommerereignisse des Jahres 2008 berücksichtigt: ein niedriger Oberwasserabfluss (ca. $40 \text{ m}^3/\text{s}$), ein mittlerer Abfluss (ca. $80 \text{ m}^3/\text{s}$) sowie ein jährlicher mittlerer Hochwasserabfluss (ca. $110 \text{ m}^3/\text{s}$). Winterereignisse und Sturmfluten sind für die hohe Trübung in der Ems nicht von Bedeutung.

Die Quantifizierung der Modelleleistung erfolgte anhand des mittleren Fehlers (englisch: mean error, ME). Für den Wasserstand und die Tidenströmungen wurde ein guter ME erreicht: weniger als $0,12 \text{ m}$ beim Wasserstand ($0,05$ bis $0,24 \text{ m}$) und etwa $0,14 \text{ m}/\text{s}$ für die Strömungen ($0,07$ bis $0,22 \text{ m}/\text{s}$). Eine Verzögerung ergibt sich in der Phase zwischen simulierter und gemessener Tidekurve. Die Amplitude des Tidehochwassers wird mit Abweichungen von unter 10 cm (mittlerer Wert) recht gut reproduziert, während die

Amplitude des Tideniedrigwassers eine geringfügige Überschätzung von bis zu etwa 20 cm aufweist. Die Tideasymmetrie auf Basis des Wasserspiegelgradienten im Laufe der Zeit wird im numerischen Modell mit einer geringfügigen Differenz zwischen simuliertem und gemessenem Gradienten (unter 0,003 m/min) sehr gut reproduziert.

Aufgrund der saisonalen Variabilität des Salzgehalts am seeseitigen Modellrand, die aus den Zeitreihen der Salzgehaltmessungen an der Messstation in Knock (Ems-km 51, Abb. 1) abgeleitet wurde, erfolgte eine Analyse der unterschiedlichen Randwerte zwischen 30 und 32 PSU bei Borkum im Rahmen einer Sensitivitätsstudie. Bei niedrigen Oberwasserabflüssen (MHQ bis 40 m³/s), welche für die hohen Schwebstoffkonzentrationen im Emsästuar relevant sind, stellte die Verwendung des Wertes von 30 PSU am seeseitigen Rand die gemessenen Salzgehaltsbedingungen zwischen Knock und Herbrum dar (Abb. 1). Dabei betrug der mittlere Fehler 3,1 und somit weniger als 0,01 PSU (Abb. 2).

Die Kalibrierung des Schwebstofftransports liefert eine gute Genauigkeit, wobei Differenzen zwischen gemessenen und modellierten Schwebstoffkonzentrationen von 0,2 bis 3,9 g/l (bei Verwendung der MT-Methode) beziehungsweise 0,3 bis 3,7 g/l (EL-Methode) bestehen. Die hohe Abweichung von mehr als 3 g/l ist bei beiden Methoden auf eine Unterschätzung der lokalen Höchstkonzentration in den Messzeitreihen zurückzuführen. Die gemessenen Schwebstoffkonzentrationen nehmen während der Kenterung vor Einsetzen der Flut von 5 g/l auf 40 g/l zu und wieder ab, wobei der Gradient im Bereich von Weener (Ems-Km 7, Abb. 1) $\pm 7,8$ g/l/min und im Bereich von Papenburg (Ems-Km 0, Abb. 1) $\pm 3,7$ g/l/min beträgt. Beide Messstellen befinden sich etwa 3 m oberhalb der Flusssohle.

Diese Höchstkonzentration ist im numerischen Modell nur näherungsweise mit einer erheblich niedrigeren Amplitude aufgelöst. Für diese vorübergehenden Höchstkonzentrationen bei minimalen Strömungsgeschwindigkeiten nahe der Kenterung kann es drei Gründe geben:

- Suspensierte Sedimente sinken während Stauwasser in der Wassersäule ab, und aufgrund eines behinderten Absinkens bildet sich eine hoch konzentrierte sohlnahe Schicht mit zunehmender Dicke.
- Bei Einlaufen des Flutstroms wird diese sohlnahe Schicht mit extrem hoher Schwebstoffkonzentration (Flüssigschlick) stromauf transportiert und es kommt zu einer Ansammlung von Fluid Mud im Abschnitt zwischen Weener und Papenburg.
- Suspensiertes Sediment in Sohlhöhe wird aufgrund des hohen Geschwindigkeitsgradienten nach Kenterung in die Wassersäule resuspendiert.

Abgesehen von den Höchstkonzentrationen im Oberwasser wird das tidebedingte Pendeln der Schwebstoffkonzentration durch das numerische Modell abgebildet (Abb. 2).

Ein Vergleich zwischen den beiden Methoden zur Bestimmung der Sinkgeschwindigkeiten ergab, dass mit der verfeinerten EL-Methode die Repräsentation geringfügig höherer Schwebstoffkonzentrationen - insbesondere bei Flutstrom - möglich ist (s. deutlicher Peak bei der Bodenschubspannung im rechten Teil von Abb. 2). Beide Methoden sind jedoch ungeeignet, um den steilen Anstieg und Rückgang der Schwebstoffkonzentration in Weener nachzubilden. Diese sind in der auf der Schubspannung basierenden Erosions- und Depositionsrate begründet, die für beide Methoden verwendet wird. Ausgehend von diesem Ansatz kann die hohe Schwebstoffkonzentration nur in der Zunahme der Weichsedimentschicht an der Sohle (hier mit einer Dichte von 360 kg/m³) nachgebildet

dargestellt werden. Die Reaktion der Sohlschicht wird unmittelbar dargestellt. Das Anwachsen der weichen Sohlschicht an beiden Standorten im Oberwasser ist repräsentativ für die Aggregation von Weichsedimenten an der Sohle. Die morphologische Reaktion auf die Zunahme der Weichsedimente blieb unberücksichtigt.

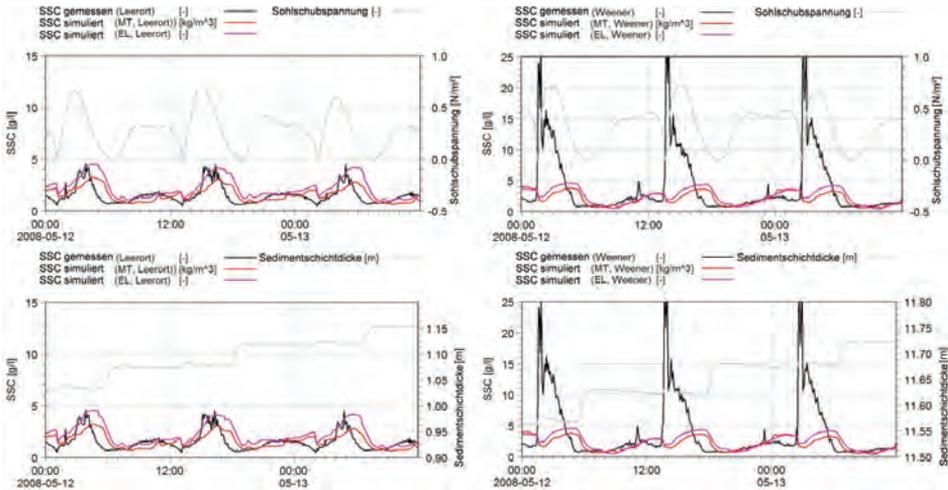


Abbildung 2: Vergleich der Zeitreihen für Simulationen und Messungen der Schwebstoffkonzentrationen im Jahr 2008 in Leerort (Ems-Km 14, links) und Weener (Ems-Km 7, rechts) mit der Simulation der Bodenschubspannung und der Dicke der Sohlschicht; die Messdaten wurden vom NWLKN Aurich zur Verfügung gestellt (SSC).

2.3 Bewertung der Sanierungspotentiale

Zur Bewertung der Sanierungsvarianten und ihrer Defizite wurden für Feinsedimente repräsentative Kennwerte für die hydrodynamischen Bedingungen und den Sedimenttransport ausgewählt. Die Kategorisierung der Kennwerte für Flutstromdominanz, Tidesymmetrien, Tidehub und Sedimenteintrag erfolgte entsprechend ihrer Bedeutung für den Transport von feinen Sedimenten. Für ein Ranking der Kennwerte wurden Erfahrungswerte aus unterschiedlichen Analysen sowie die vorhandene Fachliteratur (z. B. LANG 2003) herangezogen.

Ein wichtiges Ziel ist die Verringerung der Flutströmung, woraus sich eine Reduzierung des Sedimenteintrags ergibt. Der Längsschnitt des maximalen Gradientenverhältnisses von Flut- und Ebbströmung ist eine grobe Indikation für die Lage der Trübungszone im Längsschnitt, wobei nahe der Trübungszone höhere Werte verzeichnet werden. Eine Verringerung des Verhältnisses der maximalen Strömungen (Flutstromdominanz) und eine zusätzliche Verkleinerung des Tidehubs, und dabei insbesondere die Verringerung der Zunahme dieser beiden Parameter im Oberwasser, bewirkt eine Dämpfung des hypersynchronen Charakters. Eine Bewertung der Sanierungsmaßnahmen umfasst folgende hydrodynamischen Kennwerte:

- Verringerung der Tidesymmetrie basierend auf einem Netto-Strömungsverhältnis von weniger als 1; dieses beschreibt das Verhältnis zwischen Flutstrom und (Ebbstrom – Oberwasserzufluss). Darin enthalten ist eine Abnahme des Flutstroms

als Indikator für einen Rückgang des durch den Flutstrom induzierten Sedimenttransports und eine Zunahme des Ebbstroms.

- Verringerung des Verhältnisses der maximalen Strömungsgradienten von Flut- und Ebbstrom (dv/dt) in der Hauptrinne, das DRONKERS (1986) zufolge ein Indikator für Sedimenttransport ist und für die Dauer und Intensität der Resuspension oder Sedimentation nahe der Kenterung relevant ist.
- Reduktion der Flutstromdominanz auf Basis eines Verhältnisses der maximalen Flutströmung zur maximalen Ebbströmung in Hauptgerinne von weniger als 1 (Flutstromdominanz mit einem Verhältnis von > 1); dieses zeigt auch den hypersynchronen Charakter des Ästuars und ist nach DRONKERS (1986) ein Indikator für den Transport grober Sedimente.
- Anhebung des Tideniedrigwassers als allgemeiner Indikator für eine Verbesserung der hydraulischen Situation mit der Folge einer Schwächung der maximalen Flutströmung und einer Stärkung der maximalen Ebbströmung.
- Verringerung des Tidehubs durch Vermeidung einer Zunahme des Tidehubs von der Mündung zu Abschnitten im Oberwasser der Maßnahmen (hypersynchroner Charakter) als allgemeiner Indikator für eine Verbesserung der hydraulischen Situation.

Die Wirkung der Sanierungsmaßnahmen wird anhand der Veränderung beim Nettosedimenttransport in Nähe der Mündung und der Verlagerung der Trübungszone beurteilt. Ein im jährlichen Mittel exportierendes System im Bereich der Mündung bis hin zu den Abschnitten im Oberwasser führt zu einer langfristigen Verminderung der Schwebstoffkonzentration in der Unterems. Ein Wechsel vom Sedimentimport zum Export im Emder Fahrwasser (das an die Mündung der Unterems angeschlossen ist) stellt eine wesentliche Veränderung dar. In diesem exportierenden System lässt sich die Ansammlung von Feinsedimenten in der Fahrrinne reduzieren und eine Veränderung der Korngrößenverteilung im Hauptgerinne erreichen. Begrenzte Sedimentimportzonen in oberstromigen Abschnitten werden als weniger kritisch für die gesamte Situation bewertet.

Eine Reduktion der querschnitts- und tidegemittelten Schwebstoffkonzentrationen mit einer flussabwärtigen Verschiebung der Trübungszone sollte erreicht werden. Eine solche Verschiebung ist ein Hinweis auf einen geringeren Sedimenttransport und somit eine verringerte Schwebstoffbewegung oder -resuspension infolge der reduzierten Tidedynamik. Die flussabwärtige Verschiebung ist folglich ein Indikator für einen Wechsel hin zu geringeren Trübungen. Folgende sedimentologische Kennwerte sind für die Bewertung der Sanierungsmaßnahmen relevant:

- Abnahme des Nettosedimentimports und Wechsel zu einem Sedimentexport in Nähe der Mündung zu den stromauf gelegenen Abschnitten auf Basis eines querschnitts- und tideintegrierten Sedimenttransports
- Flussabwärtige Verschiebung und Verkleinerung der Trübungszone basierend auf einer mittleren Schwebstoffkonzentration ermittelt aus einer querschnitts- und tidegemittelten Schwebstoffkonzentration
- Rückgang der querschnitts- und tidegemittelten Schwebstoffkonzentration unter eine ökologisch als kritisch bewertete Schwelle mit einem Zielwert von 100 mg/l für den Süßwasserbereich.

3 Ergebnisse und Diskussion

Die vorgestellten Methoden wurden zur Analyse der Effekte von Tidepoldern und lateralen Retentionen mit einer Kombination von Flachwasserzonen und reaktivierten Altarmen bei folgenden Szenarien angewendet:

- Für das Szenario A1 ist eine Verringerung der Wassertiefe der Ems von Leer bis Papenburg (Ems-Km 14 bis Km 0) von etwa -8 bis -5 m NN auf konstant -3.0 m NN erforderlich (Verflachung). Hier wurden zwei Unterszenarien mit ursprünglicher Sohlrauheit des Ausgangszustands und einer sandigen Sohle im Bereich der Verflachungsstrecke verglichen
- Szenario B beschreibt die Verlängerung des Emsästuars mit einem Rückbau des Wehrs in Herbrum kombiniert mit einer Tidespeicherung im Unterwasser durch zwei Retentionsräume, ein Polder bei Ems-Km 24 mit 200 ha und ein Polder bei Ems-Km 12 mit 400 ha. Beide Tidepolder haben ein Speichervolumen von 18 Mio m³.
- Szenario C1 sieht sechs Tidepolder entlang des Abschnitts zwischen Ems-Km 23,5 bis Km -7 (7 km flussaufwärts von Papenburg) vor mit einer Gesamtfläche von 1200 ha und einzelnen Polderflächen zwischen 400 und 50 ha und einem Speichervolumen von rund 29 Mio m³.
- Für das Szenario C2 wurden neun Tidepolder entlang des Abschnitts zwischen Ems-Km 14 und Km -6 (6 km flussaufwärts von Papenburg) eingebunden. Die Gesamtfläche beträgt 850 ha, die einzelnen Polder haben Flächen zwischen 150 und 50 ha. Das Speichervolumen beträgt rund 14,2 Mio m³.
- Szenario C3 mit acht Fluss Schleifen mit Flachwasserbereichen im Vorland zwischen Ems-Km 22 und Km -7 (7 km flussaufwärts von Papenburg) einschließlich einer Fläche von 400 ha mit 130 bis 30 ha wieder benetzten Flächen und einem Tidespeichervolumen von rund 10 Mio m³.

Die Verflachung (Szenario A1) stellt eine künstliche Rückkehr zu der ursprünglichen Sohllage vor der Vertiefung dar. Bei diesem Szenario wäre eine Schifffahrtsstraße von Papenburg bis Leer (zwischen Ems-Km 14 und Km 0) erforderlich. Ein solches Fahrwasser stromab von Leer und stromauf von Papenburg benötigt eine tiefe Sohllage, woraus sich ein Sohlgefälle zwischen dem Fahrwasser und dem Verflachungsbereich ergibt. Das Ergebnis ist ein Längsschnitt mit einem Plateau zwischen Ems-Km 14 und 0. Für das Verflachungsszenario wurden zwei Arten von Sedimenten analysiert: Sedimente mit den tatsächlichen Korngrößenverteilungen (schluffige Sohle) und Sedimente mit Sandfraktionen (sandige Sohle).

Die Auswirkungen einer Ästuarverlängerung wurden von SCHUTTERLAARS und DE JONGE (2011) ausführlich beschrieben und analysiert. Auf Basis eines analytischen eindimensionalen Ansatzes, in dem zwar die detaillierte Geomorphologie vereinfacht, die Ausbreitung der Tidewelle und der Transport kohäsiver Sedimente jedoch berücksichtigt wird, konnten sie nachweisen, dass der Standort des Tidewehrs einen Einfluss auf die Lage der Trübungszone hat. Die wichtigsten Ergebnisse ihrer Untersuchung waren: Bei der aktuellen Sohllage (hier 2005) einschließlich des Wehrs bei Herbrum hat das Emsästuar eine Länge, die knapp der Resonanzlänge der M2-Tide entspricht, sodass die Tidewelle den Charakter einer stehenden Welle hat. Bei flussaufwärtiger Verlängerung des Ästuars um mehr als 10 km durch Rückbau des Wehrs wurde im Modell eine

Verschiebung der Trübungszone von Leer und Papenburg flussabwärts nach Emden vorhergesagt. Ähnliche, wenn auch weniger bedeutende Effekte zeigten sich in einer von der BAW für das Emsästuar durchgeführten detaillierten numerischen 3D-Analyse (ROLLENHAGEN 2011), in der die Auswirkungen eines Absenkens der Wehrkrone in Herbrum von +1,8 m NN auf -0,5 m NN untersucht wurden. Die Verringerung der Wehrhöhe führte zu einer geringfügigen Reduktion der tidegemittelten Schwebstoffkonzentration und einer sehr kleinen Verschiebung der ETM. Ausgehend von diesen Erkenntnissen wurde im Szenario B der vollständige Rückbau des Wehrs in Herbrum bis auf eine Sohllage von etwa -1,5 m NN betrachtet und mit dem Anschluss von zwei Tidepoldern flussabwärts kombiniert. Dadurch sollte die Wirkung der Verkleinerung der Trübungszone verstärkt und durch zusätzliche Maßnahmen der Tidehub verringert werden.

Bei der Anlage von Tidepoldern sind Parameter wie die Höhenlage der Sohle, ihre Größe (Volumen und Form), Lage sowie Zuflussbreite variabel. Um diese Parameter zu reduzieren, wurden für alle Tidepolder folgende Annahmen getroffen: die Poldersohle wurde auf Grundlage des mittleren Tideniedrigwassers im aktuellen Zustand definiert, die Anbindung der Polderflächen an die Hauptrinne erfolgt über ein Rechteckprofil, die Länge der Zuflussrinnen ist auf einige 100 m begrenzt und die Form der Polderfläche als Rechteck vereinfacht. Lediglich die Lage und Größe variieren, wobei die Zuflussbreite im Unterwasser verringert wurde. Für die Polder in der Nähe und im Unterwasser von Leerort (Ems-Km 14) wurde hier mit einer Zuflussbreite von 30 bis 40 % der Breite der Hauptrinne ein Phasenverschiebungseffekt erzielt. Für die flussaufwärts gelegenen Polder wurde eine Zuflussrinne mit einer Öffnungsbreite von ca. 50 bis 70 % der Hauptfahrinne verwendet.

Bei der lateralen Retention werden tiefe Nebenarme (Flusschleifen) mit flachen, nur bei Tidehochwasser benetzten Vorlandflächen kombiniert. Wie im Fall der Tidepolder sind verschiedene Parameter wie beispielsweise das Breiten-Tiefen-Verhältnis, die Höhenlage des Nebenarms und der Vorlandfläche, die Lage, Form und Art der Nebenarme variabel. Entsprechend wurde von folgenden Annahmen ausgegangen: Die Breite der Nebenarme wird zwischen 75 und 90 % der Hauptrinnenbreite angesetzt, die Höhenlage ca. 1,5 m über dem mittleren Tideniedrigwasser, die Höhenlage des Vorlands etwa 1 m unter Tidehochwasser, und die Lage der Nebenarme richtete sich nach den Altarmen.

Bei allen Szenarien erfolgte die Simulation auf Grundlage der oben beschriebenen numerischen Ansätze für die hydrodynamischen Gegebenheiten, den Salzgehalt sowie Sedimenttransport. Die beschriebenen Sanierungselemente werden unter Betrachtung eines kurzfristigen Zeitraums – die Messungen der Tidezyklen vom Mai 2008 bei Borkum erstrecken sich über 3,5 Wochen (T_{nw} +1,27 m NN, T_{hw} -1,97 m NN, Tidehub 3,25 m bei Knock) – und Berücksichtigung eines konstanten Oberwasserabflusses von 88,11 m³/s (MQ) am oberstromigen Modellrand (Bollingerfähr) in die Simulationen eingeschlossen. Die Schwebstoffkonzentration und der Salzgehalt wurden am seeseitigen Modellrand mit 0,02 g/l beziehungsweise 30 PSU und am oberstromigen Rand mit 0,05 g/l beziehungsweise 0.34 PSU vorgegeben.

3.1 Hydrodynamische Wirkung

Die Szenarien unterscheiden sich hinsichtlich ihrer hydrodynamischen Wirkung: Die Verflachung (A1) zeigte eine negative Wirkung im Unterwasser der Maßnahme und positive

Effekte im Maßnahmenbereich und Oberwasser: Die negativen Auswirkungen im Unterwasser sind eine geringfügige Zunahme des Tidehubs um einige Zentimeter, eine Abnahme des Tideniedrigwassers sowie eine Zunahme des Tidehochwassers (Abb. 3). Zusätzlich kam es zu einer Zunahme der Flutstrom-Maxima und damit einer Verstärkung der Flutstromdominanz. Im Maßnahmenbereich und im Oberwasser reduziert sich der Tidehub um bis zu 1,4 m (A1, Abb. 3, oben rechts).

Im Szenario mit Ästuarverlängerung (B) zeigte sich eine positive Wirkung auf die Wasserstände mit einer Reduktion des mittleren Tidehubs um bis zu 1,1 m (Abb. 3, oben rechts). Alle Szenarien mit Tidepoldern und Flachwasserzonen zeigten eine kontinuierliche Reduktion des mittleren Tidehubs um bis zu 2 m (C1 und C2) und 0,8 m (C3). Für den maximalen Tidehub im Längsschnitt ergibt sich in allen Szenarien (B, C1 bis C3) eine leichte Reduktion auf etwa 3,4 m und eine Verschiebung des Maximums stromab von seiner Lage zwischen Ems-Km 10 und 40 in den Abschnitt zwischen Ems-Km 30 und 40.

Die Polder- und Flachwasserszenarien zeigten eine Reduktion der Flutstromdominanz auf Basis des Verhältnisses des maximalen Gradienten von Flutströmung zur Ebbströmung (Abb. 3, unten links) um 30 % (C1), 25 % (C2) und 15 % (C3) zwischen Ems-Km 40 und 15 sowie um 20 % (C1, C2 und C3) zwischen Ems-Km 15 und -5. Das lokale Maximum der Flutstromdominanz verringert sich von einem Gradientenverhältnis von 1,3 (aktueller Zustand, Abb. 3) auf eine geringfügige Ebbstromdominanz mit ca. 0,9 (C1 und C2, Abb. 3), es kommt jedoch zu keiner flussabwärtigen Verschiebung. Lediglich bei Szenario C3 verschiebt sich das lokale Maximum um 10 km flussabwärts, es besteht jedoch immer noch eine Flutstromdominanz (1,0) zwischen Ems-Km 10 und Km 20. Das Maximum des Gradienten-Verhältnisses von Flut- und Ebbstrom von aktuell 8,0 verschiebt sich in allen Szenarien von seiner Lage nahe Papenburg (Ems-Km 0, Abb. 3) flussabwärts zu Ems-Km 20 bis 40. Die durch die Szenarien bewirkte Reduktion des Verhältnisses erreicht 3,0 in Szenario C3, 2,5 in C2 und 2,0 in C1.

Ein wichtiger Effekt zeigte sich im Netto-Verhältniswert aus Flut- und Ebbstrom ohne Oberwasserabfluss (hier MQ) als Verhältniswert des tideabhängigen Volumenstroms (Abb. 3, oben rechts). Das Netto-Volumenstrom-Verhältnis, welches nahe Ems-Km 0 (Papenburg) einen Scheitelwert von Faktor 2,0 hat, verschob sich in Szenario A1 um ca. 5 km flussabwärts, verringerte sich jedoch nur geringfügig auf 1,6 (A1). Eine flussabwärtige Verschiebung tritt in Szenario B nicht auf, aber der Scheitelwert reduziert sich auf rund 1 (Abb. 3). C1 und C2 bewirken eine Verschiebung des Scheitelwerts des Netto-Volumenstrom-Verhältnisses um etwa 10 km flussabwärts und eine Verringerung auf 1,0 (C1) beziehungsweise 1,1 (C2). In Szenario C3 fällt die flussabwärtige Verschiebung mit ca. 20 km größer aus; der Scheitelwert verringert sich auf 1 (Abb. 3).

Bei Betrachtung des in Abb. 3 (unten rechts) dargestellten Flutstroms (Volumen/Dauer) sind zusätzlich unterschiedliche Effekte durch den erweiterten Polderabschnitt in C1 und die reduzierten oberstromigen gelegenen Polder in C2 erkennbar. Jeder Tidepolder führt zu einer Zunahme des Tidevolumens (Flut- und Ebbvolumen) im Unterwasser bedingt durch die größere benetzte Fläche (Geomorphologie) und einer Abnahme im Oberwasser. Darüber hinaus kommt es zu einer leichten Dämpfung der Tideasymmetrie mit einer kürzeren Dauer des Ebbstroms und einer längeren Dauer des Flutstroms. Im Unterwasser der Tidepolder überlagern sich somit zwei unterschiedliche Effekte: eine Zunahme des Flutvolumens als negativer Effekt und eine Zunahme der

Flutdauer als positiver Effekt. Ab einem gewissen Abstand zu den flussaufwärtigen Poldern tritt ein positiver Effekt mit einer Reduktion des Flutstroms (Volumen/Dauer) auf. Diese erstreckt sich über eine größere Länge und nimmt an Intensität zu, wenn die Tidepolder ins Oberwasser verlegt werden (Abb. 3). Dieser positive Effekt von im Oberwasser gelegenen Poldern wurde auch von ROLLENHAGEN (2011) und im Rahmen einer detaillierten Analyse von CHERNETSKY (2012) untersucht.

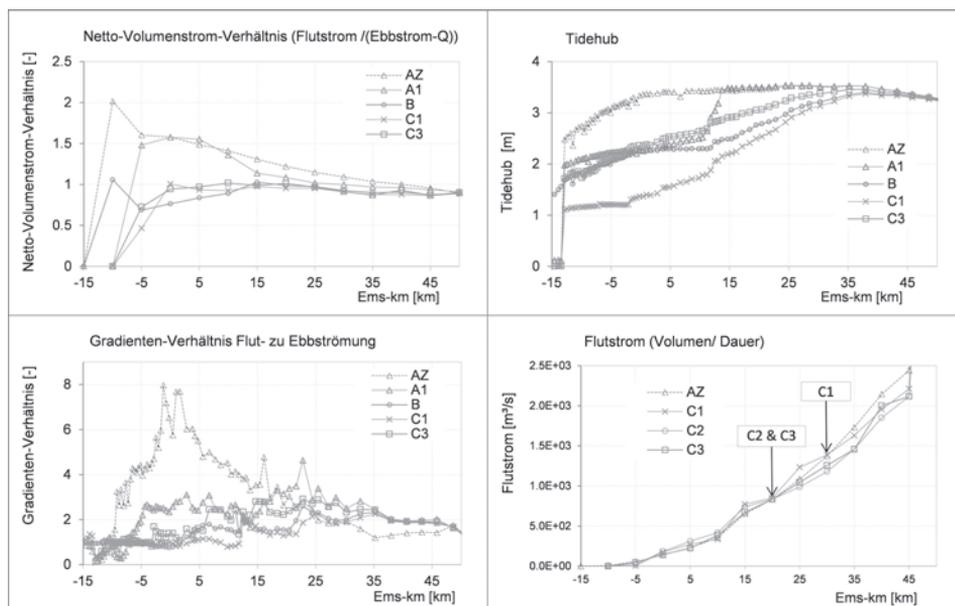


Abbildung 3: Längsschnitte für die hydrodynamischen Indikatoren Netto-Volumenstrom-Verhältnis (oben links), Tidehub (oben rechts), Verhältnis der maximalen Gradienten aus Flutströmung zur Ebbströmung (unten links) und Flutstrom (unten rechts) für den aktuellen Zustand (AZ) und die Szenarien A1, B, C1, C2 (für den Flutstrom) und C3.

Für die Hydrodynamik ergaben sich bei Szenario C2 mit einer um 30 % reduzierten und flussaufwärts verlagerten Polderfläche die positivsten Effekte auf die Tideströmungen, den Tidehub sowie den tideabhängigen Volumenstrom. Die geringsten hydrodynamischen Effekte wurden mit der lateralen Retention aus Szenario C3 erzielt.

Szenario A1 zeigte Nachteile im Unterwasser der Maßnahme, wobei jedoch im Maßnahmenbereich selbst und im Oberwasser eine deutliche positive Wirkung auf den Tidehub und die Tideströmungen zu verzeichnen war. Die negativen Effekte bestanden in erster Linie in dem steilen Anstieg der Sohlage im Bereich der Verflachung, welche mit einer festen Bodenschwelle vergleichbar ist. Dies verursacht eine Reflexion der Tidewelle dadurch eine Zunahme der Tidesymmetrie im Unterwasser. Im Oberwasser der Maßnahme traten Rückstauwirkungen mit lang anhaltenden verringerten Strömungen sowie einer signifikant verkleinerten Oszillation des Tidewasserstands auf. Das Ansteigen des Tideniedrigwassers wird durch die Anhebung der Sohlage und die Verkleinerung der benetzten Fläche im Maßnahmenbereich induziert. Dies zeigt sich auch in einer Abnahme des Flut- und Ebbvolumens.

3.2 Wirkung auf den Schwebstofftransport

Indikatoren für einen Sedimenttransport wie beispielsweise der Nettosedimentfluss, eine Verlagerung der Trübungszone (ETM) und die Schwebstoffkonzentration (tidegemittelt und querschnittsintegriert) wurden in allen Szenarien berücksichtigt. Ein wichtiger Indikator für eine mesoskalige Veränderung der Schwebstoffkonzentration wurde aus der Ausdehnung und der Intensität des Sedimentexports von der Mündung des Emsästuars (Emder Fahrwasser) abgeleitet. Für den Ausgangszustand mit einem mittleren Oberwasserabfluss (MQ) tritt ein Import in Mündungsnähe von etwa 2000 t/Tide auf.

Bei einer Verflachung (A1) verschiebt sich die ETM flussabwärts in die Nähe von Ems-Km 15. Diese Verschiebung wird von einem leichten Rückgang des Sedimentimports, aber auch von einer Verlängerung der Importzone nach stromauf begleitet. Die unterschiedlichen Sedimente im Bereich der Verflachungsstrecke (A1), schluffige Sedimente (wie im Ausgangszustand) und sandige Sedimente (A1s) hatten lediglich eine geringfügige Wirkung auf die Hydrodynamik. Die Sedimente spielen bei der Sedimentdynamik eine wichtige Rolle. So verlagert sich bei einer schluffigen Gewässersohle die ETM flussabwärts, von Ems-Km -5 nach Ems-Km 15 und mit einem starken Anstieg von 3,2 g/l auf 4,5 g/l (A1). Eine sandige Sohle in der Verflachungsstrecke weist dieselben Import- und Exporteigenschaften auf und auch die Zone des Trübungsmaximum verlagert sich nach stromab, von Ems-Km -5 nach Ems-Km 15, allerdings mit einem Rückgang von 3,2 g/l auf 2,4 g/l (A1s). Zusätzlich liegt eine größere natürliche Wassertiefe vor als vorgesehen. Dies hat eine Erosion der Verflachung und dadurch eine zusätzliche Trübung zur Folge.

Bei der Ästuarverlängerung (B) ist die ETM geringfügig von 3,2 auf 2,5 g/l verringert, mit Verschiebung um 5 km nach stromauf dies hat jedoch einen positiven Effekt auf den relevanten Sedimentexport über das Emder Fahrwasser. Die flussaufwärtige Verlagerung der Trübungszone wirkt sich in zweierlei Hinsicht aus: der bereits im hydrodynamischen Verhalten erkennbare Einfluss der Tide nimmt zu und im Oberwasser des früheren Wehrs bei Ems-Km -15 setzt eine Sedimentmobilisierung ein. Aufgrund des Rückbaus des Wehrs ist der Wasserstand von der Tide beeinflusst (ca. 1,5 m, s. Abb. 3). Entsprechend verstärken sich die Strömungen – wo vorher Rückstaueffekte vorlagen ergeben sich nun ebbstromdominierte Strömungen. Im Oberwasser des rückgebauten Wehrs (Ems-Km -15 bis -20) treten nur noch Tidewasserstände auf, jedoch keine Flutströmungen (im Oberwasser), was zu einer Mobilisierung des Sediments führt, insbesondere während Tideniedrigwasser und stärkerer Strömungen (Anstieg um ca. 200 %). Durch diese Prozesse erhöht sich die Sedimentkonzentration auf bis zu 0,9 g/l flussaufwärts von Ems-Km -15 aufgrund einer kurzfristigen Mobilisierung der anstehenden Feinsedimente.

Die Maßnahmen Tidepolder (C1, C2) und laterale Retention (C3) bewirken kurzfristig nur eine geringfügige Abnahme der Schwebstoffkonzentration. Die Trübungszone jedoch verlagert sich um 14 km flussabwärts mit einer Reduktion auf 2,3 g/l (C1), um 16 km mit einer Reduktion auf 2,7 g/l (C2) sowie um 5 km mit einer Reduktion auf 2,0 g/l (C3). Durch Szenario C1 wurde die Reichweite des Sedimentexports mit ca. 10000 t/Tide bis ungefähr Ems-Km 20 verringert. Dies wurde bereits im Rahmen der hydrodynamischen Beurteilung (s. Flutstrom) analysiert. In C2 und C3 wird die Exportzone bis Ems-Km -15 mit ca. 9000 t/Tide (C2) beziehungsweise 8000 t/Tide (C3) verlängert.

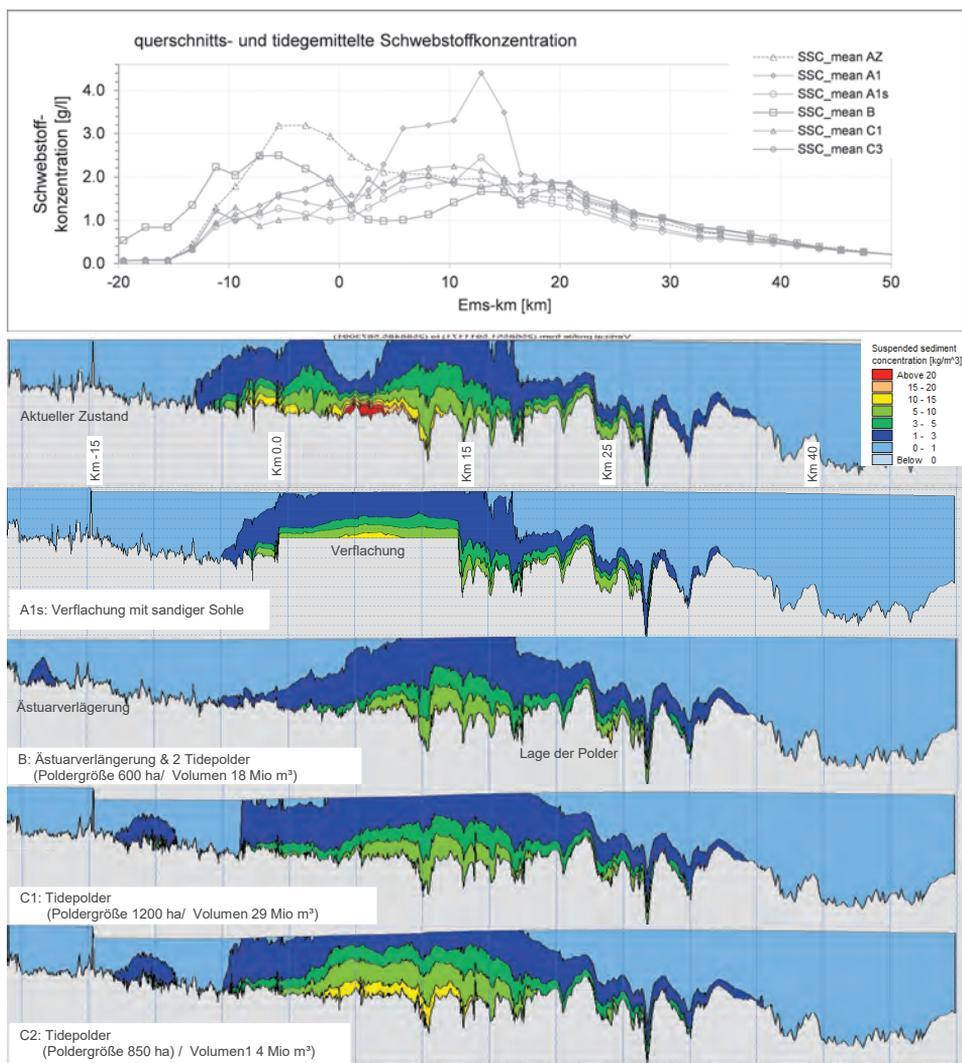


Abbildung 4: Längsschnitte der querschnittsgemittelten und tideintegrierten Schwebstoffkonzentration (oben) und zweidimensionale Längsschnitte der Schwebstoffkonzentration in der Flusssache bei Tidehochwasser für den aktuellen Zustand (2. Grafik), bei Verflachung mit sandiger Sohle (A1s, 3. Grafik), bei Ästuarverlängerung mit zwei Tidepoldern (B, 4. Grafik), bei Anlage von sechs Tidepoldern (C1, 5. Grafik) und bei Anlage von neun Tidepoldern (C2, 6. Grafik).

Die Verflachungs-Szenarien auf Grundlage der aktuellen Sedimenteigenschaften zeigten kurzfristig negative Einflüsse auf den Sedimenttransport und eine Zunahme der Trübungszone. Die mit einer Verflachung verbundenen hohen Trübungen werden zusätzlich durch die Diskontinuität zwischen der Verflachung und dem Fahrwasser weiter stromab angetrieben. Die flussabwärtige Verschiebung der ETM wird als positiver Effekt bewertet, der repräsentativ für eine Zustandsverbesserung im Maßnahmenbereich und im Oberwasser der Maßnahme ist. Die zunehmende Reichweite des Nettosedimentimports vom Emden Fahrwasser zeigt eine mittelfristige Verschlechterung der Situation in der

Ems an. Dies steht im Einklang mit dem negativen Einfluss auf die Hydrodynamik in diesem Gewässerabschnitt mit einer Zunahme der Flutstromdominanz, des Tidehubs und der Tidesymmetrie. Für die sandige Sohle wurde eine Reduktion der Trübungszone, jedoch eine vergleichbare Sedimentdynamik mit einem Nettosedimentimport und Exportzonen wie oben beschrieben.

4 Schlussfolgerungen

4.1 Sanierungspotential

In Szenario A1 ist im Bereich der Sohlverflachung eine freie Veränderung der Morphologie ohne Gewässerunterhaltung möglich. Die Verflachung bietet ein zusätzliches Sanierungspotential als Sedimentfalle in diesem Abschnitt. Die Annahme sandiger Sedimente an der Sohle führte zu einer Verminderung der Trübungszone, die sich um etwa 17 km nach stromab verschob, während der Nettosedimenttransport in Mündungsnähe nur leicht zurückging, die Transportstrecke aber bis nach Oberwasser verlängert war. Diese Importzone wird als sehr nachteilig für beide Szenarien (schluffig & sandig) bewertet, da sie einen anhaltenden Import von Feinsedimenten aus der Nordsee sowie eine Verstärkung der Trübung bedeuten. Im Unterwasser der Maßnahme sind keine Veränderungen der Sedimentologie (Aufrechterhaltung der bestehenden Morphologie) erkennbar. Das Sanierungspotential und die Möglichkeiten einer freien Entwicklung der Ems im Verflachungsabschnitt wurden für beide Szenarien zusammen als gering bis mittel bewertet, wobei die oben erwähnten Nachteile zu berücksichtigen sind.

Eine Verlängerung des Emsästuars in Verbindung mit Tidepoldern nahe Emden zeigte in der kurzfristigen Entwicklung der Trübungszone mit einer flussaufwärtigen Verlagerung und nur geringfügigen Abnahme Defizite an. Der positivste Effekt ist die mittelfristige Reduktion der Feinsedimente in der Unterems als Folge des Wechsels von einem Sedimentimport zu einem Export. Aufgrund der negativen Entwicklung der Trübungszone mit der oben erwähnten flussaufwärtigen Verschiebung wurde das Sanierungspotential dieses Szenarios als niedrig bewertet.

In der kurzfristigen Entwicklung ließen sich für die Varianten Tidepolder und laterale Retention signifikante Veränderungen erzielen, so eine bedeutende Verbesserung der hydrodynamischen Indikatoren. Die Sedimentdynamik wurde durch eine leichte Verschiebung der Trübungszone flussabwärts verbessert, allerdings sank die Schwebstoffkonzentration nicht unterhalb den definierten kritischen Schwellenwert von 100 mg/l. Dennoch zeigten alle Szenarien einen Wechsel von Sedimentimport zu -export in Nähe der Mündung, was als Indikator für eine weitere Verbesserung und eine Reduktion der Schwebstoffkonzentration bewertet werden kann. Diese Reduktion ist jedoch eng an eine morphodynamisch Veränderung gekoppelt sowie an Veränderungen der Sedimentzusammensetzung, die zu größeren Sedimentfraktionen in der unteren Ems führen sollten. Infolge anthropogener Eingriffe wie beispielsweise regelmäßige Fahrrinnenvertiefungen, Uferdeckwerke und wasserwirtschaftliche Maßnahmen für das Hinterland steht für morphodynamische Veränderungen lediglich ein schmaler Korridor zur Verfügung. Aus diesem Grund bieten benetzte Gebiete wie Polder oder Flachwasserzonen mit zugelassenen Änderungen der morphodynamischen Gegebenheiten ein größeres Sanierungspotential (Tab. 1).

Ein mittelfristiges Sanierungspotential wurde anhand der qualitativen Einstufung des flussaufwärtigen Nettosedimentexports sowie der kurzfristigen Verschiebung und Reduktion des Trübungsmaximums ermittelt. Die Bewertung des mittelfristigen Sanierungspotentials erfolgt nur in qualitativer Form (Tab. 1). Sie ergibt das höchste Potential für Szenario C2 aufgrund des positiven Effekts der flussaufwärtigen Tidepolder, des erweiterten Nettosedimenttransports und der signifikanten flussabwärtigen Verschiebung der Trübungszone. Szenario C1 weist einige Defizite aufgrund der nachteiligen Wirkung des mündungsnahen Polders auf. Zudem fällt der Sedimentaustrag höher aus, wobei seine Reichweite jedoch kürzer ist als im Szenario C2 mit den kleineren flussaufwärtig gelegenen Poldern. In den Flachwasserzonen der Bereiche mit lateraler Retention (C3) kommt es zu einer Ansammlung von Sedimenten. Dies führt mittelfristig zu einer Verringerung der Auffangeffekte.

Eine starke Korrelation zwischen den hydrodynamischen Veränderungen, wie beispielsweise Tidehub oder Flutstromdominanz, und dem Sedimenttransport, zum Beispiel netto Sedimenttransport oder Trübungszone, ließ sich nicht herstellen. Die isolierte Interpretation des Sanierungspotentials ausschließlich auf der Grundlage der hydrodynamischen Indikatoren kann dazu führen, dass eine eine unzureichende Sanierungsvariante Priorität erhält.

Tabelle 1: Mittelfristiges Sanierungspotenzial der Sanierungsvarianten für die Ems.

Kennwert	Szenario A1s (Verflachung mit sandiger Sohle)	Szenario B (Ästuarverlängerung & Tidepolder)	Szenario C1 (Tidepolder)	Szenario C2 (Tidepolder)	Szenario C3 (laterale Retention)
Morphologisches Entwicklungspotential: Bereich und Abschnitt	Verflachung über 14 Fließkilometer	Polderflächen 600 ha, Verlängerung über 9 Fließkilometer	Polderflächen 1200 ha über 31 Fließkilometer	Polderflächen 850 ha über 20 Fließkilometer	Retentionsbereich 400 ha über 29 Fließkilometer
Nettosedimenttransport (Flut – Ebbe): Sedimentexport von der Mündung (Intensität und Reichweite)	Zunahme der Reichweite des Sedimentimports bis zu Ems-Km 35 mit 800 t/Tide	Reichweite bis Ems-Km 20 mit Export von 10.000 t/Tide Negativer Einfluss des mündungsnahen Polders	Reichweite bis Ems-Km 20 mit Export von 10.000 t/Tide Negativer Einfluss des mündungsnahen Polders	Reichweite bis Ems-Km 15 mit Export von 9000 t/Tide Kein negativer Einfluss in Nähe der Mündung	Reichweite bis Ems-Km 15 mit Export von 8000 t/Tide Kein negativer Einfluss in Nähe der Mündung
Flussabwärtige Verschiebung der Trübungszone : Intensität und Strecke	Flussabwärtige Verschiebung um 17 km, Reduktion auf 2,4 g/l	Flussaufwärtige Verschiebung um 5 km, jedoch Reduktion auf 2,5 g/l	Flussabwärtige Verschiebung um 14 km, Reduktion auf 2,3 g/l	Flussabwärtige Verschiebung um 16 km, Reduktion auf 2,7 g/l	Flussabwärtige Verschiebung um 5 km, Reduktion auf 2,0 g/l
Sanierungspotential	niedrig	niedrig	mittel	hoch	mittel

4.2 Allgemeine Schlussfolgerungen

Die Verflachung, welche sich wie eine feste Bodenschwelle auswirkt, zeigte in der kurzfristigen Entwicklung negative Auswirkungen auf die Hydrodynamik und den Sedimenttransport. Die Veränderung der Sohlage bewirkt das Auftreten einer Diskontinuität. Eine vereinfachte Analyse der morphologischen Stabilität der Verflachungsstrecke zeigte, dass an dieser Bodenschwelle Erosionserscheinungen auftreten werden. Die horizontale Verflachungsstrecke wird folglich eine Neigung entwickeln. Bei einer Verflachung mit sandigen Sohle nehmen die positiven Effekte auf die Hydrodynamik zu und die Sedimentkonzentration geht stark zurück.

Die Verlängerung in Kombination mit zwei flussabwärts gelegenen Poldern lieferte andere Ergebnisse als vorhergehende Studien. So untersuchten SCHUTTELAARS und DE JONGE (2011) in einem 1D-Ansatz eine flussabwärtige Verschiebung der Trübungszone. ROLLENHAGEN (2011) untersuchte in einer 3D-Analyse eine Reduktion des Trübungsmaximums ohne signifikante Verschiebung flussabwärts. Die unterschiedlichen Untersuchungsergebnisse sind in den unterschiedlichen Annahmen begründet: in der vorliegenden Studie wurde von einem vollständigen Rückbau des Wehrs ausgegangen, die zu einer Verlängerung des tidebeeinflussten Ästuarbereichs führte. Kurzfristig führt dieser Einfluss der Gezeiten zu einer Mobilisierung von feinen Sedimenten in Nähe des früheren Wehrs. Aufgrund der Ästuarverlängerung verlagert sich die Trübungszone in die oberstromigen Abschnitte; es kommt aber außerdem zu einer Aufspaltung in zwei separate divergierende Trübungszone, wie auch in der 1D-Analyse offenbar wurde (SCHUTTELAARS und DE JONGE 2011). Eine dreidimensionale Analyse jüngerer Datums (JÜRGES 2013) mit einer Verlängerung und Verkürzung des Emsästuars ergab ein ähnliches Bild der Hydrodynamik und Sedimentdynamik wie hier dargestellt.

Unterschiede bezüglich der Lage, Verteilungen und des Retentionsvolumens haben einen Einfluss darauf, wie erfolgreich Retention und Sedimentfang sind. Insbesondere bei Tidepoldern (in C1, nahe Ems-Km 25) in der Nähe von Emden wie auch bei großen Poldern entlang des Flusses zeigten sich Defizite hinsichtlich Hydrodynamik und Sedimentdynamik: aufgrund einer früheren Strömungskenterung und Ebbstromphase im Polder verschärft sich die Flutstromdominanz. Somit kommt es zu einer Entwässerung der Polder vor Eintreten der Strömungskenterung in der Hauptrinne, wodurch die Flutströmungen verstärkt und der lokale Sedimentimport vergrößert wird. Aber auch große Tidepolder im Oberwasser, deren Fläche mehr als 250 ha beträgt, zeigten negative lokale Auswirkungen: Als Folge des Wechsels von einem Nettosedimentexport im Unterwasser zu einem Sedimentimport im Oberwasser verstärkten sich die Flutströmungen im Bereich des Zuflusses, begleitet von einer Erosionstendenz.

5 Ausblick

Auch wenn die Analyse der kurzfristigen Entwicklung keine endgültigen Erkenntnisse über die Nachhaltigkeit der Renaturierungsmaßnahmen liefert, ist sie dennoch für das Aufdecken von Defiziten und eine Optimierung künftiger Sanierungsvarianten unverzichtbar. Weitere Analysen der langfristigen morphodynamischen Veränderungen werden nur für Szenarien mit hohem Sanierungspotential empfohlen.

Die bereits von DONNER und NEHLSSEN (2012) vorgestellten zentralen Ergebnisse für ein System der Dynamik kohäsiver Sedimente lassen sich auf ein Langfristkonzept für das Emsästuar übertragen. Dafür besteht eine erste Anforderung in der Verfügbarkeit von Beobachtungsdaten zu Sedimentdynamik und morphologischen Veränderungen einschließlich der Baggergutmenge. Die Bewertung einer Simulation von Veränderungen der Sohllage ist nur anhand beobachteter Veränderungen möglich. Zusätzlich sind für die Reproduktion eines typischen jährlichen Zyklus unterschiedliche (beispielsweise monatliche) Szenarien für Oberwasserzufluss und Tide auszuwählen. Ein vergleichbares langfristig angelegtes Konzept für ein Ästuar mit signifikant niedrigen Schwebstoffkonzentrationen (s. DONNER und NEHLSSEN 2012) zeigte bereits, dass eine morphologische Beschleunigung zusammen mit dem ausgeprägt nichtlinearen Muster aller Sink- und Erosionsprozesse auf sehr niedrige Faktoren begrenzt sein wird. So wurde die morphologische Beschleunigung für Sedimentkonzentrationen von bis zu 1 g/l auf den Bereich zwischen 1 und 6 begrenzt, um eine durch fehlende Daten zur morphologischen Rückkopplung bedingte Überschätzung der Deposition zumindest in Flachwasserzonen zu vermeiden. Jeder langfristige Ansatz für das Emsästuar wird daher Beschränkungen unterliegen, zum einen aufgrund der unzureichenden Datenlage und zum anderen aufgrund der sehr hohen Schwebstoffkonzentrationen, die zu einem nichtlinearen Muster führen, welches sich kurzfristig nicht auf ein nahezu lineares Verhalten vereinfachen lässt, wie es im Fall von sandigen Gewässersohlen möglich wäre.

Nichtsdestoweniger ist eine Schätzung der langfristigen Effekte auf das suspendierte Sediment und die Sedimentzusammensetzung erforderlich, um das Potential der Sanierungsszenarien hinsichtlich Reduktion des Sedimenteintrags und der extrem hohen Schwebstoffkonzentrationen auf längeren Zeitskalen zu bewerten. So könnten eine weitere Reduktion und flussabwärtige Verschiebung der Trübungszone innerhalb eines kurzen Zeitraums ein Hinweis auf eine Tendenz zur Verbesserung des Zustands in der Ems sein.

6 Danksagung

Das gemeinschaftliche Forschungsvorhaben des WWF Deutschland, BUND, NABU und der Technischen Universität Berlin „Perspektive Lebendige Unterems“ wurde von der Deutschen Bundesstiftung Umwelt (DBU) und der Niedersächsischen Bingo-Umweltstiftung (BINGO) gefördert. Wir danken dem Projektteam für die Unterstützung und den Experten von Wasserwirtschaftsbehörden und internationalen Experten in der Project Review-Gruppe für die fruchtbaren Diskussionen. Des Weiteren danken wir H. H. Nguyen für seine Forschungsarbeit zum Einfluss der effektiven Flockendichte auf die Sinkgeschwindigkeiten.

7 Schriftenverzeichnis

- BURT, T. N.: Field settling velocities of estuary muds. In Estuarine Cohesive Sediment Dynamics, A. J. Mehta, Ed, Springer-Verlag, 126-150, 1986.
- CHERNETSKY, A.: Trapping of sediment in tidal estuaries, PhD-Thesis, TU Delft, 2012.
- DONNER, M.; LADAGE, F.; STOSCHEK O. and NGUYEN H. H.: Methods and analysis tools for redevelopments in an estuary with high suspended sediment concentrations, Conference Proceedings, ICCE 2012; Santander, Spain, 2012.

- DONNER, M. and NEHLESEN, E.: Impact analysis of anthropogenic stresses based on a morphodynamic long-term approach; Proceedings of IAHR 2012; München, Deutschland.
- DRONKERS, J.: Tidal Asymmetry and estuarine morphology, *Netherlands Journal of Sea Research* 20 (2/3), 117-131, 1986.
- JÜRGES, J. und WINKEL, N.: Ein Beitrag zur Tidedynamik der Unterems, Bundesanstalt für Wasserbau, Dienststelle Hamburg, Referat Ästuarsysteme II, Mitteilungsblatt der Bundesanstalt für Wasserbau Nr. 86, 2003.
- JÜRGES, J.: Grundsatzuntersuchung zur Verlängerung des Emsästuars, Bundesanstalt für Wasserbau, Dienststelle Hamburg, Vortrag im Rahmen des BAW Kolloquiums „Projekte und Entwicklungen für aktuelle Fragestellungen im Küstenwasserbau“ am 19.09.2013.
- KRONE, R. B.: Flume studies of the transport of sediment in estuarial processes, Hydraulic Engineering Laboratory and Sanitary Engineering Research Laboratory, Univ. of California, Berkeley, California, Final Report, 1962.
- LANG, G.: Analyse von HN-Modell-Ergebnissen im Tidegebiet, Mitteilungsblatt der Bundesanstalt für Wasserbau (Federal Waterways and Engineering Institute), Nr. 86, 2003.
- LI, Z. H.; NGUYEN, K. D.; BRUN-COTTAN, J. C. and MARTIN, J. M.: Numerical simulation of the turbidity maximum transport in the Gironde estuary, France, *Oceanologica Acta*, 1994.
- NGUYEN, H. H. and Chua, L.H.C.: A Simplified Physically-based Model for Estimating Effective Floc Density. *J. Hydraulic Engineering*, ASCE, doi: 10.1061/ASCE HY.1943-7900.0000355, 2010.
- NGUYEN, H. H.: Modelling the Transport of Fine Suspended Sediments, PhD-Thesis, Nanyang Technological University, Singapore, 2012.
- NLWKN Aurich: Emssperrwerk Gandersum Herbst – Probestau vom 27. bis zum 29.09.08 mit Überführung der CELEBRITY SOLSTICE von Papenburg nach Gandersum, Gewässerkundlicher Landesdienst, 2009.
- PARTHENIADES, E.: Erosion and deposition of cohesive soils, *Proceedings of the American Society of Civil Engineers (ASCE)*, Volume 91 (HY1), 105-139, 1965.
- ROLLENHAGEN, K.: Untersuchungen zur Minderung des Schlickeintrags in die Unterems – Vergleich von Lösungsvarianten, presentation at the colloquium of the Federal Waterways and Engineering Institute, 2011. Stand 22.09.2011: www.baw.de.
- SCHUTTELAARS, H. M. and DE JONGE, V.: Influence of the length of an estuary on tidal motion and sediment trapping, unpublished, 2009.
- SCHWEIM, C.: Modellierung und Prognose der Erosion feiner Sedimente, PhD-Thesis, RWTH Aachen, 2005.
- SMAGORINSKY, J.: General Circulation Experiments with Primitive Equations, *Monthly Weather Review*, H. 91, 1963.
- TALKE, S. A. and DE SWART, H. E.: Hydrodynamics and Morphology in the Ems/Dollard Estuary: Review of Models, Measurements, Scientific Literature, and the Effects of Changing Conditions, University of Utrecht, IMAU Report # R06-01, 2006.
- VAN RIJN, L. C.: *Manuel Sediment Transport Measurements in Rivers, Estuaries and Coastal Seas*, Aqua Publications, Amsterdam, 2007.

- WEILBEER, H.: Numerical simulation and analyses of sediment transport processes in the Ems-Dollard Estuary with a three-dimensional model, Conference Proceedings, INTERCOH 2003, 2005.
- WINTERWERP, H.: On the Dynamics of High-concentrated Mud Suspensions, PhD-Thesis, TU Delft, 1999.
- WURPTS, A. and OBERRECHT, D.: A hydro-morphodynamic numerical study to reduce tidal asymmetry in the Ems Estuary, Germany, Conference Proceedings, ICCE 2012, Santander, Spain, 2012.
- ZANKE, U. C. E.: Grundlagen der Sedimentbewegung, Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, 1982.

Untersuchung des rheologischen Fließverhaltens von Flüssigschlick anhand von Proben und Anwendung eines erweiterten Modellansatz

Dennis Oberrecht und Andreas Wurpts

Zusammenfassung

Die Untersuchung befasst sich mit der Parametrisierung der kinematischen Eigenschaften von Flüssigschlick. Proben aus dem Ems-Ästuar wurden nach Konzentration, Bewegungsbeginn und Viskosität analysiert. Unter Einsatz eines hoch auflösenden Laborrheometers wurden Gleichgewichtsfließkurven unter Anwendung jeweils konstanter Scherraten erzeugt. Diese erlauben den Vergleich von Proben aus einer Vielzahl von Entnahmestellen und die Kalibrierung des von Toorman erweiterten nichtlinearen Fließmodells nach Worrall und Tuilani. Der Toorman-Ansatz wurde durch einen empirischen Fit zur Berücksichtigung der Suspensionskonzentration des Flüssigschlicks erweitert, um die große Bandbreite real auftretender Viskositäten abzudecken. Der Vergleich zwischen den gemessenen und den durch das erweiterte Modell berechneten Ergebnissen zeigt eine gute Übereinstimmung hinsichtlich der Reproduktion des thixotropen und nicht-Newtonschen Fließverhaltens von Flüssigschlick und insbesondere des Übergangs in den Gleichgewichtsbereich.

Schlagwörter

Flüssigschlick, Ems Ästuar, Constant-Rate Kurven, Fließgrenze, Rheologisches Modell

Summary

Fluid mud parameters like mass concentration, yield point and apparent viscosities are derived by means of fluid mud sampling along the tidal reach of river Ems and subsequent lab analysis regarding suspended sediment concentration, bulk density and rheological parameters. Equilibrium flow curves were obtained for every sample by means of constant-rate analysis with a high resolution lab rheometer. Comparisons of samples from different locations show good correlation between fluid mud mass concentration and yield point. A reliable method for yield point detection based on creep and recovery rheometer tests and a semi graphical approach was found to deliver the best results. In order to reproduce the large spread of viscosities occurring in reality, the Toorman model was extended by means of an empirical fit with respect to suspended sediment mass concentration. The comparison shows a good correlation between model results and measured constant-rate-test data. Also the thixotropic behavior due to weakening and strengthening as a result of disintegration and build-up of the internal floc structure is reproduced.

Keywords

fluid mud, Ems estuary, constant rate curves, yield point, rheological model

Inhalt

1	Einleitung	494
2	Eigenschaften und Dynamik von Flüssigschlick	494
3	Rheologischer Ansatz	495
4	Versuchsaufbau	496
5	Vergleich der Labordaten mit dem erweiterten Modell	497
6	Schlussfolgerungen	499
7	Schriftenverzeichnis	500

1 Einleitung

Das Emsästuar befindet sich im Nordwesten Deutschlands und grenzt an die niederländische Grenze. Das Ästuar erstreckt sich über eine Gesamtlänge von 110 km von der ostfriesischen Insel Borkum bis zum Tidewehr in Herbrum. Der durchschnittliche Oberwasserzufluss beträgt $80 \text{ m}^3/\text{s}$. Der Tidehub beträgt 2,2 m an der Mündung und erhöht sich auf 3,2 m in Papenburg (PAP). Das Ästuar ist von großer Bedeutung für die deutsche und niederländische Wirtschaft aufgrund der dort liegenden Häfen (Eemshaven, Delfzijl, Emden und Papenburg), sowie der Schiffsbauwerft in Papenburg, welche jedes Jahr mehrere große Kreuzfahrtschiffe ausliefert. Zur Optimierung der Schiffbarkeit wurden in den vergangenen Jahrzehnten wasserbauliche Maßnahmen durchgeführt, so zum Beispiel Vertiefungen, Begradigungen und Bühnenbauwerke. Des Weiteren wurde das Emssperrwerk in Gandersum gebaut, das dem Sturmflutschutz des Hinterlandes dient und einen Aufstau des Oberwassers zur Überführung der Kreuzfahrtschiffe von Papenburg auf das offene Meer ermöglicht. Aufgrund der wasserbaulichen Maßnahmen kam es zu massiven Veränderungen der Tidedynamik mit der Folge einer kurzen, aber starken Flutströmung und einer schwächeren, aber länger andauernden Ebbströmung. Eine Zunahme des Tidehubs in der Unterems wurde von HERRLING und NIEMEYER (2008) anhand eines Vergleichs von Messdaten der Jahre 1937 und 2005 nachgewiesen. HERRLING und NIEMEYER (2008) zeigten weiterhin, dass sich die Auswirkungen der Vertiefung im Abschnitt von Emden bis zum Tidewehr in Herbrum beobachten lassen. In Verbindung mit der stärker gewordenen baroklinen Zirkulation führte dies zu einer starken Ansammlung von Flüssigschlick in der Unterems. Bedingt durch die intensivere Strömungsdynamik und die hohe Verfügbarkeit suspendierter Sedimente kam es zu einer beträchtlichen Veränderung der Sedimentverteilung entlang des Ästuars, sodass heute eine Lutokline mit einer starken Dichteschichtung in den oberen 50 Kilometern des Ästuars vorzufinden sind, mit einer Schichtdicke von 2-4 m. Die offenbaren Wechselwirkungen zwischen dem suspendierten Sediment und den Tideströmungen werden aufgrund des Nicht-Newtonschen Fließverhaltens sogar noch komplizierter.

2 Eigenschaften und Dynamik von Flüssigschlick

Flüssigschlick ist eine Suspension aus vorwiegend kohäsiven feinen Sedimenten (Ton) sowie rolligen mineralischen Partikeln wie Sand und anderem biogenen Material. NASNER (2004) nennt absolute Konzentrationen von bis zu 220 g/l und einen Glühverlust in

einigen deutschen Tidehäfen im Bereich von 10 % bis 20 %. Das komplexe Fließverhalten von Flüssigschlick ist zum einen auf den Tonanteil zurückzuführen, zum anderen auf die biogenen Bestandteile in Form von extrazellulären polymeren Substanzen. Letztere haben einen sogar noch größeren Einfluss auf das zeitabhängige Verhalten als die zwischen den Tonpartikeln herrschenden elektrostatischen Wechselwirkungen.

Beim Flüssigschlick lässt sich ein rheologisches Verhalten beobachten, dass vom turbulenten Newtonschen Fließverhalten bei niedrigen Suspensionskonzentrationen bis zu Nicht-Newtonschen Fließeigenschaften mit Scherverflüssigung und Thixotropie mit einer Änderung der Viskosität um eine Größenordnung oder mehr einhergeht. Aufgrund des Dichteunterschieds zu den Fließbereichen mit geringerer Konzentration ergibt sich eine dynamische Schichtung als Folge der lokalen Dämpfung des Austauschs des turbulenten Impulses und der turbulenten Vermischung, was zur Bildung einer Lutokline führt.

3 Rheologischer Ansatz

Da das biologische Verhalten von Flüssigschlick eine nichtlineare Scherabhängigkeit sowie Zeitabhängigkeit aufweist, ist die Anwendung „einfacher“ rheologischer Modelle wie beispielsweise nach Bingham, Hershel-Bulkley etc. nicht zu empfehlen. In dem vorliegenden Beitrag liegt der Schwerpunkt auf dem Modell nach TOORMAN (1997), welches in einem einfachen Ansatz durch eine empirische Anpassung seiner Modellkonstanten erweitert wird. Analog zu dem von MOORE (1959) vorgestellten Modell, das auf der Beschreibung des thixotropen Verhaltens einer Tonsuspension beruht, erweiterten WORRALL und TULIANI (1964) ihren Ansatz durch Hinzufügen einer Fließgrenze. TOORMAN (1997) liefert eine Formel mit einer allgemeineren Zustandsgleichung auf Basis des Fließmodells nach WORRALL und TULIANI. Diese ist unabhängig von der Zustandsgleichung und auf jede beliebige Fließhistorie anwendbar. Für das thixotrope Modell und die explizite Beschreibung der Schubspannung gibt TOORMAN die folgende, von der Fließgrenze, Scherrate und dem Grad der Struktur in Suspension abhängige Gleichung an:

$$\tau = \lambda \tau_0 + (\mu_\infty + c\lambda + \beta \tau_0 \lambda_e) \dot{\gamma} \quad (1)$$

$$\lambda_e = \frac{\lambda_0}{1 + \beta \dot{\gamma}} \quad (2)$$

wobei $\beta = b/a$; a ist der dem Aufbau und b der dem Zerfall der Struktur bestimmende Parameter, μ_∞ die Viskosität nach Bingham, $c = \mu_0 - \mu_\infty$ und μ_0 die anfängliche differentielle Viskosität. λ ist der Grad der Struktur in Suspension, womit im Prinzip das thixotrope Verhalten abgedeckt ist (0 – alle inneren Strukturen sind gebrochen, 1 – alle Aggregate liegen in ihrer maximalen Flockengröße vor). Dieses wird durch folgende gewöhnliche Differentialgleichung beschrieben:

$$\frac{d\lambda}{dt} = -(a + b\dot{\gamma})(\lambda - \lambda_e) \quad (3)$$

4 Versuchsaufbau

Für die Untersuchung wurden Flüssigschlickproben aus dem Längsprofil der Unterems und dem Hafen Emden verwendet. Im August 2009 wurden in der Unterems während der Ebbestromphase 20 Proben in Abständen von 2 km entnommen. Der untersuchte Abschnitt reichte vom Sturmflutsperrwerk in Gandersum bis zum Tidewehr in Herbrum. Im Tidehafen Emden erfolgte die Entnahme von weiteren 5 Proben. Die Probennahme erfolgte in der tiefen Rinne knapp oberhalb der nautischen Sohle mit einem Ruttner-Schöpfer. Dichtemessungen wurden mittels eines Labor-Dichtemessgeräts (Biegeschwinger) durchgeführt. Für die rheologischen Parameter wurde ein Stresstech HTHP-Rotationsrheometer der Firma Rheologica eingesetzt (niedrigstes messbares Spannungsniveau: 0,00125 mPa).

Die Fließgrenze wurde durch schrittweise Erhöhung der Scherspannung und Aufzeichnung der entsprechenden Scherrate ermittelt. Diese Messart erfordert, dass von einer Schubspannung deutlich unterhalb der Fließgrenze ausgegangen wird und diese schrittweise erhöht wird, bis ein plastisches Verhalten dominiert. Bei ausreichender Sensitivität des Rheometers führen selbst Schubspannungen unterhalb der Fließgrenze zu (sehr geringer) Scherung, sodass eine Entscheidung erforderlich ist, ab welchem Punkt auf der Schubspannungskurve die Fließbewegung „wirklich“ einsetzt.

Die Bestimmung der Fließgrenze kann vom untersuchten Problem selbst und auch von den verwendeten Messgeräten abhängen. Im Fall von Flüssigschlick wurden gute Ergebnisse mit einem semi-graphischen Verfahren, der sogenannten „Tangentenmethode“ (METZGER 2006, Abb. 1) erzielt. Bei Anwendung von logarithmisch aufgetragenen Fließkurven ermöglicht diese Methode eine reproduzierbare Bestimmung der Fließgrenzen, welche konsistent durch Kriech- und Kriecherholungstests bestätigt wurden (FRANZ 2009).

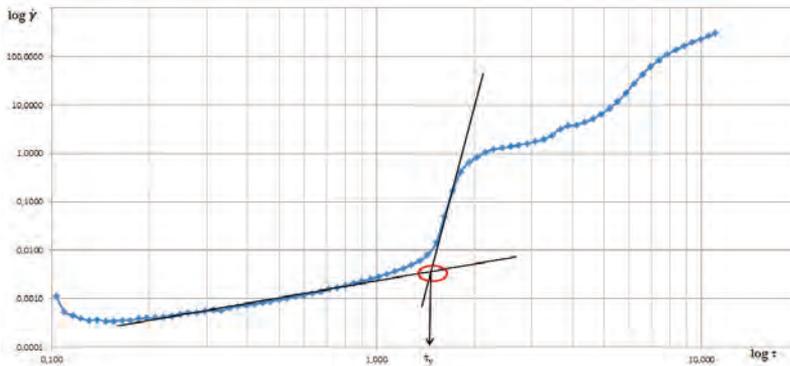


Abbildung 1: Beispiel der Bestimmung der Fließgrenze mit der Tangentenmethode (FRANZ, 2009).

Abb. 1 zeigt, dass bereits bei dem niedrigsten angewendeten Spannungsniveau eine (extrem niedrige) Scherung besteht. Diese geringfügigen Deformationen bei Spannungsniveaus unterhalb der Fließgrenze sind zum Teil das Ergebnis einer elastischen Verformung. Das zugrunde liegende konzeptionale Modell für pseudoplastische granulare oder aggregierte Suspensionen beinhaltet eine „innere“ Struktur, welche aus aggregierten

Körnern, Flocken und EPS besteht. Diese trägt zur allgemeinen mechanischen Scherfestigkeit der Suspension bei und muss überwunden werden, bevor ein nennenswerter plastischer Fließvorgang einsetzen kann.

Bei einer zeit- und scherabhängigen pseudoplastischen Suspension wie Flüssigschlick gibt es aufgrund seiner thixotropischen Eigenschaften eine theoretisch unbegrenzte Zahl an Fließkurven abhängig von der aktuellen Scherrate und der Scherhistorie (neben anderen Parametern). Ein Gleichgewichtszustand, wie er von WORRALL und TULIANI beschrieben wird, stellt somit eine aussagekräftige Größe dar, die schubspannungsgesteuerte fortlaufende Messungen bis Erreichen eines Gleichgewichtszustands verlangt.

Labor-Rheometer sind in der Regel schubspannungsgesteuert. Aus diesem Grund ist ein Regelkreis zur Steuerung des Systems durch eine konstante Scherrate erforderlich. Die Eigenschaften des Regelkreises können einen erheblichen Einfluss auf den Gleichgewichtszeitpunkt des Versuchs haben. Insbesondere bei Anwendung auf unterschiedliche, wahrscheinlich über Größenordnungen variierende Werte für Scherraten ist eine große Varianz der geeigneten Regelkreiseinstellungen möglich.

Das weiter oben erwähnte konzeptionale Modell für granulare oder aggregierte Suspensionen ermöglicht direkt die Anwendung des von TOORMAN vorgestellten thixotropen rheologischen Modells. Es basiert auf dem von WORRALL und TULIANI abgeleiteten Gleichgewichtskonzept und beinhaltet eine Zustandsgleichung zur Beschreibung der strukturellen „inneren“ Stärke der aggregierten Suspension.

Gleichung (3) ist eine Ratengleichung für einen strukturellen Integrationsparameter, der in der Gleichung für die scheinbare kinematische Viskosität eine Zeitabhängigkeit einführt. Parameter λ wird durch Scherung und Aufbau auf Basis der bereits verfügbaren Struktur reduziert. Die Koeffizienten a (Skalierung der Strukturaufbaurate) und b (Skalierung der scherungsinduzierten Zerstörungsrate der internen Struktur) sind daher durch Bewertung der Anpassungszeit der Suspension im Rahmen von Versuchen mit konstanten Scherraten abzuleiten. $\lambda = 1$ stellt die volle Struktur dar und ist per Definitionen auf 1 gesetzt, das heißt, dass in diesem Modell λ zwischen 0 und 1 variieren kann. Der Anstieg und Zerfall von λ wird über die Ratengleichung gesteuert.

5 Vergleich der Labordaten mit dem erweiterten Modell

Das Ziel der vorliegenden rheologischen Untersuchung ist die Ermittlung der Gleichgewichtskurven von Suspensionen mit stark variierender Dichte. Im ersten Schritt wurden die Fließgrenzen vorgegebener Suspensionen durch Fließkurven evaluiert, die mittels vordefinierter Spannungsrampe und Anwendung der Tangentenmethode bestimmt wurden. Sämtliche Bingham-Parameter wie die Bingham'sche (Pseudo-)Fließgrenze, anfängliche differenzielle Viskosität und Bingham-Viskosität wurden nach WORRALL und TULIANI (1964) durch Verwendung dieser Fließkurven ermittelt. Diese Parameter werden als Bingham-ähnlich bezeichnet, da der viel diskutierte Aspekt, dass eine reale Bingham-Fließgrenze nicht durch reale physikalische Gegebenheiten, sondern vielmehr durch eine unzureichende Auflösung der Messung verursacht wird, durch hochauflösende Messungen bestätigt wird. Aus einer hydrodynamischen Perspektive betrachtet wird dies auch durch die Singularität in der Impulsgleichung aufgrund einer unbegrenzten Viskosität an einer Bingham-ähnlichen Grenze bestätigt.

Ein Vergleich der Parameter nach WORRALL und TULIANI in Bezug auf die Probenkonzentration ist in Abb. 2 dargestellt. TOORMAN (1997) modifizierte das Modell, welches das thixotrope Verhalten von Suspensionen auf Basis von Gleichgewichtskurven beschreibt. Die von WORRALL und TULIANI (1964) ermittelten Gleichgewichtskurven lassen sich wie folgt schreiben:

$$\tau_e = \lambda_0 \tau_0 + (\mu_\infty + c \lambda_e) \dot{\gamma} \tag{4}$$

wobei τ_e die Gleichgewichtsschubspannung ist. Diese Gleichung für den Gleichgewichtszustand in Abhängigkeit von einer gegebenen Scherrate beinhaltet drei empirische Parameter (τ_0 , μ_∞ , c), welche durch Analyse der Rheometer-Ergebnisse von Gleichgewichtskurven konstanter Scherraten bestimmt sind.

Der Gleichgewichts-Strukturparameter λ_e beschreibt den Grad der Strukturunabhängigkeit von der Scherrate im Gleichgewichtszustand. Zur Beschreibung der Untersuchungen des Verhaltens beim Übergang in den Gleichgewichtszustand nach TIU (1974) dient folgende Gleichung erster Ordnung:

$$\ln(\tau_y - \tau_{y,e}) = \ln(\tau_{y,i} - \tau_{y,e}) - kt \tag{5}$$

wobei t die Zeit zwischen Start der Messung bis Erreichen des Gleichgewichts durch eine konstante Scherrate ($d\lambda/dt = 0$) ist. Mit dieser Gleichung ist es möglich, die analytische Lösung des Parameters a für die Erholungsrate und des Parameters b für den Zerfall der Struktur mittels $k = a + b\dot{\gamma} = a(1 + \beta\dot{\gamma})$ zu finden.

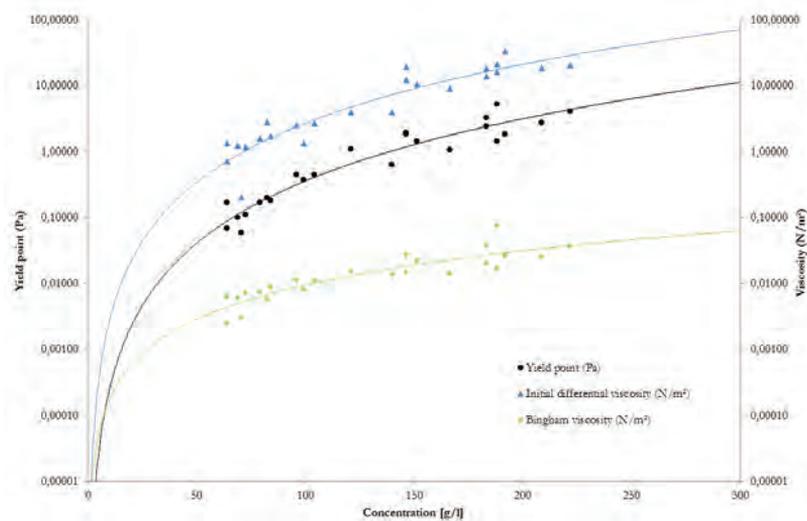


Abbildung 2: Die Grafik zeigt den Vergleich der anfänglichen differentiellen Viskosität (blau), Fließgrenze (schwarz) und Bingham-Viskosität (grün) in Bezug auf die Probenkonzentration.

Nach Ermittlung aller Parameter wurden die Ausgleichskurven gemäß der Konzentration der Suspensionen berechnet. Die beste Übereinstimmung für den Konzentrationsbereich zwischen 63,5 g/l und 222 g/l wird erreicht mit:

$$\mu_\infty = 3 \cdot 10^{-6} \cdot C^{1.72}$$

$$\mu_0 = 3 \cdot 10^{-6} \cdot C^{2.97}$$

$$\tau_y = 2 \cdot 10^{-7} \cdot C^{3.13}$$

In Abb. 3 ist der Vergleich zwischen der durch Rheometer gemessenen Schubspannung und den im Toorman-Modell errechneten Gleichgewichtskurven dargestellt. Ein Vergleich der berechneten und gemessenen Gleichgewichtskurven zeigt für die mit oben stehender Gleichung (4) berechneten Schubspannungen eine gute Übereinstimmung bei höheren Scherraten und eine Überschätzung bei niedrigen Scherraten, was auf die inhärente stärkere interne Dämpfung des Rheometers bei sehr niedrigen Scherraten zurückzuführen ist.

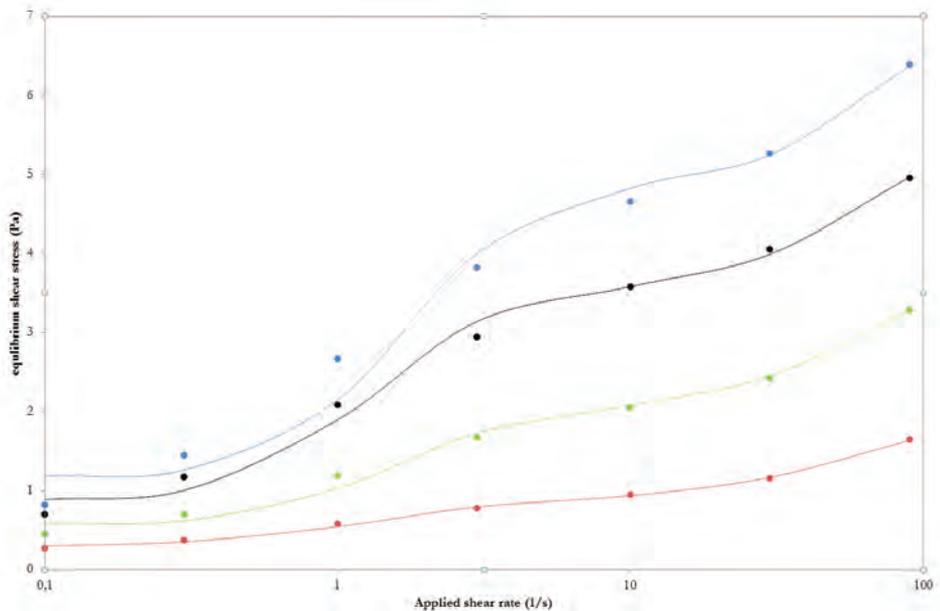


Abbildung 3: Vergleich der berechneten (gepunktete Linien) und gemessenen (durchgezogene Linien) Gleichgewichtskurven von 191 g/l (blau), 183 g/l (schwarz), 139 g/l (grün) sowie 99 g/l (rot) in einer logarithmischen Darstellung für die Scherrate.

6 Schlussfolgerungen

Auf der Grundlage von Flüssigschlickproben der Ems und rheologischen Laboranalysen wurden Konstanten für das thixotrope rheologische Modell von TOORMAN gewonnen. Dieses Modell wurde in einem einfachen empirischen Ansatz erweitert, um die hohe Konzentrationsabhängigkeit der Flüssigschlick-Viskosität in realen Systemen zu berücksichtigen, welche über eine Größenordnung oder mehr variieren kann. Die angepassten Modellkonstanten ermöglichen die modellbasierte Reproduktion des komplexen viskosen Verhaltens von Flüssigschlick und insbesondere seiner durch Thixotropie dominierten Viskosität.

7 Schriftenverzeichnis

- FRANZ, B.: Rheologischer Vergleich von Flüssigschlicksuspension und synthetischer Tonmineralsuspension, Bachelor Thesis, Franzius-Institute LUH, 2009.
- HERRLING, G. and NIEMEYER, H. D.: Comparison of the hydrodynamic regime of 1937 and 2005 in the Ems-Dollard estuary by applying mathematical modeling, HARBASINS Report, NLWKN-Forschungsstelle Küste, 2008.
<http://www.nwkn.niedersachsen.de/download/70703>.
- METZGER, G.: Das Rheologie Handbuch, s.l., Vicentz, 2006.
- MOORE, F.: The rheology of ceramic slips and bodies, Trans Brit Ceramic Soc., V 58, 470-494, 1959.
- NASNER, H.: Hydrodynamische und morphologische Vorgänge in Brackwasser beeinflussten Vorhäfen In-situ Messungen, Die Küste 68, 1-65, 2004.
- TOORMAN, E. A.: Modelling the thixotropic behaviour of dense cohesive sediment suspensions. Rheol. Acta, 36, 56-65, 1997.
- WORRAL, W. E. and TULIANI, S.: Viscosity changes during the ageing of clay water suspensions. Trans. Brit. Ceramic Soc., 63, 167-185, 1964.

Numerische Simulation der Dynamik von Flüssigschlick in Ästuarsystemen – Überblick und Ausblick

Denise Wehr

Zusammenfassung

Flüssigschlick (*fluid mud*) ist ein Gemisch aus feinen vorwiegend kohäsiven Sedimenten, Wasser und organischen Bestandteilen. Die rheologischen Eigenschaften sind die eines nicht-Newton'schen Fluides, somit unterliegt der Flüssigschlick einer eigenen Dynamik im Vergleich zum Wasserkörper mit geringer Schwebstoffkonzentration. Das Vorkommen von Flüssigschlick in Ästuaren und Küstenregionen kann sehr unterschiedliche räumliche Ausdehnungen von wenigen Zentimetern Schichtdicke zu kilometerlangen Flussabschnitten mit Flüssigschlickschichten annehmen. Gleichzeitig reicht die zeitliche Skala der physikalischen Prozesse wie die Entstehung, Transport und Resuspension von Flüssigschlick von Sekunden bei der turbulenten Durchmischung bis zu Monaten bei kriechenden Schlickschichten (MEHTA et al. 2014).

In den letzten Jahrzehnten hat der fortschreitende Ausbau von Seeschiffahrtsstraßen zu einer Zunahme der Verschlickung und Entstehung von Flüssigschlick in Bereichen der ästuarinen Schifffahrtsstraßen, Häfen und Hafeneinfahrten geführt. Der Bedarf an fundierten Kenntnissen über die Flüssigschlick-dynamik wächst, um neue Unterhaltungsstrategien und Renaturierungsmaßnahmen in Ästuaren zu entwickeln und bestehende zu optimieren. Numerische Modelle dienen als Werkzeug zur Beurteilung dieser Strategien und Maßnahmen.

In diesem Artikel werden die derzeitigen Möglichkeiten und die Leistungsfähigkeit eines neu entwickelten dreidimensionalen numerischen Modells zur Simulation der Flüssigschlickdynamik im ästuarinen Bereich zusammengefasst. Weiterhin werden Wege zur Weiterentwicklung des numerischen Modells aufgezeigt. Wichtige Aspekte sind hier Interaktion von Rheologie und Turbulenz in Ästuaren und der Einfluss von biologischen Parametern.

Schlagwörter

Flüssigschlick, 3D numerisches Modell, kohäsive Sedimentsuspension, isopyknisches Modell, Rheologie

Summary

Fluid mud is a mixture of fine, mainly cohesive sediments, water and organic substances. The rheological behaviour of fluid mud is that of a non-Newtonian fluid; fluid mud is thus subject to its own dynamic compared to a water body with low suspended matter concentration. The occurrence of fluid mud in estuaries and coastal zones may vary spatially, from a few centimetres in layer thickness to river sections with fluid mud layers which are several kilometres long. The time variability of physical processes, such as the

formation, transport and dissipation of fluid mud extends from a few seconds for turbulent mixing to months for creeping mud layers (MEHTA et al. 2014).

The progressive extension and development of coastal waterways has led to an increase in siltation and the formation of fluid mud in sections of estuarine shipping channels, ports and port approaches in recent decades. The need for a better understanding and profound knowledge of fluid mud dynamics has increased and new maintenance strategies and renaturation measures now need to be developed in estuaries and existing ones optimized. Numerical simulations contribute to the evaluation of such strategies.

This paper summarizes the current capabilities and performance of a newly developed three-dimensional numerical model for simulating fluid mud dynamics in estuarine systems. Further possible developments of the numerical model are presented. Important aspects are the interaction of rheology and turbulence in estuaries and the influence of biological parameters.

Keywords

fluid mud, three-dimensional numerical model, cohesive sediment suspension, rheology, isopycnal model

Inhalt

1	Einleitung	502
2	Konzeptionelles Modell für die Simulation der Flüssigschlickdynamik	503
3	Erkenntnisgewinn und Anwendungen des dreidimensionalen numerischen Flüssigschlickmodells	505
4	Aussichten	507
5	Schriftenverzeichnis	510

1 Einleitung

Mit dem fortschreitenden Ausbau der Fahrrinnen und Häfen in den letzten Jahrzehnten hat die Verschlickung in Ästuarsystemen zugenommen. Während kohäsive Schwebstoffe in Gewässern durch turbulente Strömungen transportiert werden, sinken die Partikel in strömungsberuhigten Gebieten und in Phasen beruhigter Strömung, z. B. während der Kenterungsphasen in Tidenströmungen, zu Boden und akkumulieren dort. Bei ausreichendem Schwebstoffangebot bildet sich Flüssigschlick. Flüssigschlick beeinträchtigt die Schifffahrt und reduziert die Gewässergüte. Die Verschlickung der Gewässer führt zu einem erhöhten Unterhaltungsaufwand für die Seeschiffahrtsstraßen, z. B. im Emsästuar.

Flüssigschlick (*fluid mud, high-concentration mud suspension*) ist eine Suspension, die aus mineralischen Partikeln, organischen Stoffen, Wasser und teilweise auch geringen Anteilen von Gasen besteht. Auf Grund der kohäsiven Eigenschaften von Tonpartikeln ist der Tonanteil maßgeblich für das spezifische Fließverhalten des Flüssigschlicks verantwortlich. Die Bezeichnung Flüssigschlick beschreibt einen Zustand, in dem der Schlick trotz sehr hoher Schwebstoffkonzentrationen (im Bereich von einigen 10 g/l) fließfähig ist. Das Fließverhalten von Flüssigschlick ist abhängig vom Scherzustand und kann als viskoelastisch mit einer Fließgrenze (*yield stress*) beschrieben werden. Im Vergleich dazu

wird Wasser als ein ideal-viskoses Newtonsches Fluid charakterisiert. Flüssigschlick als nicht-Newtonisches Fluid unterliegt demnach einer anderen Rheologie als reinem Wasser.

Daher ist ein vertieftes Prozessverständnis über die Entstehung, Entwicklung und den Transport sowie die Beschreibung des rheologischen Fließverhaltens von Flüssigschlick für die Beurteilung, Planung und Optimierung von Bau- und Unterhaltungsmaßnahmen und Maßnahmen zur Verminderung der Verschlickung erforderlich. Heute erfolgen die notwendigen detaillierten Untersuchungen und Prognosen zum Systemverhalten eines Gewässers mit Unterstützung numerischer Modelle. Vor diesem Hintergrund wurde das Forschungsvorhaben MudSim initiiert (03KIS66/67, zur Förderung vorgeschlagen durch das Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen (KFKI), gefördert durch das Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF)). In den letzten Jahren wurde in Zusammenarbeit zwischen der Bundesanstalt für Wasserbau (BAW) und Prof. A. Malcherek, Universität der Bundeswehr München, ein numerisches Modell zur Simulation der Flüssigschlickdynamik (MudSim) entwickelt. Hierfür wurde ein hydrodynamisches numerisches Modell in isopyknischen Koordinaten für die Simulation der Flüssigschlickdynamik erweitert. Seitdem wurde das MudSim-Modell von der BAW kontinuierlich weiterentwickelt. Im Folgenden wird das Flüssigschlickmodell kurz dargestellt, anschließend werden Einschätzungen zu künftigen Weiterbildungsmöglichkeiten erörtert.

2 Konzeptionelles Modell für die Simulation der Flüssigschlickdynamik

Die numerische Modellierung von Ästuaren erfolgt mit dreidimensionalen Modellen, die physikalische Prozesse wie Schwebstofftransport, Salztransport, dichteinduzierte Strömungen, Turbulenz usw. berücksichtigen. Diese konventionellen Modelle basieren auf der Annahme eines Newtonschen Fluides. Hochkonzentrierte Schlicksuspensionen verhalten sich jedoch deutlich nicht-Newtonsch, daher war die Entwicklung eines Moduls zur Simulation und Vorhersage der Dynamik von Flüssigschlick erforderlich.

Der Übergangsbereich zwischen einer Flüssigschlickschicht und dem darüber liegenden Wasserkörper weist in der Regel einen starken Dichtegradienten auf. Der Grenzschicht wird als Lutokline bezeichnet. Die beiden Fluidschichten unterscheiden sich stark in ihrem Fließverhalten und interagieren über Scherkräfte in der Grenzfläche. Daher ist ein häufig gewählter Ansatz, den Flüssigschlick als zweidimensionalen tiefengemittelten Layer zu modellieren. Prozesse wie die Entstehung und Resuspension von Flüssigschlick wirken sich in einer Änderung des Dichtegradienten und der Entwicklung eines Mehrschichtensystems aus. Im Emsästuar bilden sich z. B. in der Trübungzone mehrere Meter starke Flüssigschlickschichten, vor allem bei Ebbe, als Resultat der Tideasymmetrie. Dieses Phänomen zeigte sich im Zuge von Naturmessungen im Jahr 2009 (siehe Abb. 1), als mehrlagige Schlicksuspensionsschichten unterschiedlicher Dichte aufgezeichnet wurden.

Um solche Mechanismen besser auflösen zu können, wurde in diesem Projekt für das numerische Modell ein isopyknischer Ansatz (Isopyknen – Schichten konstanter Dichte) verfolgt, der Schlicksuspensionen durch Schichten konstanter Dichte dreidimensional auflöst. Dieser Ansatz hat sich als vielversprechend erwiesen. Für die Simulation der Flüssigschlickdynamik erfolgte die Weiterentwicklung eines bestehenden dreidimensionalen isopyknischen Modellansatzes nach CASULLI (1997). Das weiterentwickelte Flüssigschlick-Modell nennt sich *MudSim*. Das numerische Verfahren zeichnet sich durch folgende Eigenschaften aus:

- Die isopyknische Diskretisierung erlaubt eine dreidimensionale Auflösung des Flüssigschlickkörpers mit geringem Diskretisierungs- und Rechenaufwand.
- Der isopyknische Ansatz löst die Dichteschichtung und das Geschwindigkeitsprofil innerhalb des Flüssigschlickkörpers auf.
- Die Schichtdicken variieren mit dem Übergang in andere Suspensionszustände; dies ermöglicht die Simulation von Bildung, Resuspension, Absinken und des advektiven und gravitationellen Transports des Flüssigschlicks.
- Die numerische Umsetzung basiert auf der numerischen Diskretisierung in vertikaler Richtung über ρ -Schichten, in horizontaler Richtung über das unstrukturierte Gitter und über die Zeit.
- Die Interaktion der isopyknischen Schichten erfolgt auf Basis der Impulsübertragung, des vertikalen Massentransfers und über Scherkräfte an der Grenzfläche der Isopyknen.

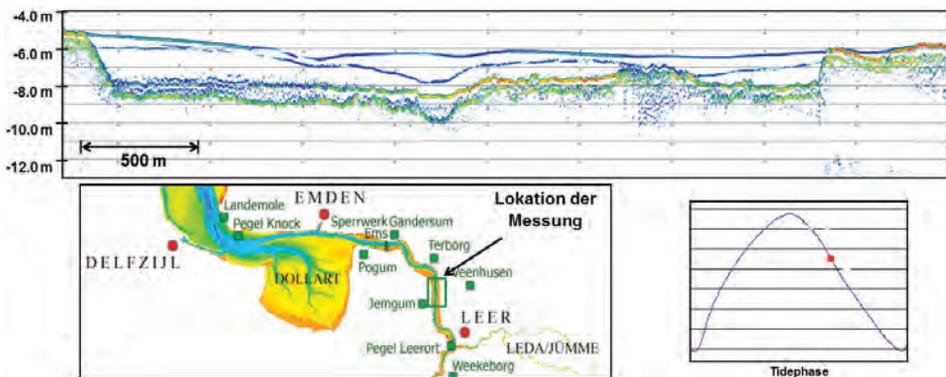


Abbildung 1: Mehrschichtiges Flüssigschlickssystem während der Ebbphase mittels Sediment-Echolotpeilung (parametrischer Sediment-Sub-Bottom-Profilier für Flachwasser) aufgezeichnet. Der Längsabschnitt befindet sich in der Ems zwischen Terborg und Leer. Die blauen Linien markieren starke Dichtegradienten, der gelb-rote Horizont markiert die feste Sohle. Die Naturmessungen wurden im Juli 2009 von der Bundesanstalt für Wasserbau (BAW) durchgeführt.

Das Verfahren wurde durch eine Approximation für die inneren Spannungen eines nicht-Newtonschen Fluides erweitert und ein parametrisierter Ansatz zur Beschreibung des spezifischen rheologischen Verhaltens von Flüssigschlick integriert.

Es wird eine Methode für die Integration nicht-Newtonschen Fließverhaltens in ein numerisches Modell basierend auf den Reynolds-gemittelten Navier-Stokes-Gleichungen beschrieben. Im Modell wird das nicht-Newtonsche Fließen des Flüssigschlicks durch die Einführung der rheologischen Viskosität realisiert. Die rheologische Viskosität parametrisiert die Rheologie in Abhängigkeit vom Scherzustand und der Feststoffkonzentration. Das rheologische Modell beschreibt das Aufbrechen von Aggregaten in einer Flüssigschlick-Suspension und ihre Neubildung (beschrieben in MALCHEREK und CHA (2011) sowie in WEHR (2012)). Statt als Konstante – wie die molekulare Viskosität – geht die rheologische Viskosität nun als zeitabhängiger und prozessbeschreibender Parameter in die Modellierung ein. Auf diese Weise wird es möglich, unterschiedliche rheologische Modelle anzuwenden. Die innere Reibung und die inneren Scherspannungen an den

Grenzflächen sind nun abhängig vom rheologischen Verhalten der Flüssigschlicksuspension und werden so in der numerischen Simulation berücksichtigt.

Die Rheologie von Flüssigschlick wird als viskoplastisches, scherverdünnendes Verhalten durch Anwendung eines parametrisierten Worrall-Tuliani-Modells beschrieben (WORRALL und TULIANI 1964; KNOCH und MALCHEREK 2011; MALCHEREK und CHA 2011). Dieses Modell berücksichtigt eine Fließgrenze und das Aufbrechen und die Neubildung mikroskopischer Strukturen (Aggregate kohäsiver Sedimente). Diese Parameter werden in Abhängigkeit von der Scherkraft und der Feststoffvolumenkonzentration berechnet. Mit diesem Ansatz wird die gesamte Wassersäule modelliert, da er nicht nur das nicht-Newtonsche Verhalten hochkonzentrierter Suspensionen beschreibt, sondern auch das Newtonsche Verhalten schwach konzentrierter Suspensionen und klaren Wassers. Das scherverdünnende Verhalten wurde phänomenologisch untersucht und konnte im Rahmen einer Studie des Abschnitts Rhede bis zum Wehr Herbrum im Emsästuar reproduziert werden – hier wurde eine geschichtete Strömung in einem tidebeeinflussten System untersucht (WEHR 2012; WEHR und MALCHEREK 2012). Der Einfluss der Rheologie auf das Fließverhalten hochkonzentrierter Suspensionen wurde im Rahmen einer Systemstudie des Fließens auf einer schiefen Ebene analysiert (WEHR 2012; WEHR und MALCHEREK 2012). Dieser Effekt wurde mit dem Einfluss durch rein gravitationellem Antrieb der Dichtedifferenzen verglichen, der sich als der dominante Prozess für diesen Testfall erwiesen hat.

Darüber hinaus werden wesentliche Teilprozesse des Flüssigschlicktransports durch Parametrisierungen im MudSim-Modell berücksichtigt. Vertikale Transportprozesse, die zur Bildung und Resuspension von Flüssigschlick führen, sind vor allem behindertes Absinken (*hindered settling*) und Entrainment. Dies erfordert eine Variation der Schichtdicke der Dichteschichten über die Zeit und in Abhängigkeit von den jeweils vorliegenden Massentransportraten.

Die Methode zur Simulation der Dynamik von Flüssigschlick wird in WEHR (2012) und in WEHR und MALCHEREK (2012) ausführlicher vorgestellt.

3 Erkenntnisgewinn und Anwendungen des dreidimensionalen numerischen Flüssigschlickmodells

Die Dynamik von Flüssigschlick unter dem Einfluss der Tide wurde anhand von zwei Modellgebieten untersucht: dem Emsästuar und dem Weserästuar (WEHR (2012) und WEHR und MALCHEREK (2012)). Im Folgenden sind die Ergebnisse beschrieben:

- Flüssigschlickbildung, advektiver und gravitationeller Transport sowie Resuspension sind periodische Prozesse in Tidesystemen.
- Eine stark geschichtete Strömung ergibt sich bei Kenterung und während des Ebbestroms in der Schifffahrtsrinne.
- Die rheologischen Viskositäten, berechnet als Funktion der Scherrate und der Dichte, ergeben plausible Resultate und beeinflussen die Geschwindigkeiten der geschichteten Strömung.
- Der qualitative Vergleich der simulierten Flüssigschlickbildung mit der gemessenen Entwicklung der Lutokline in den Flussabschnitten der Ems und der Weser zeigt ähnliche Ergebnisse.

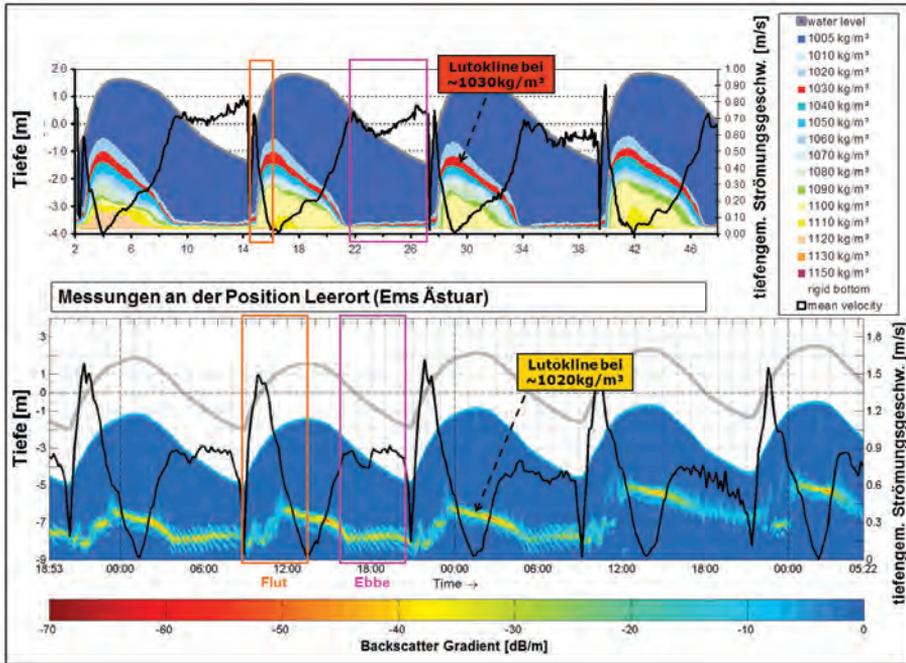


Abbildung 2: Tidedynamik der Lutokline – Vergleich zwischen Simulation (Diagramm oben, Simulation (1)) und Naturmessungen basierend auf 300 kHz ADCP-Messungen (Diagramm unten). Die der Lutokline entsprechende Dichte beträgt in der Simulation 1030 kg/m^3 . In den Messungen markiert ein hoher Backscatter-Gradient die Lutokline. Der Wasserstand ist in Grau dargestellt, die tiefengemittelte Strömungsgeschwindigkeit in Schwarz. Es sei angemerkt, dass sich die simulierten und gemessenen Daten auf unterschiedliche Positionen und unterschiedliche hydrodynamische Verhältnisse beziehen. Die charakteristische Entwicklung der Lutokline zeigt jedoch eine hohe Ähnlichkeit (Diagramm der Messungen mit freundlicher Genehmigung von WANG (2010)).

Der letztere Aspekt wird im Folgenden als kurzes repräsentatives Ergebnis der Simulation der Dynamik von Flüssigschlick mit dem MudSim-Modell vorgestellt. Das numerische Modell MudSim wurde auf den Flussabschnitt zwischen Rhede und dem Wehr Herbrum angewendet. Eine ausführliche Beschreibung der Modellanwendung und ihrer Ergebnisse findet sich in WEHR und MALCHEREK (2012). Ein charakteristisches Ergebnis der dreidimensionalen Simulation mit 16 Dichteschichten wird dargestellt. Der Sedimenttransport in dieser Region geprägt durch Schlicksuspensionen. Feine Sedimente werden hauptsächlich über das *Tidal Pumping* in diese Region transportiert. Flüssigschlicktransport und -entwicklung unter dem Einfluss von Tidenströmungen wurden qualitativ über den Vergleich der Simulationsergebnisse mit Messungen der Lutokline nach WANG (2010) analysiert (siehe Darstellung in Abb. 2). Die Messungen wurden über mehrere Tidezyklen an einem bestimmten Ort in der Trübungszone des Emsästuars (Leerort) durchgeführt. Die Simulationsergebnisse beziehen sich auf eine Position zwischen Rhede und Herbrum. Es werden nicht nur verschiedene Orte betrachtet, auch die hydrodynamischen Verhältnisse sind hier unterschiedlich – so ist nur ein phänomenologischer Vergleich möglich. Jedoch zeigen sowohl die Simulation als auch die Naturmessungen die typische asymmetrische Tide mit starken Flutströmungen, einer langen Stauwasserdauer zwischen Flut- und

Ebbestrom sowie einer ebenfalls langen Ebbestromphase. Die Messungen der Lutokline ergeben sich durch die Auswertung des Backscatter-Signals des ADCP-Profilers. Ein hoher Backscatter-Gradient verweist auf einen hohen Dichtegradienten im Wasserkörper.

Die Naturmessungen von WANG (2010) ergaben einen Schwebstoffgehalt von circa 30 kg/m^3 (Dichte $\sim 1020 \text{ kg/m}^3$) knapp unterhalb der Lutokline bei Flutstromkenterung. Zur Sohle hin erhöht sich die Konzentration. Die simulierte Dichteschichtung entspricht den Höhenlagen der oberen Grenzfläche der einzelnen Isopyknen. Die Lutokline ist definiert als der Übergang zwischen Newtonschem und nicht-Newtonschem Verhalten und kennzeichnet einen starken Dichtesprung. Dies entspricht der Schicht mit einer Dichte von 1030 kg/m^3 in der Simulation. Sie ist in der Grafik rot markiert.

Während der Flutphase wird die Flüssigschlicksuspension in den Wasserkörper eingetragen (Entrainment). Die Naturmessungen zeigen hier geringe Backscatter-Gradienten über die gesamte Wassersäule. Dieser Durchmischungsprozess zeigt sich im Modell durch einen raschen Anstieg der Schichtdicken (Höhenlagen) der Schlicksuspensionen. Die wachsenden Schichtdicken resultieren aus einer Durchmischung von Schichten höherer mit Schichten geringerer Konzentration infolge von Entrainment und horizontalem Transport. So zeigt sich ein hochstabiles geschichtetes System sowohl in den Messungen als auch in der Simulation während der Kenterung. Der Flüssigschlick wird mit der Ebbeströmung stromabwärts getragen, wodurch sich die Höhenlage der Lutokline verringert. Mit steigender Ebbestromgeschwindigkeit verringert sich die Höhenlage der Lutokline sowohl in der Simulation als auch in der Naturmessung. Gleichzeitig verschwindet die scharfe Grenze zwischen dem Flüssigschlick und dem Wasserkörper. Die Verläufe der simulierten und gemessenen Lutoklinen sind sehr ähnlich und verweisen auf vergleichbare Reaktionen auf die Tideströmungen, auch wenn der Durchmischungsprozess in den Simulationen verstärkt werden sollte.

Diese Modellanwendungen zeigen, dass sich der entwickelte numerische Modellansatz für eine Simulation der dreidimensionalen Flüssigschlickdynamik eignet. Das entwickelte numerische Modell ist in der Lage, die Dynamik von Flüssigschlick in Systemen wie etwa Hafenbecken oder Flussabschnitten, die durch das Fließverhalten hochkonzentrierter Suspensionen und Flüssigschlick dominiert werden, zu simulieren. Mit ihrem Beitrag können solche Simulationen klassische dreidimensionale hydrodynamische und morphodynamische Simulationen von Ästuarsystemen ergänzen und die Bewertung des Sedimenttransports und geeigneter Unterhaltungsstrategien unterstützen.

4 Aussichten

Das vorgestellte numerische Modell verwendet eine geeignete Auflösung des Flüssigschlickkörpers über isopyknische Schichten. Jede isopyknische Schicht repräsentiert ein einphasiges Fluid bzw. Suspension mit einer spezifischen Feststoffkonzentration und spezifischen rheologischen Eigenschaften. Die isopyknische Schicht kann, je nach Transportrate und der Entwicklung der kohäsiven Schlicksuspensionen, sehr dünn werden oder sich gänzlich auf eine Dicke von 0 reduzieren.

In den vorgestellten Modellanwendungen in WEHR (2012) und WEHR und MALCHEREK (2012) wird das dreidimensionale isopyknische Modell auf die gesamte Wassersäule von der konsolidierten Sohle bis zur freien Wasseroberfläche angewendet. Für die Simulation von hochkonzentrierten Schlickschichten liefert das Verfahren

plausible Ergebnisse, ist jedoch durch den numerischen Ansatz auf eine stabile Schichtung der Strömung begrenzt. Diese Annahme trifft jedoch bei hochturbulenten Strömungen mit Schwebstoffen nicht immer zu. Insbesondere die Präsenz von Schwebstofftransport und barokline Prozesse können in Ästuaren zu instabilen Schichtungen führen. Weitere Untersuchungen zur Simulation des geringkonzentrierten Wasserkörpers sind erforderlich, um eine umfassende Modellierung von Ästuarsystemen zu ermöglichen. Im Folgenden wird eine Möglichkeit erörtert, zu einem ausgereifteren Modell des Wasserkörpers zu gelangen.

Eine vorstellbare Lösung liegt in der Kopplung des isopyknischen Modells mit einem bestehenden hydrodynamischen Modell, z. B. UnTRIM (CASULLI und WALTERS 2000; CASULLI und LANG 2004), Telemac (HERVOUET und BATES 2000; ELECTRICITÉ DE FRANCE 2000) oder Delft3D (LESSER et al. 2004; GERRITSEN et al. 2007). Bei einer solchen Kopplung würde das isopyknische numerische Modell als Modul zur Simulation des Flüssigschlickkörpers fungieren. Die Simulation von Schwebstoff- und Salztransport erfolgt mittels des hydrodynamischen Modells wie beispielsweise in WEILBEER (2014). Das isopyknische Flüssigschlickmodul würde dann im Falle einer Flüssigschlickbildung aktiv werden, wenn die Grenze vom Newtonschen zum nicht-Newtonschen Fließverhalten oder eine definierte Schlickkonzentration überschritten ist. Das Modul würde nur in Modellgebieten aktiviert werden, in denen kohäsives Sediment akkumuliert, so dass sich der Rechenaufwand für große Modellgebiete reduziert, die unterschiedliche Transportregime aufweisen so wie in Ästuaren. Dieser Ansatz erfordert Weiterentwicklungen, zusätzliche Forschung und Softwareentwicklung zum Zwecke der umfassenden Modellierung von Ästuarsystemen. Die Kommunikation zwischen den Modellen wird weitere Untersuchungen sowohl hinsichtlich der Softwareentwicklung als auch hinsichtlich der Beschreibung physikalischer Vorgänge benötigen. Hierzu gehört u. a. der im Folgenden beschriebene Gesichtspunkt.

Bisher konzentrierten sich die Entwicklungen auf die Reibung an den Grenzflächen und die innere Reibung resultierend aus dem rheologischen Verhalten. Innere Scherspannungen unterliegen jedoch auch einer Beeinflussung durch Turbulenz.

In der Natur wird das Fließen des Flüssigschlicks laminar, wenn die Turbulenz auf Grund der Dichteschichtung zerfällt. Andererseits geht mit abnehmender Schlickkonzentration im Wasserkörper das rheologische Verhalten von nicht-Newtonsch zu Newtonsch über und ermöglicht die Erzeugung von Turbulenz. Es entsteht eine Wechselwirkung zwischen Turbulenz und Schwebstoffen durch Turbulenzdämpfung und Auftriebswirkung, die wiederum die Sinkgeschwindigkeit beeinflussen. In den hochkonzentrierten geschichteten Bereichen zeichnet sich das Fließverhalten durch rheologische Viskosität aus, wohingegen in gut durchmischten Bereichen mit geringer Konzentration die turbulente Viskosität vorherrscht. Rheologie und Turbulenz werden mit einem ähnlichen konzeptionellen Verfahren modelliert wie in WEHR (2012) beschrieben. Sie werden als Viskosität berücksichtigt und resultieren in einer Verlangsamung der mittleren Geschwindigkeit mit steigenden Viskositäten (innere Reibung). Physikalisch wirken sie jedoch entgegengesetzt. Während mit zunehmender rheologischer Viskosität ein laminares und geschichtetes Fließverhalten entsteht, verstärkt hingegen eine Erhöhung der turbulenten Viskosität die turbulente Vermischung und kann instabile Schichtungen verursachen. Entsprechend wird der Zusammenhang zwischen rheologischer und turbulenter Viskosität für eine verbesserte Modellierung von Flüssigschlick- und Schwebstoff-

transport von hoher Bedeutung sein. Dabei ist dem Übergangsbereich zwischen Flüssigschlick und geringkonzentrierter Suspension sowie dem Bildungsprozess und der Resuspension von Flüssigschlick besondere Aufmerksamkeit zu widmen, da beide Größen während der Resuspension und des Entrainments höhere Größenordnungen annehmen können. Ein auf Viskosität basierender umfassender Ansatz sollte auf einer Kombination von Rheologie- und Turbulenzmodellierung beruhen und Feststoffkonzentration, Scherzustand und strukturelle Mechanismen (z. B. Flokkulation) für den gesamten Wasserkörper berücksichtigen.

Eine Verbesserung des Turbulenzmodells wird auch das Entrainment von Flüssigschlick betreffen, welches vorwiegend durch turbulente Scherspannungen an der Grenzfläche induziert wird. Ein weiterer Aspekt, dessen Untersuchung sich anbietet, ist der Einfluss von großflächigen Flüssigschlickbildungen beträchtlicher Schichtdicke auf die innere Reibung in Ästuarsystemen. In Phasen starker Schichtung ist die Turbulenz gedämpft und die innere Reibung wird durch die rheologische Viskosität geprägt. Das scherverdünnende Verhalten des Flüssigschlicks kann dann zu relativ geringen rheologischen Viskositäten führen, sobald der Flüssigschlick sich mit der Tidedrömung bewegt. Im Vergleich zu den Größenordnungen der rheologischen Viskositäten können turbulente Viskositäten in einem Turbulenz-dominierten System deutlich größere Ausprägungen annehmen. Dieser Zusammenhang und die reduzierte Sohlreibung für den oberhalb des Flüssigschlickkörpers fließenden Wasserkörpers kann einen erhöhten Tidenhub in Ästuaren zur Folge haben (siehe Erläuterungen zur Tidedynamik in MALCHEREK (2010)).

Weitere prozessbasierte Verbesserungen und Validierung des Flüssigschlickmodells werden zusätzliche Vergleiche mit Laboruntersuchungen und Naturmessungen erfordern. Für die Naturmessungen der Entwicklung von Flüssigschlick sind nicht nur Aufzeichnungen der Bewegung der Lutokline, sondern auch der Dichteschichtung unterhalb der Lutokline sowie der Geschwindigkeitsverteilung innerhalb des Flüssigschlickkörpers nötig. Diese Arten von Messungen für hochdynamische Systeme sind Gegenstand laufender Forschung, da Messungen in hochkonzentrierten Suspensionen schwer durchführbar sind. Die Naturmessungen sollten es ermöglichen, spezifische beobachtete Phänomene mit physikalischen Prozessen in Beziehung zu setzen. Physikalische Prozesse in tidebeeinflussten Systemen sind stets im Zusammenhang mit dem Tidezyklus zu sehen, und daher besteht die Notwendigkeit, kontinuierliche Informationen innerhalb des Tidesystems zu erfassen (mindestens über einen vollständigen Tidezyklus).

Das charakteristische Fließverhalten von Flüssigschlick kann reproduziert werden, indem eine rein aus kohäsiven Sedimenten und Wasser bestehende Schlicksuspension angenommen wird, wie im hier vorliegenden Modell gezeigt wurde. Es gibt jedoch mehrere Aspekte, aus denen wir lernen und ein besseres Verständnis des Fließverhaltens unter unterschiedlichen Bedingungen gewinnen können. Ein wichtiger Punkt ist der Einfluss organischer Bestandteile und biologischer Aktivität auf die Bildung und das Fließverhalten von Flüssigschlick. Erste Untersuchungen zur Simulation biochemischer Wechselwirkungen in Ästuarsystemen wurden im Rahmen des BAW-Projekts „Interaktion von Sedimenttransport und Wasserqualität in dreidimensionalen Ästuarmodellen“ mit der Aussicht auf weitere Forschung zu Wechselwirkungen zwischen biologischer Aktivität und Sedimenttransport durchgeführt.

5 Schriftenverzeichnis

- CASULLI, V.: Numerical simulation of three-dimensional free surface flow in isopycnal co-ordinates. *International Journal for Numerical Methods in Fluids*, Vol. 25, 6, 645-658. doi: 10.1002/(SICI)1097-0363(19970930)25:6<645:AID-FLD579>3.0.CO;2-L, 1997.
- CASULLI, V. and LANG, G.: Mathematical model UnTRIM, Validation Document 1.0. The Federal Waterways Engineering and Research Institute (BAW), Hamburg, Germany, 2004.
www.baw.de/downloads/wasserbau/mathematische_verfahren/pdf/vd-untrim-2004.pdf
- CASULLI, V. and WALTERS, R. A.: An unstructured grid, three-dimensional model based on the shallow water equations. *International Journal for Numerical Methods in Fluids*, Vol. 32, 3, 331-348. doi: 10.1002/(SICI)1097-0363(20000215)32:3<331:AID-FLD941>3.0.CO;2-C, 2000.
- ELECTRICITÉ DE FRANCE: Telemac-2D validation document version 5.0. Note technique, Electricité de France, Direction des Etudes et Recherches, Chatou Cedex, France, 2000.
- GERRITSEN, H.; DE GOEDE, E. D.; PLATZEK, F. W.; GENSEBERGER, M; VAN KESTER, J. A. TH. M. and UITTENBOGAARD, R. E.: Validation document Delft3D-FLOW - a software system for 3D flow simulations. Report X0356, M3470, Delft Hydraulics, The Netherlands, 2007.
- HERVOUET, J. M. and BATES, P.: The TELEMAC modelling system. *Hydrological Processes*, Vol. 14, 13, 2209-2210. doi: 10.1002/1099-1085(200009)14:13<2209:AID-HYP23>3.0.CO;2-6, 2000.
- KNOCH, D. and MALCHEREK, A.: A numerical model for simulation of fluid mud with different rheological behaviors. *Ocean Dynamics*, Vol. 61, 2-3, 245-256. doi: 10.1007/s10236-010-0327-x, 2011.
- LESSER, G. R.; ROELVINK, J. A.; VAN KESTER, J. A. T. M. and STELLING, G. S.: Development and validation of a three-dimensional morphological model. *Coastal Engineering*, Vol. 51, 8-9, 883-915. doi: 10.1016/j.coastaleng.2004.07.014, 2004.
- MALCHEREK, A.: *Gezeiten und Wellen - Die Hydromechanik der Küstengewässer*. Praxis. Vieweg + Teubner, Wiesbaden, Germany, 2010.
- MALCHEREK, A. und CHA, H.: *Zur Rheologie von Flüssigschlick: Experimentelle Untersuchungen und theoretische Ansätze - Projektbericht*. Mitteilungen 111, University of the German Armed Forces, Institute of Hydro Science, Munich, Germany, 2011.
- MEHTA, A.; SAMSAMI, F.; KHARE, Y. and SAHIN, C.: Fluid mud properties in nautical depth estimation." *J. Waterway, Port, Coastal, Ocean Eng.*, Vol. 140, 2, 210-222, 2014.
- WANG, L.: *Tide Driven Dynamics of Subaqueous Fluid Mud Layers in Turbidity Maximum Zones of German Estuaries*, Dissertation, Fachbereich Geowissenschaften, University of Bremen, Germany, 2010.
- WEHR, D.: *An isopycnal numerical model for the simulation of fluid mud dynamics*, PhD-thesis, Mitteilungen 115, University of the German Armed Forces, Institute of Hydro Science, Munich, Germany, 2012.

- WEHR, D. and MALCHEREK, A.: Numerical simulation of fluid mud dynamics – The isopycnal model MudSim. *Die Küste*, 79, 2012.
- WEILBEER, H.: Sediment transport and sediment management in the Elbe estuary. *Die Küste*, 81, 2014.
- WORRALL, W. E. and TULIANI, S.: Viscosity changes during the ageing of clay-water suspensions. *Trans British Ceramic Society*, Vol. 63, 167-185, 1964.

Aktuelle Entwicklungen im Hamburger Küstenschutz

Jan-Moritz Müller und Gabriele Gönnert

Zusammenfassung

Im Jahr 2012 hat der Senat der Freien und Hansestadt Hamburg die Bemessungswasserstände für den Hochwasserschutz in der Stadt angehoben. Grundlage dafür war die Ermittlung der neuen Bemessungswasserstände unter Anwendung des hierfür entwickelten Multimethodenansatzes. Deiche und Hochwasserschutzwände werden aktuell um durchschnittlich 0,80 m erhöht, um in Hamburg langfristig einen sicheren Schutz vor Sturmfluten zu gewährleisten. Vorab sind jedoch umfangreiche Arbeiten zur Ermittlung der neuen Ausbauhöhen des Küstenschutzes in Hamburg nötig.

Schlagwörter

Hochwasserschutz in Hamburg, hydrodynamische Belastung, mathematische Modellierung, EurOtop, SWAN, Bemessungswasserstände

Summary

In 2012 Hamburg's government decided to raise the design water levels of the tidal River Elbe in the Hamburg region by about 0.80 m. As a consequence, the primary flood defences in the city have to be reinforced and heightened during the next years. Prior to implementing the strengthening program for the dikes and sea walls, extensive design work has to be carried out, including assessment of the design water level and wave simulations, resulting in new crest levels for the various coastal flood protection facilities in the city.

Keywords

flood protection in Hamburg, hydrodynamic loads, mathematical modelling, EurOtop, SWAN, design water levels

Inhalt

1	Einleitung.....	514
2	Strategien für Hauptdeichlinie & HafenCity.....	514
3	Ermittlung der Bemessungswasserstände nach Multimethodenansatz.....	515
4	Seegangmodellierung.....	517
5	Wellenüberlauf und Deichquerschnitt.....	518
6	Umsetzung der Verstärkungsmaßnahmen.....	519
7	Schriftenverzeichnis.....	519

1 Einleitung

Küstenschutzanlagen werden seit Generationen kontinuierlich erhöht und verstärkt. Ursache hierfür sind erhöhte Sturmflutwasserstände bedingt durch Klimaänderung und menschliche Eingriffe sowie erhöhte Sicherheitsstandards aufgrund von größer werdenden Risiken und steigenden Werte in den zu schützenden Küstenregionen.

Der Anstieg des Meeresspiegels bedroht die Küstenregionen und insbesondere die in Ästuaren und Flussdeltas angesiedelten Städte. In städtischen Gebieten verursacht die Erhöhung der Hochwasserschutzanlagen, etwa der Seedeiche, aufgrund des begrenzten Raumes häufig Probleme. Umso wichtiger ist die Finanzierung und Entwicklung ökonomisch sinnvoller und ökologisch verträglicher Lösungen, die einerseits einen sehr hohen Sicherheitsstandard gewährleisten und andererseits die verschiedenen Nutzungsinteressen berücksichtigen.

Die Stadt Hamburg liegt im Mündungsgebiet der Elbe, ca. 110 km von der Nordsee entfernt. Die Region ist damit einem hohen Risiko durch Sturmfluten ausgesetzt. Gleichzeitig muss die Stadt vor dem hohen Abfluss der Binnengewässer geschützt werden. Ohne Hochwasserschutzanlagen wie Deiche und Uferwände wären bis zu 45 % der Fläche des Stadtgebietes aufgrund ihrer geringen Geländehöhen bei Sturmfluten von Überflutungen bedroht. Die Gesamtfläche des von Deichen geschützten tief liegenden Gebiets beträgt in Hamburg 342 km². In diesem Gebiet leben und arbeiten rund 325.000 Menschen.

Der in Hamburg praktizierte Küsten- und Hochwasserschutz lässt sich in drei Bereiche untergliedern: den öffentlichen Hochwasserschutz in Form von Flutschutzwänden und Seedeichen, den privaten Hochwasserschutz, der hauptsächlich als Einzelobjektschutz in der HafenCity umgesetzt wird, und den Hochwasserschutz im Hafengebiet. Die 103 km lange öffentliche Hochwasserschutzlinie Hamburgs umfasst 78 Kilometer Erddeiche, 25 Kilometer Hochwasserschutzwände und 86 Kreuzungsbauwerke wie Siele, Schöpfwerke, Schleusen und Sperrwerke, die innerhalb der Hauptdeichlinie liegen. Da die Wasserstände des Elbe-Ästuars von den Gezeiten in der Nordsee beeinflusst werden, werden die Deiche entlang der Elbe in Hamburg dem Küstenschutz zugerechnet.

2 Strategien für Hauptdeichlinie & HafenCity

In den zurückliegenden Jahrzehnten wurden die Hochwasserschutzanlagen in Hamburg mehrfach erhöht. Beim Bau neuer Hochwasserschutzwände wurde in der Vergangenheit in den Gründungselementen eine zusätzliche Sicherheit von 0,80 m für zukünftige Erhöhungen (Ausbaureserve) eingeplant. Mit dieser Strategie können die Planer zukünftig die meisten Bauwerke auf wirtschaftliche Weise erweitern.

In den 1990er Jahren entwickelte die Freie und Hansestadt Hamburg einen Masterplan zum Bau eines neuen Stadtteils mit Wohn- und Geschäftshäusern auf dem Gelände eines nicht länger für den Handel und Umschlag genutzten alten Hafengebietes. Der Masterplan wurde im Jahr 2000 vom Hamburger Senat verabschiedet. Der neu errichtete Stadtteil „HafenCity“ liegt außerhalb der öffentlichen Hochwasserschutzlinie. Die Gebäude in diesem Bereich müssen durch Einzelobjektschutz, etwa durch Hochwasserschutztore, gesichert oder auf künstlich angehobenem, hochwassersicherem Gelände (Warften) gebaut werden. Die Höhe der künstlich aufgeschütteten Warften wird analog

zu den öffentlichen Hochwasserschutzanlagen Hamburgs unter Berücksichtigung des Bemessungswasserstandes und des lokal zu erwartenden Seegangs ermittelt. Dieses Sicherheitskonzept basiert auf einem hohen Maß an Eigenverantwortung der Menschen die dort leben und arbeiten. Das Gebiet der HafenCity ist zweigeteilt. In einem Teil liegt die Speicherstadt mit ihren historischen, Ende des 19. Jahrhunderts erbauten Lagerhäusern. Das Straßenniveau befindet sich hier heute noch auf der Höhe des alten Hafengebietes und liegt damit deutlich unterhalb des derzeit gültigen Bemessungswasserstands. Da das Gebiet somit überflutungsgefährdet ist, müssen die Gebäude jeweils durch geeignete Objektschutzmaßnahmen gesichert werden. Der andere Teil der HafenCity wurde auf künstlich erhöhten Grund so hoch gebaut, dass er auch bei hohen Sturmflutwasserständen nicht überschwemmt wird. Für die hier errichteten Gebäude besteht keine Notwendigkeit zum Objektschutz gegen eindringendes Wasser. Einige dieser neuen Gebäude grenzen an tiefer liegende Flächen an, die individuell geschützt werden müssen. Die höher liegenden Straßen sind durch Brücken mit den Bereichen der Innenstadt verbunden, die sich im Schutz der öffentlichen Hochwasserschutzanlagen befinden, und ermöglichen den Menschen in der HafenCity im Sturmflutfall den Zugang zum sicheren Stadtzentrum Hamburgs.

3 Ermittlung der Bemessungswasserstände nach Multimethodenansatz

Der Bemessungswasserstand ist definiert als der höchste in einer bestimmten Region und für einen bestimmten Zeitraum zu erwartende Wasserstand unter Berücksichtigung von astronomischer Tide, Windstau, Fernwellen, hohen Oberwasserabflüssen und einem steigenden Meeresspiegel. Er wird für die Stadt Hamburg zunächst für den Tidepegel Cuxhaven bestimmt. Die maßgeblichen Werte der Komponenten für Cuxhaven werden mit drei Methoden ermittelt. Dabei werden die höchsten eingetretenen einzelnen Sturmflutkomponenten mit Hilfe eines Mehrmethodenansatzes (bestehend aus deterministischer Überlagerung sowie numerischen und statistischen Methoden) nicht-linear miteinander kombiniert. Im Anschluss wird der Wasserstand von Cuxhaven mithilfe eines hydrodynamisch-numerisches Modell nach Hamburg übertragen. In Hamburg erreichen die Bemessungswasserstände der Elbe Höhen von NHN + 7,90 m bis NHN + 8,60 m (siehe Abb. 1).

Der Klimawandel und seine Folgen wirken sich auf die Sicherheit der Menschen und monetären Werte in Küstenregionen aus. Die Abschätzung der Folgen ist mit Unsicherheiten verbunden. Um dieser Unsicherheitslage zu begegnen, sind neue mehrdimensional ausgerichtete Schutzkonzepte für die Dimensionierung der Küstenschutzvorrichtungen erforderlich.

In der Praxis werden Bemessungswasserstände in Abhängigkeit von den in der spezifischen Region geltenden Sicherheitsstandards festgelegt. Die festgelegten Bemessungswasserstände werden einer Eintrittswahrscheinlichkeit zugeordnet, die schließlich mit dem lokal geltenden Sicherheitsstandard verglichen wird. Der Bemessungswasserstand kann auch an den für europäische Metropolregionen berechneten Sicherheitsstandard angepasst werden, wenn dies im Sinne eines möglichst effektiven Küstenschutzkonzepts notwendig ist.

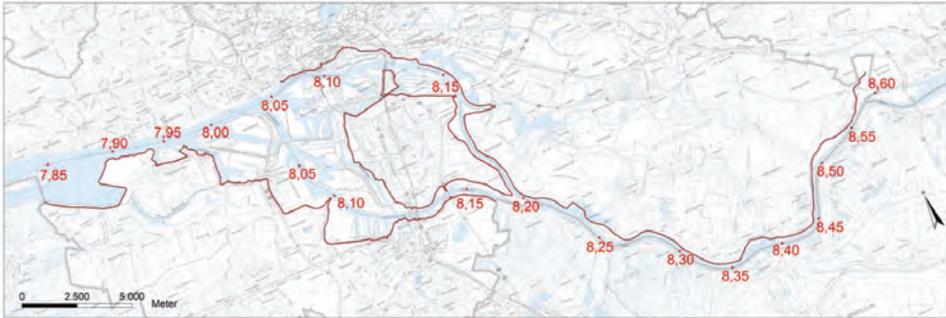


Abbildung 1: Aktuell gültige Bemessungswasserstände (in m NHN) für die Elbe in Hamburg und die Hauptdeichlinie (rote Linie) (LSBG Hamburg).

Der Ansatz zur Festlegung eines neuen Bemessungswasserstands für Hamburg sieht die detaillierte Analyse der höchsten Werte der einzelnen Sturmflutkomponenten Springtide, Fernwelle und Windstau vor. Laut Analyse der Sturmflutkomponenten wurden bis zum heutigen Zeitpunkt noch nie alle Komponenten mit ihrem maximalen Beobachtungswert in einem Sturmflutereignis gleichzeitig beobachtet. Da das vorgegebene Ziel die Berechnung physikalisch plausibler Extremereignisse ist, wurde die hydrologische Plausibilität einer Kombination aller Sturmflutkomponenten untersucht. Das Ergebnis bestätigte die meteorologische und hydrologische Plausibilität eines solchen Ereignisses. Daher wurden die Komponenten mit der höchsten Ausprägung aus den verschiedenen Ereignissen zu einem Extremsturmflutereignis zusammengeführt und unter Berücksichtigung der nicht-linearen Interaktionen mit dem neuen Ansatz berechnet.

Zur Berechnung der nicht-linearen Effekte zwischen den Komponenten wurden alternative Berechnungsmöglichkeiten der Extremereignisse ausgewertet und in einen Multimethodenansatz aufgenommen. Es stellte sich heraus, dass sowohl empirische als auch numerische und statistische Methoden wichtige und aussagekräftige Ergebnisse liefern, diese Methoden jedoch auch spezifischen Beschränkungen unterliegen. Um die Vorteile der einzelnen Methoden zu nutzen und die Beschränkungen und Unsicherheiten so gering wie möglich zu halten, wurden sie in einem Multimethodenansatz zusammengeführt. Kommen mehrere Methoden zu demselben Ergebnis, so wird das Ergebnis als belastbar angesehen. Hält das Ergebnis darüber hinaus dem Vergleich mit dem für das Untersuchungsgebiet relevanten Sicherheitsstandard stand, ist eine Grundlage für die Investition von Millionen von Steuergeldern in Küstenschutzanlagen geschaffen. Zu den besonderen Merkmalen dieses Ansatzes gehört die Untersuchung der maßgeblichen Sturmflutkurve, die eine Berücksichtigung des gesamten Sturmflutverlaufs ermöglicht. Dabei gilt das Prinzip, dass Ergebnisse erst dann als gesichert betrachtet werden können, wenn sie durch mehrere aktuell gültige Methoden belegt sind (GÖNNERT et. al. 2013).

Der sogenannte Klimafaktor ist eine Reserve, die die Einhaltung des Sicherheitsstandards für einen definierten zukünftigen Zeitraum, in der Regel 100 Jahre, gewährleisten soll. Er berücksichtigt vor allem den Meeresspiegelanstieg, der im Allgemeinen als der wichtigste Einflussfaktor für die Charakteristika zukünftiger Sturmfluten angesehen wird. Ergebnisse von unterschiedlichen Forschungsvorhaben zeigen ein großes Spektrum an regionalen Projektionen zum Meeresspiegelanstieg bis zum Jahr 2100. Diese Projektionen wurden in einer explorativen Studie analysiert und dienen als Referenzstudie für die

Ermittlung der Bemessungswasserstände in Hamburg (GÖNNERT et al. 2010). Die regionalen Szenarien für einen Meeresspiegelanstieg in der Nordsee reichen von wenigen Zentimetern bis hin zu 115 cm. Auf Basis dieser Informationen muss für den Klimafaktor eine plausible Höhe im jeweiligen Untersuchungsgebiet spezifiziert werden, was immer eine technische und gleichzeitig eine bestimmte politische Entscheidung bedeutet.

4 Seegangmodellierung

Der Seegang und die Wellentransformation vor der Hauptdeichlinie in Hamburg wurden unter Anwendung des Seegangmodells der dritten Generation SWAN berechnet (BOOIJ et al. 1999; RIS et al. 1999). Die Simulationen wurden für den Bemessungswasserstand und für verschiedene Windrichtungen durchgeführt, um für alle Abschnitte der Schutzanlagen in Hamburg die kritischen Seegangsbedingungen zu erfassen.

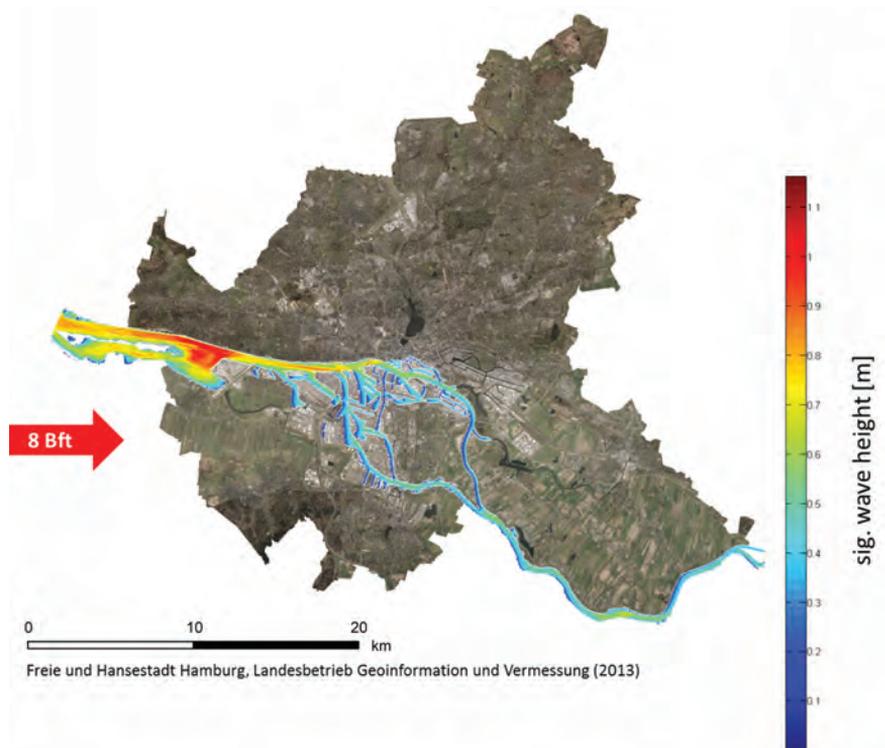


Abbildung 2: Seegangsklima in der Tideelbe in Hamburg bei normalem Tidehochwasser und Westwind.

Da der Bemessungswasserstand als Scheitel des höchsten zu erwartenden Sturmflutverlaufs definiert ist, sind bei der Seegangssimulation keine Strömungen berücksichtigt worden. Es wird von einer Überflutung der tiefer liegenden Gebiete vor der Hauptdeichlinie ausgegangen. Folgende Parameter wurden an mehreren Punkten vor der Flutschutzanlage

aus dem Seegangmodell extrahiert: signifikante Wellenhöhe, mittlere Wellenperiode, Wellenrichtung, richtungsabhängige Ausbreitung und die Wassertiefe. Allen Seegangsrechnungen wurde ein einheitliches Windfeld mit einer konstanten Windgeschwindigkeit von 20 m/s westlich der Elbbrücken und 17 m/s östlich davon und Windrichtungen von 180° N bis 360° N in 10 Grad-Sektoren zugrunde gelegt, da für die extrem hohen Sturmflutwasserstände im Elbe-Ästuar Stürme aus westlicher Richtung maßgeblich verantwortlich sind.

Auf den Kais und Poldern im Hafengebiet werden bei den Seegangssimulationen keine Gebäude berücksichtigt, da angenommen wird, dass sie zur Zeit der Bemessungsflut nicht existieren. Die so erhaltene konservative Schätzung der Seegangsbedingungen gewährleistet die Sicherheit der Schutzwerke unabhängig von möglichen zukünftigen Nutzungen dieser Gebiete. Die Polderwände im Hafengebiet sind als Wände mit einer Höhe von 7,50 m über dem Meeresspiegel schematisiert. Sie werden bei Wasserständen von ca. 8,10 m über dem Meeresspiegel überflutet und wirken im Bemessungsfall im Modell als Unterwasser-Wellenbrecher.

Das Hafengebiet liegt fast größtenteils außerhalb der Hauptdeichlinie Hamburgs und kann bei Extremwasserständen zum Teil überflutet werden.

5 Wellenüberlauf und Deichquerschnitt

Der Freibord für die öffentlichen Küstenschutzanlagen in Hamburg wird nach dem EurOtop-Verfahren (EurOtop Overtopping Manual, 2007) berechnet. Diese zusätzliche Höhe der Anlagen über dem Bemessungswasserstand dient der Reduzierung des Wellenüberlaufs auf 0,5 l/m/s. Der Mindestfreibord ist für Deiche auf 0,5 m und für vertikale Flutschutzwände auf 0,3 m festgelegt.

Zur Berechnung des benötigten Freibords wurde das EurOtop-Verfahren in verschiedene Matlab-Skripte überführt, um die Freibordberechnung automatisiert alle 10 m entlang des öffentlichen Flutschutzes in Abhängigkeit von der Ausrichtung des Flutschutzbauwerks, der kritischen Wellenrichtung und der Wellenhöhe durchzuführen. Mit Hilfe dieses Verfahrens wird unterschieden, ob als Konstruktion eine vertikale Betonwand oder ein „grüner“, mit Gras bewachsener Deich vorgesehen ist. Die Ergebnisse werden lage-technisch nach Deichkilometern erfasst und zusammen mit ihren Koordinaten, den kritischen Seegangsbedingungen, den lokalen Bemessungswasserständen, des Freibords sowie der sich ergebenden Kronenhöhe des jeweiligen Schutzelementes in Tabellen und Längsschnitten aufgenommen. Die ermittelte Kronenhöhe ist die endgültige Höhe des Bauwerkes, die an allen Orten mindestens gewährleistet sein muss.

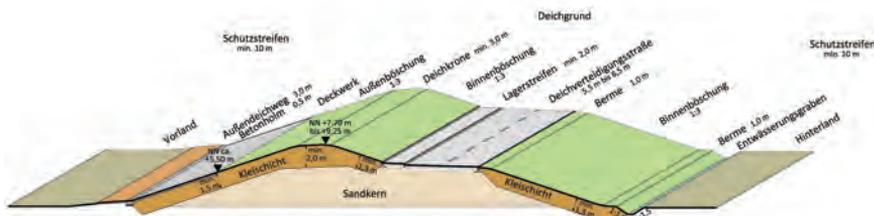


Abbildung 3: Profil eines typischen Deichs in Hamburg.

Abb. 3 zeigt das typische Profil eines Seedeichs in Hamburg. Der Deich ist an beiden Böschungen im Verhältnis 1:3 geneigt und mit Gras bedeckt. Im unteren Teil der Außenböschung schützen Deckwerksteine den Deich vor Schäden durch Eis oder Treibgut. Eisschollen auf der Elbe, die von Tidedrömungen und Wasserstandsänderungen bewegt werden, können einen beträchtlichen Schaden an der Grasnarbe der Deiche verursachen. Zum Deichprofil gehört auch eine asphaltierte Straße landseitig des Dammes, die während eines schweren Sturmflutereignisses den Zugang zu allen Stellen entlang der öffentlichen Schutzvorrichtung gewährleistet.

6 Umsetzung der Verstärkungsmaßnahmen

Vor Beginn der Verstärkungsmaßnahmen des öffentlichen Hochwasserschutzes in Hamburg war es notwendig, die Reihenfolge der durchzuführenden Umbauten festzulegen und ein Prioritätenprogramm zu entwickeln. Die verschiedenen Abschnitte des öffentlichen Hochwasserschutzes wurden hinsichtlich der Dringlichkeit von Ertüchtigungsmaßnahmen untersucht und entsprechenden Kriterien zugeordnet. Eines der wichtigsten Kriterien war die Differenz zwischen der derzeitigen Höhe und der neu umzusetzenden Sollhöhe. Ein weiteres Kriterium war der Bedarf an dringlichen Wartungsarbeiten an den Deichen und Hochwasserschutzwänden. Auch die Vulnerabilität der Gebiete hinter den untersuchten Deichabschnitten wurde berücksichtigt. Anhand der Kriterien war es möglich, die verschiedenen Abschnitte der 103 km langen öffentlichen Schutzlinie entsprechend der Priorisierung einer Rangfolge zuzuordnen.

Bevor die Erhöhung der gesamten öffentlichen Schutzanlagen in Hamburg in Angriff genommen wurde, musste die Höhe des Erweiterungsbereichs HafenCity gemäß dem beschriebenen Verfahren berechnet werden. Die Zeit für den Bau aller im Zuge des öffentlichen Flutschutzes in Hamburg neu zu errichtenden Hochwasserschutzanlagen wird auf etwa 20 Jahre geschätzt.

7 Schriftenverzeichnis

- BOOIJ, N.; RIS, R. C. and HOLTHUIJSEN, L. H.: A third-generation wave model for coastal regions, Part I, Model description and validation, *J. Geophys. Res.* C4, 104,7649-7666, 1999.
- EUROTOP OVERTOPPING MANUAL: Wave Overtopping of Sea Defences and Related Structures: Assessment Manual. *Die Küste*, 73, 2007
- GÖNNERT, G.; Jensen, J.; von Storch, H.; Thumm, S.; Wahl, T. und Weisse, R.: Der Meeresspiegelanstieg. Ursachen, Tendenzen und Risikobewertung. *Die Küste*, 76, 2010.
- GÖNNERT, G.; GERKENSMEIER, B.; und MÜLLER, J.-M.: Ermittlung des Sturmflutbemessungswasserstandes für den öffentlichen Hochwasserschutz in Hamburg, Berichte des Landesbetriebes für Straßen, Brücken und Gewässer, Heft 12, 2012.
- Masterplan HafenCity; Freie und Hansestadt Hamburg, Bürgerschafts-Drucksache Nr. 16/3909.

Weitere Informationen finden Sie unter: www.LSBG.Hamburg.de.

Modellbasierte Sicherheitsüberprüfung von Deichen an der Westküste Schleswig-Holsteins

Ulrich Winskowsky und Birgit Matelski

Zusammenfassung

Alle 10 bis 15 Jahre führt das Land Schleswig-Holstein eine Sicherheitsüberprüfung seiner Seedeiche durch. Durch die regelmäßige Überprüfung soll sichergestellt werden, dass kritische Veränderungen sowohl am Bauwerk als auch bei den zu erwartenden Belastungen infolge der Klimaänderung rechtzeitig erkannt werden. Mussten in der Vergangenheit die für die Überprüfung erforderlichen Seegangparameter noch aus Wellenaufmessungen und Treibselmessungen ermittelt werden, so wurde für den „Generalplan Küstenschutz 2012“ des Landes Schleswig-Holstein der Seegang mit einem numerischen Seegangsmodell berechnet. Das hat den Vorteil, einen an allen Deichstrecken mit einem einheitlichen Verfahren ermittelten Seegang in der erforderlichen Auflösung zur Verfügung zu haben, unabhängig von oftmals mit Messfehlern behafteten Naturdaten. Am Beispiel der Insel Pellworm wird das Verfahren vorgestellt.

Schlagwörter

Seedeiche, Sicherheitsüberprüfung, Seegangsmodell, Bemessungsseegang

Summary

Every 10 to 15 years, the German Federal State of Schleswig-Holstein performs a safety check of its sea dikes. The regular check shall ensure that critical changes both to the structure and to the expected hydrological forces as a result of climate change are detected in time. While in the past wave run-up or debris edge measurements were used to determine the necessary wave parameters for the safety check, for the "Coastal Defence Master Plan 2012" of Schleswig-Holstein these parameters were calculated with a numerical wave model. An advantage of this method is that wave data in the required resolution for all dikes are established with a uniform procedure, regardless of natural data with frequent measurement errors. In the present paper this procedure is exemplified for the island of Pellworm.

Keywords

sea dikes, safety check, wave model, design wave

Inhalt

1	Einleitung.....	522
2	Ermittlung des Bemessungsseegangs.....	523
3	Sturmflutwasserstand als Randbedingung.....	524

4	Wind als Randbedingung.....	524
5	Simulationen	525
6	Seegangparameter am Deich	525
7	Ergebnisse	527
8	Ausblick	529
9	Schriftenverzeichnis.....	529

1 Einleitung

Das zwischen der Nord- und Ostsee gelegene deutsche Bundesland Schleswig-Holstein verfügt über eine Küstenlinie von insgesamt 1105 Kilometern. Annähernd 430 km dieser Küstenlinie werden durch sogenannte Landesschutzdeiche (Abb. 1) geschützt, weitere 96 km durch sogenannte Regionaldeiche. Die Landesschutzdeiche erfüllen einen besonders hohen Sicherheitsstandard, da sie das Hinterland vor Sturmfluten schützen, häufig im Zusammenwirken mit einem weiteren Deich (zweite Deichlinie) oder sonstigen Hochwasserschutzanlagen (MELUR 2012). Für Regionaldeiche bestehen im Allgemeinen geringere Sicherheitsstandards.



Abbildung 1: Übersichtskarte von Schleswig-Holstein mit den Landesschutzdeichen (schwarze Linien), (LKN.SH (Landesbetrieb für Küstenschutz, Nationalpark und Meeresschutz Schleswig-Holstein)).

An der Westküste Schleswig-Holsteins überwiegt tiefliegendes Marschland. Die Küste wird hier über eine Länge von 228 km – mit wenigen Ausnahmen – durch Landesschutzdeiche geschützt. Weitere 131 km Landesschutzdeiche befinden sich an den Küsten der

Inseln (71 km) und entlang des Elbeästuars (60 km). Im Gegensatz dazu gibt es an der Ostküste von Schleswig-Holstein mit insgesamt 71 km vergleichsweise wenige Landesschutzdeiche.

Die Landesschutzdeiche Schleswig-Holsteins werden regelmäßig alle 10 bis 15 Jahre auf Einhaltung des Schutzstandards überprüft, letztmalig im Jahr 2011 (MELUR 2012). Als Sicherheitskriterium verwendet das im Generalplan Küstenschutz 2001 eingeführte dynamische Deichsicherheitssystem den Wellenüberlauf. In der Vergangenheit wurde die Wellenauflaufhöhe anhand von Treibselmessungen regional festgelegt. Das seit 2001 eingesetzte Verfahren hat den Vorteil, dass zusätzlich zu Wasserstand und Seegang die lokale Wellenangriffsrichtung und die Geometrie der Deichaußenböschung berücksichtigt werden.

Da geringe Überlaufmengen die Standsicherheit von Deichen nicht gefährden, ist in Schleswig-Holstein eine Überlaufmenge von maximal 2 Liter pro Sekunde und laufendem Meter zulässig. Dieser Wert gilt für Deiche mit einer intakten Grasnarbe auf der Binnenböschung. Für Deiche mit Deckwerken, beispielsweise Asphaltdeiche, werden höhere Werte beim Wellenüberlauf toleriert. Wenn die berechnete Überlaufmenge den zulässigen Grenzwert überschreitet, ist eine Deichverstärkung erforderlich.

Für den Generalplan Küstenschutz 2001 wurde ein verwaltungseigenes Verfahren angewendet, um die Seegangsparameter am Deichfuß aus Wellenaufmessungen und Treibselmessungen zu ermitteln. Diese Parameter wurden dann auf die gesamte Deichstrecke interpoliert. Es stellte sich später heraus, dass dieses Verfahren mit Schwächen behaftet ist. Einerseits sind die Treibselmessungen nicht ausreichend zuverlässig, andererseits ist die Extrapolation auf längere Deichabschnitte problematisch (PROBST 2004).

Seit 2008 erfolgt die Berechnung der Wellenüberlaufmengen anhand des deterministischen Verfahrens nach EUROTOP (2007). Zwischenzeitlich wurde auch das EAK-Verfahren (EAK 2002) verwendet, das jedoch im Vergleich geringere Überlaufmengen zum Ergebnis hatte. Die für das Verfahren erforderlichen Seegangsparameter werden seitdem mit Hilfe eines numerischen Seegangsmodells ermittelt.

2 Ermittlung des Bemessungsseegangs

Die Berechnung der Seegangsparameter für die Sicherheitsüberprüfung der Landesschutzdeiche 2012 erfolgte über das spektrale Seegangsmodell SWAN (Simulating Waves Nearshore). Die Eignung von SWAN zur Ermittlung der Seegangsverhältnisse während Sturmereignissen an der Westküste Schleswig-Holsteins wurde bereits durch MAI (2002) und NIEMEYER und KAISER (2003) beschrieben.

In den SWAN-Simulationen wurden alle verfügbaren physikalischen Prozesse, die den Seegang im Berechnungsgebiet beeinflussen, berücksichtigt. Dazu gehören der Energieeintrag durch Wind, Refraktion, Shoaling, tiefeninduziertes Wellenbrechen und Schaumkronenbrechen (White Capping), die nichtlinearen Wechselwirkungen zwischen den Wellen (Triad- und Quadrupletinteraktion) sowie Bodenreibung.

Bei ausreichend hoher räumlicher Auflösung kann SWAN auch den Einfluss der Diffraktion berücksichtigen. Auf Grund der Größe des Untersuchungsgebiets konnte diese Option jedoch nicht angewendet werden. In Gebieten, die nicht der Hauptangriffsrichtung des Seegangs ausgesetzt sind, kann durch Diffraktion zusätzliche Wellenenergie eingetragen werden. Dieser Effekt ist zu berücksichtigen, wenn der Bemessungsseegang für Bereiche ermittelt werden soll, die vom Wellenangriff abgeschattet sind.

Als Worst-Case-Szenario für die Sicherheitsüberprüfung der Deiche wurde die Kombination aus dem Sturmflut-Referenzwasserstand und dem maximal möglichen Seegang definiert.

3 Sturmflutwasserstand als Randbedingung

Der in den Simulationen verwendete Sturmflutwasserstand wurde mit Hilfe eines neu entwickelten Verfahrens ermittelt, welches auf der instationären und regionalen Wahrscheinlichkeitsanalyse (MELUR 2012) beruht. Der festgelegte Referenzwasserstand entspricht einem Wasserstand mit einem statistischen Wiederkehrintervall von 200 Jahren (RHW200). Er ist regional unterschiedlich und erfordert für jeden Deichabschnitt einen separaten Modelllauf.

4 Wind als Randbedingung

Untersuchungen von Sturmflutwasserständen und den zugehörigen Windgeschwindigkeiten und -richtungen an der Westküste Schleswig-Holsteins führten zu der Schlussfolgerung, dass der Sektor zwischen SW und NW als signifikante Windrichtung für das Auftreten des Windstaus beim Referenzwasserstand definiert werden kann.

Zur Festlegung der höchsten zu erwartenden Windgeschwindigkeiten für diese Windrichtungen wurden die Daten aus regionalen Windmessungen verwendet. Tab. 1 zeigt für den Zeitraum 1969-2011 beispielhaft die höchsten gemessenen Windgeschwindigkeiten und zugehörigen Windrichtungen am Windmesser auf der Hallig Hooge im südlichen Nordfriesischen Wattenmeer während einer Sturmflut.

Tabelle 1: Höchste gemessene Windgeschwindigkeiten für unterschiedliche Windrichtungen während einer Sturmflut an der Messstation Hallig Hooge (DWD) für den Zeitraum 1969-2011 (* Pegel Husum (WSA Tönning); NHN: Normalhöhennull).

Datum	Name	Wasserstand * [NHN+m]	Wind	
			θ [-]	u [m/s]
24.11.1981	-	5,15	SW	26
08.01.2005	Freddy	3,46	WSW	25
03.12.1999	Anatol	5,37	W	29
03.01.1976	Capella	5,61	WNW	28
10.01.1995	-	4,37	NW	22

Auf Grundlage dieser Untersuchungen wurde die maximale Windgeschwindigkeit für Windrichtungen aus SW-NW mit 32 m/s festgelegt. Um das Risiko einer Unterschätzung des Bemessungsseegangs zu vermeiden, wurde die gewählte Windgeschwindigkeit grundsätzlich höher als die Messwerte angesetzt.

Die Wahl der höchsten Windgeschwindigkeit an der Westküste Schleswig-Holsteins hat sich bereits als zutreffend und als nicht zu hoch erwiesen. Während des Sturms „Christian“ am 28. Oktober 2013 betrug z. B. die gemessene Windgeschwindigkeit am Windmesser Hallig Hooge nahezu 32 m/s aus Richtung WSW.

5 Simulationen

Auf Grund der Größe des Untersuchungsgebiets, der Anzahl der Deichabschnitte und unterschiedlicher Genauigkeitsanforderungen an die Modellergebnisse wurden die Simulationen mittels genesteter Modelle mit unterschiedlicher Ausdehnung und Auflösung durchgeführt.

Die Bathymetrie des Modells basierte jeweils auf den neuesten verfügbaren Messdaten. Abb. 2 zeigt am Beispiel der Insel Pellworm das Vorgehen.

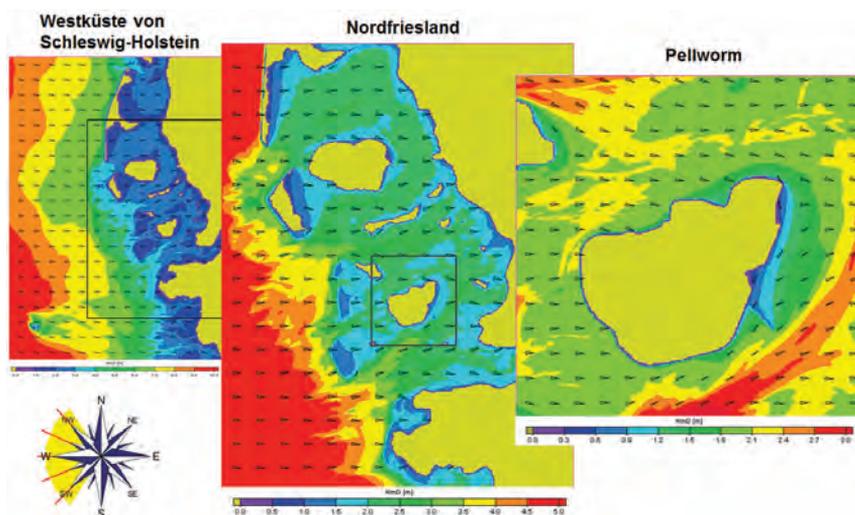


Abbildung 2: Berechnete signifikante Wellenhöhe und mittlere Wellenrichtung in den genesteten Modellen für das Szenario „Wind aus West“, (LKN.SH).

Die Grenzen des übergeordneten Modellgebiets (Deutsche Bucht Modell) wurden so gewählt, dass eine Beeinflussung der simulierten Seegangparameter im Bereich der Detailmodelle (Deichabschnittsmodelle) durch die am Rand eingesteuerten Wellenhöhen und -perioden ausgeschlossen ist. Der Seegang im Wattenmeer ist ohnehin geprägt durch den lokalen Wind, der einlaufende Seegang hat hier nur eine geringe Bedeutung.

Die Simulationen wurden stationär durchgeführt, d. h. mit einem räumlich und zeitlich als konstant angenommenem Wasserstand und Windfeld. Der maßgebende Windsektor zwischen SW und NW wurde dabei in fünf Windrichtungen im Abstand von jeweils $22,5^\circ$ unterteilt. Für jeden regional unterschiedlichen Referenzwasserstand (RHW200) wurden insgesamt fünf Modellläufe durchgeführt.

6 Seegangparameter am Deich

Für die Berechnung von Wellenauflauf und Wellenüberlauf nach EUROTOP (2007) werden die Seegangparameter unmittelbar am Deichfuß benötigt. Der Deichfuß ist bei scharliegenden Deichen der Übergang von der Deichböschung ins Watt, bei Vorlanddeichen der Übergang ins Vorland. An der Westküste von Schleswig-Holstein kann das

Vorland bis zu NHN +2 m hoch sein. Der Deichfuß ist somit der maßgebende Berechnungspunkt für den Seegang.

Die Sicherheitsüberprüfung an der Westküste von Schleswig-Holstein erfolgte in der Regel an Deichprofilen im Abstand von jeweils 500 m. Für diese Profile wurden die Seegangsparameter (aus Modellberechnungen) am Deichfuß benötigt.

Das Seegangsmodell SWAN erlaubt die Berechnung von Seegangsparametern in vorgegebenen Höhen an definierten Profilen. Wird davon ausgegangen, dass der Deichfuß an einem scharliegenden Deich bei NHN +1 m und bei einem Vorlanddeich bei NHN +2 m liegt, so können die maßgebenden Berechnungspunkte automatisch bestimmt und die Seegangsparameter für diese Punkte ausgegeben werden.

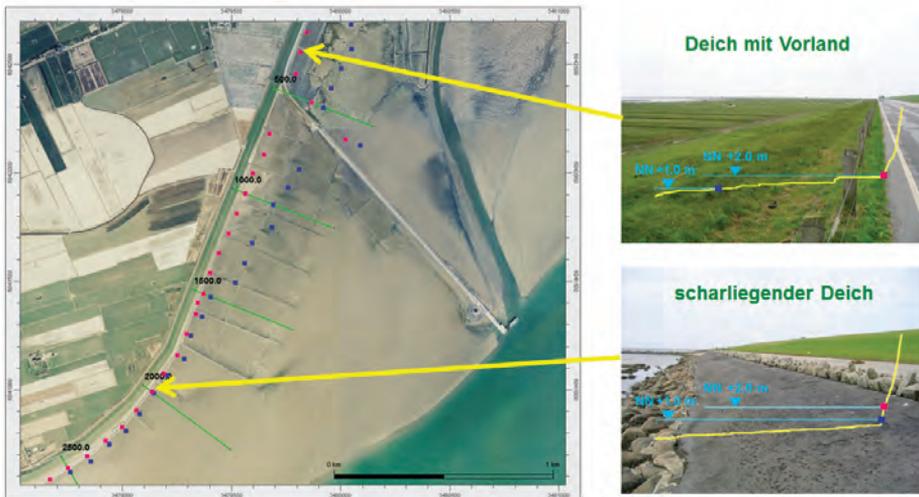


Abbildung 3: Berechnungspunkte für den Bemessungsseegang an der Ostseite der Insel Pellworm (rot: NHN +2 m; blau: NHN +1 m; Luftbild 2005), (LKN.SH).

Abb. 3 zeigt das Ergebnis dieses Verfahrens am Beispiel der Ostseite der Insel Pellworm mit dem Wattsockel, dem Gezeitenstrom Norderhever, dem Damm zum Fähranleger und der Hafenzufahrt zum alten Hafen von Pellworm. Südlich des Damms zum Tiefwasseranleger ist ab einer Entfernung von 1 km der Deich scharliegend, während sich im Nahbereich nördlich und südlich des Damms seit seiner Fertigstellung im Jahr 1991 Vorland gebildet hat.

Als Kriterium für die Bestimmung des höchsten Seegangs aus den Simulationsergebnissen für unterschiedliche Windrichtungen wurde die Höhe des zu erwarteten Wellenaufbaus verwendet. Die Festlegung des maximalen Seegangs, also die ungünstigste Kombination von Wellenhöhe, Wellenperiode und Wellenrichtung am maßgebenden Berechnungspunkt der Deichprofile, erfolgte aus den Simulationsergebnissen für die fünf Windsektoren unter Anwendung der Formel für den Wellenaufbau nach EUROTOP (2007).

7 Ergebnisse

Abb. 4 zeigt den Bemessungsseegang, der auf Basis der beschriebenen Simulationen für den Landesschutzdeich der Insel Pellworm ermittelt wurde. Für die Berechnung des Wellenüberlaufs nach EUROTOP (2007) werden die Parameter signifikante Wellenhöhe (H_{m0}) und mittlere Wellenperiode ($T_{m-1,0}$) benötigt. Erwartungsgemäß ist der Bemessungsseegang am Deichabschnitt an der Südseite Pellworms am höchsten. An den Deichabschnitten mit Vorland macht sich die dämpfende Wirkung des Vorlands auf den Bemessungsseegang deutlich bemerkbar.

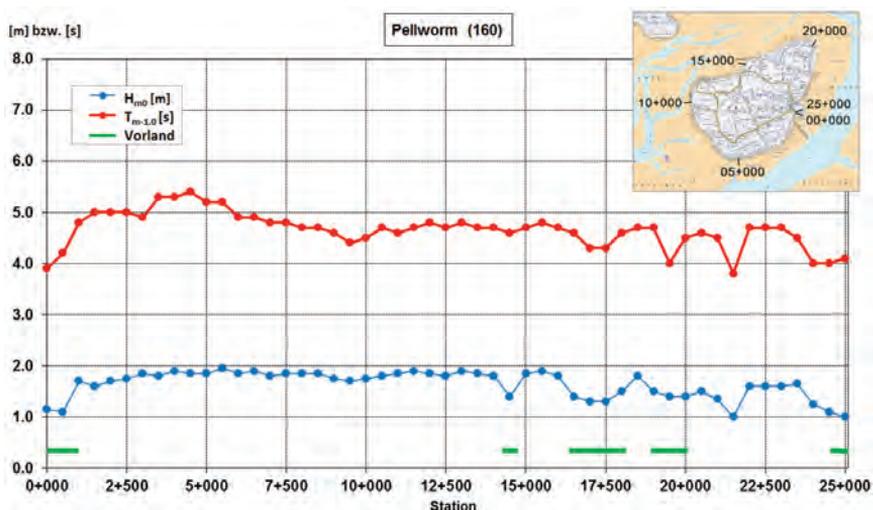


Abbildung 4: Modellbasierter Bemessungsseegang für die Sicherheitsüberprüfung des Landesschutzdeichs der Insel Pellworm, (LKN.SH; oben rechts: DTK50-V LVermGeo SH).

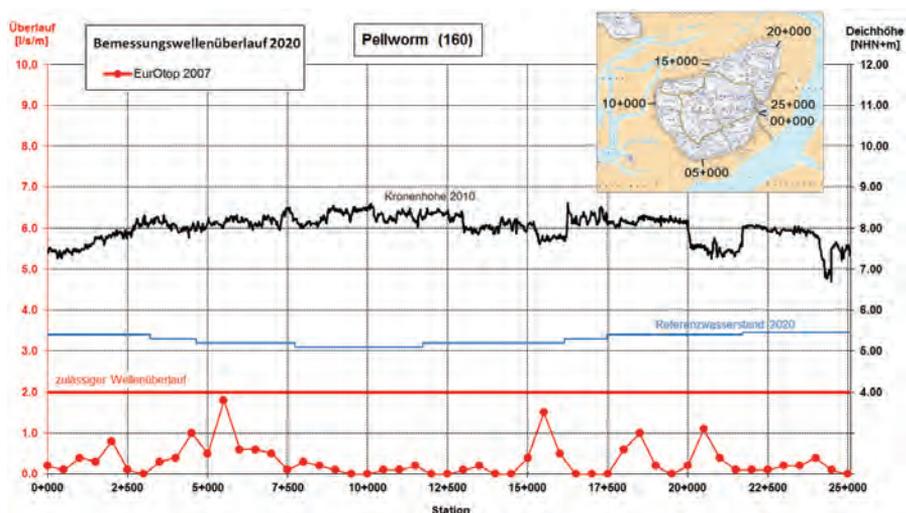


Abbildung 5: Bemessungswellenüberlauf für den Referenzwasserstand RHW200 am Landesschutzdeich der Insel Pellworm, (LKN.SH; oben rechts: DTK50-V LVermGeo SH).

Simulationen von Sturmereignissen (Hindcasts) im südlichen Nordfriesischen Wattenmeer haben gezeigt, dass SWAN für die Wellenhöhe gute Ergebnisse im Vergleich zu den Messdaten liefert. Lediglich die mittleren Wellenperioden werden im Modell leicht unterschätzt. Weil nur wenige Messdaten für Sturmereignisse verfügbar sind, lässt sich derzeit kein zuverlässiger Wert für die Abweichung der Modelldaten von den Naturdaten ermitteln. Hinzu kommt, dass die Höhe der Abweichungen regional unterschiedlich ist. Um jegliches Risiko einer Unterschätzung der Wellenperiode auszuschließen, wurden für die Sicherheitsüberprüfung die modellbasierten Perioden mit einem Sicherheitsfaktor von 1,25 versehen. Die Ergebnisse liegen damit stets auf der sicheren Seite.

Das Ergebnis der Sicherheitsüberprüfung im Jahr 2012 für die Insel Pellworm ist in Abb. 5 dargestellt. Basierend auf dem berechneten Wellenüberlauf wird der zulässige Wellenüberlauf von 21 l/s/m an keinem der überprüften Deichprofile überschritten. Aus hydrologischer Sicht ist daher eine Verstärkung der Deiche auf der Insel Pellworm nicht erforderlich.

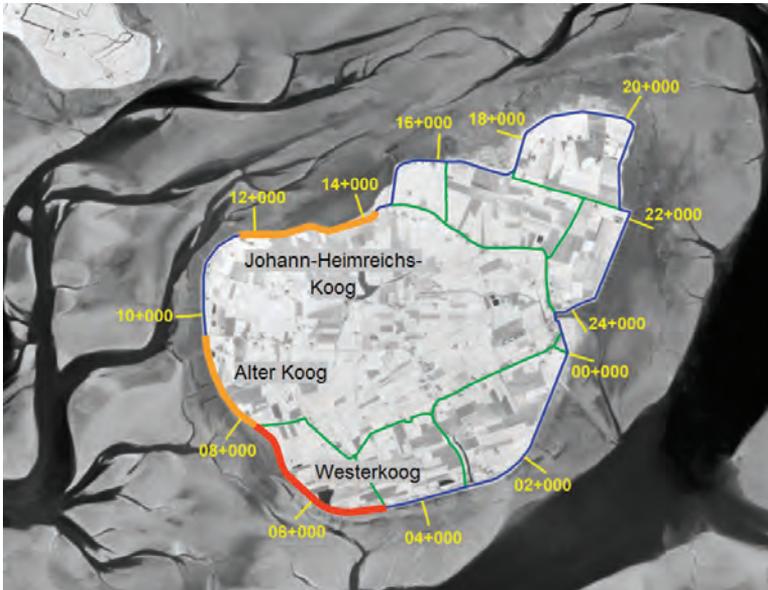


Abbildung 6: Geplante Deichverstärkungen auf der Insel Pellworm (rot: dringlich; blaue Linie: Landesschutzdeich; Luftbild 2000), (LKN.SH).

Abgesehen von hydrologischen Kriterien sind auch geotechnische Kriterien (z. B. Grasnarbe, Deichmaterial) und andere Faktoren, wie etwa das Vorhandensein einer zweiten Deichlinie, ausschlaggebend für die Sicherheit von Landesschutzdeichen. Auf Basis nicht-hydrologischer Kriterien wurde im Generalplan Küstenschutz 2012 für den Deichabschnitt „Westerkoog“ auf einer Länge von 3,1 km vordringlicher Verstärkungsbedarf festgelegt (Abb. 6). Weitere Verstärkungsmaßnahmen sind an den Abschnitten „Alter Koog“ und „Johann-Heimreichs-Koog“ auf einer Länge von insgesamt 4,5 km erforderlich.

Die Sicherheitsüberprüfung der Deiche an der Ostküste und am Elbeästuar wurde in ähnlicher Weise durchgeführt.

8 Ausblick

Schleswig-Holstein wird in den folgenden Jahren den Sicherheitsstatus der Regionaldeiche untersuchen. Hierfür wird ein Verfahren auf der Grundlage von kombinierten Eintrittswahrscheinlichkeiten von Wasserstand und Seegang zur Anwendung kommen.

9 Schriftenverzeichnis

- EAK 2002: Empfehlungen für Küstenschutzbauwerke. Die Küste, 65, 2002.
- EUROTOP: Wave Overtopping of Sea Defences and Related Structures: Assessment Manual, August 2007.
- MAI, S.: Seegangsausbreitung in Hever und Heverstrom. Mitteilungen des Franzius-Instituts für Wasserbau und Küsteningenieurwesen der Universität Hannover, 87, 98-141, 2002.
- MELUR: Generalplan Küstenschutz des Landes Schleswig-Holstein, Fortschreibung 2012.
- NIEMEYER, H. und KAISER, R.: Ermittlung des Bemessungsseegangs für Küstenschutzwerke und Randdünen mit Mathematischer Modellierung. Schlussbericht zum KFKI-Forschungsvorhaben „Bemessungsseegang“ KIS004, Niedersächsisches Landesamt für Ökologie, Forschungsstelle Küste, 2003.
- PROBST, B.: Dynamisches Deichsicherheitssystem in Schleswig-Holstein. In: GÖNNERT, G.; GRASSL, H.; KELLETAT, D.; KUNZ, H.; PROBST, B.; VON STORCH, H. und SÜNDERMANN, J. (Hrsg.): Klimaänderung und Küstenschutz, 29. und 30. November 2004, 223-231, 2004.

Integrierte Bemessung von See- und Ästuardeichen

Cordula Berkenbrink und Hans Dieter Niemeyer

Zusammenfassung

Der Klimawandel und seine Folgewirkungen werden den Insel- und Küstenschutz vor erhebliche Herausforderungen stellen, da von stark wachsenden Beanspruchungen der Schutzwerke auszugehen ist. Beschleunigter Meeresspiegelanstieg, wachsender Stau von Sturmfluten bewirken einerseits höhere Bemessungswasserstände und andererseits höhere Wassertiefen, die wegen der Tiefenbegrenzung des Seegangs vor den Schutzwerken dessen Zunahme ermöglichen. Insofern ist von einem erheblichen Wachsen, der in den gängigen Bemessungsansätzen berücksichtigten hydrodynamischen Belastungen, auszugehen. Sie bestimmen bei der gegenwärtigen Bemessungspraxis allein die Dimensionierung von Deichen.

Im Sinne einer effektiveren Bemessung von See- und Ästuardeichen hinsichtlich Sicherheit und Wirtschaftlichkeit erscheint deshalb eine differenziertere Berücksichtigung der hydrodynamischen Belastungen in Verbindung mit der berücksichtigten bodenmechanischen Widerstandsfähigkeit der beim Deich verwendeten Erdbaustoffe unverzichtbar. Um diese Zielsetzung zu erreichen wurde ein entsprechendes Konzept für das Forschungsvorhaben „Integrierte Bemessung von See- und Ästuardeichen“ entwickelt, das vom Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen (KFKI) gebilligt und vom Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) gefördert wurde.

Die Umsetzung des Forschungsvorhabens erfolgte einerseits durch eine Identifikation geeigneter bodenmechanischer Parameter zur Charakterisierung der Widerstandsfähigkeit der verwendeten Erdbaustoffe gegenüber den erfolgenden hydrodynamischen Belastungen. Sie wurden andererseits wesentlich differenzierter analysiert als mit den gegenwärtig genutzten empirischen Bemessungsansätzen möglich, um ein integriertes hydrodynamisch-bodenmechanisches Bemessungsverfahren entwickeln zu können. Hierfür wurde das bei HR Wallingford entwickelte mathematische Wellenauf- und -überlaufmodell OTT-1D genutzt. Es wurde verifiziert, kalibriert und für die Anwendung in der Bemessungspraxis dahingehend tauglich gemacht und optimiert, dass die hydrodynamischen Belastungen der Innenböschungen quantifiziert werden können und Baukörperabschnitte mit unterschiedlichen Rauigkeitsabschnitten berücksichtigt werden können. Im Anschluss wird das neuentwickelte integrierte hydrodynamisch-bodenmechanische Bemessungskonzept repräsentativ auf einen exponierten Seedeich und einen Ästuardeich in Niedersachsen angewendet. Mit Hilfe des differenzierten Bemessungsansatzes werden für diese Deiche die Potenziale an Belastungsreserven aufgezeigt, die sich bei seiner konsequenten Anwendung in Zukunft nutzen werden lassen, um einen Teil der aus Klimaänderungsfolgen herrührenden zusätzlichen Belastungen ohne weitere Erhöhungen von Deichen kompensieren zu können.

Schlagwörter

Insel- und Küstenschutz, integrierte Bemessung, Erdbaustoffe, Hydrodynamik, Bodenmechanik, Wellenüberlauf, Überlaufssicherheit, Klimaänderungsfolgen

Summary

The impact of the expected changes of global climate will create until now unknown challenges for coastal protection. The anticipated acceleration of sea level rise in combination with an expected higher set-up of storm surges will create both higher storm surge levels and accompanying increasing wave energy. Existing guidelines for dyke design heights only consider hydrodynamic loads and the geometry of the construction, whereas its resistance of the construction and in particular that of the soil of the cover layer is not considered as design criteria. In order to improve as well safety as cost effectiveness it is necessary for one thing to evaluate the hydrodynamic loads more differentiated than with the up to now applied empirical relationships and also apart from that resistance of the soil used for the construction of a dyke. This idea of an integrated design concept was the trigger for the project "Integrated Design of Sea- and Estuarine Dykes" which was approved by the German Coastal Engineering Research Council (KFKI), and funded by the German Federal Ministry of Education and Research (BMBWF). In order to provide sufficiently differentiated hydrodynamic loads being necessary for checking the resistance capacity of the dyke construction in respect of the used soil material and its characteristics evaluated by soil mechanics, the mathematical model OTT-1d of HR-Wallingford was refined, validated and verified. The implementation of the model for design practice was achieved by introduction of an initially dry inner slope and by establishing of the capability to consider distinct sections of the construction with divergent roughness. The integrated design concept is applied for representative types of dykes at the coast and in an estuary of Lower Saxony for a wide range of hydrodynamic loads including scenarios for anticipated climate change impacts. Finally the effects of the new design concept as a countermeasure to climate change impacts are highlighted by determining potential reductions of design heights in comparison to empirical design for the same types of dykes.

Keywords

coastal protection, integrated design of dykes, hydrodynamic loads, wave overtopping, clay, soil mechanics, overtopping security, climate change adaptation

Inhalt

1	Einleitung und Problemstellung	533
2	Jüngste Verbesserungen bei der Deichbemessung in Niedersachsen	534
3	Ansatz einer integrierten Bemessung.....	535
3.1	Struktur des modularen Aufbaus.....	535
3.2	Beschreibung des mathematischen Modells und erfolgter Modifikationen.....	536
4	Exemplarische Anwendungen des integrierten Bemessungskonzepts	537
5	Potenzial zur Kompensation künftiger Klimaänderungsfolgen.....	540
6	Zusammenfassung und Schlussfolgerungen	541
7	Danksagung.....	542
8	Schriftenverzeichnis.....	542

1 Einleitung und Problemstellung

Der Wellenüberlauf ist ein wichtiges Bemessungskriterium für Küstenschutzbauwerke; in der Vergangenheit waren Wellenüberlaufwirkungen häufigste Ursache für Deichversagen an der deutschen Nordseeküste. Vor diesem Hintergrund ist es naheliegend, differenzierte quantitative Kenntnisse über diese hydrodynamische Belastungsform mit zuverlässigen, leistungsfähigen Werkzeugen zu generieren, um angesichts zu erwartender Beschleunigung des Meeresspiegelanstiegs und erhöhter Sturmintensität die Widerstandsfähigkeit von Küstenschutzwerken gezielt verbessern zu können. Auf dieser Ausgangsgrundlage beruhten die Überlegungen, die zur Idee eines Konzepts einer integrierten Bemessung von See- und Ästuardeichen und zur Entwicklung eines Konzepts zur Umsetzung dieser Idee führten.

Aktuell erfolgt die Ermittlung von Wellenüberlaufmengen fast ausschließlich mittels empirischer Formeln (EurOtop, 2007), die aus den Ergebnissen hydraulischer Modellversuche für definierte Seegangsbedingungen und Bauwerksgeometrien hergeleitet worden sind. Für andere Bauwerksgeometrien oder Seegangsbedingungen als die in den grundlegenden hydraulischen Modellversuchen verwandten, sind die darauf aufbauenden empirischen Formeln nur eingeschränkt anwendbar und in solchen Fällen können dabei Über- oder Unterschätzungen auftreten. Mathematische Modelle sind hingegen in der Lage, Wellenüberlauf deutlich präziser zu reproduzieren als empirische Formeln, da mit ihnen nahezu jede Bauwerksgeometrie und jedes Seegangsspektrum berücksichtigt und mit geringem Aufwand variiert werden können. Von daher war es naheliegend für eine integrierte Bemessung von Deichen die hydrodynamischen Belastungen mit mathematischen Modellen für Wellenauflauf- und -überlauf zu ermitteln, wofür in der Forschungsstelle Küste die personellen und instrumentellen Voraussetzungen gegeben waren.

Für die Ermittlung der bodenmechanischen Widerstandsfähigkeit der im Deichbau verwandten Erdbaustoffe wurden die erforderlichen Beprobungen und Analysen vom Projektpartner Institut für Grundbau und Bodenmechanik der Universität Duisburg-Essen vorgenommen (RICHWIEN et al. 2010). Für die Charakterisierung der bodenmechanischen Eigenschaften des Deichbaumaterials werden Kennwerte herangezogen, die den Parametern aus Standardanalysen in bodenmechanischen Labors entsprechen.

Naturversuche zur Überlauftoleranz in den Niederlanden ergaben, dass ein Deich Überlaufwerten von bis zu $50 \text{ l}/(\text{m} \cdot \text{s})$ ohne Schaden standhalten konnte (Abb. 1) (VAN DER MEER et al. 2009). Das hat in Ländern mit Niederungsküsten wie Deutschland oder die Niederlande dazu geführt, ambitionierte Forschungsprogramme zu entwickeln, um die Kenntnisse zum Wellenüberlauf und damit zusammenhängende Deichsicherheit zu vertiefen und so weiter zu entwickeln, dass sie für eine künftige Bemessungspraxis umsetzbar werden.

Ziel des Projekts „Integrierte Bemessung von See- und Ästuardeichen“ ist es primär gewesen, das Kriterium für Deichsicherheit über den unmittelbaren Abgleich von lokalen hydrodynamischen Belastungen und spezifischer bodenmechanischer Widerstandsfähigkeit der Erbaustoffe in der Kleiabdeckung unter Einbeziehung der Bauwerksgeometrie festzulegen und sekundär damit gegebenenfalls Belastungsreserven bestehender Deiche zu quantifizieren. Weiterhin lassen sich mit dem Bemessungskonzept Sicherheitsdefizite bestehender Deiche identifizieren, um für Planungen von Deichverstärkungen eine gezielte Priorisierung zu ermöglichen.



Abbildung 1: Binnenböschung eines Deichs in Delftzijl bei Wellenüberlaufversuchen in der Natur.

Im Folgenden wird das Konzept der integrierten Bemessung aufgezeigt und beispielhaft die dabei erfolgende Zusammenführung hydrodynamischer Belastungen und bodenmechanischer Widerstandsfähigkeit demonstriert sowie die Nutzung des integrierten Bemessungskonzepts für eine wirtschaftlichere Dimensionierung von Deichen zur Kompensation von Klimaänderungsfolgen.

2 Jüngste Verbesserungen bei der Deichbemessung in Niedersachsen

Nach der Katastrophenflut vom Februar 1962 mit mehr als 300 Todesopfern wurde neben der Einführung einer festgelegten Berechnung von Bemessungswasserständen die Ermittlung des Bemessungswellenaufbaus für Deiche als relevanter Teil der Deichsicherheit in die Gesamtbemessung in Niedersachsen einbezogen (LÜDERS und LEIS 1964). Doch mangels Informationen über das lokale Seegangsklima in den morphologisch überaus differenzierten Küstengebieten und Ästuaren war anfangs nur eine Abschätzung auf empirischer Grundlage möglich. Die Bemessung orientierte sich an Daten, die während vergangener Sturmfluten zum Wellenaufbau ermittelt wurden. Um für das Hinterland ausreichenden Schutz zu gewährleisten, wurden Schätzungen zum Bemessungswellenaufbau ausgeführt, die zum Teil vergleichsweise hohe Werte für lange Deichstrecken als Bemessungsgröße lieferten (Abb. 2). Seit 1976 werden auf der Grundlage eingemessener Teekgrenzen nach Sturmfluten die zugehörigen kennzeichnenden Seegangparameter abgeleitet und über örtlich konstante Relationen zur Wassertiefe für den Bemessungsfall extrapoliert und mit ihnen dann der Bemessungswellenaufbau ermittelt (NIEMEYER 1977), (NIEMEYER et al. 1995). Somit konnte – in Orientierung am Naturgeschehen – eine wesentlich differenziertere Festlegung des Bemessungswellenaufbaus als mit der vorher praktizierten pauschalen Festlegung erreicht werden (Abb. 2).

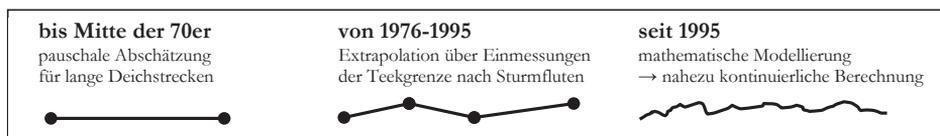


Abbildung 2: Schematische Darstellung der Fortentwicklung von Bemessungsansätzen zur Ermittlung des Bemessungswellenaufbaus für Deiche in Niedersachsen in den vergangenen Jahrzehnten (NIEMEYER et al. 2010).

Seit 1997 wird der Bemessungsseegang unter Verwendung des vollspektralen Seegangsmodells der dritten Generation SWAN (RIS et al. 1995) ermittelt (NIEMEYER 2001, 2008; NIEMEYER et al. 2001), das die Eingangsgrößen für modifizierte Auflaufformeln (VAN DER MEER und DE WAAL 1993; VAN GENT 1999) unter Berücksichtigung einer Überlauftoleranz von 3 % (NIEMEYER 2001, 2008) liefert. Mit dieser Methodik wurde eine sowohl sicherere als auch wirtschaftlichere Bemessung von Deichen gegen Wellenauf- und -überlauf als bis dahin praktiziert möglich.

3 Ansatz einer integrierten Bemessung

3.1 Struktur des modularen Aufbaus

Ziel des Forschungsvorhabens „Integrierte Bemessung von See- und Ästuardeichen“ ist die Entwicklung einer neuartigen Bemessungsmethodik, bei der einerseits in differenzierter Form die hydrodynamischen Belastungen ermittelt werden und andererseits neben der Geometrie der Deiche auch die Widerstandsfähigkeit des Erdbaustoffs Klei berücksichtigt werden kann. Dabei werden neue Elemente mit bewährten Methoden modular zu einem Gesamtsystem verbunden (Abb. 3), das auch für zukünftig mögliche Teiloptimierungen hinreichend flexibel ist.

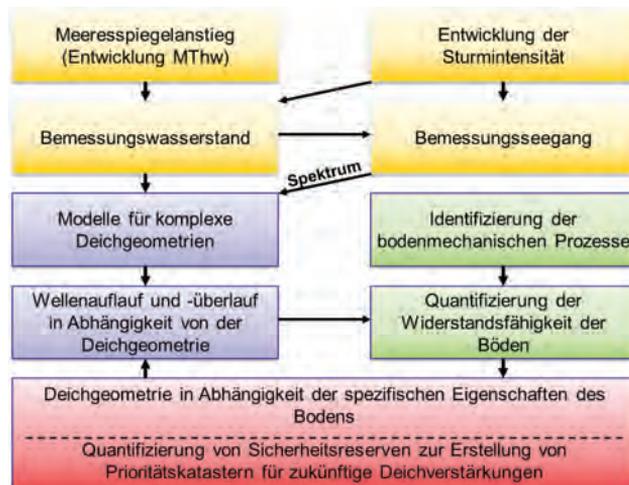


Abbildung 3: Ablaufschema der integrierten Bemessung.

Zur Ermittlung von Bemessungswasserständen und Bemessungsseegang wurden die Bemessungsmethoden des Landes Niedersachsen (NIEMEYER 2001, 2008) herangezogen. Im Gegensatz zum bisherigen Vorgehen werden aber Wellenauf- und Wellenüberlauf statt mit empirischen Formeln mit mathematischen Modellierungen differenziert ermittelt (BERKENBRINK et al. 2009, 2010), was den Vorteil bietet, dass nahezu jede Bauwerksgeometrie und jeder Bemessungsseegang berücksichtigt werden können. Darüber hinaus lassen sich so die jeweiligen hydrodynamischen Belastungen an jeder beliebigen Stelle der Bauwerks-oberfläche ermitteln, an dem die bodenmechanische Widerstandsfähigkeit des verwandten Erdbaustoffs relevant ist.

3.2 Beschreibung des mathematischen Modells und erfolgter Modifikationen

Die Modellierungen von Wellenauf- und -überlauf erfolgten mit dem bei HR Wallingford entwickelten Modell OTT-1d (DODD et al. 1998), das Teil der Modellgruppe ANEMONE (Advanced Non-linear Engineering Models for the Nearshore Environment) ist. Es ist in der Lage, die vollständige Überströmung eines Bauwerkes zu reproduzieren. Dies liegt im Wesentlichen an der Fähigkeit, mehrere Volumen bei diesem Vorgang getrennt zu identifizieren und zu quantifizieren wie die von Auflaufzunge, überströmendes Wasser, Wasserkörper in Lee.

Die mathematisch-physikalische Grundlage des Modells bilden die nicht-linearen Flachwassergleichungen. Sie gründen auf der Annahme einer hydrostatischen Druckverteilung, bei der vertikale Geschwindigkeiten und Beschleunigungen vernachlässigt werden. Diese Bedingung ist für lange und flache Wellen weitestgehend erfüllt, da vertikale Geschwindigkeiten und Beschleunigungen der Flüssigkeitsteilchen beim Durchschwingen der Welle im Vergleich zu den horizontalen klein bleiben. Das Wellenbrechen wird über die Fortpflanzungsgeschwindigkeit von Flachwasserwellen implizit modelliert. Der Wellenberg pflanzt sich auf Grund der größeren Wassertiefe schneller fort als das Wellental. Dadurch bildet sich eine vertikale Wellenfront aus, die als Bore angesehen werden kann und aus der sich der Wellenauflaufvorgang entwickelt.

Die Flachwassergleichungen werden in OTT-1d mit der Finiten-Volumen-Methode (FVM) explizit gelöst, womit ein Abbild des Wellenfeldes erstellt wird, mit dem seegangsbedingte sich transformierende Gestalt hochgradig zeit- und ortsauflösend beschrieben wird. Die Lösung der Flachwassergleichungen erfolgt nach dem Godunov-Verfahren, einer Standardmethode für FVM. Bei der FVM wird im Gegensatz zur Finite Differenzen Methode (FDM) die integrale Form der Gleichungen approximiert. Das hat den Vorteil, dass die bei hyperbolischen Gleichungen entstehenden Diskontinuitäten über die Integrale definiert sind, im Gegensatz zu den Ableitungen bei der FDM. Außerdem sind sie erhaltend, d. h. Masse, Impuls und Energie bleiben durch die Rechnung in deren gesamten Verlauf unverändert. Das Modell OTT-1d verfügt über robuste numerische Lösungsschemata; die Rechenvorgänge laufen effizient und stabil.

Um das Modell auf Bauwerke mit komplexen Strukturen im Naturmaßstab anwenden zu können, waren Modifizierungen seiner Ursprungsversion erforderlich (BERKENBRINK et al. 2009). In einem ersten Schritt wurden bestehende Beschränkungen von Eingangs- und Ausgabeparametern aufgehoben, so dass das Modellgebiet vergrößert werden konnte. Weiterhin wurde die Übertragung des Ruhewasserspiegels an der Seeseite auf die Binnenböschung eliminiert, um die dort stattfindenden Überlaufvorgänge und daraus resultierenden hydrodynamischen Belastungen im Modell naturähnlich reproduzieren zu können. Um unterschiedliche Baumaterialien berücksichtigen zu können, wurde der konstante Rauheitsansatz dahingehend geändert, dass über eine Kopplung der Rauheit an die Geometriedaten unterschiedliche konstruktive Ausbildungen berechnet werden können. Die Verlässlichkeit der Modellergebnisse nach den vorstehend beschriebenen Modifikationen konnte erfolgreich über seine Ausgabesignale nachgewiesen werden (BERKENBRINK et al. 2009, 2010).

4 Exemplarische Anwendungen des integrierten Bemessungskonzepts

Im Rahmen des Projekts wurde das integrierte Bemessungskonzept für unterschiedliche Randbedingungen angewandt. Als repräsentatives Beispiel wird hier davon die Bemessung eines Deichquerschnitts an der ostfriesischen Küste in Niedersachsen wiedergegeben. Die Deichkrone befindet sich auf 8,0 m über NHN, die Außenböschung ist 1:6 geneigt, die Binnenböschung 1:3. Die Kleiüberdeckung ist auf der Außenböschung und unterhalb der Deichkrone 1,5 m mächtig, auf der Binnenböschung 1,0 m (Abb. 4).

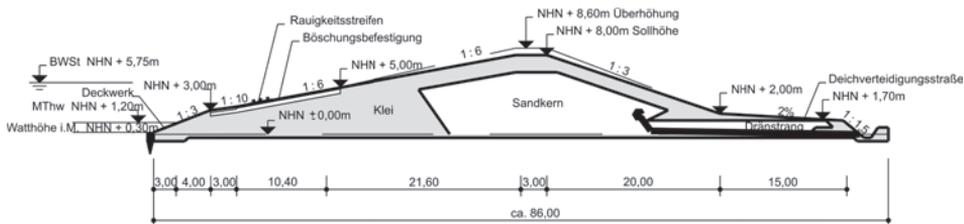


Abbildung 4: Querschnitt eines scharliegenden Deiches an der ostfriesischen Festlandsküste.

Nach der Erstellung des Konzepts für ein integriertes Bemessungsverfahren wurden für den Deich die hydrodynamischen Belastungen für verschiedene Szenarien um den damaligen Bemessungswasserstand von NHN +5,75 m pendelnd angesetzt. Beginnend bei NHN +5,00 m wurde der Ruhewasserspiegel im Modell in Schritten von 0,5 m auf bis zu NHN +7,50 m erhöht. Für alle als Randbedingung angesetzten Wasserstände wurde mit dem mathematischen Seegangmodell SWAN (BOOIJ et al. 1999) der dazugehörige Seegang modelliert (Abb. 5). Die Bandbreite signifikanter Wellenhöhen, Energieperioden und mittlerer Wellenrichtungen variiert für die untersuchten Wasserstände wie folgt:

$$1,76 \text{ m} \leq H_{m0} \leq 2,48 \text{ m}$$

$$3,6 \text{ s} \leq T_{m-1,0} \leq 5,4 \text{ s}$$

$$310^\circ \geq \theta_m \geq 303^\circ$$

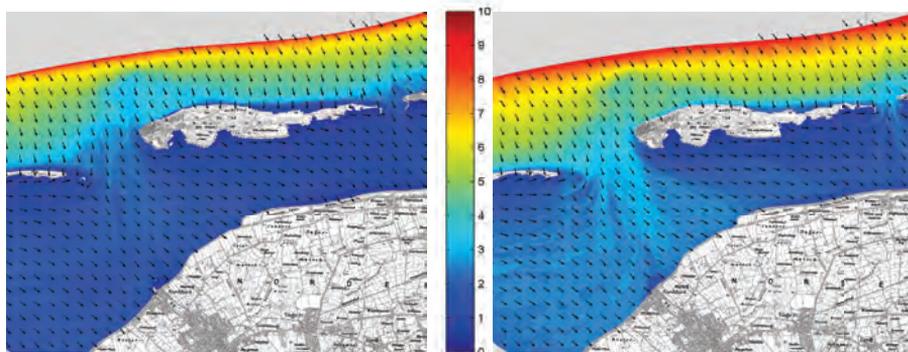


Abbildung 5: Räumliche Verteilung signifikanter Wellenhöhen H_{m0} [m] im Untersuchungsgebiet nach Modellierungen mit SWAN (links: Ruhewasserspiegel NHN+ 5 m; rechts: NHN+ 7,5 m) (BERKENBRINK et al. 2010).

Die für jeden der untersuchten Wasserstände ermittelten Seegangsspektren am Fuß des in exponierter Position liegenden Deichs dienen als Eingangswerte für die Modellierung des Wellenauf- und -überlaufs am Deich mit dem OTT-1d.

Die mittleren Wellenüberlaufhöhen erhöhen sich mit den steigenden Wasserständen und Seegangparametern überproportional (Abb. 6) und erreichen einen Maximalwert um 200 l/(s·m) für einen Wasserstand von NHN+ 7,5 m. Für den derzeit gültigen Bemessungswasserstand ergeben sich vergleichsweise niedrige Wellenüberlaufhöhen in der Größenordnung der aktuell anzuwendenden Überlaufhöhen. Für höhere Wellenüberlaufhöhen – wie sie beispielsweise in Delfzijl schadensfrei für einen Deich getestet wurden – könnte ein höherer Bemessungswasserstand zugelassen werden: bei einer Überlaufhöhe von 50 l/(s·m) wäre für den hier untersuchten Deichquerschnitt das gleiche Maß an Sturmflutsicherheit noch für einen Bemessungswasserstand von NHN+ 6,70 m gewährleistet. Die für die benannten Wasserstands- und Seegangsszenarien ermittelten mittleren Überlaufhöhen wurden als Grundlage für die Berechnung der zugehörigen Schichtdicken und Geschwindigkeiten des Wellenüberlaufs auf der Binnenböschung herangezogen, um auf dieser Grundlage in Umsetzung der integrierten Bemessung die Widerstandsfähigkeit für Bandbreiten der Kleiqualität zu ermitteln.

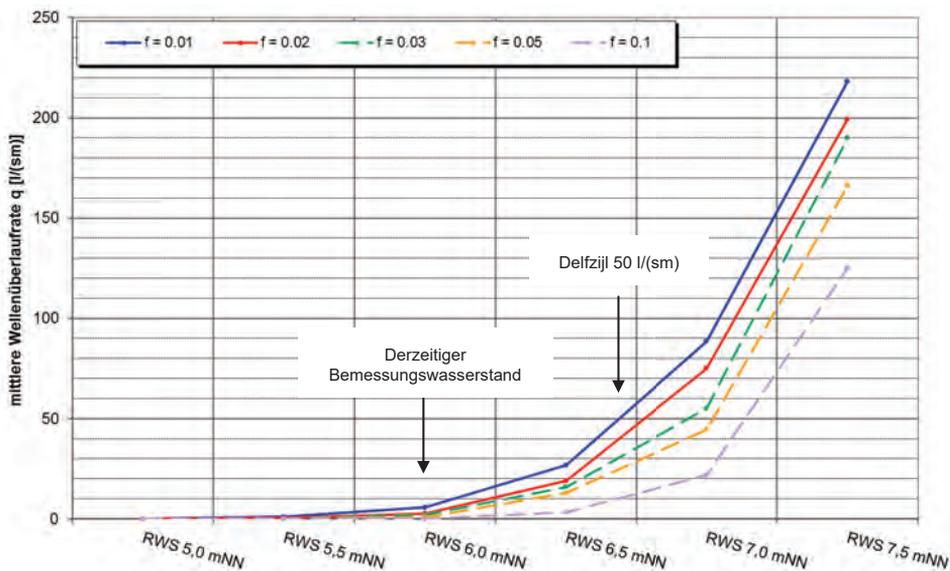


Abbildung 6: Mittlere Wellenüberlaufhöhen für unterschiedliche Szenarien von Ruhewasserständen und korrespondierendem Seegang sowie für verschiedene Rauigkeitsfaktoren von hydraulisch glatt (Klei) bis hydraulisch rau (Bruchstein).

Die hydrodynamischen Belastungen bewirken Vorgänge wie Erosion und Infiltration. Wegen der ständigen Vernässung wird der Boden weich und verliert an Festigkeit. Die Binnenböschung wird mit dem überströmenden Wasser gesättigt und in Kombination mit dem Eigengewicht des Bodens können die Strömungskräfte das hangparallele Gleiten der Abdeckung auslösen (Abb. 7). Dann ist der Sandkern den nachfolgenden überlaufenden Wellen schutzlos ausgeliefert (WEIBMANN 2003).



Abbildung 7: Hangparalleles Gleiten.

Die über Modellierungen mit OTT-1d ermittelten hydrodynamischen Belastungen ermöglichen es, im Zusammenhang mit den Kennwerten unterschiedlicher Bodenarten den Ausnutzungsgrad für hangparalleles Gleiten zu bestimmen. Nach dem Bewertungsverfahren von WEIßMANN (2003) werden die hier untersuchten Böden als „bedingt geeignet“ (Elisabethgroden 3,5), „gut geeignet“ (Elisabethgroden 9,0, Wustrow) bis „sehr gut geeignet“ (Cäciliengroden I, II, Hohenkirchen kategorisiert (Abb. 8)). Sämtliche Böden, mit Ausnahme von „Wustrow“, wo Mergel ansteht, bestehen aus Klei. Die Sicherheit gegen hangparalleles Gleiten wird durch den zulässigen Ausnutzungsgrad $\alpha_s < 1$ definiert.

Für die untersuchten Böden wurde mit Ausnahme des Elisabethgroden 3,5 der Ausnutzungsgrad auch bei einer mittleren Wellenüberlaufrate von über 200 l/(s·m) bei einem Ruhewasserspiegel von NHN + 7,5 m nicht überschritten (Abb. 8). Der als „bedingt geeignet“ eingestufte Boden erfüllt bereits bei einer Wellenüberlaufrate von 0 l/(s·m) den Nachweis nicht, obwohl dieser Boden tatsächlich auf einem Deich eingebaut wurde und dieser Deich mit dieser Abdeckung über Jahrzehnte stand gehalten hat. Daraus kann gefolgert werden, dass mit dem hier verwendeten bodenmechanischen Ansatz Sicherheitsreserven verbunden sind, die eine höhere Belastung erlauben. Für die Bemessung wird der Boden als vernässt angesehen. Die Festigkeit der vernässten Abdeckung hängt davon ab, wie viel Wasser der Boden aufnehmen kann, was wiederum durch das Porenvolumen des Bodens bestimmt wird. Daher erhöht sich die Belastbarkeit der Böden durch zunehmende Verdichtung (Abb. 8).

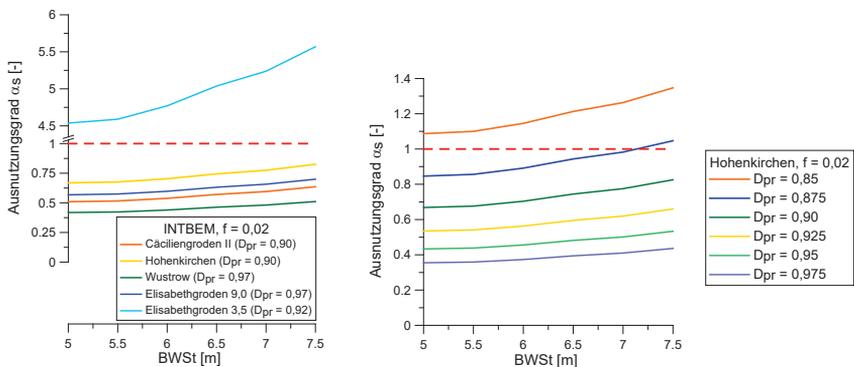


Abbildung 8: Ausnutzungsgrad der Sicherheit gegen hangparalleles Gleiten für unterschiedliche Böden und unterschiedliche hydrodynamischen Belastungen (links) und Einfluss des Verdichtungsgrades (rechts) (RICHWIEN et al. 2010).

5 Potenzial zur Kompensation künftiger Klimaänderungsfolgen

Die Ergebnisse des Forschungsprojekts zeigen, dass die Kleiabdeckungen vieler Deiche höheren Wellenüberlauferten standhalten würden als bei ihrer Bemessung angesetzt wurden. Zur Quantifizierung dieses erheblichen Potenzials werden hier beispielhaft die dadurch kompensierbaren Erhöhungen des zulässigen Bemessungswasserstands in Abhängigkeit von der Wellenüberlauftoleranz jeweils für einen exponierten Seedeich und für einen Ästuardeich aufgezeigt (Abb. 9 und 10).

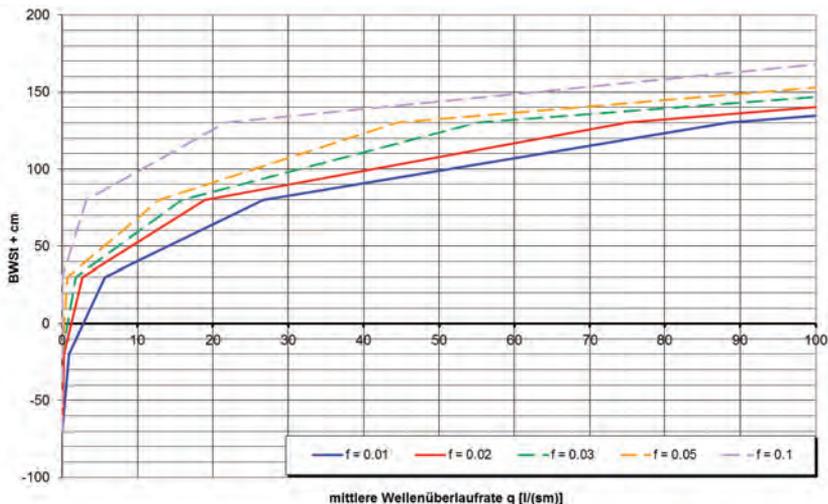


Abbildung 9: Effekt steigender Wellenüberlauftoleranz auf die Höhe des vom Deich zu kehrenden Bemessungswasserstands für einen exponierten Seedeich (NIEMEYER et al. 2010).

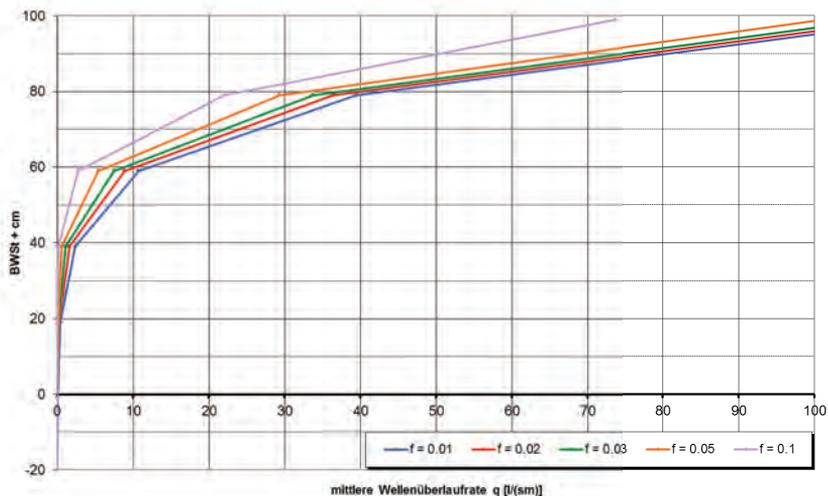


Abbildung 10: Effekt steigender Wellenüberlauftoleranz auf die Höhe des vom Deich zu kehrenden Bemessungswasserstands für einen Ästuardeich (NIEMEYER et al. 2010).

Der untersuchte exponierte Seedeich würde bei einem Rauigkeitswert von $f = 0,02$ und einer Überlauftoleranz von $10 \text{ l}/(\text{m}\cdot\text{s})$ eine Erhöhung des Bemessungswasserstands um mehr als 50 cm und bei einer Überlauftoleranz von $15 \text{ l}/(\text{m}\cdot\text{s})$ eine Erhöhung von knapp 70 cm schadensfrei überstehen (Abb. 9), ohne das Bauwerk verstärken zu müssen. Diese Werte leiten sich nicht nur aus den Untersuchungen mit den angewandten mathematischen Modellen ab; sie liegen noch immer erheblich niedriger als die Maximalwerte der Naturversuche in Delfzijl, denen der Deich dort unbeschadet standhielt (AKKERMANN et al. 2007).

Ein ähnliches Ergebnis ergibt sich aus den Untersuchungen für einen Ästuardeich, der von wesentlich kurzperiodischeren Wellen als der Seedeich beaufschlagt wird (Abb. 10). Bei einer angenommenen Überlauftoleranz von $10 \text{ l}/(\text{m}\cdot\text{s})$ wäre – ohne eine Deichverstärkung – ein um 50 cm höherer Bemessungswasserstand möglich, bei einer Wellenüberlauftrate von $15 \text{ l}/(\text{m}\cdot\text{s})$ ein um 60 cm höherer Bemessungswasserstand (Abb. 10).

Diese Beispiele unterstreichen weitergehende Vorteile, die mit Anwendung einer integrierten Bemessung für See- und Ästuardeiche erreichbar werden. Voraussetzung für eine zuverlässige integrierte Bemessung ist das Vorliegen ausreichender Informationen zu relevanten Bodenparametern der an Deichen vorhandenen Kleiabdeckungen. Es ist davon auszugehen, dass angesichts der erwarteten Kosten von Verstärkungen für Schutzwerke Kampagnen zur Ermittlung der für eine integrierte Bemessung benötigten Bodenkennwerte ein sehr hohes Nutzen-Kosten-Verhältnis aufweisen. Es wird darüber hinaus erhöht, da durch solche Messkampagnen unerkannte Schwachstellen vorhandener Kleiabdeckungen offenbar würden, die dann zur Gewährleistung der aktuellen Sturmflutsicherheit unmittelbar behoben werden können.

6 Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

Ziel des Projekts war die Entwicklung eines neuen Bemessungskonzepts für See- und Ästuardeiche mit einer differenzierten Ermittlung hydrodynamischer Belastungen und ergänzend zur Bauwerksgeometrie der Berücksichtigung der Widerstandsfähigkeit eingesetzter Erdbaustoffe.

Für die Ermittlung hydrodynamischer Belastungen wird das mathematische Wellenauf- und -überlaufmodell OTT-1d von HR Wallingford verwandt, und für großmaßstäbliche naturähnliche Bedingungen modifiziert. Das Modell berücksichtigt nun die detaillierte Geometrie und unterschiedliche Rauigkeiten von Bauwerken und erlaubt die Berechnung des Wellenauf- und Wellenüberlaufs und dabei auftretende Schichtdicken und Strömungsgeschwindigkeiten an jedem Punkt des Bauwerks.

Die hydrodynamischen Belastungen bewirken Erosion und Infiltration. Die ständige Vernässung des Bodens in Folge des Wellenüberlaufs verringert die Festigkeit des Bodens und die wachsende Sättigung der Binnenböschung mit Wasser kann in Kombination mit dem Eigengewicht des Bodens über Strömungskräfte das hangparallele Gleiten der Abdeckung auslösen, woraufhin der erosionsanfällige Sandkern gegen danach überlaufenden Wellen ungeschützt ist. Die Standfestigkeit des Deichkörpers wird über den Ausnutzungsgrad für die jeweiligen Lastfälle und Kennwerte der anstehenden Böden bestimmt.

Die Kombination hydrodynamischer Lasten mit der Widerstandsfähigkeit verwendeter Erdbaustoffe ergänzend zur differenzierten Abbildung der Bauwerksgeometrie ermöglicht eine effizientere Bemessung von See- und Ästuardeichen hinsichtlich Sicherheit

und Wirtschaftlichkeit als bisher. Damit lassen sich zudem Sicherheitsreserven oder Sicherheitsdefizite bestehender Deiche aufdecken und quantifizieren, was auch für zielgerichtete Priorisierung erforderlicher Verstärkungen nutzbar sein wird.

Es besteht erhebliches Potenzial an Belastungsreserven in den See- und Ästuardeichen in Bezug auf Überlauftoleranzen, das insbesondere den Investitionsbedarf im Hinblick auf die Vorsorge hinsichtlich von Klimaänderungsfolgen mindern kann. Die derzeit angewendeten Bemessungsverfahren mit sehr geringen Überlauftoleranzen bedingen vielfach größere Deichabmessungen als erforderlich. Die Forschung zur Erweiterung der im Projekt gewonnenen Erkenntnisse und vor allem zu deren Umsetzung in die Praxis des Küstenschutzes sollte in naher Zukunft intensiviert werden, um sowohl Sicherheit als auch Wirtschaftlichkeit zu verbessern. Die dabei künftig erzielbaren Forschungsergebnisse können unmittelbar anwendbare, kostensparende Möglichkeiten aufzeigen, mit denen die Auswirkungen zu erwartender Klimaänderungsfolgen kompensiert werden können.

7 Danksagung

Die vorliegende Arbeit ist ein Produkt des Forschungsvorhabens „Integrierte Bemessung von See- und Ästuardeichen“ (INTBEM), das über das Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen (KFKI) vom Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) gefördert wurde (Förderkennzeichen: 03 KIS 061/062). Die Autoren danken den Projektpartnern Werner Richwien, Carsten Pohl und Lars Vavrina vom Institut für Grundbau und Bodenmechanik der Universität Duisburg-Essen sowie ihrem Kollegen Ralf Kaiser von der Forschungsstelle Küste im NLWKN für Unterstützung, Anregungen und konstruktive Zusammenarbeit.

8 Schriftenverzeichnis

- AKKERMANN, G. J.; VAN GERVEN; K. A. J.; SCHAAP, H. A. and VAN DER MEER, J. W.: ComCoast – Workpackage 3: Development of Alternative Overtopping-Resistant Sea Defends, Rijkswaterstaat, Delft, 2007.
- BERKENBRINK, C.; KAISER, R. and NIEMEYER, H. D.: Prototype Overtopping Measurements and Model Verification. In: Proc. 31st Int. Conf. o. Coast. Eng. MC KEE SMITH, J. (Ed.), Bd. 4, Hamburg, 3009-3019, 2009.
- BERKENBRINK, C.; KAISER, R. und NIEMEYER, H. D.: Mathematische Modellierung hydrodynamischer Belastungen von Deichen. Die Küste, 77, KFKI (Ed.), Boyens & Co. KG, Heide i. Holstein, 2010.
- BOOIJ, N.; RIS, R. C. and HOLTTHUIJSEN, L. H.: A Third-Generation Wave Model for Coastal Regions. Part I, Model Description and Validation, J. Geophys. Research, 104, C4, 1999.
- DODD, N.; GIARRUSSO, C. C. and NAKAMURA, S.: ANEMONE: OTT-1d – A User Manual. Report TR 50 – HR Wallingford, 1998.
- EurOtop: Wave Overtopping of Sea Defences and Related Structures: Assessment Manual, 2007. www.overtopping-manual.com/manual.html
- LÜDERS, K. und LEIS, G.: Niedersächsisches Deichgesetz – Kommentar. In: Wasser und Boden, Hamburg, 1964.

- NIEMEYER, H. D.: The Estimation of Design Wave Run-up on Sea Dykes in Consideration of Overtopping Security. Proc. 17th IAHR-Congress, Baden-Baden, 1977.
- NIEMEYER, H. D.: Bemessung von See- und Ästuardeichen in Niedersachsen. In: Die Küste, 64, KFKI (ed.), Boyens & Co. KG, Heide i. Holstein, 2001.
- NIEMEYER, H. D.: Bemessung im Insel- und Küstenschutz in Niedersachsen. Forschungsbericht 01/2008, NLWKN-Forschungsstelle Küste, 2008.
- NIEMEYER, H. D.; GÄRTNER, J.; KAISER, R.; PETERS, K.-H. and SCHNEIDER, O.: Estimation of Design Wave Run-up on Sea Dykes under Consideration of Overtopping Security by Using Benchmarks of Flotsam. In: Proc. 4th Conf. Coast. & Port Eng. i. Develop. Countr., Rio de Janeiro/Brazil, 1995.
- NIEMEYER, H. D. and KAISER, R.: Design Wave Evaluation for Coastal Protection Structures in the Wadden Sea. In: Proc. 4th Int. Symp. Ocean Wave Meas. & Analysis 2001. San Francisco. ASCE, Reston/Va., USA, 2001.
- NIEMEYER, H. D.; KAISER, R. and BERKENBRINK, C.: Increased Overtopping Security: A Potential for Compensating Future Impacts of Climate Change. In: Proc. 32nd Int. Conf. Coast. Eng. Shanghai/China 2010.
www.journals.tdl.org/icce/index.php/icce/issue/view/154/showToc
- RICHWIEN, W.; POHL, C. und VAVRINA, L.: Bemessung von Deichen gegen Einwirkungen aus Sturmfluten. Die Küste, 77, KFKI (Ed.), Boyens & Co. KG, Heide i. Holstein, 2010.
- RIS, R.; HOLTHUIJSEN, L. H. and BOOIJ, N.: A Spectral Model for Water Waves in the Nearshore Zone. In: Proc. 24th Int. Conf. Coast. Eng. Kobe/Japan. ASCE, New York, 1995.
- VAN GENT, M.: Wave run-up and Overtopping for Double Peaked Wave Energy Spectra. WL|Delft Hydraulics Report H 3351, 1999.
- VAN DER MEER, J. W. and DE WAAL, J. P.: Waterbeweging op taluds. WL|Delft Hydraul. Rapp. H 1256, 1993.
- VAN DER MEER, J. W.; STEENDAM, G. J.; DE RAAT, G. and BERNARDINI, P.: Further Developements on the Wave Overtopping Simulator. In: Proc. 31st Int. Conf. o. Coast. Eng., MCKEE SMITH, J. (Ed.). Bd. 4. Hamburg, 2957-2696, 2009.
- WEIBMANN, R.: Die Widerstandsfähigkeit von Seedeichbinnenböschungen gegenüber ablaufendem Wasser, Universität Duisburg-Essen, In: Mitteilungen aus dem Fachgebiet für Grundbau und Bodenmechanik, Heft 30, Glückauf Verlag, Essen, 2003.

XtremRisk – Integrierte Hochwasserrisikoanalyse für extreme Sturmfluten an offenen Küsten und in Ästuaren: Wichtigste Ergebnisse und Lehren

Hocine Oumeraci, Andreas Kortenhaus, Andreas Burzel, Marie Naulin, Dilani R. Dassanayake, Jürgen Jensen, Thomas Wahl, Christoph Mudersbach, Gabriele Gönnert, Sigrid Thumm, Birgit Gerkenmeier, Peter Fröhle, Karl-Friedrich Daemrich, Erik Pasche † und Gehad Ujeyl

Zusammenfassung

Das Verbundprojekt XtremRisk wird zunächst kurz beschrieben. Schwerpunkte des Forschungsvorhabens waren die Entwicklung, Verbesserung und Erweiterung von Grundlagen, Methoden und Modellen hinsichtlich folgender Aspekte: (i) Physikalisch mögliche extreme Sturmfluten für verschiedene heutige und künftige Klimaszenarien, (ii) Versagensformen und -mechanismen von Hochwasserschutzwerken, (iii) Evaluation der intangiblen Flutschäden (soziale und Umweltschäden) sowie deren Aggregation mit direkten und indirekten Schäden in eine integrierten Risikoanalyse, (iv) Zuverlässigkeitsanalyse von Hochwasserschutzsystemen, (v) Implementierung der integrierten Risikoanalyse unter Berücksichtigung der tangiblen und intangiblen Schäden auf der Grundlage des bewährten SPR-Konzeptes (Source-Pathway-Receptor) am Beispiel von zwei ausgewählten Standorten an der deutschen Nordseeküste: Sylt repräsentativ für eine offene Küste und Hamburg für ein urbanes Ästuar-Gebiet. Der Beitrag fokussiert lediglich auf einige Schlüsselergebnisse und die wichtigsten Lehren für künftige Forschungsvorhaben.

Schlagwörter

Integrierte Risikoanalyse, SPR-Konzept, extreme Sturmflut, Hochwasserschutzwerke und -systeme, Deichbruchmodellierung, Zuverlässigkeitsanalyse, intangible und tangible Flutschäden, GIS-basierte räumliche Modellierung

Summary

A brief overview of the joint research project XtremRisk is given. The project has been focusing on developing/improving/expanding the knowledge, methods and models with respect to (i) physically possible extreme storm surge for current conditions and scenarios for climate change, (ii) failure mechanisms of flood defences, (iii) assessment of intangible losses (social and ecological) and their integration with direct/indirect economic losses, (iv) reliability analysis of flood defence systems and (v) SPR-based integrated flood risk analysis involving both tangible and intangible losses and its implementation for two selected pilot sites (representative for an open coast and an urban estuarine area in Germany). The key results are briefly summarised and the lessons learned for future flood risk studies are finally drawn.

Keywords

integrated risk analysis, SPR-Concept, extreme storm surge, flood defense structures and systems, reliability analysis, dike breach modelling, intangible and tangible flood losses, GIS-based spatial modelling

Inhalt

1	Einleitung.....	546
2	Überblick über das Gesamtprojekt.....	547
2.1	Teilprojekt 1 – Extreme Sturmfluten.....	548
2.2	Teilprojekt 2 – Zuverlässigkeitsanalyse und Bruchmodellierung von Hochwasserschutzwerken.....	549
2.3	Teilprojekt 3 – Schadensermittlung und -bewertung.....	549
2.4	Teilprojekt 4 – Risikoanalyse/Risikobewertung.....	550
3	Wichtigste Ergebnisse und Lehren.....	550
3.1	Risikoquellen.....	550
3.1.1	Wichtigste Ergebnisse.....	550
3.1.2	Wichtigste Lehren.....	553
3.2	Risikowege.....	554
3.2.1	Wichtigste Ergebnisse.....	554
3.2.2	Wichtigste Lehren.....	556
3.3	Risikoempfänger.....	558
3.3.1	Wichtigste Ergebnisse.....	558
3.3.2	Wichtigste Lehren.....	561
3.4	Integrierte Risikoermittlung.....	562
4	Abschließende Bemerkungen.....	564
5	Danksagung.....	565
6	Schriftenverzeichnis.....	565

1 Einleitung

Die Auswirkungen des Klimawandels auf physikalisch mögliche extreme Sturmfluten und andere ungünstige Kombinationen der Lastfälle sowie die im 21. Jahrhundert zu erwartenden möglichen Folgeschäden an offenen Küsten und in Ästuar-Gebieten sind mit großen Unsicherheiten behaftet. Angesichts dieser Faktoren ist eine integrierte Zuverlässigkeits- und Risikoanalyse auf der Grundlage des Source-Pathway-Receptor-Konzeptes (SPR-Konzept) (OUMERACI 2004) als Lösungsansatz am besten geeignet. Zu den größten Hürden für die praktische Umsetzung eines solchen Ansatzes zählen die nach Abschluss des EU-FLOODsite-Projekts immer noch bestehenden Wissenslücken (KORTENHAUS und OUMERACI 2008), insbesondere fehlende Erkenntnisse über extreme Sturmfluten, Versagensmechanismen von Hochwasserschutzwerken, intangible Flutschäden und deren Aggregation mit tangiblen Schäden in einer integrierten Risikoanalyse.

Dies war die Ausgangssituation für das auf vier Jahre angelegte Projekt „XtremRisK“, das im Oktober 2008 initiiert und vom Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) finanziert wurde. An dem Projekt waren drei Kooperationspartner aus verschiedenen deutschen Universitäten (TU Braunschweig, fwu Siegen, TU Hamburg-Harburg, nachfolgend LWI, fwu und TUHH) beteiligt, außerdem ein Partner vom Landesbetrieb Straßen, Brücken und Gewässer (LSBG) in Hamburg sowie die Nutzer der Ergebnisse für Hamburg (LSBG und HPA) und die Insel Sylt (Landesbetrieb Küstenschutz, Nationalpark und Meeresschutz Schleswig-Holstein, LKN).

Nach einem sehr kurzen Überblick über das Projekt und einer knappen Zusammenfassung der wichtigsten Ergebnisse werden abschließend die für künftige Flutrisikostudien relevanten Lehren und auch Empfehlungen für künftige FuE-Prioritäten vorgestellt.

2 Überblick über das Gesamtprojekt

Das Projekt XtremRisK folgt dem SPR-basierten integrierten Risikoanalyse- und -managementansatz, der von OUMERACI (2004) und von FLOODsite (www.floodsite.net) vorgelegt wurde. XtremRisK unterscheidet sich jedoch von ähnlichen Flutrisikoprojekten in den folgenden Punkten: (i) den Hauptschwerpunkt sollten extreme Sturmflutereignisse bilden, die heute und Ende dieses Jahrhunderts physikalisch möglich sind; (ii) Grundlage des Projekts ist eine ausführliche Modellierung und Zuverlässigkeitsanalyse des Versagens vollständiger Hochwasserschutzsysteme einschließlich baulicher und natürlicher Barrieren; (iii) die Ermittlung der tangiblen Flutschäden beinhaltet sowohl direkte als auch indirekte Schäden; (iv) die Ermittlung der intangiblen Schäden beinhaltet gesellschaftliche Schäden (Verluste an Menschenleben oder Kulturgütern) und Umweltschäden; (v) es erfolgt eine konsistente und integrierte Betrachtung tangibler und intangibler Schäden innerhalb eines einheitlichen methodischen Rahmens, um in der Risikoanalyse die Gesamtschäden zu bewerten.

Zwei Untersuchungsgebiete, für die die benötigten Daten größtenteils vorlagen, wurden für die Anwendung der entwickelten Methoden, Modellierungstools und -techniken sowie abschließend für die praktische Umsetzung der integrierten Risikoanalyse ausgewählt: Hamburg repräsentativ für ein urbanes Ästuar-Gebiet und Sylt für eine offenen Küste.

Das Gesamtprojekt (unter der Leitung von LWI) gliedert sich entsprechend dem SPR-Konzept (Abb. 1) in vier Teilprojekte (TP1-TP4) für die Schwerpunkte Risikoquelle (TP1), Risikowege (TP2), Risikoempfänger (TP3) und ihre Zusammenführung in einer Risikoanalyse (TP4).

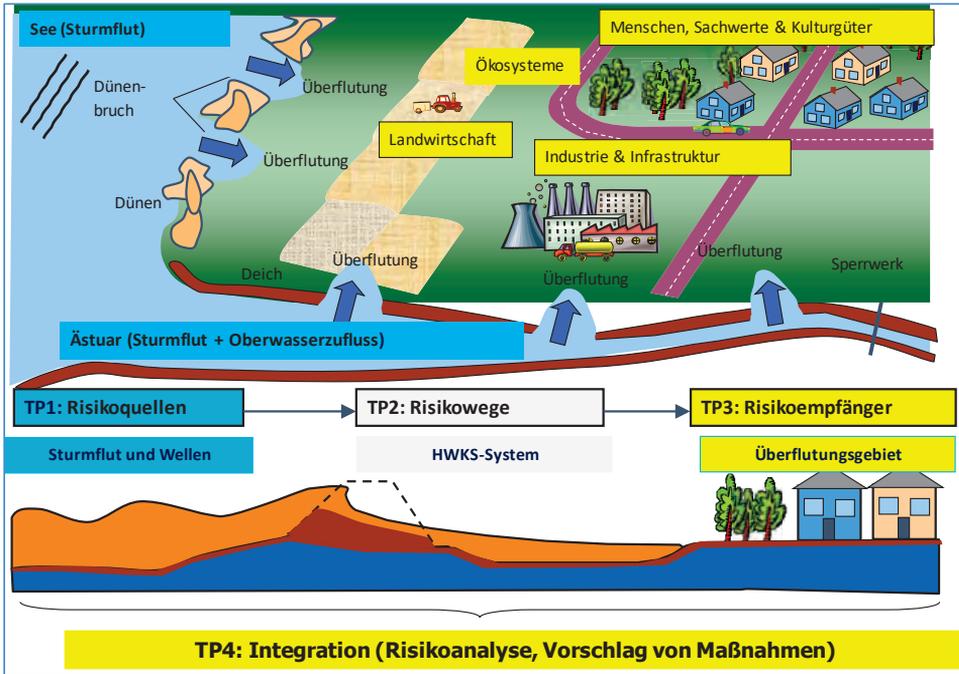


Abbildung 1: „Source-Pathway-Receptor“(SPR)-Konzept und Teilprojekte (TP) in XtremRisk.

2.1 Teilprojekt 1 – Extreme Sturmfluten

Teilprojekt 1 – Extreme Sturmfluten (Risikoquellen) umfasst das vom LSBG geleitete Teilprojekt 1a (TP1a) und das Teilprojekt 1b (TP1b) unter der Leitung der fwu.

Das Ziel von TP1a ist die Entwicklung von Szenarien mit den größten physikalisch möglichen extremen Sturmfluten in den ausgewählten Untersuchungsgebieten auf Basis der Analyse von Felddaten (z. B. Tidepegel Cuxhaven) und numerischer Modelle. Dabei werden sämtliche physikalische Komponenten einer Sturmflut (z. B. Windstau, Springtide und Fernwellen) und deren nichtlinearen Interaktionen im Vergleich mit ihrer linearen Überlagerung untersucht (s. Abb. 4).

Teilprojekt TP1b befasst sich mit der Bestimmung der Überschreitungswahrscheinlichkeiten für die von TP1a bereitgestellten extremen Sturmflutszenarien. Zu diesem Zweck wurde ein Sturmflutgenerator entwickelt, der in der Lage ist, vollständige parametrisierte Sturmflutverläufe in Kombination mit einer multivariaten statistischen Analyse der Wasserstände bei extremen Sturmfluten zu reproduzieren (Felddaten und synthetische Sturmflutdaten vom Sturmflutgenerator). Die gemeinsamen Wahrscheinlichkeiten beider Scheitelwerte $h_{w,max}$ und die Fülle F der extremen Sturmflut werden mithilfe eines bivariaten Copula-Ansatzes bestimmt. Soll auch die signifikante Wellenhöhe H_s berücksichtigt werden, wird ein trivariater Ansatz benötigt. Die so erhaltenen gemeinsamen Wahrscheinlichkeiten werden als Grundlage für die Zuverlässigkeitsanalysen der Hochwasserschutzanlagen an Teilprojekt 2 weitergegeben (Risikowege).

2.2 Teilprojekt 2 – Zuverlässigkeitsanalyse und Bruchmodellierung von Hochwasserschutzwerken

Teilprojekt 2 – Zuverlässigkeitsanalyse und Bruchmodellierung von Hochwasserschutzwerken (Risikowege) unter der Leitung vom LWL.

Auf Grundlage der in TP1 entwickelten Szenarien für extreme Sturmfluten befasst sich TP2 mit der Bestimmung der Belastung und der Zuverlässigkeitsanalyse für alle Elemente der Hochwasserschutzwerke in den beiden Untersuchungsgebieten. Dies umfasst auch das vollständige Versagen dieser Elemente, einschließlich Bruch und Bruchentwicklung von Hochwasserschutzwerken.

Das ultimative Ziel ist die Bestimmung einer Versagenswahrscheinlichkeit der Hochwasserschutzsysteme (und somit der bedingten Überflutungswahrscheinlichkeit $P_{f,cond}$), welche die erste Komponente des Überflutungsrisikos darstellt (in diesem Projekt als Produkt der Wahrscheinlichkeit $P_{f,cond}$ und der damit verbundenen Schäden D definiert). Zusätzlich werden die Eingangsbedingungen an der Bruchstelle für die Modellierung der Ausbreitung der Flutwellen bestimmt, einschließlich der Bruchentwicklung und der endgültigen Bruchbreite und -tiefe.

Die Ergebnisse dienen als Eingangsparameter für Teilprojekt TP3, das sich mit der numerischen Simulation der Flutwellenausbreitung und der Ermittlung der damit verbundenen Schäden in den beiden Untersuchungsgebieten befasst.

2.3 Teilprojekt 3 – Schadensermittlung und -bewertung

Das Teilprojekt 3 – Schadensermittlung und -bewertung (Risikoempfänger) unter der Leitung von der TUHH.

Ziel von TP3 ist die Ermittlung der direkten und indirekten ökonomischen Schäden in den Untersuchungsgebieten. Zu diesem Zweck wird die Ausbreitung der Flutwellen numerisch simuliert. Gleichzeitig werden Schadensmodelle für die Ermittlung der direkten Schäden an Wohnbebauung und gewerblichen und industriellen Objekten entwickelt sowie ein ökonomisches Modell zur Bewertung der indirekten Schäden aufgrund von Störungen wirtschaftlicher und gesellschaftlicher Aktivitäten als Folge der direkten Flutschäden. Die ausschließliche Betrachtung direkter ökonomischer Schäden ist im Falle von Risiken in Verbindung mit Extremereignissen nicht ausreichend.

Direkte Schäden werden auf der Mikroebene des betroffenen Objekts (beispielsweise ein Gebäude) ermittelt und auf eine Gruppe ähnlicher Objekte auf der mesoskaligen Ebene extrapoliert. Mittels eines Cluster-basierten Ansatzes werden die Schäden von der Gebäudeebene auf der Ebene von Wirtschaftssektoren im gesamten Untersuchungsgebiet aggregiert, sodass sie in einen ökonomischen Modellierungsrahmen auf Makroebene implementiert werden können.

Die GIS-basierten direkten und indirekten ökonomischen Schäden werden für Teilprojekt TP4 zur Zusammenführung aller Schadenskategorien in einer Risikoanalyse bereitgestellt.

2.4 Teilprojekt 4 – Risikoanalyse/Risikobewertung

Teilprojekt 4 – Risikoanalyse, Risikobewertung und Empfehlungen für Maßnahmen zur Risikoreduzierung (Integration) unter der Leitung vom LWI.

Im TP4 werden die Ergebnisse aus den Teilprojekten 1-3 in einer integrierten Flutrisikoanalyse für die beiden Untersuchungsgebiete zusammengeführt (s. Abb. 1 und OUMERACI 2004). Dabei werden die in TP1 festgelegten Sturmflutszenarien für heutige (2010) und zukünftige (2100) klimatische Bedingungen berücksichtigt. Für die Integration der Ergebnisse ist jedoch ein geeignetes Verfahren zur Ermittlung der intangiblen Schäden (gesellschaftliche, kulturelle und umweltbezogene Schäden), ihrer GIS-basierten räumlichen Modellierung sowie ihrer Zusammenführung mit den in TP3 ermittelten wirtschaftlichen Schäden in integrierten Risikokarten erforderlich. Dazu bedarf es eines konsistenten GIS-Ansatzes (Cellbased Risk Assessment, CRA) für die räumliche Modellierung der Risiken. Der CRA-Ansatz findet auch bei der Modellierung der direkten und indirekten wirtschaftlichen Schäden auf Basis der Ergebnisse von Teilprojekt 3 Anwendung sowie bei der kartographischen Abbildung des mit jeder Schadenskategorie verbundenen Risikos auf Grundlage des GIS. Auch die Integration aller Risikokategorien in einer integrierten Risikokarte für die Untersuchungsgebiete basiert auf dem CRA-Ansatz.

Die vorhergesagten Flutrisiken bei heutigen und zukünftigen Bedingungen werden zusätzlich auf Basis von tolerierbaren Risiken bewertet, die in enger Zusammenarbeit mit den voraussichtlichen Anwendern der Studienergebnisse in den Gebieten für jede Schadenskategorie geschätzt wurden. Schließlich werden strukturelle und nicht-strukturelle Maßnahmen zur Risikoreduzierung vorgeschlagen, um die vorhergesagten Flutrisiken auf ein tolerierbares Maß zu reduzieren.

Eine Detailanalyse der ausgewählten Maßnahmen, die im Hinblick auf ihre technische und wirtschaftliche Machbarkeit am geeignetsten sind, eine Reduzierung des Sturmflutrisikos zu bewirken, wird möglicherweise Gegenstand eines Folgeprojekts sein, abhängig von den Ergebnissen der Diskussionen mit den für das Flutrisikomanagement in den beiden Untersuchungsgebieten zuständigen Entscheidungsträgern.

3 Wichtigste Ergebnisse und Lehren

3.1 Risikoquellen

3.1.1 Wichtigste Ergebnisse

In einem neuen Ansatz werden empirische Methoden mit einer numerischen Modellierung kombiniert, um die nichtlineare Interaktion zwischen den Sturmflutkomponenten zu untersuchen und extreme Sturmflutszenarien festzulegen. Die Umsetzung dieses kombinierten Ansatzes in den Untersuchungsgebieten besteht aus drei Hauptarbeitsschritten: (i) Analyse der höchsten beobachteten Ausprägung jeder Sturmflutkomponente; (ii) Analyse der Wechselwirkung zwischen Tide und Windstau einerseits und zwischen Windstau und Fernwelle andererseits; (iii) Berechnung eines extremen Sturmflutszenarios auf Basis der Ergebnisse dieser Analysen (GÖNNERT et al. 2012). Die Analyse der nichtlinearen Wechselwirkungen zwischen den Sturmflutkomponenten ergibt niedrigere Wasserstände als die lineare Überlagerung der Komponenten. Dies gilt jedoch nur für die Daten, die bisher am

Pegel Cuxhaven ausgewertet wurden (durchgehende Zeitreihen für mehr als 100 Jahre). Durch die Übertragung des Verfahrens auf die Daten des Pegels Hörnum (Sylt) konnte seine Anwendbarkeit auf andere Gebiete gezeigt werden (GÖNNERT et al. 2012). Für ein besseres Verständnis des relativen Beitrags der nichtlinearen Effekte und zur Verifizierung der Gültigkeit dieser wichtigen Ergebnisse wurde eine Doktorarbeit für die Implementierung eines hybriden Ansatzes mit hydrodynamischer Modellierung und künstlichen neuronalen Netzen initiiert, das mittlerweile kurz vor dem Abschluss steht (s. TAYEL und OUMERACI 2014).

Ein leistungsfähiger und rechnerisch effizienter stochastischer Sturmflutgenerator (SSFG) sowie eine fortschrittliche multivariate statistische Analyse von Extremsturmflutereignissen auf Basis von Copula-Funktionen (englisch: Copula-based multivariate statistical analysis, CMSA) wurden in TP1b entwickelt und in den beiden Untersuchungsgebieten implementiert.

Der Sturmflutgenerator ist in der Lage, eine große Anzahl von Sturmflutszenarien stochastisch zu simulieren (Größenordnung 10^7). Grundlage hierfür bilden (i) die Parametrisierung der an den Pegeln Cuxhaven (Elbe Ästuar) und Hörnum (Sylt) beobachteten Wasserstände bei Sturmfluten anhand von 19 Wasserstandsparametern und 6 Zeitparametern, (ii) die Anpassung der parametrischen Verteilungsfunktionen an die aus der Parametrisierung abgeleiteten Datensätze, (iii) die Berücksichtigung der Abhängigkeiten zwischen den Parametern und die Anwendung empirischer Filterfunktionen zur Vermeidung von Inkonsistenzen sowie (iv) Monte-Carlo-Simulationen (MCS) unter Berücksichtigung der angepassten parametrischen Verteilungen und verschiedenen Filterfunktionen. Ein Vergleich der generierten synthetischen Sturmflutverläufe (Zeitreihen mit einer 1-minütigen Auflösung) mit den Sturmflutverläufen, die aus Beobachtungsdaten, hydrodynamischen Modellen und empirischen Auswertungen abgeleitet wurden, zeigt die Leistungsfähigkeit des Sturmflutgenerators. Ausführlichere Informationen finden sich in WAHL et al. (2011) und WAHL et al. (2012a, b).

Im Gegensatz zu den meisten bisherigen Untersuchungen, bei denen nur der höchste Scheitelwasserstand $h_{w,max}$ (S in Abb. 2) als statistisch repräsentativer Parameter für das Sturmflutereignis betrachtet wird, berücksichtigt die CMSA in ihrer bivariaten Version zusätzlich die „Fülle“ F (Abb. 2) des gesamten Sturmflutverlaufs.

Tatsächlich kann die „Fülle“ F für die Stabilität von Hochwasserschutzwerken und die Überflutungswahrscheinlichkeit genauso kritisch sein wie $h_{w,max}$, da sie implizit die Verweilzeit der Wasserstände zwischen dem Referenzwasserstand Normalnull und dem aufgezeichneten Scheitelwasserstand $h_{w,max}$ (S) beschreibt. Die vorgelegte CMSA und die ermittelten gemeinsamen Wahrscheinlichkeiten von $h_{w,max}$ und F wie in Abb. 3 gezeigt stellen somit einen bedeutenden Fortschritt in der Zuverlässigkeits- und Risikoanalyse dar.

Durch Verwendung eines Ansatzes mit einer vollständig genesteten Archimedischen Copula wird das bivariate Modell zum trivariaten Modell erweitert und die signifikante Wellenhöhe H_s als einer der wichtigsten Wellenparameter zusätzlich berücksichtigt.

3.1.2 Wichtigste Lehren

Bei vielen der verfügbaren konventionellen bivariaten Ansätze zeichnen sich die zugrunde liegenden Datensätze durch Einschränkungen und Zwänge hinsichtlich Abhängigkeit oder Randverteilungen aus. Anders die Copula-basierten Ansätze: ihre Flexibilität ist größer als die der konventionellen Modelle und sie können abhängige Parameter mit gemischten Randbedingungen bewältigen.

Es ist folglich möglich, die vorgeschlagene CSMA zu erweitern und weitere Sturmflut-Wellenparameter zu berücksichtigen. Copula-Funktionen stellen zudem eine vielversprechende Alternative für die Lösung weiterer Klassen von multivariaten Problemen dar. Das wichtigste Problem bleiben jedoch die beträchtlichen Unsicherheiten, die mit höherdimensionalen Copula-basierten Modellen verbunden sind.

In der vorliegenden Studie wird der Versuch unternommen, sich durch Verwendung von Filterfunktionen auf zwei Quellen der Unsicherheiten zu beschränken - auf den Copula-Parameter θ und die stochastisch generierten synthetischen Sturmflutdaten. Es zeigte sich, dass letztere Quelle von weitaus größerer Bedeutung ist und eine Verringerung der Unsicherheiten nur möglich ist durch ein besseres physikalisches Verständnis der relativen Einflüsse der Sturmflutkomponenten und ihrer nichtlinearen Interaktionen (Abb. 4), der zu Grunde liegenden prägenden Faktoren einschließlich ihrer Schwankungsbreite sowie ihrer Grenzen gemäß den physikalischen Gesetzen.

Dafür wird eine konsistente Modellierungsstrategie mit geeigneten Modellen und geeigneten Analysen der Unsicherheiten benötigt, um Vorhersagen treffen zu können, wie sich die klimatischen/geophysikalischen/morphologischen Veränderungen innerhalb einer Dekade auf die Verteilungen der kombinierten Wahrscheinlichkeit von Wasserständen und Wellen bei einer Sturmflut auswirken, einschließlich der kombinierten Extremereignisse für die Bemessung. Ein erster Schritt in diese Richtung wurde von TAYEL und OUMERACI (2014) mit der Implementierung eines kombinierten 2-dimensionalen hydrodynamischen Modells und rückgekoppelten künstlichen neuronalen Netzen (KNN) unternommen, um ein besseres Verständnis der nichtlinearen Interaktion zwischen den Sturmflutkomponenten in der Deutschen Bucht wie in Abb. 4 dargestellt zu ermöglichen. Die Ergebnisse sind sehr vielversprechend: die entwickelte hybride Modellierung erweist sich als effizienter Ansatz, da hiermit der allgemeine relative Einfluss der nichtlinearen Wechselwirkung zwischen den Sturmflutkomponenten im Vergleich zu ihrer linearen Überlagerung erfasst werden kann und somit die Vorhersage extremer Sturmfluten möglich ist. Wie GÖNNERT et al. (2012) feststellten, führt die lineare Überlagerung im Allgemeinen zu höheren Wasserständen, doch unter bestimmten, derzeit noch nicht vollständig geklärten Bedingungen, können die nichtlinearen Wechselwirkungen auch höhere Wasserstände bewirken (TAYEL und OUMERACI 2014).

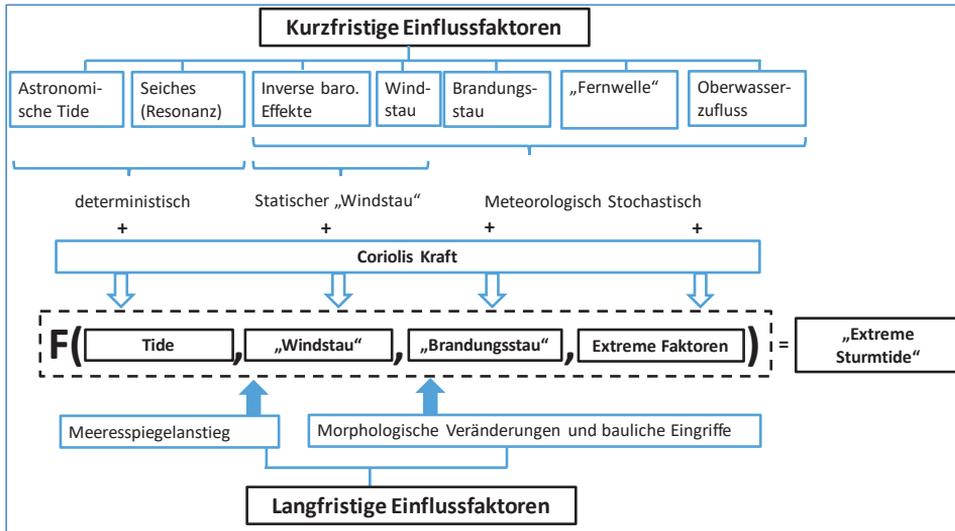


Abbildung 4: Sturmflutkomponenten und ihre nichtlinearen Wechselwirkungen (TAYEL und OUMERACI 2012).

3.2 Risikowege

3.2.1 Wichtigste Ergebnisse

Im Rahmen vorhergehender Projekte wie FLOODsite (www.floodsite.net) wurden Erkenntnisse gewonnen und Modellierungstools entwickelt, die in XtremRisk verbessert beziehungsweise weiter ausgebaut wurden. Sie bilden die Grundlage einer für beide Untersuchungsgebiete durchgeführten Zuverlässigkeitsanalyse der linearen Hochwasserschutzwerke wie beispielsweise Seedeiche, Dünen und Hochwasserschutzwände. Die Analyse liefert als Ergebnis eine Überflutungswahrscheinlichkeit P_f für die in TP1 entwickelten extremen Sturmflutszenarien. Sie beinhaltet auch (i) die Bruchmodellierung für Seedeiche durch Verwendung der von TUAN und OUMERACI (2010, 2011) sowie STANCZAK und OUMERACI (2012) entwickelten Modelle für einen Deichbruch, der durch Wellenüberlauf/Überströmen der landseitigen Deichböschung beziehungsweise durch Einwirkung brechender Wellen auf die seeseitige Böschung initiiert wird, sowie (ii) die Anwendung des „X-Beach“-Code zur Modellierung von Dünenerosion und -bruch.

Da die Hochwasserschutzlinien in den Untersuchungsgebieten aus verschiedenartigen Bauwerken bestehen, die normalerweise nicht über ihre gesamte Länge homogen sind, wurde eine Segmentierung in etwa 300 homogene Abschnitte mit ähnlichen Eigenschaften hinsichtlich Belastung und Widerstand vorgenommen. Für jeden Abschnitt wurden rund 80 Parameter für die Berechnung der 35 Grenzzustandsgleichungen (22 Gleichungen für Deiche, 8 Gleichungen für Hochwasserschutzwände und 5 Gleichungen für Dünen) zur Durchführung der Zuverlässigkeitsanalyse benötigt. Die betrachteten Grenzzustandsgleichungen stammten mehrheitlich aus vorhergehenden Studien. Im Rahmen dieses Projekts wurden auch einige Modifikationen und Weiterentwicklungen vorgenommen.

Neben den allgemein angewendeten Grenzzustandsgleichungen für die Dünenerosion werden auf Basis verfügbarer analytischer Modelle auch zusätzliche Grenzzustandsgleichungen für die Strandprofilentwicklung als Reaktion der Dünen auf die Einwirkung von Wellen und Overwash verwendet. Der übliche Ansatz für die Grenzzustandsgleichungen, bei dem die zulässige Wellenüberlauf-/Überströmrate q_{adm} mit der tatsächlichen Überlauf-/Überströmrate q verglichen wird, wurde hier modifiziert und anstatt dessen wurden das zulässige Volumen V_{adm} und das tatsächliche Volumen V (Gleichung 1) betrachtet:

$$V = \sum_{i=1}^{n,m} V_i = \sum_{i=1}^{n,m} q_i \cdot t_i \cdot l_i \quad (1)$$

mit: t_i = Zeit [s]; l_i = Länge des Abschnitts der Hochwasserschutzlinie [m]; n = Anzahl der Zeitschritte [-]; m = Anzahl der Abschnitte [-]. Die Berücksichtigung zeitabhängiger Volumina ist mit erheblichen Vorteilen verbunden, da sie eine bessere Approximation der zeitabhängigen Prozesse und der damit verbundenen Versagensmechanismen über den gesamten Zeitverlauf der Sturmflut darstellt. Darüber hinaus wird, im Gegensatz zu dem üblichen lediglich auf den Überlaufdaten beruhenden Ansatz, die Speicherkapazität des Hinterlandes berücksichtigt. Ein Überschreiten der kritischen Überlaufhöhe ist tatsächlich für eine kurze Dauer während des Scheitels der Sturmflut möglich, führt jedoch nicht notwendigerweise zu einer Überflutung. Ausführlichere Informationen finden sich in NAULIN et al. (2012a, b). Aufgrund der immer noch bestehenden Wissenslücken in Bezug auf die physikalischen Zusammenhänge, insbesondere die zeitliche Abhängigkeit der Versagensmechanismen und ihre räumliche Korrelation entlang der gesamten Küstenschutzlinie, war es nicht möglich, in der Zuverlässigkeitsanalyse den Faktor Zeit und den sogenannten „Längeneffekt“ vollständig zu berücksichtigen. Die Versagensmechanismen wurden also für jeden Abschnitt der segmentierten Küstenschutzlinie mehr oder weniger separat betrachtet. Trotz dieser Vereinfachungen und obgleich lediglich konventionelle Fehlerbaumanalysen durchgeführt wurden, in denen

- (i) die *Dauer* der Versagensmechanismen, ihre *zeitliche Sequenz* und *tatsächlichen Zusammenhänge* sowie
- (ii) die Versagensmechanismen, auf welche sich allgemeine Grenzzustandsgleichungen kaum anwenden lassen (z. B. Versagen beweglicher Sperrwerke infolge menschlichen Versagens), nicht berücksichtigt wurden,

zeigten die Ergebnisse eindeutig den relativen Beitrag jedes Versagensmechanismus zur Wahrscheinlichkeit des Top Event (Überflutung). Sie lieferten somit wertvolle Hinweise auf vorrangige Themenbereiche, die weiterer Ausarbeitung und F&E- Aktivitäten bedürfen. Traditionelle hierarchisch strukturierte Zuverlässigkeitsmodelle wie Fehler-/Ereignisbäume und Zuverlässigkeits-Blockdiagramme sind weder in der Lage, die Kausalität des Versagens noch seine Wechselwirkungen in Zeit und Raum zu erfassen (ZIO 2009). Zu diesem Zweck werden neue agentenbasierte Modellierungsansätze entwickelt, welche die Nutzung vorhandenen Wissens und bestehender Modelle zu den Einwirkungen und wesentlichen Materialeigenschaften ermöglichen, um potenzielle Versagensfälle und ihre gegenseitigen Wechselwirkungen einschließlich Kaskadeneffekte zu identifizieren und in Modellen abzubilden (MACAL und NORTH 2010).

3.2.2 Wichtigste Lehren

Auch wenn die vorgenannten und weitere Vereinfachungen erforderlich sind, um die Zuverlässigkeitsanalyse für ganze Hochwasserschutzsysteme praktisch durchführbar zu machen, leisten die so ermittelten Versagenswahrscheinlichkeiten von Hochwasserschutzelementen/-abschnitten und die damit verbundenen konventionellen Fehlerbäume einen wesentlichen Beitrag zur Identifizierung der Schwachstellen und der Priorisierung von Themen, die für weitere Detailuntersuchungen relevant sind. Dies gilt auch für die Risikoreduzierung bei damit verbundenen möglichen strukturellen Gegenmaßnahmen. Die vorliegenden Ergebnisse zeigten darüber hinaus, dass die Wirksamkeit eines vollständigen Schutzsystems aufgrund seiner großen Komplexität mit den gegenwärtig verfügbaren Modellierungsansätzen und konventionellen Zuverlässigkeits-/Fehlerbaumanalysen nicht effizient beschrieben werden kann. Infolge der hohen zeitlichen und räumlichen Variabilität der Parameter von Einwirkung und Widerstand, die sich auf die Versagensmechanismen auswirken, und aufgrund ihrer Wechselwirkungen bei einem einzelnen Hochwasserschutzelement und bei der Vielfalt nimmt diese Komplexität signifikant zu.

Es wird daher ein *adäquater Modellierungsansatz* benötigt, der die Abbildung der komplexen Versagensmechanismen in Zeit und Raum ermöglicht und dabei alle Wechselwirkungen zwischen den Hochwasserschutzelementen sowie die Integration der als direkte Folge der Flutausbreitung erwarteten Schäden mit einschließt. Ein solcher Modellierungsansatz lässt sich möglicherweise durch Kopplung systemdynamischer Modelle für die zeitabhängigen Prozesse mit GIS-basierten Ansätzen für die räumliche Modellierung realisieren. Dies würde auch die Simulation der Wirksamkeit des gesamten Hochwasserschutzsystems über die erwartete Nutzungsdauer erlauben und somit auch die explizite Berücksichtigung der langfristigen Veränderung der Versagenswahrscheinlichkeiten, die sich notwendigerweise aus den langfristigen Veränderungen der Belastungs- und Widerstandsparameter ergeben würden. Dies ist besonders relevant für die Wahrscheinlichkeitsdiskontierung, da sich eine Optimierung nur unter Berücksichtigung der Kosten über die gesamte Nutzungsdauer erzielen lässt.

Zeitabhängige Zuverlässigkeitsanalyse: BUIJS et al. (2009) legten einen strukturierten Ansatz zur Definition statistischer Modelle für zeitabhängige Prozesse bei Hochwasserschutzwerken und einen komplexen Modellierungsrahmen mit hierarchischen und stochastischen Prozessmodellen vor. Es handelt sich dabei um einen sehr vielversprechenden Ansatz, mit dem sich möglicherweise neue Erkenntnisse über das zeitabhängige Verhalten von Hochwasserschutzwerken gewinnen lassen, insbesondere bei einem Versagen in Verbindung mit Schädigungsprozessen. Allerdings liegen nach wie vor nur unzureichende wissenschaftliche zeitabhängige Erkenntnisse über die physikalischen Prozesse, welche den zeitabhängigen Versagensmechanismen und ihren Wechselwirkungen im Laufe der Zeit zugrunde liegen, vor. Eine effiziente Anwendung dieser oder anderer detaillierter Ansätze für zeitabhängige Zuverlässigkeitsanalysen von Hochwasserschutzelementen und -systemen ist daher in der Praxis noch nicht möglich. Vielmehr könnte die Anwendung komplexer Modellierungsansätze ein *zusätzliches Risiko* mit der möglichen Folge wesentlich höherer Flutschäden bedeuten, wenn die zugrunde liegenden physikalischen Vorgänge, Schädigungsmechanismen und sonstigen zeitabhängigen Versagensformen nicht hinreichend bekannt sind. Die praktische Implementierung von Modellierungsansätzen, die beispielsweise die Entwicklung zeitabhängiger Fragilitätskurven und ihre Einbettung in

die Zuverlässigkeitsanalyse für ein ganzes Hochwasserschutzsystem ermöglichen, muss auf den Ergebnissen von Grundlagenforschung über die relevantesten grundlegenden physikalischen Prozesse aufbauen. Iterative Verfeinerungen auf Basis dieser Ergebnisse und nach Durchführung einer Sensitivitätsanalyse für das gesamte System werden ebenfalls für jeden Prozess benötigt.

Längerfristig bedarf es eines besseren Verständnisses der Wechselwirkungen zwischen den verschiedenen Versagensmechanismen, der zeitlichen und räumlichen Korrelation zwischen den Abschnitten einer Küstenschutzlinie und zwischen den verschiedenen Elementen des gesamten Hochwasserschutzsystems, um den Nachteilen einer konventionellen Fehlerbaumanalyse zu begegnen. Letztere beruht überwiegend auf dem „*engineering judgment*“ und ist damit subjektiv; das Ergebnis hängt in hohem Maße von Fachwissen und Kompetenzen des Analytikers ab, d. h. weiter entwickelte Fehlerbäume oder sonstige alternative Werkzeuge werden darüber hinaus benötigt, um die Dauer, zeitliche Abfolge und die tatsächlichen räumlichen und zeitlichen Verbindungen der Versagensmechanismen innerhalb eines Schutzelements und entlang der Hochwasserschutzlinie sowie innerhalb ganzer Hochwasserschutzsysteme zu berücksichtigen. Solche Tools werden wesentlich dazu beitragen, dass sich die konventionelle Analyse von der Kunst hin zur Wissenschaft weiter entwickelt, d. h. von einem fragilen und sehr empfindlichen Werkzeug hin zu einem robusteren und erschwinglichen Methodensatz für Anwender in der Praxis. In diesem Zusammenhang ist es geboten, die Machbarkeit integrierter systemdynamischer Modelle und GIS-Ansätze zu untersuchen, mit denen ein Modellierungsrahmen für die Abbildung der raum- und zeitabhängigen Prozesse und Wechselwirkungen entwickelt werden kann.

Zeitabhängige Fehlerbäume oder alternative Integrationstools müssen zudem auch Versagensmechanismen beinhalten, auf die sich die üblichen Grenzzustandsgleichungen kaum anwenden lassen (z. B. Versagen beweglicher Sperrwerke infolge menschlichen Versagens). Eine „Quantifizierung“ der Versagenswahrscheinlichkeit durch Einholen und Analyse von Expertenmeinungen beziehungsweise durch Simulationen kann hier die Verlässlichkeit der Ergebnisse verbessern. Besonders in Fällen, in denen die Belastungs- und Widerstandsparameter zeitabhängig sind und die Dauer der Versagensmechanismen sowie ihre zeitliche Abfolge und gegenseitige Abhängigkeit von Bedeutung sind, kann das Endergebnis einer konventionellen Fehlerbaumanalyse mit großen Unsicherheiten behaftet sein.

Räumliche Variabilität und Längeneffekte: Die unterschiedlichen Versagensmechanismen werden in der Regel durch Betrachtung eines repräsentativen Querschnitts jedes durch Segmentierung der Hochwasserschutzlinie definierten Abschnitts bewertet. Die Wahrscheinlichkeit eines Versagens nimmt also offensichtlich mit der Länge der Hochwasserschutzlinien zu, bedingt durch die räumliche Variabilität der Belastungs- und Widerstandsterme der Grenzzustandsgleichungen sowie durch die Tatsache, dass „jede Kette so stark ist wie ihr schwächstes Glied“ (*Längeneffekt*). Je höher die räumliche Variabilität (d. h. je kürzer die Autokorrelationsabstände) der Widerstandsparameter (z. B. Wellen und Wasserstände) und Widerstandsparameter (z. B. Bodeneigenschaften), desto größer der Längeneffekt. Der relative Einfluss der Belastungsparameter auf den Längeneffekt ist aufgrund ihrer größeren Heterogenität entlang der Hochwasserschutzlinie in der Regel deutlich höher als der Einfluss der Widerstandsparameter, für die deutlich größere Korrelationsabstände charakteristisch sind. Die große Bedeutung dieser Faktoren wurde während

des Hurrikans Katrina deutlich, bei dem es zu einer Vielzahl von Brüchen als Folge von Schwachstellen entlang der Hochwasserschutzlinien in New Orleans kam. Die Versagensmechanismen, bei denen die Widerstandsparameter dominierend sind, haben darüber hinaus grundsätzlich eine entscheidende Wirkung auf den Längeneffekt, und zwischen einem einzelnen Abschnitt und der gesamten Schutzlinie kann sich die Versagenswahrscheinlichkeit um mehr als zwei Größenordnungen unterscheiden (VRIJLING et al. 2011). Ein konsistenter Rahmen für die Modellierung der durchgängigen räumlichen Variabilität von Bodenparametern mittels einer Zufallsfeldtheorie ist bereits vorhanden und hat in den letzten Jahren stark an Bedeutung zugenommen, da die räumliche Variabilität von Böden eine der Hauptquellen für Schäden (Versagen) von Ingenieurbauten darstellt (VROUWENVELDER 2006). Durch Verwendung einer bedingten Wahrscheinlichkeit auf Basis von Szenarien kann eine diskrete räumliche Variabilität (z. B. Schwachstellen) in die Modellierung integriert werden (VRIJLING et al. 2011).

Die mit der räumlichen Variabilität der Widerstandsparameter entlang der Hochwasserschutzlinien (Heterogenität hinsichtlich Scherfestigkeit, hydraulischer Durchlässigkeit und Bodenschichtdicke; durch Übergänge oder Wühltiere verursachte Schwachstellen etc.) verbundenen großen Unsicherheiten sind nicht nur inhärent (aleatorisch), sondern auch dahingehend epistemisch, da sie aufgrund mangelnder Mess-/Beobachtungsdaten bestehen und im Laufe der Zeit stetigen und diskreten Veränderungen unterworfen sind. Sie stellen die größten Hürden für eine plausible Erklärung des Längeneffekts in der Zuverlässigkeitsanalyse kompletter Hochwasserschutzsysteme dar. Gezielte Lufterkundungen mittels Infrarot-Technologie und anderer geophysikalischer Messungen können ein erster Schritt bei der Detektion möglicher Schwachstellen sein. Langfristig bedarf es einer konsistenten und systematischen Monitoring-Strategie.

Dabei ist zu bedenken, dass eine Nichtbeachtung oder unzureichende Berücksichtigung der oben genannten Aspekte (Zeitabhängigkeit und räumliche Variabilität der Versagensmechanismen und ihrer Interaktion, Einzelpunkt-Strukturen), wie dies in den heutigen Zuverlässigkeitsanalysen von Hochwasserschutzwerken üblich ist, in der Regel zu niedrigeren Prognosewerten für die Überflutungswahrscheinlichkeiten führt und somit zu Ergebnissen auf der unsicheren Seite.

3.3 Risikoempfänger

3.3.1 Wichtigste Ergebnisse

Bei der Entwicklung und Umsetzung neuer Ansätze für die Ermittlung *tangibler und intangibler Schäden* sowie für ihre Zusammenführung in einer integrierten Risikoanalyse wurden substantielle Fortschritte erzielt.

Tangible Schäden: Hier wurden insbesondere neue Methoden entwickelt – für die mikroskalige Ermittlung direkter ökonomischer Schäden (aufgrund des physischen Kontakts von Objekten mit Wasser) auf Basis der aktuell gültigen Marktpreise und ihre mesoskalige Zusammenführung sowie für die Ermittlung indirekter ökonomischer Schäden (aufgrund der Unterbrechung wirtschaftlicher und gesellschaftlicher Aktivitäten als Folge direkter Flutschäden).

Der Fokus richtet sich dabei auf die Wohnbebauung und die gewerblichen und industriellen Objekte, aber auch potenzielle Schäden an Infrastruktur und Landwirtschaft

werden berücksichtigt. Der wichtigste hydraulische Eingangsparameter für die Schadensberechnung ist die Überflutungstiefe, die aus der Modellierung der Flutwellenausbreitung mit MIKE21 bestimmt wird. Dieser Parameter wird für die Entwicklung von objektbasierten Wasserstands-Schadensfunktionen (Daten aus Inspektionen, Fotos und Bauplänen von Bauwerken) verwendet. Die Ausbreitungsmodellierung basiert (i) auf den von TP1 bereitgestellten Sturmflutszenarien und (ii) auf Daten zu Überlauf-/Überströmvolumen oder den von TP2 bereitgestellten Ausgangsbedingungen infolge von Deichbrüchen. Grundlage des Ansatzes auf Mikroebene ist in erster Linie die Schadensermittlung mit dem Flood Resilient Tool (FloReTo), das für Musterhaustypen (z. B. Wohnobjekte, die durch die Art der Bebauung, die Nutzung des Erdgeschosses und die Materialien der Gebäudehülle definiert sind) entwickelt wurde (UJEYL et al. 2011, 2012). Die berechneten Schäden und die Ausbreitungstiefen werden in einer GIS-basierten räumlichen Modellierung (s. Kapitel 4) mit Hilfe der entwickelten Wasserstands-Schadensfunktionen zusammengeführt. Zudem wird eine vergleichende Analyse mit gängigen mesoskaligen Methoden durchgeführt, um die Vorteile des vorgeschlagenen Ansatzes (z. B. für die Ableitung effizienter Maßnahmen zur Risikoreduzierung) herauszustellen.

Eine Literaturstudie zeigte, dass sich das von HALLEGATTE (2008) vorgelegte Modell Adaptive Regional Input-Output (ARIO) am besten als Ansatz zur Berechnung der indirekten ökonomischen Schäden infolge von Produktionsausfällen und Verlusten an Dienstleistungen im Wohnungswesen eignet. Seine Anwendung im Untersuchungsgebiet Hamburg machte die Zusammenhänge zwischen indirekten und direkten Schäden sichtbar. Es zeigte sich, dass die indirekten Schäden vernachlässigbar klein (oder sogar negativ) sind, wenn die direkten Schäden unter einem bestimmten Niveau bleiben, jedoch nichtlinear ansteigen, sobald die direkten Schäden dieses Niveau überschreiten. Diese Tatsache ist ein Indikator dafür, dass es für die Bewältigungskapazität ökonomischer Systeme einen Schwellenwert gibt. Für das Untersuchungsgebiet Hamburg wurde dieser Schwellenwert bei etwa 2,5 Mrd. Euro angesetzt (UJEYL und KOWALEWSKI 2012). Die entsprechenden von HALLEGATTE (2008) für Louisiana ermittelten Werte liegen bei 50 bzw. 200 Mrd. US-Dollar (Abb. 5).

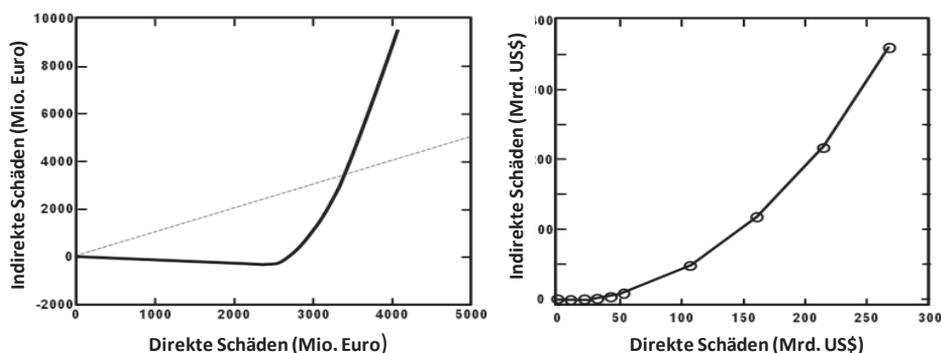


Abbildung 5: Indirekte ökonomische Schäden (Wertschöpfungsverluste) gegenüber direkten Schäden für Hamburg (UJEYL und KOWALEWSKI 2012, links) und für Louisiana (HALLEGATTE 2008, rechts).

Intangible Schäden: In einem umfassenden Wissensstandbericht (DASSANAYAKE und OUMERACI 2010) wurde aufgezeigt, welche Lücken die verfügbaren Methoden hinsichtlich (i) der Abschätzung der sozialen Schäden (Verlust an Menschenleben/Verletzungen und kulturelle Schäden) und Umweltschäden als Folge von Hochwasser und (ii) der Zusammenführung mit den tangiblen Schäden in einer Risikoanalyse aufweisen. Die Ergebnisse haben darüber hinaus insbesondere den Mangel an geeigneten Methoden für die Evaluierung der kulturellen und umweltbezogenen Schäden sowie ihre Integration mit anderen Schadenskategorien in der Risikoanalyse verdeutlicht. Aus diesem Grund wurde für die beiden Untersuchungsgebiete eine systematische Methodik entwickelt und umgesetzt, in deren Rahmen die intangiblen Schäden und ihre Integration mit den tangiblen Schäden ermittelt und ausgewertet werden (DASSANAYAKE et al. 2012; BURZEL et al. 2012).

In diesem Kontext kam das von PENNING-ROUSELL et al. (2005) vorgelegte Modell zur Bestimmung möglicher Todesopfer und Verletzungen durch Hochwasserereignisse zur Anwendung. Hierbei werden sowohl Überflutungstiefe und Fließgeschwindigkeit als auch die Eigenschaften der gefährdeten Personen (Anzahl, Alter usw.) und Gebiete berücksichtigt. Da das Modell bis dato nur auf Flussüberschwemmungen angewendet wurde, wird aus Vergleichsgründen auch das von JONKMAN (2007) vorgelegte Modell eingesetzt.

Zur Bewertung der kulturellen Schäden wird jedoch eine neue Methode entwickelt, die auf den physischen Schäden durch Überflutung und den kulturellen Werten der Objekte basiert (DASSANAYAKE et al. 2011a). Für die Schätzung der direkten physischen Schäden an Kulturgütern werden Überflutungstiefe und Fließgeschwindigkeit zugrunde gelegt. Der kulturelle Wert der verschiedenen Objektarten (denkmalgeschützte und nicht denkmalgeschützte Objekte) wird unter Einbeziehung ihrer historischen und gesellschaftlichen Bedeutung ermittelt. Die Ergebnisse werden gemäß einer fünfstufigen Skala von sehr niedrig (1) bis sehr hoch (5) in eine Matrix zur Bestimmung der kulturellen Schäden (Cultural Loss Assessment Matrix, CLAM) eingetragen. Die räumliche Analyse der sozialen Schäden wurde in ArcGIS für das Untersuchungsgebiet Hamburg erfolgreich durchgeführt (BURZEL et al. 2012).

Für die ökologischen Schäden wird ein in zwei Schritten durchgeführter Ansatz auf Grundlage der 2005 vom Millennium Ecosystem Assessment entwickelten Klassifizierung der Ökosystemdienstleistungen vorgeschlagen. Um Doppelzählungen zu vermeiden, werden nur die Bereitstellungs-, Regulierungs- und Kulturdienstleistungen berücksichtigt, die unterstützenden Dienstleistungen werden ignoriert. Die Identifizierung der gefährdeten Ökosysteme und ihrer Dienstleistungen (1. Schritt) basiert auf der Analyse von den CORINE Land Cover-Daten und weiteren Informationen. Die Ermittlung der durch Flutwellenausbreitung bedingten (in Prozent gemessenen) Veränderungen (2. Schritt) erfolgt durch eine Betrachtung von Überflutungstiefe, Fließgeschwindigkeit, Überflutungsdauer und dem numerisch modellierten Salzgehalt. Der Ansatz wurde für das Untersuchungsgebiet Sylt bereits implementiert. Die räumliche Modellierung der Schäden erfolgt nach dem CRA-Ansatz (Cellbased Risk Assessment) (BURZEL und OUMERACI 2011).

Integration tangibler und intangibler Schäden: Da die verschiedenen Schadenskategorien in unterschiedlichen Einheiten gemessen werden (wirtschaftliche Schäden in Euro, Todesopfer und Verletzungen in Anzahl der Personen, Kulturschäden auf einer

fünfstufigen Skala und ökologische Schäden in Prozent) bedurfte es einer einheitlichen Vorgehensweise zur Zusammenführung aller Kategorien. Diese wurde im Rahmen einer auf GIS basierenden Multikriterienanalyse (MCA) entwickelt. Die Methode umfasst acht Arbeitsschritte (1 – Problemdefinition, 2 – Bewertungskriterien, 3 – Auswahl der räumlichen Einheiten und der Gittergröße, 4 – Bewertung der Kriterien 5 – Gewichtung der Kriterien, 6 – Entscheidungsregeln, 7 – Klassifizierung von Alternativen, 8 – Sensitivitätsanalysen) und folgende Zielsetzungen: (i) Zusammenführung aller tangiblen und intangiblen Schäden in einer einstufigen Skala von 0 bis 1, (ii) Aggregation der Schäden entsprechend ihrer relativen Bedeutung und (iii) Bestimmung der Schwere des Gesamtflutschadens innerhalb des Untersuchungsgebiets mit einer Wertung von 0 oder 1, die jeder GIS-Gitterzelle zugewiesen wird. Für den 6. Schritt wird aus den verschiedenen MCA-Ansätzen das Verfahren der Multi-Attribute-Utility-Theorie (MAUT) und für den 5. Schritt (Gewichtung der Kriterien) eine paarweise Vergleichsmethode ausgewählt (DASSANAYAKE et al. 2011b). Diese Methode wurde in den Untersuchungsgebieten umgesetzt und stellt eines der wichtigsten Ergebnisse des Teilprojekts „Risikoempfänger“ dar (DASSANAYAKE et al. 2012; BURZEL et al. 2012).

3.3.2 Wichtigste Lehren

Die Ergebnisse haben gezeigt, dass die *Ermittlung der direkten ökonomischen Schäden* auf einer Mikroebene und ihre Zusammenführung auf der Mesoskala zwar daten- und arbeitsintensiver, jedoch im Vergleich zur herkömmlichen mesoskaligen Ermittlung lohnender ist. Die Ergebnisse belegen darüber hinaus zweierlei: (i) Der Wert der direkten Schäden alleine ist als Indikator für die Schwere der Schäden und als Grundlage für Entscheidungen in Bezug auf Risikoreduzierungsmaßnahmen nicht ausreichend; (ii) Eine konsistente Berücksichtigung der indirekten ökonomischen Schäden und intangiblen Schäden sowie ihre einheitliche Aggregation sind für den Erfolg der integrierten Risikoanalyse von großer Bedeutung. Die Ergebnisse aus der *Ermittlung der indirekten ökonomischen Schäden* zeigen deutlich die Hauptschwierigkeiten in Bezug auf die Definition, Messung und Prognose dieser Kosten als Funktion der Einzelkosten und unterstreichen den Bedarf an fundierten Kenntnissen über die wichtigsten wirtschaftlichen Zusammenhänge und marktbezogenen Prozesse, die der Wiederherstellungs- und Wiederaufbauphase nach einem Extremflutereignis zugrunde liegen. Dazu gehören insbesondere Informationen zu ungewöhnlichen Solidaritäts- und Unterstützungsleistungen auf regionaler/nationaler/internationaler Ebene sowie zu weiteren lenkenden/politischen Prozessen, die in den aktuellen Ermittlungsverfahren nicht berücksichtigt werden (HALLEGATTE 2008). Ein besserer Überblick über die Zusammenhänge zwischen den Wirkungsweisen des Finanz-/Geschäftssektors und den Mechanismen von Naturkatastrophen kann zu einem besseren Verständnis der zugrunde liegenden maßgeblichen Prozesse und der Schwierigkeiten bei der Ermittlung der Auswirkungen von Naturkatastrophen auf Basis makroökonomischer Daten beitragen.

Bei der *Ermittlung intangibler Schäden* werden die Schadenskategorien in unterschiedlichen Einheiten gemessen und dann zu einem Endergebnis zusammengefasst und für die Schwere der Sturmflutschäden wird pro GIS-Gitterzelle ein Wert auf einer Skala von 0 bis 1 angegeben. Es wäre wünschenswert, wenn außerdem sämtliche Schäden anhand einer monetären, auf dem Lebensqualitätsindex (LQI) basierenden Skala bewertet werden

könnten. Hiervon würde der Entscheidungsfindungsprozess auf Grundlage einer Kosten-Nutzen-Analyse profitieren, aber auch die auf dieser Analyse basierende Bewertung des Nutzens verschiedener Maßnahmen zur Risikoreduzierung. Ein erster vielversprechender Versuch in Richtung eines LQI-basierten Ansatzes zur Ermittlung des Werts eines statistischen Lebens (VSL) wurde bereits durchgeführt (DASSANAYAKE und OUMERACI 2012).

Zur *Bestimmung der Kriterienwerte und -gewichtungen* innerhalb der MCA sollte ein strukturiertes Verfahren entwickelt werden, das auch die Meinung von Experten und der betroffenen Bewohner von überflutungsgefährdeten Gebieten berücksichtigt. Die letzte Gruppe ist besonders auch für die Bestimmung der relativen Bedeutung der verschiedenen Schadenskategorien relevant. Die Vielzahl der Begriffe zur Charakterisierung der verschiedenen Schadenskategorien im Zusammenhang mit Extremereignissen sowie die Vielfalt der Ermittlungsmethoden und der zugrunde liegenden Annahmen, spiegeln nicht nur die Konfusion im Schrifttum wider, sondern erschweren auch die Wahl einer geeigneten Methode und die sinnvolle Gegenüberstellung oder Zusammenführung der veröffentlichten Ergebnisse erheblich. Die Wahl der geeigneten Methode und des geeigneten Detaillierungsgrads der Analyse hängen in erster Linie vom Zweck der Schadensermittlung (Versicherung, Risikoreduzierung usw.) ab. Die Schwierigkeiten werden durch die inhärente Multidimensionalität der Auswirkungen von Extremereignissen und ihrer erheblichen Umverteilungseffekte sowie durch die extrem großen, selten bewerteten Unsicherheiten noch verstärkt. Aus diesem Grund ist eine *Harmonisierung im Bereich der Risikoanalyse*, möglich zwischen den Disziplinen und grenzüberschreitend, dringend erforderlich. Eine Harmonisierung würde die Evaluierung der großen Unsicherheiten, die derzeit in allen integrierten Risikobewertungen den kritischsten Engpass darstellt, voraussichtlich erheblich vereinfachen. Der Hauptgrund für die bestehenden Unsicherheiten ist mangelndes Wissen über die Wechselwirkung zwischen der sozioökonomischen Dynamik und der Wirkungsdynamik von Naturkatastrophen. Weitere Gründe sind die schlechte Datenlage und uneinheitliche Bewertungsmethoden.

3.4 Integrierte Risikoermittlung

Das Gesamtprojekt wurde für die beiden Untersuchungsgebiete Ende 2012 abgeschlossen. Es beinhaltet auch die Einbindung der Ergebnisse aus den Teilprojekten 1 bis 3 in die Risikoanalyse, um unterschiedliche Szenarien für extreme Sturmfluten, die Risikobewertung und die abschließende Empfehlung möglicher Maßnahmen zur Risikoreduzierung zu ermöglichen. Einige Ergebnisse aus den entwickelten Integrationsmethoden sind unten zusammengefasst.

Zellbasierte Risikobewertung (CRA): Ein auf Grundlage des GIS entwickelter Ansatz dient als flexibler und robuster Rahmen für die räumliche Modellierung der verschiedenen Flutschadenskategorien und ihre Zusammenführung in der integrierten Risikoanalyse. Aufgrund der hohen räumlichen Variabilität der Eigenschaften von Gefährdung und Vulnerabilität in den überflutungsgefährdeten Bereichen beider Untersuchungsgebiete ist das in der Vergangenheit häufig verwendete GIS-Gitterkonzept unzureichend (z. B. kann nur ein Attribut in einer Rasterdatei gespeichert werden). Aus diesem Grund wurde ein polygonbasiertes Konzept für die räumliche Risikoanalyse entwickelt, das die Vorteile der Raster- und Polygonkonzepte nutzt. Für die CRA-basierte Analyse wird der überflutungsgefährdete Bereich in gleichmäßige Polygone (Zellen) einer gegebenen Größe unterteilt, die primär

von der Größe des Untersuchungsgebiets und der Bewertungsskala abhängt. Diese Zellen bilden ein gleichmäßiges Gitter und werden daher als Gitterzellen bezeichnet. In den Untersuchungsgebieten wurde mit Auflösungen von 100 m, 50 m und 10 m gearbeitet. Umfangreiche Geoprocessing-Workflows wurden mit der Model Builder-Umgebung in ArcGIS in einer modularen Struktur entwickelt, wodurch eine hohe Flexibilität des Modells und seine Anpassbarkeit an alle Untersuchungsgebiete und Auflösungen gewährleistet sind.

Der CRA-Ansatz umfasst drei Schritte: (i) Umwandlung aller unregelmäßigen Eingangsdaten in den zugewiesenen Bereich, (ii) Anwendung des ausgewählten Modells auf alle Zellen innerhalb des Untersuchungsstandorts und (iii) Visualisierung der Ergebnisse auf räumlicher Basis. Der CRA-Ansatz kam für die Modellierung tangibler Schäden (direkter und indirekter ökonomischer Schäden) und intangibler Schäden (Menschleben und Verletzungen, Schäden an Kulturgütern und Umweltschäden) für verschiedene Szenarien erfolgreich zur Anwendung (siehe Abschnitt 3.3).

Integration tangibler/intangibler Schäden und GIS-Zuordnung. Der von DASSANAYAKE et al. (2011b) entwickelte Ansatz auf MCA-Basis für die Zusammenführung der unterschiedlichen Schäden (siehe Abschnitt 3.3 oben) sieht die Anwendung des CRA-Ansatzes zur Generierung von Überflutungskarten, Karten für die einzelnen und aggregierten Schadenskategorien sowie Risikokarten vor, in denen Überflutungskarten und Schadenskarten kombiniert sind (Abb. 6). Insbesondere die Risikokarten für die einzelnen Schadenskategorien sowie die für verschiedene Extremsturmflutszenarien aggregierten Risikokarten bilden die Grundlage für die Evaluierung des prognostizierten Risikos im Vergleich zum tolerierbaren Risiko und letztendlich für die Empfehlungen möglicher Risikoreduzierungsmaßnahmen für beide hier betrachteten Untersuchungsgebiete. Zu diesem Zweck wird ein konsistenter und transparenter Rahmen mit den erforderlichen Methoden und Werkzeugen zur Bewertung tolerierbarer Risiken benötigt.

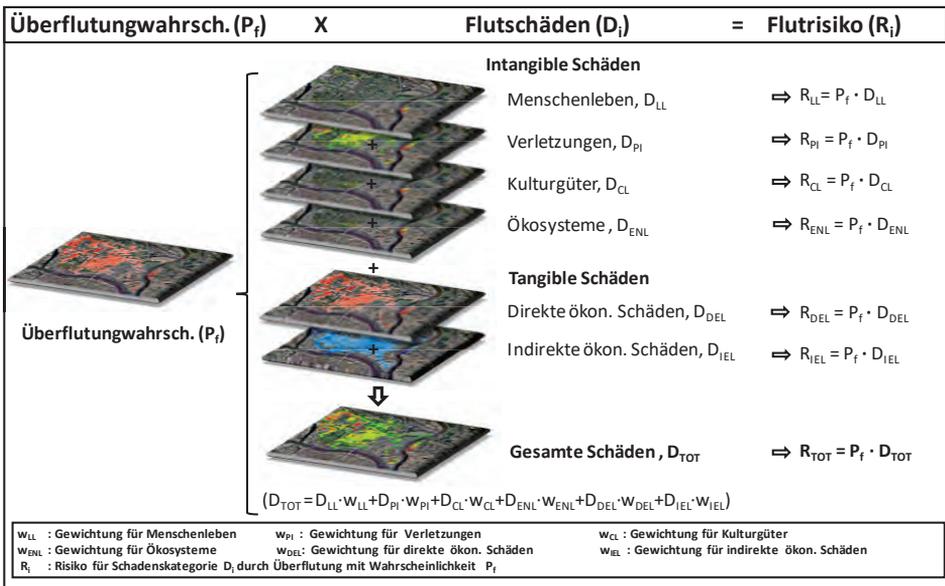


Abbildung 6: Risiko im Zusammenhang mit den verschiedenen Schadenskategorien und ihre Zusammenführung in der integrierten Risikoanalyse (modifiziert aus DASSANAYAKE et al. 2012a).

4 Abschließende Bemerkungen

Eines der Hauptmerkmale des XtremRisk-Projekts, das 2008 initiiert und Ende 2012 abgeschlossen wurde, ist der Detaillierungsgrad bei der Analyse der Risikoquellen (z. B. Effekt nichtlinearer Wechselwirkungen von extremen Sturmflut Komponenten), der Risikowege (z. B. Versagensmechanismen von Hochwasserschutzelementen und Versagenswahrscheinlichkeiten) und der Risikoempfänger (z. B. Berücksichtigung unterschiedlicher Kategorien von tangiblen und intangiblen Flutschäden). Im Rahmen der verfügbaren Kenntnisse/Modelle und der verfügbaren Zeit/Ressourcen für weitere und neue Entwicklungen wurde für diesen Detaillierungsgrad ein (innerhalb des Projektzeitrahmens praktisch umsetzbares) Höchstmaß eingehalten. Wir gehen daher davon aus, dass die vorliegende Untersuchung eine der am weitesten prozessbasierten integrierten Risikoanalysen von durch Sturmfluten verursachten Überflutungen in Küstenregionen darstellt. Dabei erfolgten die beispielhaften Anwendungen in zwei Untersuchungsgebieten, die als repräsentativ für eine offene Küste und ein urbanes Ästuar-Gebiet ausgewählt wurden. Der hohe Detaillierungsgrad war erforderlich, nicht nur, um die Defizite heutiger Kenntnisse/Modelle und Prioritäten für die weitere Forschung zu identifizieren, sondern auch, um zu erkennen, wo, wie und in welchem Maße Vereinfachungen im gesamten Risikoanalyseprozess möglich sind, ohne die wesentlichen Aspekte aus dem Blick zu verlieren. Diese Studie trägt möglicherweise außerdem dazu bei, die Ergebnisse vereinfachter oder ganzheitlicher Ansätze besser einzuschätzen, wie beispielsweise die Ergebnisse des Verbundprojekts HoRisk (SCHÜTTRUMPF et al. 2012) und des EU-THESEUS-Projekts (NARAYAN et al. 2013; ZANUTTIGH et al. 2013).

Die ultimative Herausforderung wird darin bestehen, nicht nur die weiter oben identifizierten entscheidenden Wissenslücken zu schließen, sondern auch den gesamten Prozess der Risikoanalyse zu vereinfachen, soweit dies in vernünftigem Maße durchführbar ist, das heißt ohne Auslassen wesentlicher Aspekte. So können den Anwendern und weiteren zukünftigen Entscheidungsträgern (z. B. bei Umsetzung der Europäischen Hochwasserrisikomanagement-Richtlinie) verständliche und erschwingliche Methodensätze und Tools für die integrierte Risikoanalyse angeboten werden. Um die Ergebnisse der Verbundprojekte XtremRisk, HoRisk und THESEUS bestmöglich zu nutzen, wird für 2015 die Auflage eines neuen F&E-Projekts geplant, dessen ultimatives Ziel die Entwicklung eines Living Decision Support System (LDSS) mit einer modular aufgebauten Struktur für die in der Ingenieurpraxis relevanten drei Entscheidungsebenen ist: Durchführbarkeit, Voruntersuchung und Detailstudie. Das prospektive Ergebnis ist ein flexibles und belastbares Tool für integrierte Hochwasserrisikoanalysen im Küstenraum. Sein Anwendungsbereich umfasst risikobasierte Bemessung, Sicherheitsbeurteilung und Monitoring/Wartung von Hochwasserschutzsystemen sowie effizientes Flutrisikomanagement in Küsten- und Ästuargebieten. Dabei wird ein besonderer Schwerpunkt auf Schäden an sogenannten kritischen Infrastrukturen im Küstenraum liegen. Solche komplexen Systeme sind im Allgemeinen für Ereignisse und Bedrohungen wie Sturmfluten und Überschwemmungen im Küstenbereich bemessen, die mit Hilfe der vorhandenen Modellierungstools vorhersagbar und mit den relevanten Bemessungsstandards kompatibel sind. Bei schwer vorhersagbaren Ereignissen mit einer extrem niedrigen Eintrittswahrscheinlichkeit ist jedoch ein vollkommener Schutz weder technisch noch ökonomisch durchführbar, mit der Folge, dass solche Ereignisse im Regelfall zu katastrophalen Schäden und

Verlusten führen, wenn keine konsistenten und robusten Gegenmaßnahmen vorgesehen sind. Die Wirksamkeit der verschiedenen Gegenmaßnahmen ist vom Komplexitätsgrad des betrachteten Systems und seinen Bestandteilen (Teilsystemen) sowie seiner Einbettung in größere Systeme auf regionalem, nationalem und internationalem Maßstab abhängig. Eine Rolle spielen dabei auch Art, Größe und Frequenz des Extremereignisses, Art und Bedeutung der kritischen Infrastruktur, Art und relative Bedeutung möglicher Kaskadeneffekte, Kategorien und Größenordnungen potenzieller Schäden (wirtschaftliche, soziale und umweltbezogene Schäden) und die jeweils vorherrschende Risikokultur (Risikoakzeptanz). Kritische Infrastrukturen, die in ihre Umgebung eingebettet sind, sind insofern hochkomplexe und nichtlineare Systeme, als das gemeinsame Verhalten ihrer Bestandteile Eigenschaften hervorbringt, die sich kaum - wenn überhaupt - aus den Eigenschaften der einzelnen Bestandteile ableiten lassen. Das hat wesentlichen Einfluss auf den konzeptionalen und theoretischen Rahmen für die Entwicklung der Wissensbasis, Methoden, Modellierungsansätze und weiteren Analysetools/-techniken, um die grundsätzliche Funktionsweise komplexer Systeme zu verstehen, mit denen das Risiko bei unerwarteten Extremereignissen minimiert werden soll. In Verbindung mit den Resultaten der oben genannten abgeschlossenen und weiteren verwandten Projekte wird dies die Basis für das neue dreistufige LDSS bilden. Dabei ist noch zu klären, ob dieses System innerhalb eines agentenbasierten Modellierungsansatzes (ABM) oder in einem konventionelleren Rahmen entwickelt wird. In beiden Fällen wären Synergien aus einer transnationalen Partnerschaft und Zusammenarbeit wünschenswert.

5 Danksagung

Das Projekt XtremRisK wurde vom Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) finanziert und unter dem Management des Projektträgers Jülich (Fördernummer 03F0483A) durchgeführt. Die Autoren danken auch den zuständigen Behörden LSBG und HPA für ihre Unterstützung beim Untersuchungsgebiet in Hamburg und dem LKN für die Unterstützung im Untersuchungsgebiet auf Sylt.

6 Schriftenverzeichnis

- BUIJS, F. A.; HALL, J. W.; SAYERS, P. B. and VAN GELDER, P. H. A. J. M.: Time-dependent reliability analysis of flood defences. In: Reliability Engineering and System Safety 94, 1942-1953, 2009.
- BURZEL, A. and OUMERACI, H.: Development of a Framework for the Spatial Modelling of Extreme Risks and the Consideration of Risk Acceptance: Progress Report. Leichtweiß-Institute, TU Braunschweig, 2011.
- BURZEL, A.; DASSANAYAKE, D. R. and OUMERACI, H.: Spatial Modelling of tangible and intangible Losses in Integrated Risk Analysis – Results of the XtremRisK Proc. 2nd European Conference on FLOODrisk Management, Rotterdam, 2012.
- DASSANAYAKE, D. R. and OUMERACI, H.: Framework and Methods for the Evaluation of Intangible Losses and their Integration in Coastal Flood Risk Analysis. State of the Art Report. Leichtweiß-Institute, TU Braunschweig, 80 p, 2010.

- DASSANAYAKE, D. R.; BURZEL, A.; KORTENHAUS, A. and OUMERACI, H.: Evaluation of cultural losses due to coastal floods. XtremRisK Progress Report. Leichtweiß-Institute, TU Braunschweig 38 p, 2011a.
- DASSANAYAKE, D. R.; BURZEL, A. and OUMERACI, H.: Integration of Tangible and Intangible Flood Losses: A GIS Based Multicriteria Analysis (MCA) Approach. XtremRisK Progress Report. Leichtweiß-Institute, TU Braunschweig, 40 p, 2011b.
- DASSANAYAKE, D. R.; BURZEL, A. and OUMERACI, H.: Intangible Flood Losses: Methodologies for their Evaluation and Integration in Flood Risk Analysis. Proc. 2nd European Conf. on FLOODrisk Management, Rotterdam, 2012a.
- DASSANAYAKE, D. R. and OUMERACI, H.: Value of statistical life based on life quality index. Progress Report. Leichtweiß-Institute, TU Braunschweig, 2012b.
- GÖNNERT, G. and SOSSIDI, K.: A new approach to calculate extreme storm surges: Analyzing the interaction of storm surge components. In: BENASSAI, G.; BREBBIA, C. A. and RODRIGUEZ, G. R. (Eds.): Coastal Processes II. Southampton, 139-150, 2011.
- GÖNNERT, G.; THUMM, S. and GERKENSMEIER, B.: Empirical analyses of extreme storm surges – Results of the XtremRisK project. Proc. 2nd European Conf. on FLOODrisk Management, Rotterdam, 2012.
- GÖNNERT, G. and GERKENSMEIER, B.: A 2-method-concept to approach extreme storm surge events – Combination of deterministic empirical and numerical methods. Proc. 10th Intern. Conf. Hydroinformatics, Hamburg, Germany, 2012.
- HALLEGATTE, S.: An adaptive regional input-output model and its application to the assessment of the economic cost of Katrina. In: Risk Analysis, Vol. 25, No. 3, 779-799, 2008.
- KORTENHAUS, A. and OUMERACI, H.: Flood risk analysis and management in Europe – The way ahead. Proc. of the 31st Intern. Conf. Coast. Eng. (ICCE), ASCE, Hamburg, Germany, 2008.
- MACAL, C. M and NORTH, M. J.: Tutorial on agent-based modelling and simulation Journal of Simulation 4, 151-162, 2010.
- NARAYAN, S. et al.: The SPR systems model as a conceptual foundation for rapid integrated risk appraisals: Lessons from Europe. In: Coastal Engineering 87, 15-31, 2014. <http://dx.doi.org/10.1016/j.coastaleng.2013.10.021>
- NAULIN, M.; KORTENHAUS, A. and OUMERACI, H.: Reliability Analysis and Breach Modelling of Flood Defences in an Integrated Risk Analysis – Results of the XtremRisK Project. Proc. 2nd European Conf. on FLOODrisk Management, Rotterdam, 2012.
- OUMERACI, H.: Sustainable coastal flood defences: Scientific and modelling challenges towards an integrated risk-based design concept. Proc. First IMA Intern. Conf. on Flood Risk assessment, University of Bath, UK, 9-24, 2004.
- PENNING-ROWSELL, E. C.; FLOYD, P.; RAMSBOTTOM, D. und SURENDRAN, S.: Estimating Injury and Loss of Life in Floods: A Deterministic Framework. Natural Hazards 36, 43-64, 2005.
- SCHÜTTRUMPF, H.; BACHMANN, D.; GIER, F.; GRIMM, C. and WÖFFLER, T.: Vulnerability and Risk Assessment of the coastal zone in a changing environment. 26th Umbrella Symposium for the Development of Joint Cooperation Ideas “Sustainable Urban Development” 2012, Haifa, Israel, 2012.

- TAYEL, M. and OUMERACI, H.: Prediction of extreme storm surge water levels using recurrent artificial neural networks. Proc. 10th Intern. Conf. Hydroinformatics, Hamburg, Germany, 2012.
- TAYEL, M. and OUMERACI, H.: A hybrid approach using hydrodynamic modelling and artificial neural networks for extreme storm surge prediction (submitted this issue), 2014.
- UJEYL, G. and KOWALEWSKI, J.: Estimating Direct and Indirect Damages from Storm Surges: The Case of Wilhelmsburg/Hamburg. Proc. 10th Intern. Conf. Hydroinformatics, Hamburg, Germany, 2012a.
- UJEYL, G.; FRÖHLE, P. and PASCHE, E.: Evaluating direct damages of residential and commercial assets on a micro scale – Results of the XtremRisK Project. Proc. 2nd European Conf. on FLOODrisk Management, Rotterdam, 2012b.
- VROUWENVELDER, A. C. W. M.: Spatial effects in reliability analysis of flood protection systems. IFED Forum 2006, Lake Louise, Canada, 2006.
- WAHL, T.; MUDERSBACH, C. and JENSEN, J.: Assessing the hydrodynamic boundary conditions for risk analyses in coastal areas: a stochastic storm surge model. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 11, 2925-2939, 2011.
- WAHL, T.; MUDERSBACH, C. and JENSEN, J.: Assessing the hydrodynamic boundary conditions for risk analyses in coastal areas. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 12, 495-510, 2012a.
- WAHL, T.; MUDERSBACH, C. and JENSEN, J.: Statistical assessment of storm surge scenarios within integrated risk analyses – Results of the XtremRisK project. Proc. 2nd European Conf. on FLOODrisk Management, Rotterdam, 2012b.
- ZANUTTIGH, B. et al.: THESEUS decision support system for coastal risk management, Coast. Eng., 2013. <http://dx.doi.org/10.1016/j.coastaleng.2013.11.013>
- ZIO, E.: Reliability engineering: Old problems and new challenges. In: Reliability Engineering and System Safety 94, 2, 125-141, 2009.

Zur konsistenten Ermittlung extremer Wasserstände unter Berücksichtigung gegenwärtiger und prognostizierter Meeresspiegeländerungen

Arne Arns, Jürgen Jensen und Thomas Wahl

Zusammenfassung

Dieser Beitrag zeigt die Kopplung statistischer und numerischer Modelle zur Ermittlung der Höhen und Häufigkeiten extremer Wasserstände. Die Untersuchungen erfolgten am Beispiel der Schleswig-Holsteinischen Nordseeküste. Da die zur Verfügung stehenden Wasserstandsaufzeichnungen in einigen Küstenabschnitten des Untersuchungsgebietes limitiert sind, wurden die benötigten Wasserstandsdaten mit Hilfe eines hydrodynamisch-numerischen Modells generiert. Die modellgenerierten Wasserstände wurden mit den Wasserstandsdaten an den vorhandenen Pegelstandorten um den Bias korrigiert. Die Bias korrigierten Modellwasserstände wurden anschließend für die statistische Ermittlung extremer Wasserstände entlang der gesamten Küstenlinie Schleswig-Holsteins verwendet. In einem weiteren Modelllauf wurde der Einfluss eines möglichen Meeresspiegelanstiegs von 0,54 m auf die Extremwasserstände untersucht. In den meisten Bereichen zeigt dieses Szenario einen Anstieg in den Extremwasserständen, der signifikant über den Anstieg des mittleren Meeresspiegels von 0,54 m hinausgeht.

Schlagwörter

Sturmfluten, numerische Modellierung, statistische Analysen, Meeresspiegelanstieg, Wiederkehrintervalle

Summary

This paper presents the result from combining statistical and numerical models to assess return levels and return periods of extreme water levels under current and possible future mean sea level conditions. As water level records are limited in some parts of the study area, the proposed method is based on a numerical multi-decadal model hindcast of water levels for the whole of the North Sea. Predicted water levels from the hindcast are bias-corrected using the information from the available tide gauge records. These bias-corrected water levels are then used to calculate return water levels for the entire coastline of Schleswig-Holstein. Additionally, the impact of sea level rise on extreme water levels is investigated using the same numerical model and conducting a second hindcast that considers the same atmospheric forcing but adding +0.54 m to the MSL to explore the effects of SLR on storm surges in the investigation area. At most locations, the second model run leads to changes in the storm surge and return water levels that are significantly different from the changes in MSL alone.

Keywords

storm surges, numerical modelling, statistical assessment, sea level rise, return levels

Inhalt

1	Einleitung	570
2	Daten und Untersuchungsgebiet	572
3	Ermittlung extremer Wasserstände	573
4	Methoden	574
4.1	Aufbau des numerischen Modells	574
4.2	Bias-Korrektur	576
4.3	Validierung	578
4.4	Szenario Meeresspiegelanstieg	579
5	Ergebnisse	580
5.1	Extremwasserstände unter gegenwärtigen Bedingungen	580
5.2	Veränderungen der Extremwasserstände im SLR-Szenario	580
6	Zusammenfassung und Diskussion	582
7	Schriftenverzeichnis	583

1 Einleitung

Sturmfluten zählen zu den gefährlichsten geophysikalischen Risiken in Küstenregionen, die erhebliche Sachschäden anrichten und viele Menschenleben fordern können (VON STORCH 2012). Die Nordsee, insbesondere die deutsche Nordseeküste blickt auf eine lange Geschichte verheerender Sturmfluten zurück. So war die Deutsche Bucht 1962 von einem heftigen Sturm betroffen, durch den mehr als 300 Menschen in Hamburg ihr Leben verloren (BÜTOW 1963; VON STORCH und WOTH 2006). Die belastbare Ermittlung des Sturmflutrisikos ist daher von zentraler Bedeutung und muss fortwährend durch neue Daten und Verfahren aktualisiert werden (COLES und TAWN 2005; HAIGH et al. 2010a).

Die Bemessung von Küstenschutzanlagen basiert i.d.R. auf extremwertstatistischen Methoden (DIXON und TAWN 1994), einer Disziplin der Wahrscheinlichkeitstheorie, die sich mit seltenen Ereignissen wie Hochwasserereignissen im Küstenbereich befasst (COLES 2001). In den letzten 50 Jahren wurden verschiedene Extremwertstatistische Analysemethoden (z. B. EVA-Methoden) zur Ermittlung der Höhen und Häufigkeiten (d. h. der Wiederkehrintervalle) extremer (oftmals bisher nicht beobachteter) Wasserstände entwickelt (ein Überblick gängiger Verfahren kann z. B. JENSEN (1985) oder HAIGH et al. (2010a) entnommen werden). Dabei konnte sich jedoch keine der gegenwärtig verfügbaren Methoden etablieren; vielmehr finden auf nationaler sowie auf internationaler Ebene unterschiedlichste Methoden Anwendung. Das Resultat ist ein heterogenes Niveau der ermittelten Schutzhöhen. Folglich lässt sich die Wirksamkeit bzw. das Schutzniveau einzelner Küstenschutzanlagen nicht direkt miteinander vergleichen. Für einen konsistenten

Standard muss die Bemessung von Küstenschutzanlagen einheitlich auf Basis einer objektiv definierten Modellsystematik berechnet werden.

Die robuste Ermittlung extremer Wasserstände mittels herkömmlicher extremwertstatistischer Verfahren erfordert zudem Wasserstandsdaten über eine ausreichende Dauer (> 30 Jahre; HAIGH et al. (2010a)). Hier liegt eines der größten Probleme von extremwertstatistischen Modellen, da die Wasserstandsdaten in vielen Regionen nur begrenzt zur Verfügung stehen. In der Deutschen Bucht existieren an verschiedenen Orten langjährige Aufzeichnungen von Hoch- und Niedrigwasserständen, für andere Regionen jedoch (wie z. B. im Bereich einiger kleiner Inseln im deutschen Wattenmeer) sind keine oder nur sehr kurze und unvollständige Zeitreihen verfügbar. In der Praxis wird häufig davon ausgegangen, dass pegelbasierte Analysen (d. h. die Nutzung örtlicher Wasserstandsdaten eines Pegels) auf die unmittelbare, unbeeinträchtigte Umgebung übertragen werden können. Eine genauere Betrachtung der Wasserstände an unterschiedlichen Pegelstandorten in der Deutschen Bucht zeigt jedoch mitunter signifikante Abweichungen. Hervorgerufen werden diese durch Flachwasser- und Reibungseffekte sowie den komplexen Verlauf der Küstenlinie (siehe z. B. JENSEN und MÜLLER-NAVARRA 2008). Eine lineare Übertragung der Informationen der Wasserstände von bepegelten zu unbeepegelten Standorten ist daher sehr kritisch zu bewerten und kann zu falschen Einschätzungen der Höhen und Häufigkeiten extremer Wasserstände führen. Es werden daher robuste und konsistente Verfahren zur adäquaten Übertragung von Wasserstandsdaten benötigt.

Die Ermittlung extremer Wasserstände ist nicht nur aufgrund der heterogenen Bewertungsverfahren und der begrenzten Verfügbarkeit von Wasserstandsdaten unsicher, sondern auch mit Blick auf mögliche zukünftige Projektionen im Zusammenhang mit klimatisch bedingten Veränderungen. Jüngste Analysen zeigen, dass der globale mittlere Meeresspiegel (engl.: mean sea level, MSL) zwischen 1971 und 2010 um 3,2 mm/Jahr gestiegen ist. Infolge einer zunehmenden Erwärmung der Ozeane und des gleichzeitigen Massenverlusts der Gletscher und Eisschilde wird erwartet, dass der MSL in Zukunft mit großer Wahrscheinlichkeit („very likely“) schneller steigt, als in der Zeit von 1971 bis 2010 (IPCC 2013). Bislang beruht die Mehrzahl der Küstenschutzstrategien auf der Annahme, dass Änderungen des mittleren Meeresspiegels der dominierende Faktor der im 21. Jahrhundert auftretenden Veränderungen der extremen Wasserstände sein werden. Dabei wird angenommen, dass sich mittlere und extreme Wasserstände langfristig ähnlich verhalten. Dementsprechend wurden die Bemessungswasserstände linear um den Betrag des prognostizierten Meeresspiegelanstiegs (engl.: sea level rise, SLR) erhöht (SMITH et al. 2010). Für die Deutsche Bucht konnte jedoch gezeigt werden (siehe MUDERSBACH et al. 2013), dass sich ab Mitte der 1950er Jahre bis etwa 1990 die Trends der Hoch- und Höchstwasserstände signifikant von den Trends des MSL unterscheiden (siehe z. B. auch JENSEN et al. 1992). Diese Diskrepanz deutet auf das Vorliegen nichtlinearer Wechselwirkungen zwischen den einzelnen Wasserstandskomponenten (MSL, Tide, Windstau) hin. Damit zeigt die Deutsche Bucht ein völlig anderes Verhalten als die meisten anderen untersuchten Gebiete weltweit, in denen die beobachteten Veränderungen der Hoch- und Höchstwasserstände den MSL-Veränderungen entsprachen. Um adäquate Anpassungsstrategien für potentiell zukünftige Zustände zu entwickeln, ist es daher von größter Bedeutung, zuverlässige Vorhersagen über die Veränderungen der Extremwasserstände abzuleiten.

2 Daten und Untersuchungsgebiet

Die im Folgenden vorgestellten Verfahren und Ergebnisse wurden im Rahmen des KFKI-geförderten Forschungsprojektes ZukunftHallig entwickelt, das die Entwicklung von Strategien zum Schutz der nordfriesischen Halligen im Zuge des Klimawandels thematisiert. Bei den Halligen handelt es sich um kleine, nichteingedeichte Inseln mit geringem Höhengiveau vor der Küste Schleswig-Holsteins, des nördlichsten deutschen Bundeslandes (siehe blau markierte Flächen in Abb. 1b). Das sie umgebende nordfriesische Wattenmeer wurde 2009 in die Liste des UNESCO-Weltnaturerbes aufgenommen.

Für die Analysen werden eine Reihe von Pegelstandorten entlang der Küsten Großbritanniens (UK), der Niederlande (NL), Frankreichs (FRA) und Deutschlands (GER) (siehe Tab. 1) verwendet, deren genaue Standorte in Abb. 1 markiert sind. Sämtliche Wasserstandsaufzeichnungen beziehen sich auf die deutsche Bezugshöhe „Normalhöhenull“ (NHN). Zur Kalibrierung eines numerischen Modells (siehe Abb. 4) wurden hochauflösende Tidepegeldata der inneren Nordsee verwendet, welche die britische Ostküste, den Ärmelkanal, die niederländische Küste sowie die Deutsche Bucht abdecken. Die Modell-Kalibrierung wurde anhand des Sturmflutereignisses vom 1. November 2006 durchgeführt. Für die Bias-Korrektur der Modellergebnisse wurden die Hochwasserscheitel des Zeitraums 1970-2009 aller Tidepegel mit Ausnahme des Pegels vom Hafen Pellworm verwendet; letzterer diente Validierungszwecken.

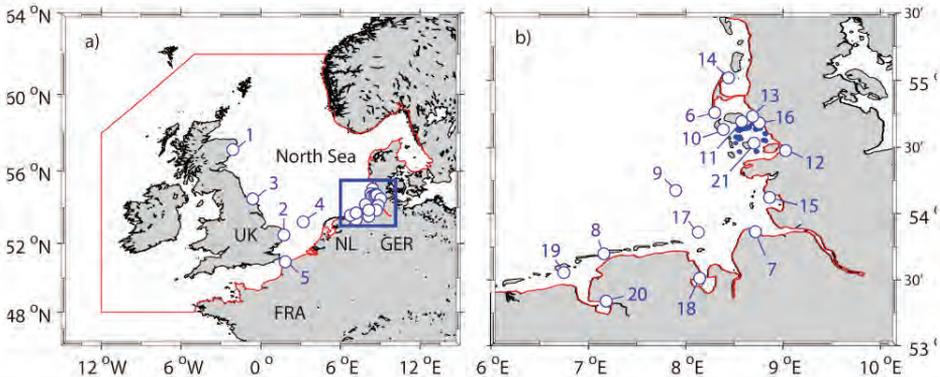


Abbildung 1: Untersuchungsgebiet mit a) Pegelstandorten im gesamten Modellgebiet und b) Pegelstandorten in der Deutschen Bucht.

Tabelle 1: Pegelstandorte zur Kalibrierung, Korrektur und Validierung der Modellergebnisse. Das Sternchen (*) weist auf verfügbare Scheitelwasserstände hin; an allen anderen Pegelstandorten wurden hochauflösende Werte (eine Minute) verwendet. Anhand des Häkchens (✓) ist zu erkennen, in welchem Berechnungsschritt die Daten genutzt wurden.

#	Pegelstandort (Abk.)	Land	Jahre	Verfügbar [%]	Kal.	Korr.	Val.
1	Aberdeen (ABE)	UK	2006	100	✓	-	-
2	Lowestoft (LOW)	UK	2006	100	✓	-	-
3	Whitby (WHI)	UK	2006	100	✓	-	-
4	K 13a Plattform (K13)	NL	2006	100	✓	-	-
5	Calais (CAL)	FRA	2006	89,6	✓	-	-
6	Hörnnum (HOR)	GER	2006 1970-2009	98,9 100*	✓ -	- ✓	 ✓
7	Cuxhaven (CUX)	GER	1970-2009	100*	✓	✓	✓
8	Norderney (NOR)	GER	1970-2009	100*	✓	✓	✓
9	Helgoland (HEL)	GER	1970-2009	100*	-	✓	✓
10	Wittdün (WIT)	GER	1970-2009	100*	-	✓	✓
11	Wyk (WYK)	GER	1970-2009	100*	-	✓	✓
12	Husum (HUS)	GER	1970-2009	100*	-	✓	✓
13	Dagebüll (DAG)	GER	1970-2009	100*	-	✓	✓
14	List (LIS)	GER	1970-2009	100*	-	✓	✓
15	Büsum (BUS)	GER	1970-2009	100*	-	✓	✓
16	Schlüttsiel (SCH)	GER	1970-2009	100*	-	✓	✓
17	LT Alte Weser (LTA)	GER	1970-2009	100*	-	✓	✓
18	Wilhelmshaven (WIL)	GER	1970-2009	100*	-	✓	✓
19	Borkum FB (BOR)	GER	1970-2009	100*	-	✓	✓
20	Emden (EMD)	GER	1970-2009	100*	-	✓	✓
21	Pellworm Hafen (PEL)	GER	1970-2009	100*	-	-	✓

3 Ermittlung extremer Wasserstände

Die Performance der beiden meistverwendeten direkten extremwertstatistischen Verfahren (d. h. Blockmaxima-Methode (BM-Methode) und Peaks-over-Threshold-Methode (POT-Methode)) und deren Anwendbarkeit auf Wasserstandsaufzeichnungen der Deutschen Bucht wurde in ARNS et al. 2013 untersucht. Ihre Ergebnisse zeigen, dass die POT-Methode im Allgemeinen stabilere Resultate liefert als die BM-Methode, sofern der Modellaufbau sorgfältig ausgewählt wird. Die POT-Methode geht von der Annahme aus, dass die Stichprobe (d. h. alle Werte oberhalb eines Schwellenwerts) durch eine verallgemeinerte Pareto-Verteilung (engl.: Generalized Pareto Distribution, GPD) beschrieben wird. Die POT-Stichprobe wird durch Wahl sämtlicher Werte eines Datensatzes bestimmt, die einen festgelegten Schwellenwert überschreiten. Häufig erfolgt die Festlegung des Schwellenwerts jedoch nach subjektiven Kriterien, was zu unterschiedlichen Ergebnissen führen kann, insbesondere bei einem Vergleich der Ergebnisse von vielen Standorten entlang einer Küstenlinie. Bei der Analyse unterschiedlicher Methoden zur Stichprobenbildung zeigen ARNS et al. (2013) darüber hinaus, dass ein Kollektiv aller Wasserstands-Überschreitungen des 99,7-Perzentil zu stabilen und konsistenten Ergebnissen in der Deutschen Bucht führt. Ferner wurde festgestellt, dass die Sturmflut von 1976 in die statistischen Auswertungen mit aufgenommen werden muss, da dieses Ereignis die in

weiten Teilen der Deutschen Bucht höchsten jemals aufgezeichneten Wasserstände aufweist. Der von ARNS et al. (2013) empfohlene Ansatz zur Ermittlung der Höhen und Häufigkeiten extremer Wasserstände in der Deutschen Bucht mit geringstmöglicher Subjektivität geht nach den folgenden Schritten vor:

- Verwendung einer Scheitelzeitreihe beginnend ab 1976 oder früher.
- Erstellung eines stationären Datensatzes unter Anwendung einer Trendkorrektur der Hochwasserscheitel über ein einjähriges gleitendes Mittel.
- Erstellung einer Stichprobe aus allen Werten, die das 99,7-Perzentil der Hochwasserscheitel überschreiten.
- Verwendung des Extremal-Index für das Declustering (siehe z. B. COLES 2001).
- Anwendung der Maximum Likelihood-Methode (engl.: Maximum Likelihood Estimation, MLE) für die Schätzung der Parameter (siehe z. B. SMITH 1986; HOSKING und WALLIS 1987).
- Anpassung der GPD an die Stichprobe.

Die extremwertstatistischen Analysen dieses Beitrages basieren auf den Empfehlungen der oben genannten Studie.

4 Methoden

4.1 Aufbau des numerischen Modells

Zur Erzeugung kontinuierlicher Wasserstandsdaten für die gesamte Deutsche Bucht wurde ein 40-jähriger Hindcast für den Zeitraum 1970 - 2009 mit Hilfe eines prozessbasierten hydrodynamisch-numerischen Modells durchgeführt. Unter Einsatz des Softwarepakets MIKE21 FM (engl.: Flexible Mesh, flexibles Gitter) des Danish Hydraulic Institute (DHI) wurde ein zweidimensionales tiefengemittelttes barotropes Gezeitenmodell der Nordsee konfiguriert. Grundlage der Software ist die numerische Lösung der inkompressiblen Reynolds-gemittelten Navier-Stokes-Gleichungen; die räumliche Diskretisierung wird durch ein flexibles Gitter erreicht. Das Modell wurde innerhalb eines von der US-Behörde National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) bereitgestellten Küstenverlaufs mit einer Auflösung von 1:250.000 km (http://www.ngdc.noaa.gov/mgg_coastline/) konfiguriert. Innerhalb des Modells wurde die Auflösung der Küstenlinie auf 30 km entlang der offenen Ränder resampled; für die zwischen den nördlichsten und südlichsten Punkten liegenden Gebiete der europäischen Festlandküste wurde sie auf 10 km erhöht. Zwischen diesen Standorten (Skandinavien, Niederlande, Belgien, Frankreich) erfolgte ein sukzessives Resampling der Auflösung bis zur Erreichung der Maximalauflösung von 1 km in der Deutschen Bucht.

Die Bathymetrien, die auf das Modellgitter interpoliert wurden (siehe Abb. 2), stammten aus verschiedenen Quellen. Für den nördlichen Teil der Deutschen Bucht wurden hochauflösende (~ 15 m) Wattgrundkarten verwendet, die vom Landesbetrieb für Küstenschutz, Nationalpark und Meeresschutz Schleswig-Holstein (LKN-SH) zur Verfügung gestellt wurden. In diesem Gebiet befinden sich die Halligen. Um die Einflüsse dieser kleinen Inseln auf die Strömungsverhältnisse zu berücksichtigen, wurde ein digitales Geländemodell (engl.: Digital Elevation Model, DEM) in das Modell integriert. Dieses alle zehn bestehenden Halligen abdeckende Modell wurde auch vom LKN-SH bereitgestellt.

Für den verbleibenden Bereich der Deutschen Bucht wurde ein vom Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) erstellter bathymetrischer Datensatz mit einer Auflösung von 1 Seemeile auf das Gitter interpoliert. Außerhalb der Deutschen Bucht wurde der GEBCO-Datensatz (General Bathymetric Chart of the Oceans) des British Oceanographic Data Centre (BODC) verwendet, der eine globale Abdeckung aufweist. Die Auflösung der GEBCO-Daten betrug 0,5 Grad. Für alle Daten erfolgte eine Anpassung auf die deutsche Bezugshöhe NHN.

An den offenen Rändern wurde das Modell durch astronomische Tiden angetrieben (siehe Abb. 2). Diese wurden aus einem in MIKE21 (DHI) bereitgestellten globalen Gezeitenmodell abgeleitet, welches die acht primären Partialtiden (K_1 , O_1 , P_1 , Q_1 , M_2 , S_2 , N_2 und K_2) berücksichtigt (siehe z. B. ANDERSEN 1995). Der MSL wurde unter Verwendung der von WAHL et al. (2013) generierten Indexzeitreihe für die gesamte Nordsee berücksichtigt, wo die Zeitreihen aus den Daten von insgesamt 30 Pegelstandorten im Nordseebecken abgeleitet wurden. Für jedes Jahr des betrachteten 40-jährigen Hindcast wurde ein separater Modelllauf durchgeführt; der MSL an den offenen Modellrändern wurde gemäß den Jahresmittelwerten der Indexzeitreihe angepasst.

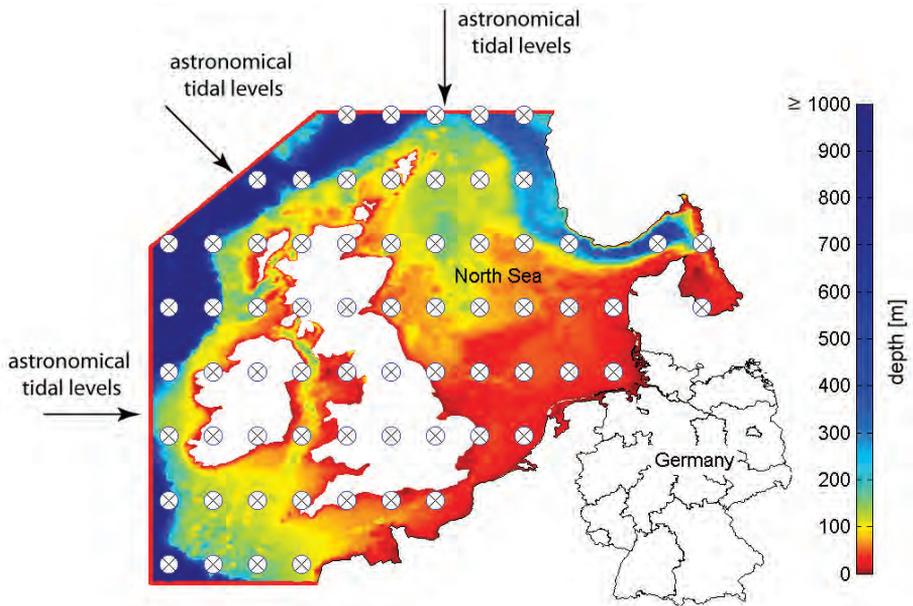


Abbildung 2: Modellgebiet mit Bathymetrie (gemäß Legende) und Standorte atmosphärischer (Kreuze) und tidebezogener (rote Linie) Randbedingungen.

Der meteorologische Antrieb erfolgte durch Verwendung von Druck- und Windfeldern über dem gesamten Modellgebiet. Diese wurden im Rahmen des „20th Century Reanalysis Project“ des Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences (CIRES) und des Earth System Research Laboratory der National Oceanic & Atmospheric Administration (NOAA) zur Verfügung gestellt (COMPO et al. 2011). Die Werte sind in einer räumlichen Auflösung von 2 Grad und einer zeitlichen Auflösung von 6 Stunden (3 Stunden in der Vorhersage) verfügbar.

Das Modell wurde jahresweise mit einer zweitägigen Aufwärmphase (die Verwendung längerer Aufwärmphasen brachten keine Veränderungen) betrieben. Die Ergebnisse wurden für jeden Punkt des Modellgitters in 10-Minuten-Intervallen gespeichert. Die Kalibrierung erfolgte mittels einer schrittweisen Variation der Rauheitsbeiwerte (k_{st} -Werte) und durch den Vergleich der simulierten und beobachteten Wasserstände der Sturmflut vom 1. November 2006. Vereinfachend wurden dabei über das gesamte Modellgebiet konstante k_{st} -Werte verwendet. Zur Beurteilung der Anpassungsgüte wurden das *Bestimmtheitsmaß* (r^2), der *Index of Agreement* (d) sowie die *Wurzel des mittleren quadratischen Fehlers* (RMSE) verwendet (eine Beschreibung verschiedener Effizienzkriterien findet sich in KRAUSE et al. (2005)). Aus den in Tab. 2 aufgeführten Kalibrierungsergebnissen geht hervor, dass die größte allgemeine Übereinstimmung entlang der britischen Küstenlinie erzielt wurde. In der Deutschen Bucht wurden dagegen etwas größere Unterschiede verzeichnet, die höchstwahrscheinlich darauf zurückzuführen sind, dass für die Sohlrauheit lediglich ein repräsentativer k_{st} -Wert verwendet und keine weitere Differenzierung von Rauheitsbereichen vorgenommen wurde. Außerdem tragen in diesem Gebiet Flachwassereffekte zur Tidedynamik bei, die möglicherweise nicht richtig im Modell erfasst wurden.

Tabelle 2: Effizienzkriterien auf Grundlage des Best Fit der Modelle.

Kriterien	ABE	WHI	LOW	CAL	K_{13}	HÖR	CUX	NOR
r^2 [-]	0,97	0,95	0,86	0,94	0,85	0,91	0,88	0,89
d [-]	0,99	0,99	0,96	0,98	0,96	0,98	0,96	0,97
RMSE [cm]	13,26	19,76	17,25	33,20	14,61	16,64	31,08	21,92

4.2 Bias-Korrektur

Durch die Kalibrierung ist es möglich, die Unterschiede zwischen den aufgezeichneten und modellierten Wasserständen (Bias) an einzelnen Standorten auf ein Mindestmaß zu begrenzen, doch es liegen noch weitere Abweichungen vor. Diese sind auf unterschiedlichste Ursachen zurückzuführen wie z. B. die Parametrisierung während des Modellaufbaus, die ein Spektrum an verschiedenen Strategien erlaubt. Des Weiteren sind Wasserstandsaufzeichnungen immer natürlichen und anthropogenen Einflüssen unterworfen, die in numerischen Modellsimulationen nur unzureichend berücksichtigt werden können. So haben die hier verwendeten Windfelder beispielsweise eine zeitliche Auflösung von 3 Stunden und eine räumliche Auflösung von 2 Grad. Bei der Simulation von Sturmfluten könnte sich diese Auflösung möglicherweise als zu grob für die Erfassung sämtlicher lokaler meteorologischer Effekte erweisen. Systematische Abweichungen können z. B. auch durch unvollkommene Eingangsdaten verursacht werden. Bei extremwertstatistischen Analysen können derartige Abweichungen zu beträchtlichen Diskrepanzen in der Ermittlung von Extremwasserständen führen, insbesondere bei größeren Widerkehrintervallen.

Die modellierten Wasserstände werden daher vor Durchführung der extremwertstatistischen Analysen mit Hilfe einer Bias-Korrektur an die Beobachtungsdaten angepasst. Bei der Bias-Korrektur handelt es sich um eine Transferfunktion, mit der sich eine modellierte in eine korrigierte Variable überführen lässt (PIANI et al. 2010). Diese Funktion wird durch die Beschreibung der Unterschiede zwischen zwei Variablen (z. B. gemessene und modellierte Wasserstände an einem Pegelstandort) mit parametrischen oder nichtpara-

metrischen Anpassungen (MUDELSEE et al. 2010) erzeugt. Im vorliegenden Beitrag wird für jedes einzelne Jahr des 40-Jahres-Hindcast eine nichtparametrische Bias-Korrektur verwendet (ausführlichere Informationen finden sich in ARNS et al. (2015a)), um für die gesamte Deutsche Bucht verlässliche Wasserstandsdaten für den Zeitraum 1970 - 2009 abzuleiten.

Die Bias-Korrektur basiert auf drei Berechnungsschritten. Im ersten Schritt werden die Tidehochwasserstände (Thw) von beobachteten (x_o) und modellgenerierten Wasserständen x_m ermittelt und in aufsteigender Reihenfolge sortiert. Im Anschluss werden die Differenzen (Bias) zwischen den kumulierten Verteilungsfunktionen (CDF) beobachteter $Q(x_{o,js})$ und modellierter $Q(x_{m,js})$ Thw an Pegelstandort s und für das Jahr j wie folgt ermittelt:

$$B_{c,js} = Q(x_{o,js}) - Q(x_{m,js}) \tag{1}$$

Die Differenzen ($B_{c,js}$) werden zu den Verteilungen der modellierten Thw $Q(x_{m,js})$ addiert, um an jedem einzelnen Pegelstandort die systematischen Modellabweichungen zu eliminieren. Die daraus resultierenden Werte entsprechen exakt den aus den Pegelaufzeichnungen abgeleiteten Thw:

$$Q(x_{o,js}) = B_{c,js} + Q(x_{m,js}) \tag{2}$$

Mit diesem Verfahren ist die Eliminierung systematischer Fehler an jedem Pegelstandort und für jede Periode, zu der Messdaten vorliegen, möglich. In Abb. 3b sind die Verteilungen beobachteter (schwarze Linie) und modellierter (rote Linie) Thw exemplarisch am Pegel Hörnum als Fallstudie dargestellt. Der Bias, d. h. die systematische Abweichung zwischen den Verteilungen gemäß Gleichung (1) wird als blaue Linie dargestellt.

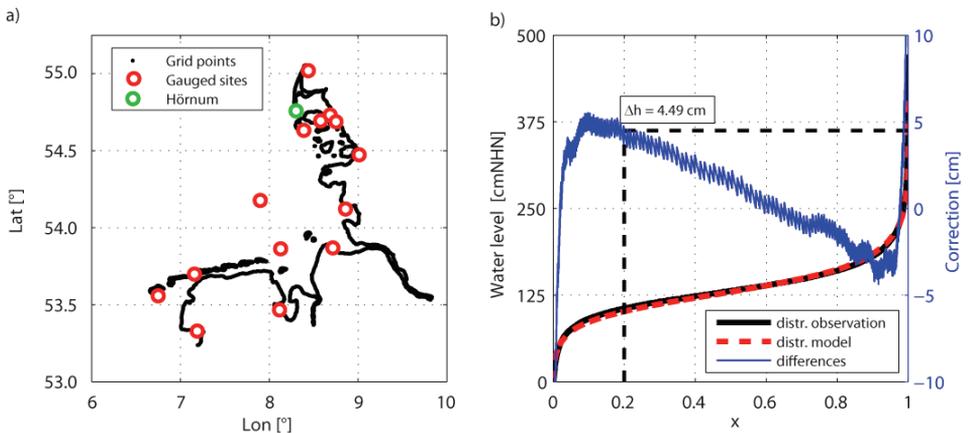


Abbildung 3: Beispiel einer Bias-Korrektur (nach ARNS et al. 2013) mit: a) Darstellung aller Gitterpunkte (schwarz) und Pegelstandorte (rot) des Modells entlang der Küste; b) den Verteilungen der beobachteten (schwarze Linie) und modellierten (rote Linie) Hochwasserscheitel (Thw) am Pegel Hörnum.

Jeder Bias mit einer Wahrscheinlichkeit zwischen 0 und 1 liefert einen Wert zur Korrektur der modellierten Daten. Die Korrektur für $Q(x = 0,2)$ z. B. beträgt $\Delta h = 4,95 \text{ cm}$.

Abb. 3a zeigt alle Gitterpunkte (schwarze Punkte) des Modells entlang der Küste, für die beobachtete Wasserstände an den Pegelstandorten (rote Kreise) über den gesamten 40-Jahre-Hindcast verfügbar sind. Des Weiteren ist erkennbar, dass das Modell auch Wasserstände zwischen den Pegelstandorten erzeugt. Folglich muss die Bias-Korrektur auch auf diese Standorte angewendet werden. Im dritten Berechnungsschritt wird die Bias-Korrektur daher von allen 15 zur Korrektur vorgesehenen Pegelstationen (siehe Spalte Korr. (Korrektur) in Tab. 1) auf die Bereiche (Gridpunkte) zwischen den Pegeln interpoliert. Die Interpolation erfolgt für jedes Jahr einzeln mittels inverser Distanzgewichtung (engl.: *Inverse Distance Weighted Interpolation, IDW*) (z. B. McMILLAN et al. 2011).

4.3 Validierung

Zu Validierungszwecken wird die oben beschriebene Vorgehensweise zur Bias-Korrektur auf insgesamt 15 Validierungsstandorte (siehe Spalte Val. (Validierung) in Tab. 1) angewendet und mit den jeweiligen Beobachtungsdaten verglichen. Lediglich die Daten des Pegels Pellworm Hafen werden nicht zur Bias-Korrektur genutzt, d. h. die modellierten Wasserstände an diesem Pegel werden durch Anwendung der von den Nachbarstandorten interpolierten Bias-Korrektur korrigiert.

Die Bewertung der Gesamteffizienz des Verfahrens erfolgt nach den in Kapitel 4.1 zugrunde gelegten Effizienzkriterien. Die roten Punkte in Abb. 4 repräsentieren den Vergleich zwischen gemessenen und modellierten Wasserständen an einzelnen Standorten; die blauen Punkte den Vergleich zwischen den beobachteten und den modellierten Wasserständen nach Anwendung der Bias-Korrektur. Wie erwartet erhöht sich das Bestimmtheitsmaß r^2 an allen Standorten (auch Pellworm Hafen) und erreicht nach der Korrekturwerte von $r^2 \approx 1$ [-] (Abb. 4a).

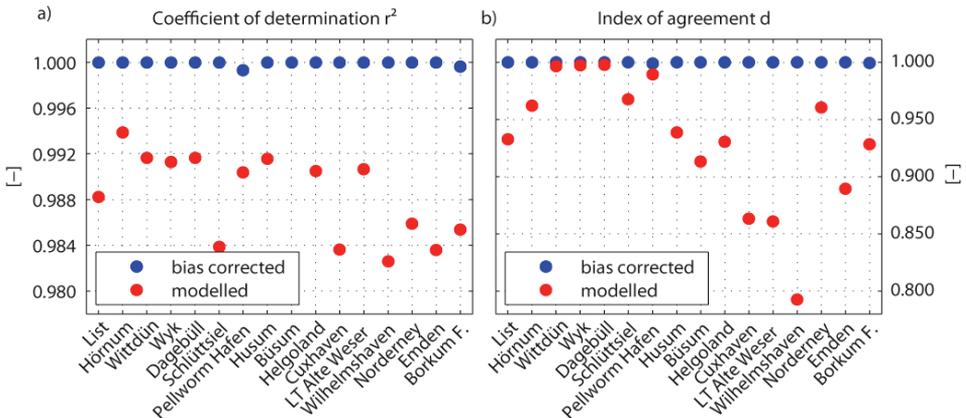


Abbildung 4: Zusammenstellung der Effizienzkriterien für 16 Pegelstandorte (aus ARNS et al. 2013).

Ein ähnlicher Effekt ist beim *Index of Agreement d* (Abb. 4b) zu erkennen, welcher an allen Standorten auf $d \approx 1$ [-] ansteigt. Die Verbesserung an den Pegeln Wittddün, Wyk und Dagebüll ist nur geringfügig, da der *Index of Agreement d* hier bereits vor Durchführung der Bias-Korrektur hoch war.

Die Validierung zeigt somit, dass die numerisch simulierten und korrigierten Wasserstände eine sehr gute Beschreibung der beobachteten Wasserstände ermöglichen. Eine detaillierte Betrachtung hierzu findet sich in ARNS et al. (2013) mit dem Ergebnis, dass die oben dargestellte Bias-Korrektur geeignet ist, um Eingangsdaten für extremwertstatistische Analysen insbesondere in unbegegelten Gebieten zu generieren.

4.4 Szenario Meeresspiegelanstieg

Zur Beurteilung des Einflusses von Meeresspiegeländerungen auf mögliche zukünftige Extremwasserstände wurde eine szenariobasierte Sensitivitätsstudie durchgeführt (nachfolgend als SLR-Szenario bezeichnet). Als Basis der Szenarien wurden aktuelle MSL-Projektionen verwendet (siehe Church et al., 2013), welche kürzlich im fünften Zustandsbericht (AR5) des *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC) veröffentlicht wurden. Die Modellauflösung dieser Projektionen ist im Bereich von Randmeeren wie der Nordsee jedoch immer noch verhältnismäßig grob. Aus diesem Grund wurde im Rahmen der Studie auf globale Projektionen zurückgegriffen. Demnach wird der zukünftige Meeresspiegelanstieg die beobachteten Raten von 1971 und 2010 aufgrund der erwarteten Zunahme bei der Erwärmung der Ozeane und der größeren Masseverluste der Gletscher und Eisschilde mit hoher Wahrscheinlichkeit übersteigen. Auf Basis von Klimaprojektionen in Verbindung mit prozessbasierten Modellen werden für 2081-2100 globale Anstiege zwischen 0,26 m und 0,82 m gegenüber 1986-2005 projiziert. Diese Spannbreite berücksichtigt vier verschiedene Repräsentative Konzentrationspfade (engl.: Representative Concentration Pathways, RCPs), die in Abhängigkeit von den Treibhausgasemissionen in den nächsten Jahrzehnten als mögliche Klimaszenarien betrachtet werden. Im Rahmen dieser Studie wird das Mittel aller vier RCPs mit $z = 0,5$ m verwendet und davon ausgegangen, dass dies den Anstieg des MSL bis 2100 darstellt.

Zusätzlich werden vertikale Landbewegungen in der Deutschen Bucht berücksichtigt, die aus dem Modell zur postglazial-isostatischen Ausgleichsbewegung (GIA) von PELTIER (2004) resultieren. Die Daten wurden der Website des *Permanent Service for Mean Sea Level* (PSMSL) entnommen. Im Untersuchungsgebiet beträgt die Landhebung infolge des GIA-Prozesses im Mittel $\sim 0,44$ mm/Jahr (nächster Punkt in Bezug auf das Untersuchungsgebiet: Länge 8; Breite 54,4). Unter der Annahme, dass vertikale Trends (zumindest bis 2100) langfristige, andauernde Prozesse beschreiben, wurden SLR-Projektionen und GIA-Einflüsse in einem Szenario zusammengefasst, bei dem der Anstieg des relativen MSL $+0,54$ m beträgt. Es wird angenommen, dass diese Projektion für das gesamte Untersuchungsgebiet gültig ist.

Veränderungen der atmosphärischen Zirkulation und Sturmaktivität werden kontrovers diskutiert (siehe z. B. WEISSE und VON STORCH 2009 sowie die darin enthaltenen Referenzen). Angesichts dieser widersprüchlichen Ergebnisse basiert das hier verwendete SLR-Szenario auf der Annahme, dass die Windbedingungen (Geschwindigkeit und Richtung) keinen Veränderungen unterworfen sind. Bei den Modellläufen des SLR-Szenarios wird daher derselbe meteorologische Antrieb aus dem Zeitraum 1970-2009 verwendet, d. h. das SLR-Szenario geht von unveränderten meteorologischen Randbedingungen wie in Kapitel 4.1. aus. Die MSL Projektionen werden dagegen zu dem zwischen 1970 und 2009 beobachteten MSL addiert. Hierdurch lassen sich die Auswirkungen des Meeresspiegelanstiegs auf Sturmflutwasserstände direkt ableiten. Es ist jedoch anzumerken, dass

Veränderungen der Sturmaktivität in Zukunft möglicherweise einen weiteren Anstieg der Sturmflutwasserstände in der Deutschen Bucht bewirken könnten (WOTH et al. 2006).

5 Ergebnisse

5.1 Extremwasserstände unter gegenwärtigen Bedingungen

Im Anschluss an die Bias-Korrektur wurden extremwertstatistische Analysen für die gesamte Nordsee-Küstenlinie Schleswig-Holsteins (nordöstliche Deutsche Bucht) durchgeführt. Das numerische Modell liefert für diesen Abschnitt der Küstenlinie Wasserstandszeitreihen an etwa 900 Küsten-Gitterpunkten, welche untereinander einen mittleren Abstand von etwa 1 km aufweisen. Die Höhen und Häufigkeiten extremer Wasserstände werden mit Hilfe des in Kapitel 3 empfohlenen Ansatzes ermittelt (ausführliche Informationen hierzu finden sich in ARNS et al. (2013)). Abb. 5 enthält eine schematische Darstellung der Wasserstände mit einem Wiederkehrintervall von 200 Jahren unter gegenwärtigen Bedingungen für die gesamte Schleswig-Holsteinische Küstenlinie einschließlich der unbepegelten Inseln und Halligen-Gebiete. Diese Informationen lassen sich als Grundlage für die Bemessung von Küstenschutzmaßnahmen sowie für Risikoanalysen in unbepegelten Bereichen wie den Halligen verwenden.

5.2 Veränderungen der Extremwasserstände im SLR-Szenario

Im folgenden Kapitel werden die Veränderungen der Wiederkehrintervalle extremer Wasserstände als Folge eines Meeresspiegelanstiegs von +0,54 m entlang der gesamten Küstenlinie der Schleswig-Holsteinischen Nordsee untersucht. In Abb. 6 sind folgende Informationen dargestellt: die Stichproben und die theoretischen Verteilungen des a) Kontrolllaufs, des b) Kontrolllaufs, der einfach mit dem hier zugrunde gelegten Meeresspiegelanstieg überlagert ist, und des c) SLR-Szenarios. Die Abbildung zeigt, wie die Veränderungen der Wiederkehrintervalle beurteilt wurden. Gleichzeitig ist erkennbar, dass die potentiell zukünftigen Extremwasserstände deutlich höher ausfallen als auf Basis einer linearen Abhängigkeit zwischen MSL und Extremwasserständen bisweilen angenommen wurde (ausführlichere Informationen in ARNS et al. (2015)).

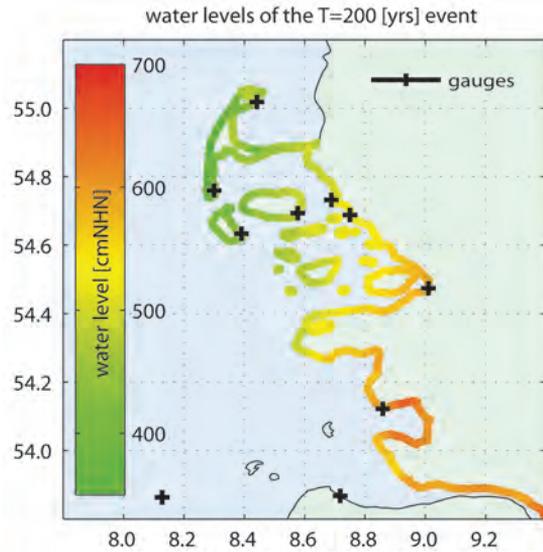


Abbildung 5: Wasserstände mit einem mittleren Wiederkehrintervall von $T=200$ Jahren entlang der Schleswig-Holsteinischen Nordseeküste.

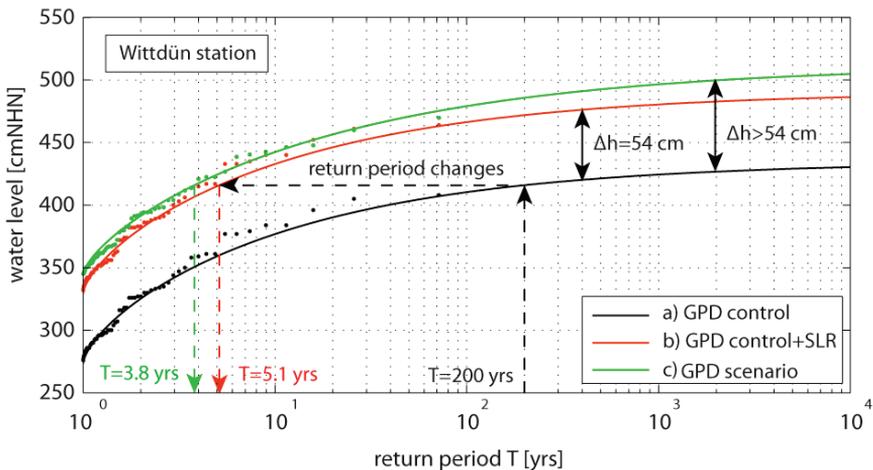


Abbildung 6: Ermittlung extremer Wasserstände am Pegel Wittdün (a) und der Einfluss des SLR bei Anwendung der MSL-Offset-Methode (b) oder infolge numerischer Modellsimulationen (c).

Abb. 7 zeigt die Wiederkehrintervalle des Wasserstandes im SLR-Szenario, welche dem Wasserstand mit einem mittleren Wiederkehrintervall von $T = 200$ unter gegenwärtigen Bedingungen entsprechen. Die Abbildung zeigt, dass die Wiederkehrintervalle des momentan 200-jährlichen Wasserstandes im SLR-Szenario bis auf Jährlichkeiten von 3 Jahren abnehmen. Auch die räumlich inkonsistente Rückkopplung wird hier deutlich: die größten Veränderungen der Häufigkeiten sind im westlichsten Teil zu beobachten (z. B. bei den größeren Inseln), aber teilweise auch entlang der Küstenlinie des Festlands.

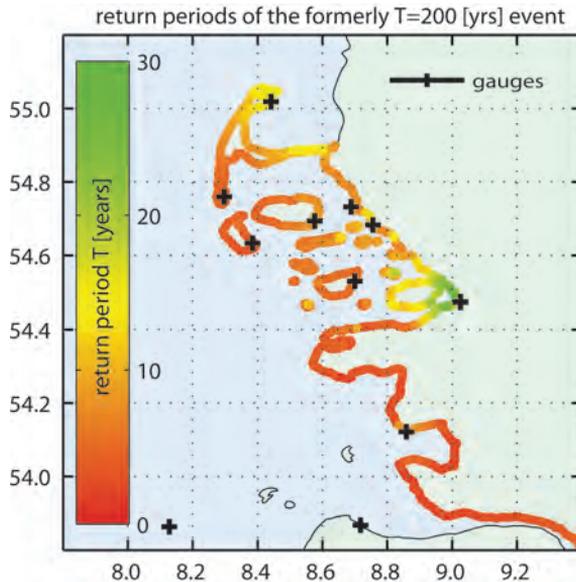


Abbildung 7: Wiederkehrintervalle im SLR-Szenario; die Wiederkehrintervalle sind auf die Höhen der bisherigen 200-jährlichen Wasserstände bezogen.

6 Zusammenfassung und Diskussion

In dieser Studie wurden numerische Modellsimulationen und statistische Verfahren miteinander verknüpft, um die Höhen und Häufigkeiten extremer Wasserstände an Standorten zu ermitteln, für die nur unzureichende oder keine Wasserstandsdaten vorliegen. Eine ähnliche Methode wurde auch an diversen anderen Küstenlinien weltweit angewandt (siehe z. B. MCMILLAN et al. 2011). Die zugrunde liegende Idee wurde in einer an die Charakteristika der Schleswig-Holsteinischen Küstenlinie angepassten Form adaptiert. Es wird gezeigt, dass die aus einem hydrodynamisch-numerischen Modell abgeleiteten Wasserstände belastbare Aussagen zu Höhen und Häufigkeiten von Sturmfluten ermöglichen. Insbesondere Regionen, in denen keine oder nur wenige Pegel existieren, können von diesem Ansatz profitieren. Voraussetzung ist jedoch eine angemessene Korrektur der aus den numerischen Simulationen resultierenden Abweichungen gegenüber Naturbeobachtungen. Aus diesem Grund erfolgt zunächst an jedem der einzelnen Beobachtungsstandorte eine Bias-Korrektur, die anschließend auf die Nachbarstandorte interpoliert wird. Hierdurch lassen sich regionalisierte Wasserstände (auch an unbepegelten Standorten) berechnen. Eine Beurteilung der Ergebnisse zeigt, dass die auf Basis des hier vorgestellten Ansatzes ermittelten und aus Analysen von Beobachtungsdaten resultierenden Höhen und Häufigkeiten extremer Wasserstände eine hohe Übereinstimmung aufweisen. Zur Berücksichtigung potentiell zukünftiger Veränderungen wurde die Auswirkung eines Meeresspiegelanstiegs um +0,54 m auf Extremwasserstände entlang der Nordseeküste Schleswig-Holsteins untersucht. Die Studie zeigt, dass zukünftige Extremwasserstände vermutlich deutlich höher ausfallen werden als infolge des Meeresspiegelanstiegs alleine erwartet. Ursache dieser Differenzen sind insbesondere Änderungen der Flachwasser- und Reibungseffekte und deren Rückkopplung auf den Tideanteil des

Gesamtwasserstandes (ausführlichere Informationen in ARNS et al. (2015)). Die Studie zeigt zudem, dass die Wiederkehrintervalle von Extremwasserständen stark zurückgehen werden, d. h. dass Wasserstände, die unter gegenwärtigen Bedingungen im statistischen Mittel sehr selten eintreten, unter potentiell zukünftigen Bedingungen deutlich häufiger auftreten werden. So tritt zukünftig der 200-jährliche Wasserstand im SLR-Szenario beispielsweise mit einem mittleren Wiederkehrintervall von $T = 3$ Jahren auf.

Die einzelnen Bestandteile der vorliegenden Arbeit lassen sich für eine objektive und zuverlässige Ermittlung lokaler Extremwasserstände für gegenwärtige und potentiell zukünftige SLR-Bedingungen kombinieren. Dank der o. g. Verfahren ist es möglich, die Höhen und Häufigkeiten von Wasserständen entlang ganzer Küstenlinien abzuschätzen, da auch für unbeeugelte Gebiete belastbare Wasserstände ermittelt werden können. Diese Ergebnisse sollten für die Bemessung von Küstenschutzanlagen und/oder für Risikoanalysen berücksichtigt werden.

7 Schriftenverzeichnis

- ANDERSEN, O. B: Global ocean tides from ERS 1 and TOPEX/POSEIDON altimetry, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 100, 1995.
- ARNS, A.; WAHL, T.; HAIGH, I. D.; JENSEN, J. and PATTIARATCHI, C.: Estimating extreme water level probabilities: A comparison of the direct methods and recommendations for best practise, *Coastal Engineering*, Vol. 81, 2013.
- ARNS, A.; WAHL, T.; DANGENDORF, S. and JENSEN, J.: The impact of sea level rise on extreme water levels in the northern part of the German Bight, *Coastal Engineering*, under review, 2015.
- ARNS, A.; WAHL, T.; DANGENDORF, S.; MUDERSBACH, C. und JENSEN, J.: Ermittlung regionalisierter Extremwasserstände für die Schleswig-Holsteinische Nordseeküste. *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, HW57, 2013.
- BÜTOW, H.: Die große Flut in Hamburg: Eine Chronik der Katastrophe vom Februar 1962. Verlag: Hansestadt, 1963.
- COLES, S.: *An Introduction to Statistical Modeling of Extreme Values*. Springer Verlag, London, 2001.
- COLES, S. G. and TAWN, J. A.: Bayesian modelling extreme surges on the UK east coast. *Phil.Trans. Roy. Soc. A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. 363, 1387-1406, 2005.
- COMPO G. B.; WHITAKER, J. S.; SARDESHMUKH, P. D.; MATSUI, N.; ALLAN, R. J.; YIN, X.; GLEASON, B. E.; VOSE, R. S.; RUTLEDGE, G.; BESSEMOULIN, P.; BRÖNNIMANN, S.; BRUNET, M.; CROUTHAMEL, R. I.; GRANT, A. N.; GROISMAN, P. Y.; JONES, P. D.; KRUK, M. C.; KRUGER, A. C., MARSHALL, G. J.; MAUGERI, M.; MOK, H. Y.; NORDLI, Ø.; ROSS, T. F.; TRIGO, R. M.; WANG, X. L.; WOODRUFF, S. D. and WORLEY, S. J.: The twentieth century reanalysis project. *Q J Roy Meteor Soc* 137:1-28, doi: 10.1002/qj.776, 2011.
- DIXON, M. J. and TAWN, J. A.: Extreme sea-levels at the UK A-class sites: site-by-site analyses. Proudman Oceanographic Laboratory Internal Document No. 65, 1994.
- HAIGH, I. D.; NICHOLLS, R. and WELLS, N.: A comparison of the main methods for estimating probabilities of extreme still water levels. *Coastal Engineering* 57, 838-849, 2010a.

- HAIGH, I.; NICHOLLS, R. and WELLS, N.: Assessing changes in extreme sea levels: application to the English Channel, 1900-2006. *Continental Shelf Research* 30, 1042-1055, 2010b.
- HOSKING, J. R. M. and WALLIS, J. R.: Parameter and quantile estimation for the generalized Pareto distribution. *Technometrics* 29, 339-349, 1987.
- IPCC: Summary for Policymakers. In: STOCKER, T. F.; QIN, D.; PLATTNER, G.-K.; TIGNOR, M.; ALLEN, S. K.; BOSCHUNG, J.; NAUELS, A.; XIA, Y.; BEX, V. and MIDGLEY, P.M. (eds.): *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2013.
- JENSEN, J.: Über instationäre Entwicklungen der Wasserstände an der deutschen Nordseeküste. *Mitteilungen Leichtweiß-Institut der TU Braunschweig*, Heft 88, 1985.
- JENSEN, J. and MÜLLER-NAVARRA, S.: Storm surges on the German Coast. *Die Küste*, 74, 92-125, 2008.
- KRAUSE, P.; BOYLE, D. P. and BÄSE, F.: Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. *Adv. in Geosc.*, Vol. 5, 89-97, 2005.
- MCMILLAN, A.; BATSTONE, C.; WORTH, D.; TAWN, J.; HORSBURGH, K. and LAWLESS, M.: Coastal flood boundary conditions for UK mainland and islands. Project: SC060064/TR2: Design sea-levels. Environment Agency of England and Wales, 2011.
- MUDELSEE, M.; CHIRILA, D.; DEUTSCHLÄNDER, T.; DÖRING, C.; HAERTER, J.; HAGEMANN, S.; HOFFMANN, H.; JACOB, D.; KRAHE, P.; LOHMANN, G.; MOSELEY, C.; NILSON, E.; PANFEROV, O.; RATH, T. und TINZ, B.: Climate Model Bias Correction und die Deutsche Anpassungsstrategie. *Mitteilungen Deutsche Meteorologische Gesellschaft*, 2-7, 2010.
- MUDERSBACH, C.; WAHL, T.; HAIGH, I. D. and JENSEN, J.: Trends in extreme high sea levels along the German north sea coastline compared to regional mean sea level changes. *Continental Shelf Research*. ISSN 0278-4343. doi: 10.1016/j.csr.2013.06.016, 2013.
- PELTIER, W. R.: Global Glacial Isostasy and the Surface of the Ice-Age Earth: The ICE-5G(VM2) model and GRACE. *Ann. Rev. Earth. Planet. Sci.* 2004. 32, 111-149, 2004.
- PIANI, C.; HAERTER, J. O. and COPPOLA, E.: Statistical bias correction for daily precipitation in regional climate models over Europe. *Theor. Appl. Climatol.*, Vol. 99, 187-192, 2010.
- SMITH, R. L.: Extreme value theory based on the r largest annual events. *Journal of Hydrology* 86, 27-43, 1986.
- SMITH, J. M.; CIALONE, M. A.; WAMSLEY, T. V. and MCALPIN, T. O.: Potential impact of sea level rise on coastal surges in southeast Louisiana. *Ocean Engineering*, Vol. 37, 37-47, 2010.
- VON STORCH, H. and WOTH, K.: Storm surges - the case of Hamburg, Germany. ESSP OSC panel session on "GEC, natural disasters, and their implications for human security in coastal urban areas".

- VON STORCH, H.: Storm Surges: Phenomena, Forecasting and Scenarios of Change. Proceeding of the International Union of Theoretical and Applied Mechanics (IUTAM), 2012.
- WAHL, T.; HAIGH, I. D.; WOODWORTH, P. L.; ALBRECHT, F.; DILLINGH, D.; JENSEN, J.; NICHOLLS, R. J.; WEISSE, R. and WÖPPELMANN, G.: Observed mean sea level changes around the North Sea coastline from 1800 to present, *Earth-Science Reviews*, Vol.124, 51-67, 2013.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.05.003>
- WEISSE, R. and VON STORCH, H.: *Marine Climate and Climate Change: Storms, Wind Waves and Storm Surges*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, 2009.
- WOTH, K.; WEISSE, R. and VON STORCH, H.: Climate change and North Sea storm surge extremes: An ensemble study of storm surge extremes expected in a changed climate projected by four different regional climate models. *Ocean Dyn.*, Vol. 56, 3-15, 2006.

Untersuchung der Auswirkungen des Klimawandels auf das Weserästuar

Anna C. Zorndt und Torsten Schlurmann

Zusammenfassung

Dem *Intergovernmental Panel on Climate Change* zufolge wird der globale Klimawandel in der Zukunft weitreichende Folgen für unsere Lebensumwelt haben. Dies gilt insbesondere für Küstenbereiche wie Ästuar, da sie nicht nur durch meteorologische Änderungen, sondern auch durch den Anstieg des mittleren Meeresspiegels, Änderungen im Abflussregime und möglicherweise auch durch verstärkte Sturmfluten gefährdet sind. Da Impactuntersuchungen in Ästuaren demnach von Impactstudien in benachbarten Systemen wie beispielsweise den Einzugsgebieten oder angrenzenden Meeresgebieten abhängen, addieren sich Unsicherheiten. Dies erschwert die Ableitung von belastbaren Projektionen für politische Entscheidungsträger und Planer. Dieser Beitrag beschreibt ein Teilprojekt des Klimafolgenforschungsprojektes KLIFF des Landes Niedersachsen, welches sich mit den Folgen für die Hydrodynamik und die Salzgehalte im Weserästuar befasst. Als Impactmodell kommt ein 3D hydrodynamisch-numerisches Modell zum Einsatz. Schwerpunkt des Beitrags sind unter anderem Ergebnisse und Diskussion eines Szenarios mit einem mittleren Meeresspiegelanstieg.

Schlagwörter

Hydrodynamische Modellierung, Klimafolgen, Weserästuar, Salzintrusion, Tidedynamik

Summary

According to the Intergovernmental Panel on Climate Change, global climate change will have profound impacts on our environment. This applies to estuaries in particular, as they are not only influenced by changes in the meteorological conditions, but also by the mean sea level rise, changes in river runoff regimes and possibly more intense storm surges. As this makes impact studies in estuaries rely on impact studies of neighbouring systems such as watersheds or adjacent shelf seas, uncertainties may accumulate. This complicates deriving reliable projections for planners and decision makers. This contribution describes a work package of a joint climate impact project of the German state Lower Saxony. The aim of the project is to investigate impacts on hydrodynamics and salinities of the Weser estuary. The impact model used in the study is a 3D hydrodynamic modelling tool. The article focuses among others on results and the discussion of a mean sea level rise scenario.

Keywords

hydrodynamic modelling, climate impact, Weser estuary, salinity intrusion, tidal dynamics

Inhalt

1	Einleitung.....	588
2	Salinität und Hydrodynamik des Weserästuars im IST-Zustand.....	589
3	Methoden.....	591
3.1	Simulationswerkzeug.....	591
3.2	Modell des Weserästuars	591
3.3	Berechnung untersuchter Tidekennwerte	592
4	Untersuchung eines Szenarios mit einem mittleren Meeresspiegelanstieg	592
4.1	Versuchsaufbau.....	592
4.2	Untersuchtes Szenario	593
4.3	Ergebnisse.....	594
5	Zusammenfassung und Diskussion.....	595
6	Schriftenverzeichnis	597

1 Einleitung

Die Salzgehaltsverhältnisse und die Hydrodynamik des Weserästuars werden von den Gezeiten in der Deutschen Bucht, dem Abfluss aus dem Einzugsgebiet, meteorologischen Einflüssen wie Wind- oder Sturmereignissen sowie der Geometrie des Ästuars beeinflusst. Neben den Auswirkungen des Klimawandels auf die Weser durch unmittelbare Veränderungen der meteorologischen Verhältnisse sind es hauptsächlich mittelbare Einflüsse bedingt durch Veränderungen in benachbarten Systemen wie der Nordsee oder dem Einzugsgebiet, die wichtige Randbedingungen für das Ästuar darstellen (s. Abb. 1).

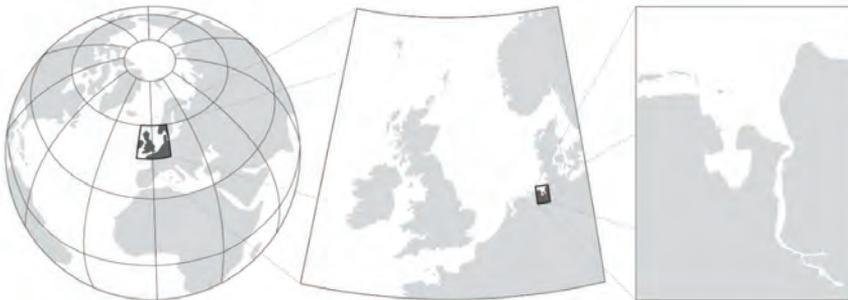


Abbildung 1: Herausforderung für die Klimafolgenforschung: Die Folgen globaler Klimaveränderungen wirken auf die Weser hauptsächlich über Veränderungen in anderen Systemen wie z. B. der Nordsee.

In den vergangenen Jahrzehnten erfolgte Forschung zur Untersuchung möglicher Auswirkungen des Klimawandels auf die Weser beim Land Niedersachsen (Projekte KLIMU und KRIM, z. B. SCHIRMER und SCHUCHARDT 2001), und derzeit werden Forschungsaktivitäten beim Bundesministerium für Verkehr und digitale Infrastruktur verfolgt (KLIWAS, s. SEIFFERT et al. in dieser Schriftenreihe). Dennoch bestehen Unsicherheiten fort, einerseits im Hinblick auf die veränderten Randbedingungen, andererseits im

Hinblick auf die Reaktion des Systems. Planer und Entscheidungsträger benötigen belastbare Projektionen, da frühzeitige Anpassungsmaßnahmen erforderlich sind, um auf künftige Herausforderungen vorbereitet zu sein. Dies war die Motivation des Niedersächsischen Ministeriums für Wissenschaft und Kultur, die Auswirkungen des Klimawandels auf das Weserästuar im Rahmen eines weiteren im Jahr 2009 lancierten interdisziplinären Forschungsprojekts zu untersuchen (KLIFF – www.kliff-niedersachsen.de).

Ein 3D-Modell zur Untersuchung der Veränderungen der Salinitätsverteilung und der Hydrodynamik des Ästuars wurde erstellt und mit Beobachtungen vergangener Ereignisse validiert. Mithilfe von Szenariosimulationen wurden mögliche Einwirkungen des Klimawandels auf den heutigen Zustand des Weserästuars mit seinen natürlichen saisonalen, periodischen und meteorologisch induzierten Variationen untersucht. Um mehr Verlässlichkeit zu erreichen, wurde der Versuch unternommen, die Unsicherheit der Projektionen auf Grund der internen Variabilität des Systems und die Unsicherheit der Randbedingungen zu quantifizieren bzw. wo möglich zu reduzieren.

Die Studie wurde in enger Zusammenarbeit mit Projektpartnern durchgeführt, die die Klimafolgen für das angrenzende Einzugsgebiet des Ästuars (z. B. KREYE et al. 2010) und das Grundwasser (z. B. YANG et al. 2013) untersuchten.

Der vorliegende Beitrag gibt in Kap. 2 eine Einführung zur Hydrodynamik und zur Salzintrusion im Weserästuar in seinem gegenwärtigen Zustand. Die Methoden sind in Kap. 3 beschrieben. Im Hauptteil werden die Ergebnisse eines einfachen Szenarios mit mittlerem Meeresspiegelanstieg beleuchtet (Kap. 4). Der Beitrag schließt mit einer Zusammenfassung und Diskussion (Kap. 5).

2 Salinität und Hydrodynamik des Weserästuars im IST-Zustand

Im Rahmen dieser Studie wurde die Hydrodynamik des Weserästuars im IST-Zustand detailliert untersucht. Die Ergebnisse werden im Folgenden kurz zusammengefasst. Im gegenwärtigen Zustand beträgt der Tidenhub etwa 2,8 m im äußeren Ästuar (Leuchtturm Alte Weser) und steigt stromaufwärts kontinuierlich auf einen Höchstwert von 4,10 m am Weserwehr in Bremen an. Die Tidedynamik des Ästuars wird durch astronomisch bedingte periodische Schwankungen wie den Spring-Nipp-Zyklus beeinflusst. Weiter stromaufwärts kommt der Oberwasserabfluss als Einflussfaktor hinzu. Der Oberwasserabfluss, der am Wehr von der Mittelweser und auch aus kleineren benachbarten Einzugsgebieten zufließt, unterliegt allerdings starken saisonalen Schwankungen. Das langfristige Mittel liegt bei etwa $324 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (1990-2010). Die niedrigsten monatlichen Mittel ergeben sich im September, die höchsten im März ($166 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ und $564 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, Extreme von $74 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ bzw. $2190 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$).

Entsprechend diesen Werten variiert die Lage der Brackwasserzone zwischen Süßwasser und Meerwasser. Diese lässt sich durch die Positionen tidegemittelten 2- und 10-PSU-Isohalinen beschreiben, welche hier als Entfernung vom Tidewehr in Bremen ausgedrückt werden (P_{12} , P_{110}). Unter mittleren Abflussbedingungen, wie sie im Frühjahr oder Herbst vor oder nach erhöhtem Winterhochwasser vorherrschen, findet sich die 2-PSU-Isohaline 57 km seewärts vom Tidewehr, wie aus Abb. 2 ersichtlich ($P_{12} = 57 \text{ km}$, $P_{110} = 70 \text{ km}$). Im Sommer, bei üblicherweise geringem Oberwasserabfluss, verlagert sie sich im Ästuar stromaufwärts, sodass gilt: $P_{12} = 52 \text{ km}$ bei $Q = 200 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Während der

Winterhochwasser ist eine Verlagerung stromabwärts zu beobachten (z. B. $P_{12} = 73$ km bei $Q = 1800 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$).

Ein wichtiger Indikator für die Sedimentdynamik und die Lage des Maximums der Trübungszone des Ästuars ist die residuelle Strömungsgeschwindigkeit, dargestellt in Abb. 2 (unten) bei durchschnittlichen Abflussbedingungen. Im Abschnitt stromaufwärts bis zu einer Entfernung von etwa 57 km vom Tidewehr ist die residuelle Strömungsgeschwindigkeit stromab gerichtet. Ihr vertikaler Aufbau stellt sich überwiegend gleichmäßig dar. Stromabwärts von hier ändert sich jedoch die Richtung der bodennahen residuellen Strömungsgeschwindigkeit und ist dann stromauf orientiert. Parallel zur Lage der Brackwasserzone verlagert sich der Nullpunkt der bodennahen residuellen Strömungsgeschwindigkeit stromab- oder -aufwärts in Abhängigkeit vom variierenden Abfluss.

Tidebedingte lokale Schwankungen des Salzgehalts gehen an der seeseitigen und der Binnengrenze der Brackwasserzone gegen null und steigen zur Mitte der Brackwasserzone auf Werte von 12 PSU. Die Simulationen zeigen, dass auch die vertikale Schichtung mit dem Abfluss und der Tide schwankt. Bei höheren Abflüssen und auch zunehmend bei Nipptide bildet sich eine Schichtung mit höherem Salzgehalt in bodennahen Schichten und niedrigerem Salzgehalt im oberflächennahen Teil der Wassersäule. Dies ist besonders während des Ebbestroms der Fall und wird in der Literatur als „Strain Induced Periodic Stratification“ bezeichnet (SIMPSON et al. 1990).

Eine frühere Veröffentlichung der Autoren untersucht die Auswirkungen von Stürmen auf die Salzintrusion (ZORNDT et al. 2012). Die Untersuchung basierte auf vergangenen Sturmereignissen und Szenariestürmen, welche aus modellbasierten Untersuchungen zur Nordsee von Projektpartnern entnommen wurden (GASLIKOVA et al. 2012). Aus den Simulationen ging hervor, dass je nach Dauer und Intensität der Sturmflut ein Sturmereignis die Brackwasserzone um 30 km stromaufwärts verschieben kann.

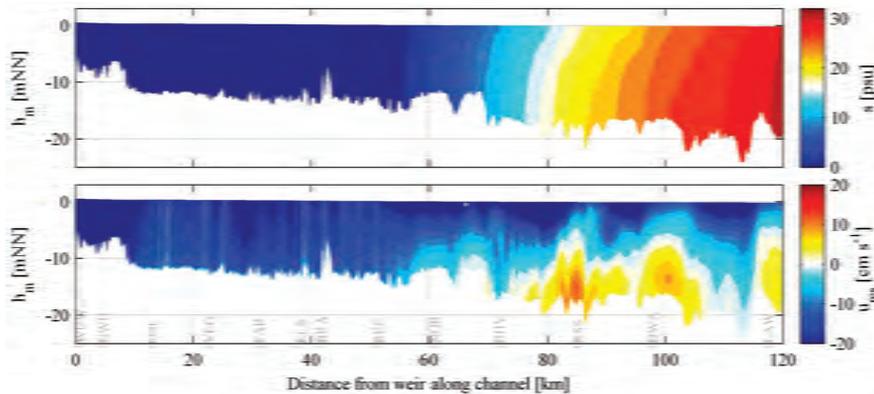


Abbildung 2: Salzgehalt (oberflächennah) und residuelle Strömungsgeschwindigkeit (bodennah) im Hauptquerschnitt des Ästuars (Fluss-km), gemittelt über Spring-Nipp-Zyklus einer Simulation unter durchschnittlichen Abflussbedingungen (MQ siehe Kap. 4.1) Strömungen seewärts sind negativ (blau), Strömungen stromaufwärts positiv (rot) definiert.

3 Methoden

3.1 Simulationswerkzeug

Das in diesem Projekt eingesetzte Simulationswerkzeug wurde von ZHANG und BAPTISTA (2008) entwickelt. Es löst die Reynolds-gemittelten Navier-Stokes-Gleichungen mit Flachwasserannahme und Boussinesq-Approximation. SELFE ist ein semi-implizites Euler-Lagrangesches Finite Elemente Modell. Es wird ein hybrides Vertikalkoordinatenschema verwendet. Für die Turbulenzschließung stehen mehrere Ein- oder Zweigleichungssysteme zur Verfügung. Als quelloffenes Community-Modell bietet SELFE mehrere zusätzliche Module für die Untersuchung u. a. von Tsunami-Überschwemmungen, Sedimenttransport, Ölverschmutzung oder Wasserqualität. Das Modellierungssystem wird mittels Gebietszerlegung parallelisiert. Eine detaillierte Beschreibung liefern ZHANG und BAPTISTA (2008).

3.2 Modell des Weserästuars

Das Modellgebiet umfasst eine Fläche von 2.140 km² und es enthält 191.111 Knoten sowie 372.708 Elemente. Richtung Norden erstreckt es sich bis etwa 54° nördlicher Breite. Die Modellränder folgen der Hauptdeichlinie und enden im Süden am Tidewehr (s. Abb. 1 rechts). Das Modell bezieht teilweise in das Ästuar mündende Nebenflüsse mit ein. Die Hunte wird bis zur Stadt Oldenburg modelliert, die kleineren Nebenflüsse Hamme und Wümme reichen bis nach Ritterhude bzw. Niederbrockland.

Zum Aufbau der Bathymetrie wurden mit Echoloten und Fächerloten ermittelte Datensätze herangezogen, sowie Befliegungsdaten und ein digitales Geländemodell von Niedersachsen. Die Daten wurden von den Wasser- und Schifffahrtsämtern des Bundes und vom Land Niedersachsen zur Verfügung gestellt. Überwiegend stammen sie aus Messungen zwischen 2006 und 2010. Dieser Zeitraum wurde daher als Referenzzustand für das Modell definiert.

Das Modell wird angetrieben durch den Wasserstand am nördlichen offenen Rand zur Deutschen Bucht, die Abflüsse an den offenen Rändern Ritterhude, Niederbrockland, Hunte, Ochtum, Geeste und Bremen, sowie darüber hinaus durch Windeinfluss. Das Modell wurde anhand eines Zeitraums mit mittlerem Abfluss im April 2009 kalibriert. Es wurde anhand von Simulationen von Zeiträumen mit unterschiedlichen Abflüssen validiert. Abb. 3 zeigt einen Vergleich zwischen beobachteten und modellierten Zeitreihen für einen Validierungszeitraum aus dem Winter 2003 mit einem Abflusshöchstwert von 2190 m³ s⁻¹.

Um die Fähigkeit des Modells, gemessenen Wasserstand, Strömungsgeschwindigkeit und Salzgehalt zu reproduzieren, zu quantifizieren, wurde unter anderem der Skill nach Murphy (1988) herangezogen. Ausgehend von zwei Validierungszeiträumen mit jeweils 12 ausgewerteten Messstationen, die zum Teil aus drei auf die Wassersäule verteilten Messgeräten bestanden, betragen die durchschnittlichen Skill-Werte 0,95 für den Wasserstand, 0,89 für den Salzgehalt und 0,80 für die Strömungsgeschwindigkeit.

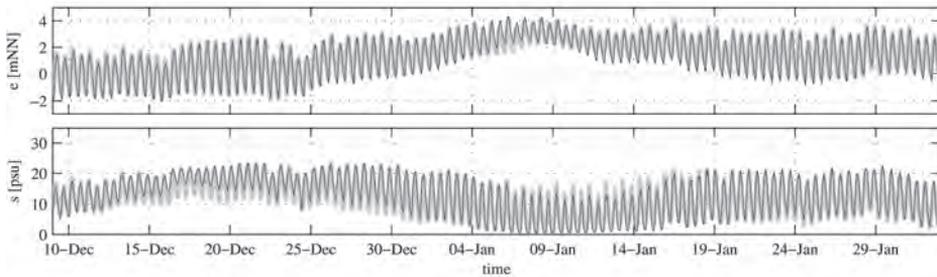


Abbildung 3: Beobachtete (grau) und modellierte (schwarz) Zeitreihen des Wasserstands am Wehr (oben) und des Salzgehalts an der Station 85 km entfernt vom Wehr (unten) für einen Validierungszeitraum.

3.3 Berechnung untersuchter Tidekennwerte

Die in diesem Beitrag vorgestellten Ergebnisse wurden mithilfe der folgenden automatisierten Schritte erzeugt: Die simulierten Zeitreihen mit einer Auflösung von 30 min. wurden mithilfe einer Spline-Interpolation auf 10 min. hochskaliert. Die Zeitreihen von Salzgehalt und Strömungsgeschwindigkeit wurden für die hier vorgestellten Ergebnisse überwiegend tiefengemittelt. Die Strömungsgeschwindigkeitsvektoren wurden in Richtung der Fahrrinne gedreht und nur die Hauptströmungsrichtung wurde genauer betrachtet, wobei der Flutstrom als positiv definiert wurde. Die Zeitreihen wurden in einzelne Tidezyklen aufgeteilt. Beginn und Ende eines Tidezyklus waren jeweils definiert durch: Niedrigwasser für den Wasserstand, niedrigster Salzgehalt für den Salzgehalt und Ebbkenterung für die Hauptströmungsgeschwindigkeit. Für jede Tide wurden Tidekennwerte (Tdk) berechnet. Hier vorgestellt werden tidegemittelter Wasserspiegel (Tmw), Tidehochwasser (Thw), Tideniedrigwasser (Tnw), Tidenhub (Thb), tidegemittelter Salzgehalt (S_M), Salzgehaltmaximum (S_{MAX}) und das Residuum der Strömungsgeschwindigkeit in Richtung der Fahrrinne (U_{RES}). Die Tiden zwischen den Referenz- und Szenarioläufen wurden verglichen und Unterschiede zwischen den Tidekennwerten (ΔTdk) für jede Tide berechnet.

4 Untersuchung eines Szenarios mit einem mittleren Meeresspiegelanstieg

4.1 Versuchsaufbau

Wie eingangs erwähnt wurde der Versuch unternommen, die Unsicherheit in den Projektionen auf Grund der internen Variabilität des Systems zu verringern. Bei Klimafolgenstudien, die die Auswirkungen von Veränderungen der meteorologischen Bedingungen unmittelbar untersuchen (z. B. Wind auf Sturmfluten wie bei GASLIKOVA et al. 2012), kann dies durch die Simulation von Daten aus globalen Klimamodellläufen mit unterschiedlichen initialen Bedingungen geschehen.

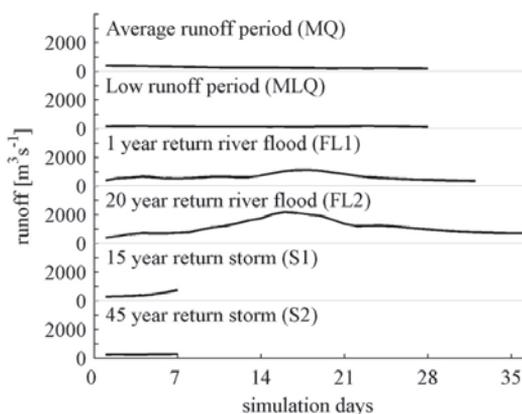


Abbildung 4: Repräsentation des Referenzzustands.

In dieser Impaktstudie ist allerdings der vorherrschende Grund für die Veränderung nicht der unmittelbare meteorologische Antrieb, sondern die Veränderungen der Randbedingungen verursacht durch Änderungen in anderen Systemen, wie etwa der Nordsee oder dem Einzugsgebiet. Auf Grund der begrenzten Information über die transienten Veränderungen der Randbedingungen über die Zeit durch begrenzte Rechenkapazität beschränken sich die Simulationen in dieser Studie auf kürzere Zeiträume. Unter dieser Voraussetzung sollten die simulierten Zeitscheiben so gewählt werden, dass sie bestmöglich die gesamte Schwankungsbreite des IST-Zustandes erfassen. Daher orientiert sich die Studie an den Herangehensweisen in Projekten wie KRIM oder KLIMU (z. B. GRABEMANN et al. 2001) und testet untersuchte Szenarien in einem Satz von Simulationen, die jeweils unterschiedliche charakteristische Situationen im Referenzzustand repräsentieren. Die Simulationen basieren auf vergangenen Ereignissen mit aus Messungen generierten Randbedingungen. Die Wahl der Simulationen basiert auf der Analyse des IST-Zustandes (siehe Kap. 2). Insgesamt wurden sechs Zeiträume ausgewählt, die typische Zeiträume mit mittlerem Abfluss (MQ), geringem Abfluss (MLQ) und Hochwasserereignissen mit Wiederkehrwerten von ca. einem (FL1) und 20 Jahren (FL2) sowie Sturmfluten (S1, S2) repräsentieren (Abb. 4). Dieser Beitrag befasst sich ausschließlich mit den Ergebnissen der Untersuchung der ersten vier Zeiträume.

4.2 Untersuchtes Szenario

Dieser Beitrag befasst sich ausschließlich mit den Ergebnissen des einfachen Szenarios eines mittleren Meeresspiegelanstiegs (engl. mean sea level rise, MSLR), welches als „wahrscheinliches“ („likely“) Szenario gilt. Der untersuchte MSLR von 0,74 m basiert auf dem Fünften Sachstandsbericht des Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) und gilt dort als der „wahrscheinlichste“ („most likely“) Wert des globalen Anstiegs bis zum Jahr 2100 unter Annahme des Repräsentativen Konzentrationspfads (Representative Concentration Pathway) RCP8.5 (IPCC 2013). Innerhalb des Projekts wurde auch ein Szenario mit einem höheren Wert untersucht, das hier nicht dargestellt wird. Der Meeresspiegelanstieg wird als Konstante zu der Zeitreihe der Wasserstände am offenen

Modellrand zur Nordsee addiert. Dieser vereinfachte Ansatz wird in Kap. 5 eingehender erläutert. Auch bleiben in den hier vorgelegten Ergebnissen die Salzgehaltsveränderungen an den offenen Rändern unberücksichtigt. Allmähliche Veränderungen der bathymetrischen Verhältnisse oder der Sohlrauhheit auf Grund sich ändernder Sedimentationsmuster im Gebiet selbst oder eine veränderte Rauheit sind zu erwarten, bleiben in den Ergebnissen jedoch ebenfalls unberücksichtigt.

4.3 Ergebnisse

Die Simulationen des Referenzzustands (s. Kap. 4.1) wurden mit an das untersuchte Szenario angepassten Randbedingungen wiederholt (s. Kap. 4.2). Die Abbildungen 5 und 6 zeigen Box- und Whisker-Diagramme der berechneten ΔTdk (s. Kap. 3.3). Es werden lediglich die Ergebnisse für drei Schwerpunktreionen des Untersuchungsgebiets dargestellt. Die Schwerpunktreion BHV befindet sich nördlich der Zufahrt zum engen Unterweser-Abschnitt des Ästuars bei Bremerhaven, ca. 75 km entfernt vom Tidewehr. Sie zeichnet sich durch große tide- und abflussabhängige Salzgehaltsschwankungen aus. Die Schwerpunktreion BRA befindet sich auf Höhe der Stadt Brake im inneren Ästuar (in 45 km Entfernung vom Wehr) und markiert heute den Beginn der Brackwasserzone mit Salzgehalten von meist weniger als 1 PSU, wobei im Sommer oder Herbst bei Tidehochwasser Höchstwerte von 5 PSU erreicht werden können. Die Schwerpunktreion HB liegt im Abschnitt des Süßwasserzeitengebiets ca. 15 km entfernt vom Wehr.

Die in Abb. 5 dargestellten Ergebnisse verdeutlichen, dass das untersuchte Szenario eines MSLR von 0,74 m am offenen Rand zu einer Veränderung der Tidedynamik führt. Im oberstrom gelegenen Bereich des inneren Ästuars bewirkt ein Anstieg der Gezeitenamplituden M2 und M4 (hier nicht dargestellt) eine Vergrößerung des Tidenhubs Thb . In der Schwerpunktreion HB beträgt der Anstieg ca. 15 cm (Abb. 5d). Der Anstieg des Thb geht einher mit einer Absenkung des Tideniedrigwassers Tnw im Verhältnis zum vorgegebenen MSLR (Abb. 5c). Die Auswirkungen auf das Tidehochwasser (Abb. 5b) sind geringer und entsprechen weitgehend dem eingesteuerten MSLR. Der Anstieg des Mittelwassers (Abb. 5a) ist geringer als der vorgegebene MSLR, stärkere Auswirkungen zeigen sich wieder weiter stromaufwärts im Ästuar. Insgesamt sind die berechneten ΔTdk ähnlich für die vier Repräsentationen des Referenzzustands MQ, MLQ, FL1 und FL2.

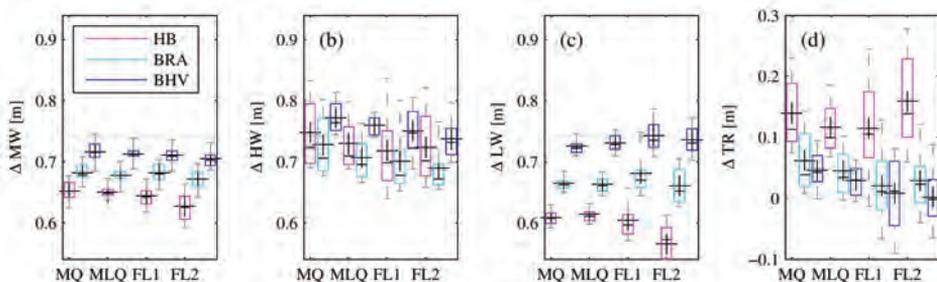


Abbildung 5: Berechnete Differenzen ΔTdk für den Wasserstand zwischen dem MSLR 0,74 m-Szenario- und den Referenzsimulationen für drei Schwerpunktregebiete. Die 25/75 % sind als Kästen, die 10/90 % Perzentile als graue Striche, die Mediane als (-) sowie die Mittel als (+) dargestellt.

Das Szenario zeigt auch Auswirkungen auf den Salzgehalt (s. Abb. 6). Die Brackwasserzone als Übergangsbereich zwischen Salz- und Frischwasser (s. Abb. 2) dringt ins Ästuar vor (hier nicht dargestellt, siehe z. B. SEIFFERT et al. in dieser Schriftenreihe). Die Folge ist ein Anstieg der Salzkonzentration stromaufwärts im Ästuar. Der mittlere Salzgehalt S_M steigt um circa 2 PSU in der Schwerpunktregion BHV (Abb. 6a) Dies gilt für die Simulationen eines mittleren und geringen Abflusses und auch für Zeiträume von Flusshochwassern. In der Schwerpunktregion BRA war nur ein sehr geringer Anstieg des S_M zu beobachten, doch das tideabhängige Salzgehaltsmaximum S_{MAX} erhöht sich um nahezu 1 PSU in der MNQ-Simulation (Abb. 6b). Es zeigt sich, dass, besonders bei niedrigem Abfluss im Sommer, der erhöhte Salzgehalt für die Nutzung des Ästuarwassers in der Region möglicherweise problematisch wird.

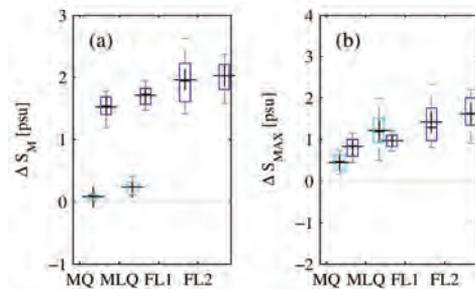


Abbildung 6: Fortsetzung von Abb. 5 für den Salzgehalt.

Die Veränderungen der Tidedynamik gehen mit Veränderungen der Strömungsgeschwindigkeiten in Richtung der Fahrrinne einher. Die Simulationen zeigen eine verstärkte Intensität des Flutstroms im Vergleich zur Ebbestromgeschwindigkeit (hier nicht dargestellt).

5 Zusammenfassung und Diskussion

Ziel des hier dargestellten Projekts ist die Untersuchung der Auswirkungen des Klimawandels auf Hydrodynamik und Salzgehalte im Weserästuar. Ein 3D-HN-Modell des Ästuars wurde erstellt und erfolgreich validiert. Zur Beschreibung des IST-Zustandes des Ästuars und zur bestmöglichen Erfassung der internen natürlichen Variabilität wurde ein Satz von Simulationen gewählt, die jeweils unterschiedliche charakteristische Perioden des derzeitigen Zustandes repräsentieren, wie etwa Hochwasserereignisse, mittlere und niedrige Abflüsse sowie Sturmfluten. Ein vereinfachtes Szenario mit einem MSLR von 0,74 m wurde simuliert und Tidekennwerte der Szenario-Simulationen wurden mit denen des Referenzzustandes verglichen.

Die Ergebnisse zeigen, dass der am Rand vorgegebene Anstieg des Mittelwassers mit Veränderungen der Tidedynamik im Ästuar einhergeht. Insbesondere sind eine Vergrößerung des Tidenhubs und eine relative Senkung des Tideniedrigwassers zu beobachten sowie eine Verstärkung des Flutstroms im Verhältnis zum Ebbestrom. Der Salzgehalt im inneren Ästuar steigt. Es besteht die generelle Tendenz einer Stromaufwärtsverlagerung der Brackwasserzone und des Nullpunkts der bodennahen residuellen Strömungsgeschwindigkeit. Die Ursache für die Stromaufwärtsverlagerung ist möglicherweise die Verstärkung des Flutstroms aufgrund geringerer Dissipation.

Um die Ergebnisse in Relation zu setzen und Informationen für die Praxis und für Entscheider abzuleiten, folgt eine knappe Diskussion der Unsicherheiten des untersuchten Szenarios und der Verlässlichkeit der Ergebnisse. Laut IPCC (2013) ist es „virtually certain“ („so gut wie sicher“), dass sich die Geschwindigkeit des globalen Meeresspiegelanstiegs (engl.: global mean sea level rise, GMSLR) in den letzten Jahrhunderten erhöht hat, und „sehr wahrscheinlich“ („very likely“), dass künftig die Beschleunigungsraten des Meeresspiegelanstiegs weiter wachsen und die Beschleunigungsraten vergangener Jahre übersteigen werden. Die Projektionen für den GMSLR bis 2100 werden für unterschiedliche Repräsentative Konzentrationspfade (engl.: Representative Concentration Pathways, RCPs) jeweils versehen mit ein Spektrum wahrscheinlicher Werte und einem Mittelwert dargestellt. Die hier präsentierten Ergebnisse basieren auf dem RCP8.5 mit der Annahme eines kontinuierlichen Anstiegs der Treibhausgasemissionen. Aus dem Spektrum der für dieses Szenario gegebenen wahrscheinlichen GMSLR-Werte wird der Mittelwert als der wahrscheinlichste ausgewählt. Global gesehen lässt sich diesem Wert ein „mittleres Vertrauen“ („medium confidence“) für RCP8.5 (IPCC 2013) zu messen, allerdings ist zu bemerken, dass sich das Vertrauen drastisch verringert, wenn der GMSLR direkt auf die Randbedingungen der Weser projiziert wird. Hierfür gibt es zwei Gründe: Zunächst gibt es Hinweise darauf, dass sich der GMSLR nicht gleichmäßig über die Erdkugel verteilen wird. Die globale Projektion an die regionalen Verhältnisse in der süd-östlichen Nordsee anzupassen ist jedoch auf Grund des begrenzten Wissens über diese Vorgänge nicht möglich. Zweitens zeigen aktuelle Studien, dass sich die Tidedynamik (TD) der Nordsee verändern wird, wodurch es möglicherweise zu einem höheren oder verringerten Tidenhub in der Deutschen Bucht kommt. Die Auswirkungen des MSLR auf die Tidedynamik der Nordsee waren in jüngster Zeit Gegenstand einiger Studien, doch liefert die verlässlichsten Ergebnisse noch immer PLÜß (2004) auf Grund der besseren Auflösung des Wattenmeers im verwendeten Modell. Jedoch haben PELLING et al. (2013) mit einem vereinfachten Modell gezeigt, dass Veränderungen der Tidedynamik hauptsächlich von der Dissipation abhängen, die durch die flachen Wattenmeerbereiche der süd-östlichen Nordsee verursacht wird. Das deutet darauf hin, dass Veränderungen der Sedimentationsmuster und mögliche Küstenlinienveränderungen eine wichtige Rolle für die künftigen Veränderungen der Tidedynamik bei erhöhtem mittlerem Meeresspiegel spielen werden. So kann argumentiert werden, dass eine Nichtverformung des Gezeitensignals am Modellrand der Deutschen Bucht im selben Maße mit Unsicherheit der Randbedingungen behaftet ist wie eine Anpassung ohne genauere Untersuchung der Tidedynamikveränderungen in der Nordsee. Darüber hinaus sind, wie in Kap. 4.2 erwähnt, Veränderungen der Sedimentationsmuster in der Weser wie auch in der Nordsee gleichermaßen zu erwarten. Da bathymetrische Verhältnisse und Rauheit in dieser Hinsicht als Randbedingungen angesehen werden können, führt dies zu einer weiteren Unsicherheit der Randbedingungen.

Trotz der Unsicherheiten im Szenario und den Randbedingungen können die aus dem Szenario abgeleiteten Ergebnisse als bestmöglicher Schätzwert zum gegenwärtigen Zeitpunkt gelten, vorausgesetzt, dass die Treibhausgasemissionen nicht zurückgehen. Wie oben erwähnt, werden die Untersuchungen durch ein High-end Szenario sowie weitere Studien vervollständigt, die zur Quantifizierung der Randbedingungenunsicherheit dienen.

6 Schriftenverzeichnis

- GASLIKOVA, L.; GRABEMANN, I. and GROLL, N.: Changes in North Sea storm surge conditions for four transient future climate realizations. *Natural Hazards*, Vol. 66(3), 1501-1518, 2012.
- GRABEMANN, H.-J.; GRABEMANN, I.; HERBERS, D. and MÜLLER, A. M.: Effects of a specific climate scenario on the hydrography and transport of conservative substances in the Weser estuary, Germany: a case study. *Climate Research*, Vol. 18, 77-87, 2001.
- IPCC 2013: Summary for Policymakers. In: STOCKER, T. F.; Qin, D.; PLATTNER, G.-K.; TIGNOR, M.; ALLEN, S. K.; BOSCHUNG, J.; NAUELS, A.; XIA, Y.; BEX, V. and MIDGLEY, P. M. (eds.): *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, 2013.
- KREYE, P.; GOCHT, M. und FÖRSTER, K.: Entwicklung von Prozessgleichungen der Infiltration und des oberflächennahen Abflusses für die Wasserhaushaltsmodellierung. *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, Vol. 5, 268-27, 2010.
- MURPHY, A. H.: Skill Scores Based on the Mean Square Error and Their Relationships to the Correlation Coefficient. *Monthly Weather Review*, Vol. 16, 2417-2424, 1988.
- PELLING, H. E.; GREEN, J. M., and WARD, S. L.: Modelling tides and sea-level rise: To flood or not to flood. *Ocean Modelling*, Vol. 63(0), 21-29, 2013.
- PLÜß, A.: Nichtlineare Wechselwirkung der Tide auf Änderungen des Meeresspiegels im Übergangsbereich Küste/Ästuar am Beispiel der Elbe. In: GÖNNERT, G.; GRASSL, H.; KELLETAT, D.; KUNZ, H.; PROBST, B.; VON STORCH, H. und SÜNDERMANN, J. (eds): *Klimaänderung und Küstenschutz*. Universität Hamburg, 129-138, 2004.
- SCHIRMER, M. and SCHUCHARDT, B.: Assessing the impact of climate change on the Weser estuary region: an interdisciplinary approach. *Climate Research*, Vol. 18, 133-140, 2001.
- SIMPSON, J. H.; BROWN, J.; MATTHEWS, J. and ALLEN, G.: Tidal straining, density currents, and stirring in the control of estuarine stratification. *Estuaries*, Vol. 13, 125-132, 1990.
- YANG, J.; GRAF, T.; HEROLD, M. and PTAK, T.: A fully coupled surface-subsurface approach to simulate flow dynamics in coastal aquifers. *Journal of Contaminant Hydrology*, Vol. 149, 61-75, 2013.
- ZHANG, Y. J. and BAPTISTA, A. M.: SELFE: A semi-implicit Eulerian-Lagrangian finite-element model for cross-scale ocean circulation. *Ocean Modeling*, Vol. 21, 71-96, 2008.
- ZORNDT, A. C.; SCHLURMANN, T. and GRABEMANN, I.: The influence of extreme events on hydrodynamics and salinities in the Weser estuary in the context of climate impact research. *Proceedings of the International Conference on Coastal Engineering*, Vol. 33, 2012.

Untersuchung von Folgen des Klimawandels und Anpassungsstrategien in deutschen Ästuaren

Rita Seiffert und Fred Hesser

Zusammenfassung

Aufgrund des Meeresspiegelanstiegs sind Ästuare besonders durch den Klimawandel betroffen. Neben dem Meeresspiegelanstieg können auch Änderungen im Niederschlag, die den Oberwasserzufluss beeinflussen, und veränderte Sturmverhältnisse Auswirkungen auf die Ästuare haben. Die Ästuare Elbe, Jade-Weser und Ems werden als Wasserstraßen genutzt und bilden wichtige Ökosysteme. Voraussetzung für die Entwicklung von Anpassungsoptionen ist das Verständnis darüber, wie sich der Klimawandel auf die Ästuare auswirkt. Im Allgemeinen ist es schwierig die Folgen des Klimawandels auf lokaler Ebene abzuschätzen, da die Unsicherheiten groß werden können. In diesem Artikel beschreiben wir eine Herangehensweise, wie lokale Folgen des Klimawandels und Anpassungsoptionen trotz großer Unsicherheiten analysiert werden können. Im ersten Schritt identifizieren wir die Haupteinflussfaktoren, die voraussichtlich durch den Klimawandel beeinflusst werden. Anschließend führen wir Sensitivitätsstudien durch, in denen die Haupteinflussfaktoren variiert werden. Dafür verwenden wir 3D-hydrodynamisch-numerische Modelle. Um Anpassungsoptionen zu untersuchen, wiederholen wir ausgewählte Simulationen unter Berücksichtigung verschiedener Anpassungsmaßnahmen. Die Ergebnisse zu den Folgen des Klimawandels deuten darauf hin, dass sich Herausforderungen, die schon heute bestehen, vergrößern werden. Es muss mit höheren Salzgehalten, einem verstärkten Transport von Sedimenten nach stromauf und höheren Sturmflutwasserständen gerechnet werden. Die untersuchten Anpassungsmaßnahmen zeigen, dass sie die Auswirkungen reduzieren können.

Schlagwörter

Hydrodynamisch-numerisches Modell, Unsicherheiten, Sensitivitätsstudien, Meeresspiegelanstieg, Oberwasserzufluss, Wasserstraße, Tidedynamik, Salztransport, Sedimenttransport, Sturmflut

Summary

Due to sea level rise, estuaries are particularly affected by climate change. Besides sea level rise, changes in precipitation resulting in changing fresh water discharge and changes in storm activities can also have an impact on estuaries. The Elbe, Jade-Weser and Ems estuaries located in the German Bight (North Sea) are not only important ecosystems, they are also used as waterways. We need to know how climate change affects the estuaries in order to develop adaptation strategies. Generally, it is difficult to project climate change impacts on a local scale. The uncertainties involved can become very large. In this paper we describe an approach to determining the impacts of local climate change and to the investigation of adaptation measures without getting lost in the large range of uncertainty. First, we identify the main drivers which

are assumed to be altered by climate change. In the next step we carry out sensitivity studies in which the main drivers are varied. For the sensitivity studies we use 3D-hydrodynamic numerical models. To test possible adaptation measures we repeat selected simulations which then include different adaptation measures. The results on local climate change impacts suggest that today's challenges are likely to become more acute. Higher salinities, increased upstream sediment transport, and higher water levels during storm surge must be expected. Adaptation measures can reduce these effects.

Keywords

hydrodynamic numerical model, uncertainties, sensitivity study, sea level rise, fresh water discharge, waterways, tidal dynamic, salt transport, sediment transport, storm surge

Inhalt

1	Einleitung.....	600
2	Methode	602
3	Ergebnisse der Sensitivitätsstudien.....	603
3.1	Lokale Auswirkungen von Klimaänderungen	603
3.2	Entwicklung von Anpassungsoptionen	607
4	Diskussion und Schlussfolgerungen.....	609
5	Danksagung	610
6	Schriftenverzeichnis	611

1 Einleitung

Erhöhte Treibhausgaskonzentrationen in der Atmosphäre führen zu globalen Veränderungen des Klimas. Beinahe überall werden Mensch und Natur vom Klimawandel beeinflusst. Besonders die Küsten sind aufgrund des globalen Anstiegs des Meeresspiegels betroffen. Die Ästuarie von Elbe, Jade-Weser und Ems bilden wichtige Ökosysteme und einzigartige Lebensräume für die Tier- und Pflanzenwelt. Sie dienen außerdem als Wasserstraßen und sind somit ein bedeutender Wirtschaftsfaktor. In ihrer Funktion als Wasserstraßen könnten die Ästuarie durch den Klimawandel beeinträchtigt werden. Für die Entwicklung von Anpassungsoptionen müssen wir deshalb verstehen, wie sich der Klimawandel auf die Ästuarie auswirken wird. Der Klimawandel kann z. B. die Tidedynamik, den Salz- und Sedimenttransport sowie die Scheitelwasserstände bei Sturmfluten verändern.

Bisher untersuchen nur wenige Studien die lokalen Auswirkungen des Klimawandels und Anpassungsstrategien für die Ästuarie von Elbe, Jade-Weser oder Ems. GRABEMANN et al. (2001) analysieren die Auswirkungen des Klimawandels auf die Hydrographie und Wasserqualität des Weserästuaris. Mithilfe eines 1-dimensionalen Wasserqualitäts- und Transportmodells simulieren sie ein Klimaszenario. PLÜB (2004) untersucht die Auswirkungen des Meeresspiegelanstiegs auf die Tidedynamik im Elbeästuar. Er verwendet ein 3D-hydrodynamisch-numerisches Modell und führt Simulationen für unterschiedliche Meeresspiegelanstiegsszenarien durch. Seine Auswertungen konzentrieren sich auf die

Wasserstände. ZORNDT und SCHLURMANN (2014) untersuchen die Auswirkungen des Meeresspiegelanstiegs auf das Weserästuar (siehe diese Schriftenreihe). Sie setzen ebenfalls ein 3D-hydrodynamisch-numerisches Modell ein und analysieren Veränderungen in Kennzahlen für den Wasserstand und Salzgehalt. Weitere Studien zu Klimafolgen und Anpassungsstrategien in den deutschen Ästuaren konzentrieren sich auf den Sturmflutschutz (LIEBERMANN et al. 2005; GROSSMANN et al. 2006). Studien zu Klimafolgen in den Ästuaren von Elbe, Jade-Weser und Ems, die konkret die Anforderungen der Schifffahrt berücksichtigen, gibt es bisher nicht.

Im Rahmen des Forschungsprojekts KLIWAS (Auswirkungen des Klimawandels auf Wasserstraßen und Schifffahrt – Entwicklung von Anpassungsoptionen) untersuchen wir daher mögliche Auswirkungen des Klimawandels auf die deutschen Ästuare im Hinblick auf die Belange der Schifffahrt und entwickeln Anpassungsoptionen. Im Gesamtprojekt KLIWAS werden sowohl Binnenwasserstraßen als auch Küstengewässer betrachtet. Mittels einer Modellkette (von globalen Klimamodellen über regionale Klimamodelle, hydrologische Modelle und hydrodynamische Modelle) wird das globale Klimaänderungssignal Schritt für Schritt auf kleinere räumliche Skalen bis zur lokalen Ebene der Wasserstraßen übertragen.

Die Ergebnisse aus diesem Skalierungsverfahren sind in vielen Fällen schwierig zu interpretieren, da sie mit erheblichen Unsicherheiten behaftet sind. Modelle bilden die Natur stets vereinfacht ab. Zudem enthalten die Randwerte der Modelle vereinfachende Annahmen und stammen aus anderen Modellen oder aus Beobachtungen, die mit Messungenauigkeiten oder mangelnder Repräsentanz behaftet sind. Daraus ergeben sich Unsicherheiten, die sich im Verlauf der Modellkette fortpflanzen. Am Ende der Modellkette ist die Bandbreite der möglichen Klimafolgen auf lokaler Ebene sehr groß (WILBY und DESSAI 2010; CARTER et al. 2007). Für lokale Regionen wie Ästuare ist es aufgrund dieser Unsicherheiten schwierig, konkrete Aussagen zu den lokalen Auswirkungen zu treffen.

Eine Möglichkeit, mit diesen Unsicherheiten umzugehen, beschreiben LOWE et al. (2009). Am Beispiel des Themse-Ästuars entwickeln sie Anpassungsoptionen zum Sturmflutschutz im Zusammenhang mit einem Meeresspiegelanstieg. Ihre Grundidee besteht darin, Schwellwerte für den Meeresspiegelanstieg zu bestimmen, bis zu denen verschiedene Anpassungsoptionen wirksam wären. Da sie nicht wissen wie stark der Meeresspiegel ansteigen wird, entwickeln sie einen Anpassungsplan für unterschiedliche Szenarien. In dem Anpassungsplan müssen auch die Zeiten beachtet werden, die zur Planung und Bau/Umsetzung der Anpassungsmaßnahmen benötigt werden. KWADIJK et al. (2010) beschreiben einen ähnlichen Ansatz. Sie führen das Konzept der „Adaptation Tipping Points“ ein. „Adaptation Tipping Points“ sind Zeitpunkte, zu denen die gegenwärtigen Maßnahmen (z. B. Sturmflutschutz) aufgrund des Klimawandels nicht mehr ausreichen. Mithilfe des Konzepts soll ermittelt werden, wie viel Klimawandel bzw. Meeresspiegelanstieg die gegenwärtig umgesetzte Maßnahme bewältigen kann. Um Schwellwerte zu finden, an denen die gegenwärtigen Maßnahmen versagen werden, wird eine Sensitivitätsstudie durchgeführt.

Wir führen im Rahmen dieser Studie auch Sensitivitätsstudien durch. Während sich LOWE et al. (2009) und KWADIJK et al. (2010) hauptsächlich mit der Entwicklung von Anpassungsstrategien befassen, kombinieren wir die Untersuchung lokaler Auswirkungen und die Entwicklung von Anpassungsoptionen. Dieser Artikel beschreibt eine Methode wie mithilfe hydrodynamisch-numerischer Modelle lokale Auswirkungen des

Klimawandels auf begrenzte Regionen wie Ästuare untersucht und Anpassungsoptionen entwickelt werden können. Die wichtigsten Ergebnisse verschiedener Sensitivitätsstudien werden im Abschnitt Ergebnisse beschrieben.

2 Methode

Für die Modellsimulationen hydrodynamischer Prozesse wird das numerische Verfahren UnTRIM (CASULLI und WALTERS 2000; CASULLI und LANG 2004) in der Version UnTRIM2007, gekoppelt mit dem morphodynamischen Verfahren SediMorph (MALCHEREK et al. 2005) verwendet. UnTRIM ist ein semi-implizites Finite-Differenzen-Verfahren. Es löst die dreidimensionalen Flachwassergleichungen und die Transportgleichungen für Salz, Wärme und suspendierte Sedimente auf einem unstrukturierten orthogonalem Gitter. SediMorph modelliert sedimentologische Prozesse am Gewässerboden von Ästuaren. Wir verwenden das Verfahren in einem Modus, in dem keine morphodynamischen Veränderungen der Wassertiefen berücksichtigt werden. Für jedes Ästuar verwenden wir ein individuell kalibriertes Modell. Die räumliche und zeitliche Auflösung, die Größe des Untersuchungsgebiets und die Länge des Simulationszeitraums werden an die jeweilige Fragestellung angepasst. Die horizontale Auflösung der unstrukturierten Gitter variiert von wenigen Metern bis zu mehreren hundert Metern. Die Analysezeiträume reichen von wenigen Tagen bis zu mehreren Monaten. Im Gegensatz zu Klimamodellierungen, bei denen üblicherweise mehrere Dekaden simuliert werden, sind hier die Analysezeiträume eher kurz. Kurze Analysezeiträume sind deshalb möglich, weil die modellierten Prozesse rasch auf veränderte äußere Einflussfaktoren reagieren.

Um mögliche Auswirkungen des Klimawandels auf die Ästuare zu untersuchen, führen wir verschiedene Sensitivitätsstudien durch. Im ersten Schritt identifizieren wir die Haupteinflussfaktoren, die voraussichtlich vom Klimawandel beeinflusst werden. Haupteinflussfaktoren sind die wichtigsten äußeren Faktoren, die die lokalen Prozesse antreiben. Sie beeinflussen den Wasserstand, die Strömungsgeschwindigkeiten, den Salztransport und den Sedimenttransport. Die Haupteinflussfaktoren sind der Meeresspiegel und das Gezeitensignal in der Nordsee, der Oberwasserzufluss und der Wind. Die Topographie des Ästuars ist ebenfalls eine wichtige Randbedingung für die Hydrodynamik. Zukünftige Änderungen der Topographie sind jedoch schwer abschätzbar. Änderungen der Topographie erfolgen lokal unterschiedlich und hängen sowohl von anthropogenen Einflüssen wie Baggern und Verklappen von Sedimenten als auch von natürlichen Vorgängen ab. In den Simulationen halten wir die Topographie daher konstant. Der Meeresspiegel, der Oberwasserzufluss und der lokale Wind werden einzeln und in Kombination variiert. Sie werden innerhalb der Bandbreite möglicher Klimaänderungen verändert. Auf Grund des Klimawandels steigt der Meeresspiegel an. Längere Trockenperioden mit wenig Niederschlag im Einzugsgebiet können in Zukunft zu einem lang anhaltend niedrigen Oberwasserzufluss führen. Andererseits können extrem hohe Niederschlagsmengen sehr hohe Oberwasserzuflüsse bewirken. Der Wind beeinflusst das Ästuar hauptsächlich bei Sturmfluten. Größerer Windgeschwindigkeiten würden zu höheren Scheitelwasserständen führen.

Eine Sensitivitätsstudie besteht aus der Simulation eines Referenzzustands und einem oder mehreren Szenarien in dem bzw. denen die Haupteinflussfaktoren variiert werden. Durch den Vergleich der Szenarien mit dem Referenzzustand können Aussagen darüber

getroffen werden, wie sich Wasserstand, Strömung, Salzgehalt und Sedimenttransport an die veränderten Randbedingungen anpassen. Dadurch ist es möglich festzustellen, unter welchen Bedingungen ein Schwellwert überschritten wird, der eine Betroffenheit auslöst. Im nächsten Schritt untersuchen wir wie wirksam unterschiedliche Anpassungsoptionen sind. Dazu werden ausgewählte Szenarien der Sensitivitätsstudien wiederholt. Dieses Mal werden jedoch Anpassungsoptionen in das numerische Modell integriert (Abb. 1). Auf diese Weise ist es unmittelbar möglich, Anpassungsoptionen zu testen und zu vergleichen.

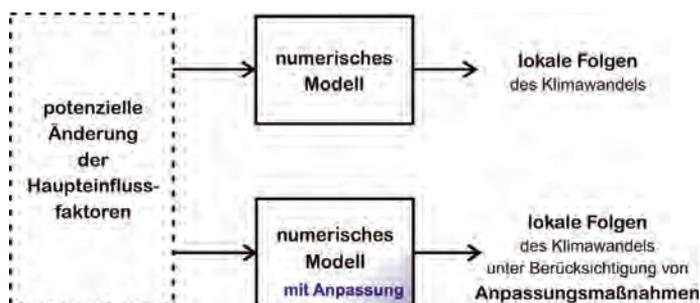


Abbildung 1: Schematische Darstellung der Vorgehensweise zur Untersuchung lokaler Auswirkungen des Klimawandels und zur Entwicklung von Anpassungsoptionen, nach SEIFFERT et al. (2013).

3 Ergebnisse der Sensitivitätsstudien

3.1 Lokale Auswirkungen von Klimaänderungen

Um die Auswirkungen eines Meeresspiegelanstiegs auf die Tidedynamik zu untersuchen, wird in einer der Sensitivitätsstudien der Meeresspiegel in der Nordsee variiert. Der Meeresspiegel wird um 80 cm angehoben. Dieser Wert liegt innerhalb einer Bandbreite von Schätzungen für den Meeresspiegelanstieg der Nordsee bis zum Ende dieses Jahrhunderts (GÖNNERT et al. 2009). Die Wahl des Wertes 80 cm impliziert nicht, dass dieser Wert wahrscheinlicher wäre als andere Werte. Vielmehr ist er gut geeignet, um die wichtigsten Prozesse im Zusammenhang mit einem Meeresspiegelanstieg zu untersuchen. Eine ausführliche Beschreibung der im Rahmen der Sensitivitätsstudie durchgeführten Simulationen findet sich in HOLZWARTH et al. (2011). Die Studie zeigt, dass es im Inneren der Ästuare auf Grund des Meeresspiegelanstiegs nicht einfach zu einer Parallelverschiebung der Wasserstände nach oben kommt. Durch den Meeresspiegelanstieg verändert sich die Tidedynamik. In den meisten Bereichen der Ästuare nimmt das Tidehochwasser stärker zu als das Tideniedrigwasser (Abb. 2). Dadurch vergrößert sich der Tidenhub in den Simulationen mit Meeresspiegelanstieg. Die Tidekurve verformt sich. In vielen Bereichen der Ästuare steigen die Flutstromgeschwindigkeiten stärker als die Ebbestromgeschwindigkeiten, d. h. das Verhältnis von Flut- zu Ebbestromgeschwindigkeit vergrößert sich (Abb. 3). Durch die verstärkte Flutstromdominanz erhöht sich der stromaufgerichtete Sedimenttransport. Eine Ausnahme bildet der obere Teil der Unterems. In diesem Bereich verringert sich das Verhältnis von Flut- zu Ebbestromgeschwindigkeit.

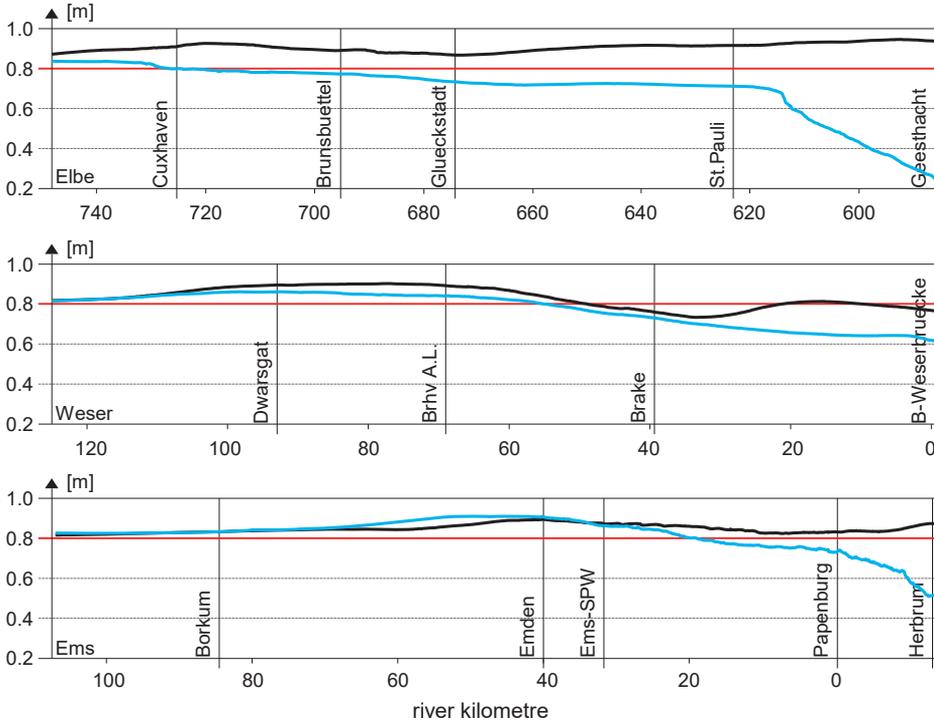


Abbildung 2: Änderung des mittleren Tidehochwassers (in Schwarz) und Tideniedrigwassers (in Blau) bei einem um 80 cm erhöhtem Meeresspiegel entlang der Fahrrinnen von Elbe, Weser und Ems.

In einer anderen Studie untersuchen wir die Auswirkungen eines lang anhaltend niedrigen Oberwasserzuflusses und eines Meeresspiegelanstiegs auf die Lage der Brackwasserzone (SEIFFERT et al. 2012). Ein lang anhaltend niedriger Oberwasserzufluss wird angenommen, da Trockenperioden mit wenig Niederschlag im Einzugsgebiet zu niedrigem Oberwasserzufluss führen können. Simulationen mit und ohne Meeresspiegelanstieg wurden mit einem über mehrere Wochen hinweg konstant gehaltenen Oberwasserzufluss durchgeführt, zunächst mit dem mittleren Oberwasserzufluss (MQ), dann mit dem Mittel der niedrigsten Oberwasserzuflüsse in den Sommerhalbjahren (SoMNQ). Sowohl durch den niedrigen Oberwasserzufluss als auch durch den Meeresspiegelanstieg verschiebt sich Brackwasserzone stromaufwärts (Abb. 4). Langanhaltend niedrige Oberwasserzuflüsse können im Vergleich sehr viel größere Auswirkungen auf die Salzgehalte haben als ein Meeresspiegelanstieg um 80 cm. Die Kombination beider Einflussfaktoren erzeugt die höchsten Salzgehalte. Zeitlich wirken sich Änderungen des Meeresspiegels und Änderungen des Oberwasserzuflusses jedoch sehr unterschiedlich aus. Während die Oberwasserzuflüsse kurzfristigen Schwankungen unterliegen und zu kurzfristigen Anstiegen des Salzgehalts führen, vollzieht sich der Meeresspiegelanstieg nur allmählich, dies jedoch mit dauerhaften Auswirkungen.

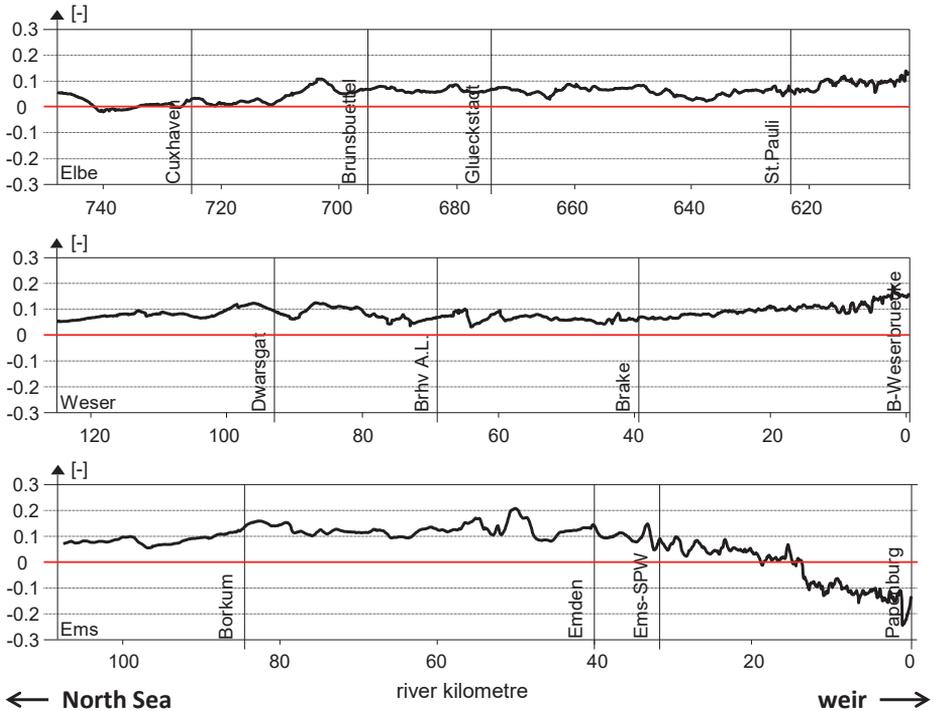


Abbildung 3: Änderung des Verhältnisses der Flutstromgeschwindigkeit (gemittelt) zur Ebbestromgeschwindigkeit (gemittelt) bei einem um 80 cm erhöhtem Meeresspiegel entlang der Fahrrinnen von Elbe, Weser und Ems.

Ergebnisse einer Sensitivitätsstudie zu den Auswirkungen einer Klimaänderung im Falle von Sturmfluten werden von RUDOLPH (2014) in dieser Schriftenreihe dargestellt. In dieser Sensitivitätsstudie werden historische Sturmfluten mit unterschiedlichen Meeresspiegelanstiegen, Windgeschwindigkeiten und hohen Oberwasserabflüssen simuliert. Die Studie zeigt, dass die Auswirkungen des Meeresspiegelanstiegs bis weit ins Innere des Ästuars vordringen. Die Scheitelwasserstände im inneren Ästuar erhöhen sich ungefähr um den Meeresspiegelanstieg, der an der Mündung des Ästuars eingesteuert wird. Höhere Windgeschwindigkeiten können ebenfalls zu erhöhten Scheitelwasserständen führen. Stromaufwärts im Ästuar dominiert der Oberwasserzufluss die Scheitelwasserstände.

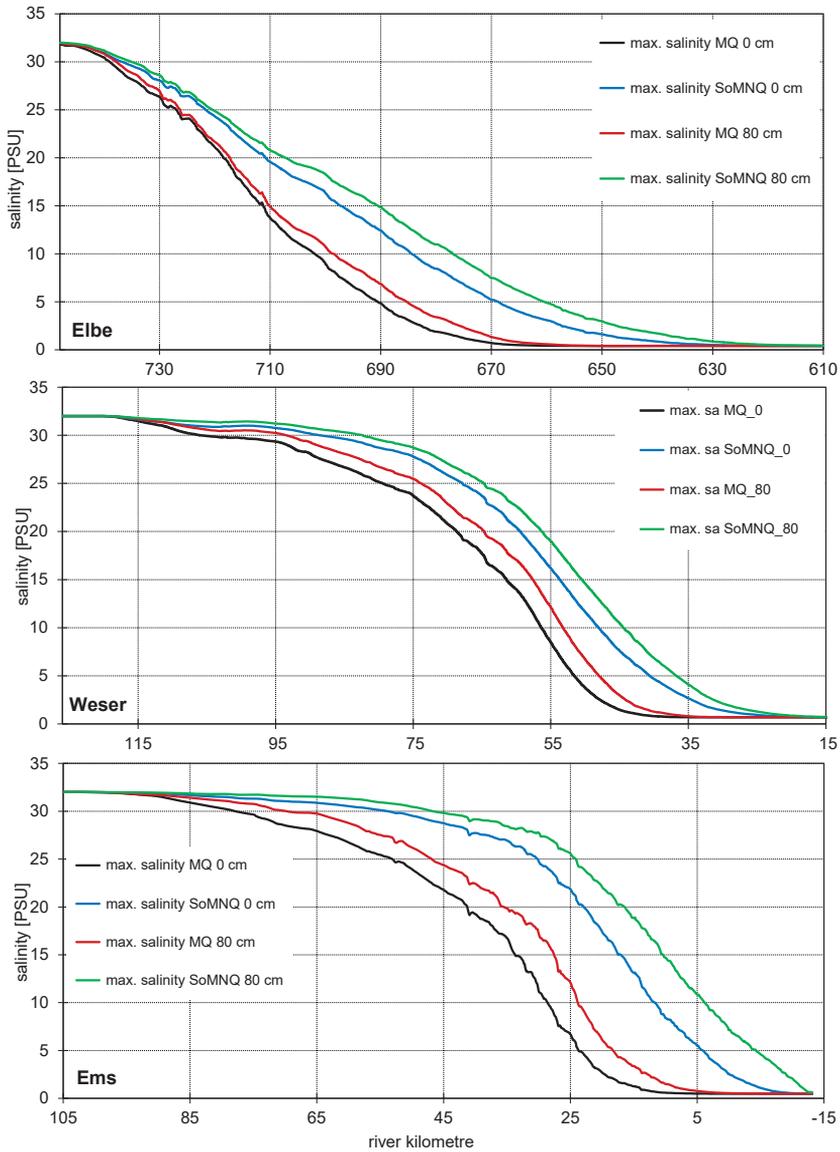


Abbildung 4: Maximaler Salzgehalt (gemittelt über einen Spring-Nipp-Zyklus) entlang der Fahr-
rinnen. Schwarz: gemittelter Oberwasserzufluss (MQ). Rot: gemittelter Oberwasserzufluss und
Meeresspiegelanstieg um 80 cm. Blau: niedriger Oberwasserzufluss (SoMnQ). Grün: niedriger
Oberwasserzufluss und Meeresspiegelanstieg um 80 cm.

3.2 Entwicklung von Anpassungsoptionen

Die oben angeführten Sensitivitätsstudien zeigen, dass der Klimawandel die bereits bestehenden Herausforderungen verstärken wird. Es muss mit höheren Salzgehalten, einem verstärkten Transport von Sedimenten nach stromauf und höheren Sturmflutscheitelwasserständen gerechnet werden. Das Ziel der Untersuchung von Anpassungsmaßnahmen ist es, bestehende Maßnahmen zu überprüfen und zu verbessern und neue Anpassungsoptionen zu entwickeln. Eine Anpassungsstrategie kann unterschiedliche Möglichkeiten beinhalten. Im Hinblick auf die Unterhaltung der Wasserstraßen ist es zum Beispiel möglich, das Sedimentmanagement in den Ästuaren anzupassen. Auch Bauwerke können geeignete Anpassungsmaßnahmen sein. Beispielhaft untersuchen wir unterschiedliche Maßnahmen.

Für das Emsästuar wird eine Sohlschwelle am Sturmflutsperrwerk Gandersum diskutiert. Numerische Simulationen deuten darauf hin, dass eine Sohlschwelle den Sedimenteintrag von der Nordsee verringern könnte. Dadurch ließe sich der Unterhaltungsaufwand reduzieren. Mittels des oben beschriebenen Ansatzes (Abb. 1) prüfen wir, ob die Wirkung der Sohlschwelle auch unter geänderten Randbedingungen durch den Klimawandel erhalten bleibt. Die Ergebnisse zeigen, dass die Sohlschwelle auch bei Meeresspiegelanstieg und niedrigem Oberwasserzufluss eine wirksame Maßnahme darstellt (SEIFFERT et al. 2014).

Sperrwerke dienen als Schutz vor Sturmfluten. Das Sturmflutsperrwerk im Emsästuar bei Gandersum schützt schon heute das Hinterland vor extremen Wasserständen, die als Folge von Sturmfluten auftreten können. Um zu ermitteln, wie sich das Sturmflutsperrwerk unter künftigen Klimabedingungen verhält, wird eine Sensitivitätsstudie mit unterschiedlichen Meeresspiegelanstiegen und unterschiedlichen Oberwasserzuflüssen durchgeführt (RUDOLPH et al. 2012). Die Ergebnisse zeigen, dass das Sperrwerk das Hinterland bis zu einem bestimmten Meeresspiegelanstieg schützt (Abb. 5).

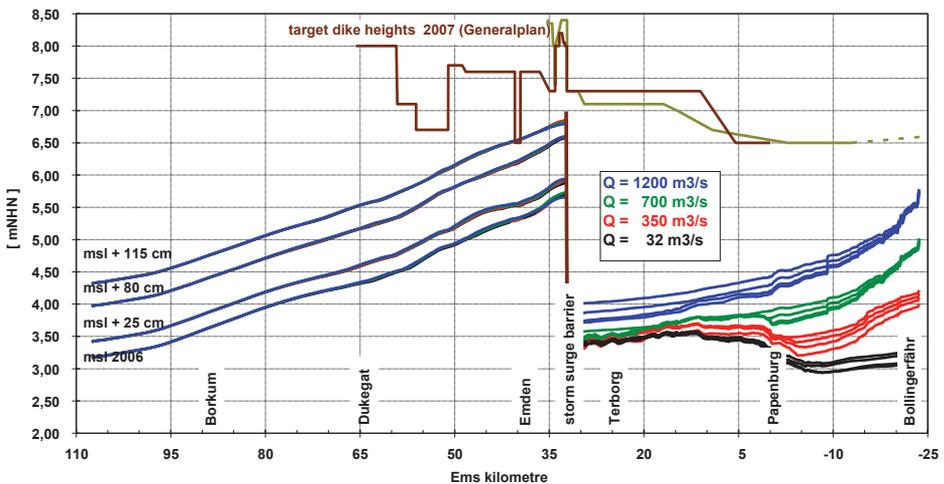


Abbildung 5: Scheitelwasserstände entlang der Fahrrinne des Emsästuars für unterschiedliche Szenarien eines Anstiegs des mittleren Meeresspiegels (msl) und der Oberwasserzuflüsse (Q). Das Sperrwerk wird bei einem Wasserstand von NHN +3,50 m geschlossen.

Ähnlich wie das Emssperrwerk könnte ein Sturmflutsperrwerk in der Mündung des Weserästuars eine Anpassungsoption sein. Unsere Simulationen mit und ohne Sperrwerk und Meeresspiegelanstieg zeigen, dass ein Sturmflutsperrwerk bei Bremerhaven Gebiete stromaufwärts von Bremerhaven wirksam schützen würde (SEIFFERT et al. 2014). Wenn das Sperrwerk geschlossen ist, hat der Meeresspiegelanstieg keine Auswirkungen auf die Wasserstände stromaufwärts des Sperrwerks (Abb. 6). Die Küstengebiete vor dem Sperrwerk bleiben dem Meeresspiegelanstieg ausgesetzt. Darüber hinaus kann das Sperrwerk die Scheitelwasserstände auf der seewärtigen Seite beeinflussen. Je nach Schließzeitpunkt des Sperrwerks entsteht eine Schwallwelle. Eine Schwallwelle bildet sich dann, wenn das Schließen des Sperrwerks mit ausgeprägten Flutstromgeschwindigkeiten zusammenfällt.

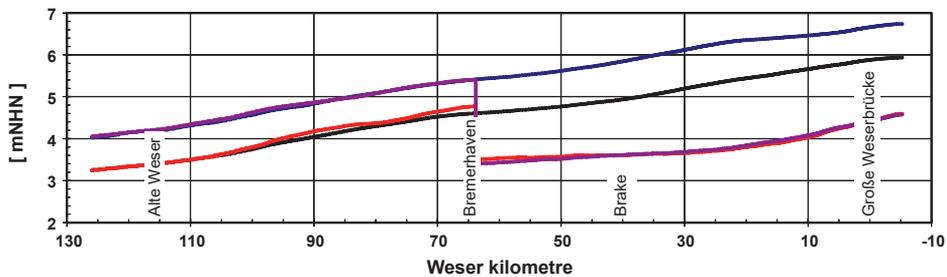


Abbildung 6: Scheitelwasserstände entlang der Fahrrinne des Weserästuars während der simulierten Sturmflut am 1. November 2006 (schwarz), mit Meeresspiegelanstieg von +80 cm (blau), mit Sperrwerk (rot), mit Meeresspiegelanstieg von +80 cm und Sperrwerk (violett).

Sturmflutsperrwerke verschließen den Eingang zum Ästuar für die Dauer der Sturmflut vollständig. Eine Alternative zum vollständigen Verschließen des Ästuars bei Sturmflut können Einengungsmaßnahmen im Mündungsgebiet bieten (SEIFFERT et al. 2014). Auf diese Weise lassen sich Sturmfluten beim Einlaufen in das Ästuar dämpfen. Einengungsmaßnahmen würden die Schifffahrt weniger beeinträchtigen. Darüber hinaus könnten sie auch einen positiven Effekt auf den Sedimenttransport unter normalen Wasserstandsbedingungen haben (KLÖPPER 2013). Abb. 7 zeigt zwei Maßnahmen im Elbe-Mündungsbereich: eine Insel im Außenbereich der Mündung und einen Damm weiter innen in der Mündung. Die Höhe beider Bauwerke beträgt jeweils NHN + 10 m.

Abb. 8 zeigt die Ergebnisse von Simulationen der Sturmflut vom 1. November 2006 mit und ohne der genannten Maßnahmen. Während die Insel kaum Einfluss auf die Scheitelwasserstände hat, senkt der Damm die Scheitelwasserstände hinter dem Bauwerk entlang des gesamten Ästuars um circa 20 cm. Der Damm hat eine größere Wirkung, weil er den hydraulisch wirksamen Fließquerschnitt stärker einengt als die Insel im äußeren Bereich. Allgemein gilt, dass die Senkung der Scheitelwasserstände größer ausfällt, je mehr die Maßnahme den Fließquerschnitt einengt. Im Vergleich zu einem Sperrwerk, das Sturmfluten vollständig kehrt, reduziert der Damm den Effekt des Meeresspiegelanstiegs auf den Sturmflutscheitelwasserstand nur teilweise.

Die Einengungsmaßnahmen beeinflussen auch die Strömungsgeschwindigkeiten. Im Bereich der Fahrrinne in der Nähe des Damms sind die Strömungsgeschwindigkeiten deutlich erhöht. Höhere Strömungsgeschwindigkeiten können zu erhöhten Erosionsraten führen und die Schifffahrt beeinträchtigen.

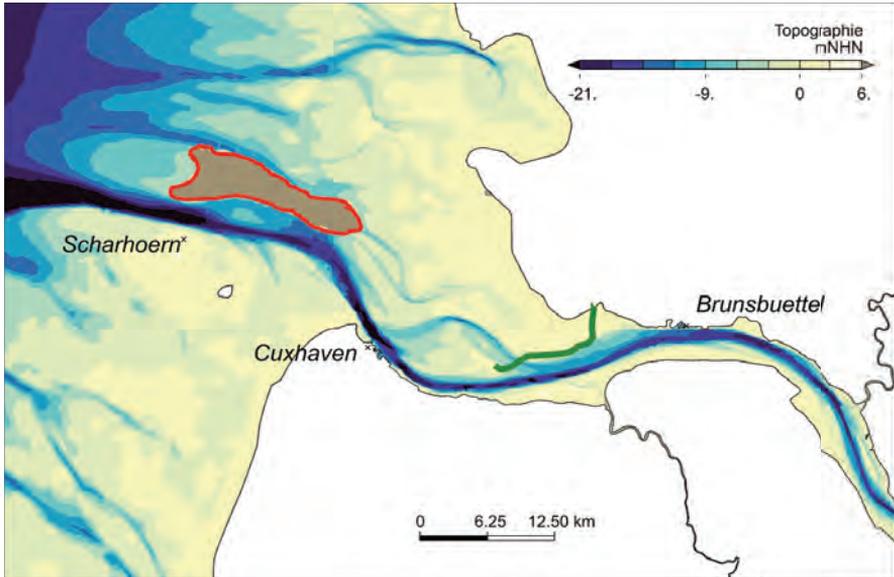


Abbildung 7: Zwei unterschiedliche Einengungsmaßnahmen im Elbe-Mündungsbereich: eine Insel im Außenbereich der Mündung (rot) und ein Damm weiter im Inneren in der Mündung (grün).

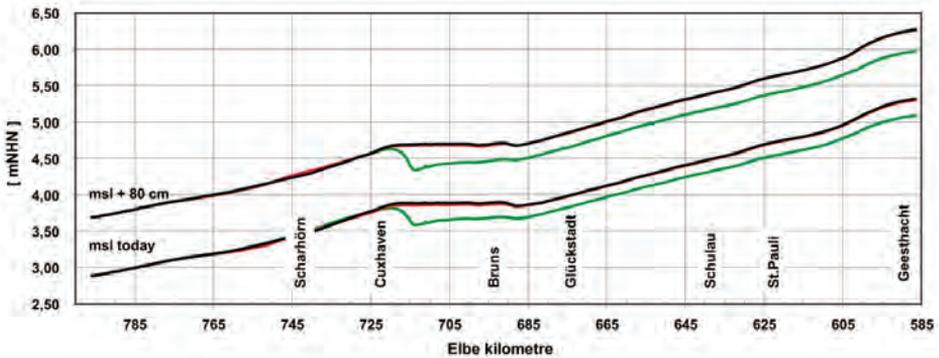


Abbildung 8: Scheitelwasserstände entlang der Fahrrinne des Elbeästuars während der Simulation der Sturmflut vom 1. November 2006, mit (msl +80 cm) und ohne (msl today) Meeresspiegelanstieg von +80 cm, schwarz: keine Einengungsmaßnahmen, rot: mit Insel, grün: mit Damm.

4 Diskussion und Schlussfolgerungen

Dieser Beitrag verdeutlicht, wie hydrodynamisch-numerische Modelle zur Untersuchung von lokalen Klimafolgen und Anpassungsstrategien eingesetzt werden können. Die Herausforderung besteht darin, Klimafolgen in einem lokalen System trotz großer Unsicherheiten zu bestimmen. Sensitivitätsstudien helfen uns, die beteiligten Prozesse besser zu verstehen. Sie liefern klare Wenn-Dann-Aussagen, die leicht verständlich sind. Die Formulierung von Wenn-Dann-Aussagen reduziert nicht die tatsächlich bestehenden Unsicherheiten. Per Definition basiert jede Wenn-Dann-Aussage auf einer Annahme. In der

Regel ist nicht bekannt, wie hoch die Wahrscheinlichkeit ist, dass die Annahme richtig ist. Beispielsweise wissen wir nicht, wie stark der Meeresspiegel bis zum Jahr 2100 ansteigen wird. Deshalb ist es nicht möglich, eine Vorhersage zum Beispiel über die Vergrößerung des Tidenhubs um den Wert x im Jahr 2100 zu treffen. Sensitivitätsstudien zeigen, ob wir mit einer Zunahme oder Abnahme rechnen müssen und liefern Hinweise zu den Größenordnungen potenzieller Veränderungen. Daher ist es nicht entscheidend, welche genauen Annahmen wir für die einzelnen Simulationen treffen.

Die Länge der numerischen Simulationen kann relativ kurz sein, weil sich das System Ästuar rasch an veränderte externe Bedingungen anpasst. Die Anpassungszeit morphodynamischer Prozesse bildet eine Ausnahme. Langfristige Simulationen morphodynamischer Prozesse sind aber mit großen Unsicherheiten behaftet. Bevor langfristige morphodynamische Simulationen belastbare Ergebnisse liefern, besteht weiterer Forschungsbedarf. Das ist ein Grund, warum wir die Topographien in allen Simulationen konstant gehalten haben. Rückkopplungsprozesse in Verbindung mit morphodynamischen Änderungen werden in den Simulationen daher nicht berücksichtigt. Die Sensitivitätsstudie zu den Auswirkungen des Meeresspiegelanstiegs deutet zum Beispiel auf einen erhöhten Sedimenttransport von der Nordsee in die Ästuar auf Grund des Meeresspiegelanstiegs hin. Das bedeutet mehr Sediment wird im Ästuar abgelagert. Um die Sicherheit und Leichtigkeit der Schifffahrt zu gewährleisten, könnte ein erhöhter Aufwand für Unterhaltungsbaggerungen entstehen. Unter der Annahme, dass keine Baggerungen stattfinden, würde die Sedimentation zunehmen und zu geringeren Wassertiefen führen. Die Wassertiefe wiederum wirkt sich auf die Tidedynamik und damit auch auf den Sedimenttransport aus. In künftigen Studien werden daher Langfristsimulationen der Morphodynamik benötigt, um solche Rückkopplungsprozesse zu berücksichtigen.

In diesem Artikel werden erste prinzipielle Ideen für mögliche Anpassungsmaßnahmen beschrieben und eine Möglichkeit aufgezeigt wie sie mithilfe hydrodynamischer numerischer Modelle und Sensitivitätsstudien getestet werden können. Die Ergebnisse dieser Studie stellen eine Grundlage für weitere Untersuchungen dar. Weiterführende Untersuchungen sollten sich nicht nur auf die wasserbauliche Wirksamkeit konzentrieren, sondern auch Auswirkungen auf andere Bereiche, wie z. B. die Ökologie, berücksichtigen. Im Allgemeinen sollte der Entwicklung bereichsübergreifender Anpassungsstrategien besondere Priorität eingeräumt werden. Auswirkungen auf andere Bereiche müssen jedoch spätestens dann analysiert und berücksichtigt werden, wenn die Verwirklichung einer Anpassungsmaßnahme tatsächlich erwogen wird.

5 Danksagung

Die vorliegende Arbeit wurde im Rahmen der Forschungsprogramme KLIWAS „Auswirkungen des Klimawandels auf Wasserstraßen und Schifffahrt“ und KLIMZUG-Nord „Anpassungsstrategien für die Metropolregion Hamburg“ durchgeführt. KLIWAS wurde durch das Bundesministerium für Verkehr, Bau und Stadtentwicklung finanziert; KLIMZUG-Nord wurde durch das Bundesministerium für Bildung und Forschung, die Stadt Hamburg und die Metropolregion Hamburg gefördert. Wir bedanken uns bei allen Mitarbeitern des Teams von KLIWAS/KLIMZUG-Nord bei der Bundesanstalt für Wasserbau in Hamburg für ihre Unterstützung und für die Durchführung verschiedener

Simulationen. Unser besonderer Dank gilt Annette Büscher, Ayla Johanna Bockelmann, Ingrid Holzwarth, Elisabeth Rudolph, Annkathrin Rinnus und Norbert Winkel.

6 Schriftenverzeichnis

- CARTER, T. R.; JONES, R. N.; LU, X.; BHADWAL, C.; CONDE, C.; MEARNS, L. O.; O'NEILL, B. C.; ROUNSEVELL, M. D. A. and ZUREK, M. B.: New Assessment Methods and the Characterisation of Future Conditions. In: PARRY, M. L., CANZIANI, O. F., PALUTIKOF, J. P., LINDEN, P. J. VAN DER and HANSON, C. E. (eds.): *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, 133-171, 2007.
- CASULLI, V. and LANG, G.: *Mathematical Model UnTRIM Validation Document*. Technical Report. Bundesanstalt für Wasserbau Dienststelle Hamburg (BAW), 2004. http://www.baw.de/downloads/wasserbau/mathematische_verfahren/pdf/vd_unt_rim-2004.pdf
- CASULLI, V. and WALTERS, R. A.: An unstructured grid, three-dimensional model based on the shallow water equations. In: *International Journal for Numerical Methods in Fluids*, Vol. 32, 3, 331-348, 2000.
- GÖNNERT, G.; JENSEN, J.; STORCH, H. VON; THUMM, S.; WAHL, T. und WEISSE, R.: *Der Meeresspiegelanstieg Ursachen, Tendenzen und Risikobewertung*. Die Küste, 76, 225-256, 2009.
- GRABEMANN, H.-J.; GRABEMANN, I.; HERBERS, D. and MÜLLER, A.: Effects of a specific climate scenario on the hydrography and transport of conservative substances in the Weser estuary, Germany: a case study. In: *Climate Research*, Vol. 18, 77-87, 2001.
- GROSSMANN, I.; WOTH, K. and STORCH, H. VON: Localization of Global Climate Change: Storm Surge Scenarios for Hamburg in 2030 and 2085. *Die Küste*, 71, 169-182, 2006.
- HOLZWARTH, I.; SCHULTE-RENTROP, A. und HESSER, F.: *Auswirkungen klimabedingter Änderungen auf das Strömungs- und Transportverhalten deutscher Nordseeästuare*. In: *Hafentechnische Gesellschaft e.V. (ed.): Vorträge HTG-Kongress 2011*. Würzburg, 275-282, 2011.
- KLÖPPER, M.: *Dissipating Tidal Energy in the Mouth of the Elbe Estuary*. In: *Hamburg Port Authority (HPA) and Flemish government, Department of Mobility and Public Works (MOW) (eds.): Joint Study on Mitigation Measures in the Estuary Mouth (Scheldt & Elbe)*. by HPA and MOW Jun. 2013. Bundesanstalt für Wasserbau Dienststelle Hamburg (BAW); Svasek Hydraulics, 2013.
- KWADIJK, J. C. J.; HAASNOOT, M.; MULDER, JAN P. M.; HOOGVLIET, MARCO M. C.; JEUKEN, AD B. M.; VAN DER KROGT, ROB A. A.; VAN OOSTROM, NIELS G. C.; SCHELFHOUT, H. A.; VAN VELZEN, EMIEL H.; VAN WAVEREN, H. and DE WIT, MARCEL J. M.: Using adaptation tipping points to prepare for climate change and sea level rise: a case study in the Netherlands. In: *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, Vol. 1, 5, 729-740, doi: 10.1002/wcc.64, 2010.
- LIEBERMANN, N. VON; GRABEMANN, I.; MÜLLER, A. und OSTERKAMP, S.: *Vergleichende Abschätzung von Effektivität und Nebenwirkungen verschiedener Reaktionsvarianten des Küstenschutzes an der Unterweser gegenüber einer Klimaänderung*. In:

- SCHUCHARDT, B. (ed.): Klimawandel und Küste. Die Zukunft der Unterweserregion. Berlin [u. a.], 243-254, 2005.
- LOWE, J. A.; HOWARD, T.; PARDAENS, A.; TINKER, J.; JENKINS, G.; RIDLEY, J.; HOLT, J.; WAKELIN, S.; WOLF, J.; HORSBURGH, K.; REEDER, T.; MILNE, G.; BRADLEY, S. and DYE, S.: UK Climate Projections Science Report: Marine and Coastal Projections. Met Office Hadley Centre, 95 p., 2009.
- MALCHEREK, A.; PIECHOTTA, F. and KNOCH, D.: Mathematical Module SediMorph Validation Document. Technical Report. Bundesanstalt für Wasserbau (BAW), 2005. http://www.baw.de/downloads/wasserbau/mathematische_verfahren/pdf/vd-sedimorph.pdf
- NILSON, E.; KRAHE, P.; LINGEMANN, I.; HORSTEN, T.; KLEIN, B.; CARAMBIA, M. und LARINA, M.: Auswirkungen des Klimawandels auf das Abflussgeschehen und die Binnenschifffahrt in Deutschland. Schlussbericht KLIWAS-Projekt 4.01. Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG) und KLIWAS Koordination, Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG), Koblenz, (KLIWAS Schriftenreihe, KLIWAS-43/2014), doi: 10.5675/Kliwas_43/2014_4.01, 2014.
- PLÜß, A.: Nichtlineare Wechselwirkung der Tide auf Änderungen des Meeresspiegels im Übergangsbereich Küste/Ästuar am Beispiel der Elbe. In: GÖNNERT, G.; GRABL, H.; KELLETAT, D.; KUNZ, H.; PROBST, B.; STORCH, H. VON und SÜNDERMANN, J. (eds.): Klimaänderung und Küstenschutz. Universität Hamburg, 129-138, 2004.
- RUDOLPH, E.: Storm surge studies in the estuaries Elbe, Jade-Weser and Ems. Die Küste, 81, 2014.
- RUDOLPH, E.; SCHULTE-RENTROP, A.; SCHÜBLER, A. and JOHANNSEN, A.: Storm Surges in the Elbe, Jade-Weser, and Ems Estuaries - A Sensitivity Study against the Backdrop of Climate Change. In: FEDERAL MINISTRY OF TRANSPORT, BUILDING AND URBAN DEVELOPMENT (ed.): KLIWAS Impacts of Climate Change on Waterways and Navigation in Germany. 131-135, 2012.
- SEIFFERT, R.; HESSER, F.; BÜSCHER, A.; FRICKE, B.; HOLZWARTH, I.; RUDOLPH, E.; SEHLI, A.; SEIB, G. und WINKEL, N.: Auswirkungen des Klimawandels auf die deutsche Küste und die Ästuar. Mögliche Betroffenheiten der Seeschiffahrtsstraßen und Anpassungsoptionen hinsichtlich der veränderten Hydrodynamik und des Salz- und Schwebstofftransports - Schlussbericht KLIWAS-Projekt 2.04/3.02 (KLIWAS Schriftenreihe, 36), doi: 10.5675/Kliwas_36/2014_3.02, 2014.
- SEIFFERT, R.; RUDOLPH, E. and WINKEL, N.: Investigating Impacts and Developing Adaptation Strategies on Local Scale - An Example. In: Impacts World 2013 Conference Proceedings. Potsdam, 580-587, 2013.
- SEIFFERT, R.; HESSER, F. B.; SCHULTE-RENTROP, A. and SEIB, G.: Potential effects of climate change on the brackish water zone in German estuaries. In: HINKELMANN, R.-P.; LIONG, Y.; SAVIC, D.; NASERMOADDELL, M. H.; DAEMRICH, K.-F.; FRÖHLE, P. and JACOB, D. (eds.): Hydroinformatics 2012.
- WILBY, R. L. and DESSAI, S.: Robust adaptation to climate change. In: Weather, Vol. 65, 7, 180-185, doi: 10.1002/wea.543, 2010.
- ZORNDT, A. C. and SCHLURMANN, T.: Investigating impacts of climate change on the Weser Estuary. Die Küste, 81, 2014.

Evaluierung von Küstenschutz-Strategien im Hinblick auf Klimaänderungsfolgen

Hanz Dieter Niemeyer, Cordula Berkenbrink, Anne Ritzmann, Heiko Knaack, Andreas Wurpts und Ralf Kaiser

Zusammenfassung

Die zu erwartenden Folgewirkungen des globalen Klimawandels werden an den Insel- und Küstenschutz erhebliche Anforderungen von bisher nicht erlebtem Maß stellen: Beschleunigter Meeresspiegelanstieg und höhere Staus bei Sturmfluten in Folge stärkerer Sturmintensität führen zu größeren Wassertiefen vor Schutzwerken, mit denen wiederum eine stärkere Seegangsbelastung einhergeht. Darüber hinaus wird es eine verzögerte und abnehmende Anpassung von Watten an beschleunigte Anstiegsraten des Meeresspiegelanstiegs geben, die zu einer weiteren Vergrößerung der Wassertiefen und damit auch zu verstärkten Seegangsbelastungen führen. Es stand daher zur Debatte, wie künftig der Insel- und Küstenschutz auszurichten sei, um den zu erwartenden Herausforderungen erfolgreich und zugleich effektiv begegnen zu können. Deshalb wurden Alternativen zu der bisher traditionell seit Jahrhunderten angewandten Strategie linienhafter Schutz untersucht. Mit gleichen Randbedingungen für verschiedene Szenarien von Klimaänderungsfolgen auf hydrodynamische Belastungen von Schutzwerken wurden in quantitativer Form die Konsequenzen alternativer Strategien im Vergleich zum linienhaften Schutz mit dem Maßstab gleicher Sicherheit für die zu schützenden Niederungsgebiete aufgezeigt, um eine objektive Evaluierung zu ermöglichen. Diese vergleichenden Untersuchungen mit alternativen Strategien haben eindeutig belegt, dass die Strategie linienhafter Schutz an Niederungsküsten optimal hinsichtlich Sicherheit und Kosteneffizienz ist. Daher ist die Strategie linienhafter Schutz Grundlage der in Niedersachsen von der Landesregierung 2013 eingeführten Anpassungsstrategie an Klimaänderungsfolgen bis 2100 geworden.

Schlagwörter

Küstenschutz-Strategien, Klimaänderungsfolgen, beschleunigter Meeresspiegelanstieg, Sturmfluten, Seegang, Bemessung

Summary

The expected change of global climate will create impacts being an unknown challenge for coastal protection: Both, accelerated sea-level rise and stronger storms create higher set-ups of storm surges and stronger waves. Moreover, the adaption of intertidal areas in the coastal areas might be delayed providing larger water depths in front of coastal structures allowing again the occurrence of stronger waves. The question, if coastal lowlands could remain safe against the sea is of increasing importance. Alternatives to the presently exercised strategy of keeping the line of protection are discussed with reference to historical experience. For a quantitative comparison mathematical modelling of hydrodynamic loads for designing coastal protection structures is carried out for distinct scenarios of boundary conditions to be expected as a consequence of

climate change until the year 2100. As a final result protection by keeping the line is found to be the most favourable strategy in respect of both, safety and effectiveness. Based on these findings the adaptation strategy for coastal protection to climate change effects until 2100 was implemented by the State Government of Lower Saxony in 2013.

Keywords

coastal protection strategies, climate change impacts, accelerated sea level rise, storm surges, design

Inhalt

1	Einleitung	614
2	Bemessungsszenarien und Ermittlung von Belastungsgrundlagen für die Evaluierung alternativer Strategien	615
2.1	Szenarien.....	616
2.2	Modellierung.....	616
2.3	Resultierende Belastungen der Deiche.....	617
3	Evaluierung alternativer Strategien	618
3.1	Rückzug	619
3.2	Anpassung.....	620
3.3	Schutz-Rückdeichung.....	622
3.4	Schutz-Staffelung.....	623
4	Zusammenfassung und Schlussfolgerungen	625
5	Dankeswort.....	626
6	Schriftenverzeichnis.....	626

1 Einleitung

Der globale Klimawandel und die damit einhergehende Beschleunigung des Meeresspiegelanstiegs machen in vielen Teilen der Welt eine Neubewertung der Küstenschutzstrategien erforderlich. So auch in den Niederungsgebieten der südlichen Nordseeküste, die seit rund 1000 Jahren durch eine Deichlinie und ergänzende Massivbauwerke wie Sturmflutschutzwände oder Sturmflutsperrwerke geschützt werden. Angesichts des in Folge der globalen Klimaänderung zu erwartenden beschleunigten Meeresspiegelanstiegs und anderer Sekundärfolgen stellt sich die Frage, ob die bisher praktizierte Strategie des linienhaften Schutzes weiterhin angemessen ist oder ob Alternativen ernsthaft in Erwägung zu ziehen sind. Dies gilt umso mehr als Küstenschutzwerke durch verschiedene Sekundäreffekte des Klimawandels in Zukunft höheren Belastungen ausgesetzt sein werden. Die stärkere Sturmintensität und die damit verbundene Zunahme der Stauhöhen bei Sturmfluten (WOTH 2005) führt zu einer zusätzlichen Vergrößerung der Wassertiefen vor Küstenschutzwerken sowie zu einem verzögerten Mitwachsen der Wattflächen mit dem beschleunigten Meeresspiegelanstieg (MÜLLER et al. 2007). Da die Wellenhöhen und -perioden in den Wattflächen durch die Wassertiefen begrenzt sind (NIEMEYER 1983;

NIEMEYER und KAISER 2001), geht jede Erhöhung der Wassertiefe vor Ort mit einer entsprechend höheren Seegangsbelastungen an den Küstenschutzwerken einher.

Im vorliegenden Beitrag werden die Ergebnisse der Evaluierung verschiedener Küstenschutzstrategien vorgestellt, die innerhalb des Forschungsthemas A-KÜST im Rahmen des vom Land Niedersachsen initiierten Verbundprojekts KLIFF (Klimafolgenforschung Niedersachsen) vorgenommen wurde. Untersuchungsschwerpunkte von KLIFF waren die Anpassung an die Auswirkungen des globalen Klimawandels für die Themenbereiche Land-, Forst- und Wasserwirtschaft. Das Forschungsthema A-KÜST befasst sich unter verschiedenen Aspekten mit mehreren Teilprojekten mit dem übergeordneten Ziel einer Evaluierung unterschiedlicher Küstenschutzstrategien, die bereits in der Vergangenheit umgesetzt oder in Forschungsprojekten als potenzielle Alternativen erarbeitet worden sind (NIEMEYER 2005a, 2005b, 2010). Vorrangiges Ziel des Projekts ist ein systematischer Vergleich alternativer Strategien im Einklang mit der den Vorgaben des Niedersächsischen Deichgesetzes (NDG) entsprechenden aktuellen Bemessungspraxis (NIEMEYER 2008). Einige der Strategien werden bereits seit langem eingesetzt, etwa die Strategien Rückzug und Anpassung, andere sind Modifizierungen der Strategie Schutz, so etwa die Strategien Rückdeichung oder Staffelung (Abb. 1). Sie werden dem linienhaften Schutz, durch den die Strategie Schutz üblicherweise umgesetzt wird, in einem Vergleich gegenübergestellt (NIEMEYER 2005a, 2005b, 2010).



Abbildung 1: Alternative Küstenschutzstrategien in Anpassung an den Meeresspiegelanstieg nach IPCC (1990) sowie angepasst nach COMCOAST (2007); (NIEMEYER 2005a, 2005b).

2 Bemessungsszenarien und Ermittlung von Belastungsgrundlagen für die Evaluierung alternativer Strategien

Die Randbedingungen für die Evaluierung der Küstenschutzstrategien wurden durch Modellierung der Bemessungswasserstände und des Wellenklimas der südlichen Nordsee reproduziert. Die Modellierung erfolgte für die derzeitigen Bemessungsvorgaben sowie für wahrscheinliche und pessimistische Szenarien für zukünftige Auswirkungen des Klimawandels. Auf dieser Grundlage erfolgte die Analyse der hydrodynamischen Belastungen an Küstenschutzwerken im Testgebiet Ems-Dollart-Ästuar mittels mathematischer Modellierungen. Bei der Evaluierung der hydrodynamischen Belastungen kamen die

Methodik und räumliche Auflösung zur Anwendung, die aktuell zur Bemessung von Küstenschutzwerken in Niedersachsen verwendet werden.

2.1 Szenarien

Zur Darstellung der Entwicklungen hydrodynamischer Belastungen im Dollart-Gebiet bis zum Ende des Jahrhunderts wurden drei Szenarien angesetzt (Abb. 2): Das erste ist identisch mit der gegenwärtige Bemessung nach den Vorgaben des NDG und ergänzender Ausführungsbestimmungen. Dabei ist im Bemessungswasserstand ein Vorsorgemaß von 0,5 m enthalten, das zum einen – entsprechend dem in den letzten Jahrhunderten an der südlichen Nordseeküste gemessenen Anstieg des mittleren Tidehochwassers – eine statische Erhöhung des mittleren Meeresspiegels von 25 cm und zum anderen einen zusätzlichen Stau bei Sturmfluten von 25 cm in Folge stärkerer Sturmintensität berücksichtigt (NIEMEYER 2008). Im zweiten Szenario wird das Vorsorgemaß für den Bemessungswasserstand auf 1,0 m erhöht. Die statische Erhöhung des Meeresspiegels liegt hier bei 65 cm und befindet in derselben Größenordnung wie der in den Szenarien des IPCC (2007) angesetzte obere Grenzwert des Meeresspiegelanstiegs. Zusätzlich wurde der Stau bei Sturmfluten zur Berücksichtigung wachsender Sturmstärken um 35 cm erhöht. Der Wert deckt sich mit älteren (WOTH et al. 2006) und jüngeren Untersuchungen des Instituts für Küstenforschung des HZG (WEISSE et al. 2012) im Rahmen des Forschungsthemas A-KÜST. Das Vorsorgemaß im dritten, pessimistischen Szenario beträgt 1,5 m und resultiert aus einer Erhöhung des statischen Meeresspiegels um 100 cm und einer des Staus bei Sturmfluten um 50 cm. Wassertiefen und Windantrieb nehmen in jedem der drei Szenarien zu; entsprechend der physikalischen Gesetzmäßigkeiten wachsen Wellenhöhen und -perioden mit.

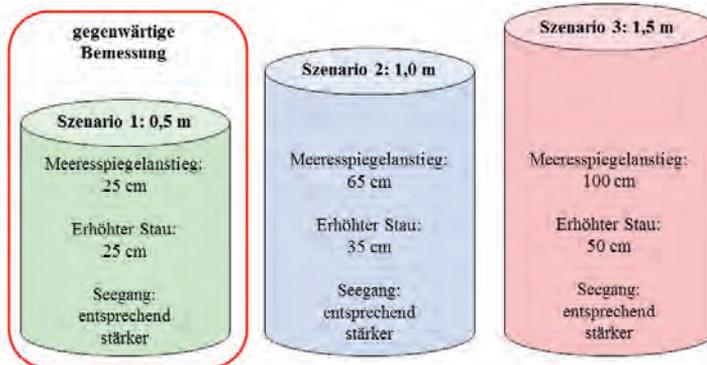


Abbildung 2: Szenarien für steigende Bemessungswasserstände und stärkeren Bemessungsseegang.

2.2 Modellierung

Die Modellierung von Wasserständen im Bereich des Ems-Dollart-Ästuars erfolgt mit dem Tidemodell DELFT-3D über eine hierarchisch aufgebaute Kaskade aus drei miteinander gekoppelten zweidimensionalen hydrodynamischen Modellen mit zunehmender Auflösung. Abgedeckt wird der gröber aufgelöste Festlandsockel mit der gesamten

Nordsee und angrenzenden Teilen des Nordost-Atlantiks sowie mit jeweils erhöhter Auflösung die Deutsche Bucht und schließlich das Ems-Dollart-Ästuar mit einer Auflösung von etwa 120 m (Abb. 3). Der Anstieg des Meeresspiegels wird jeweils durch Addition des Wertes zum entsprechenden Wasserstandsszenario eingesteuert. Der wachsende Stau bei Sturmflut wird über die gesamte Modellkaskade durch eine Erhöhung der jeweiligen Windgeschwindigkeit auf Grundlage der Sturmflut vom 9. November 2007 erzeugt und für jedes einzelne Szenario für den Pegel Borkum am Eingang des Ästuars angepasst.

Die Berechnung des Seegangs vor den Deichen erfolgte mit dem mathematischen Seegangsmodell SWAN, das in zwei miteinander hierarchisch verbundenen Modelltopografien in Kopplung mit dem Tidenmodell Delft-3D betrieben wird. Dabei wurden sowohl der gestiegene Wasserstand aus den Szenarien als auch entsprechende Windbedingungen berücksichtigt. Die Auflösung des inneren Modells betrug 30 - 10 m. Am seeseitigen Rand des äußeren Modells wird der Seegang über ein JONSWAP-Spektrum mit einer spektralen signifikanten Wellenhöhe $H_{m0} = 10$ m, einer Peakperiode $T_p = 15$ s und einer mittleren Richtung von $Dir = 315^\circ$ eingesteuert. Diese Werte folgen der in Niedersachsen aktuell ausgeübten Bemessungspraxis (NIEMEYER 2001, 2008). Eine weitergehende Erhöhung der Randwerte des Seegangs für die Szenarien mit erhöhten Wasserständen lässt keine wachsenden Werte bei den Belastungsgrößen der Schutzwerke erwarten, da dafür die örtlichen Wassertiefen stets den begrenzenden Faktor darstellen.

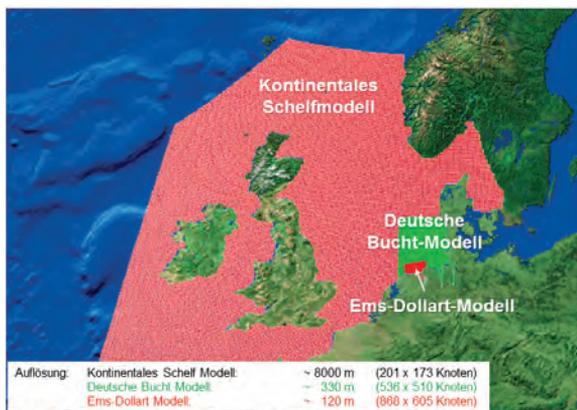


Abbildung 3: Modellkaskade zur abgestuften Modellierung mit wachsender Auflösung der Topografie.

2.3 Resultierende Belastungen der Deiche

Die modellierten Scheitelwasserstände steigen von der Nordsee in Richtung Ems-Dollart-Ästuar beträchtlich an (Abb. 4). Im Falle der ausgewählten Szenarien nimmt der Anstieg im Verhältnis zur Erhöhung der absoluten Wasserstände zu. Im ersten Szenario beispielsweise ergibt das für den Bemessungswasserstand am Pegel Borkum vorgesehene Vorsorgemaß von 0,5 m im inneren Bereich des Ästuars eine Erhöhung der Bemessungswasserstände von etwa 0,6 m.

Die lokalen Seegangsbedingungen sind in Abhängigkeit von der Lage der Küstenlinie zur Windrichtung stark veränderlich. Auf Grund zunehmender Windgeschwindigkeiten

und Wassertiefen wachsen die signifikanten Wellenhöhen in einer Größenordnung von einigen Dezimetern an und die Energieperioden verlängern sich um bis zu 0,5 s.

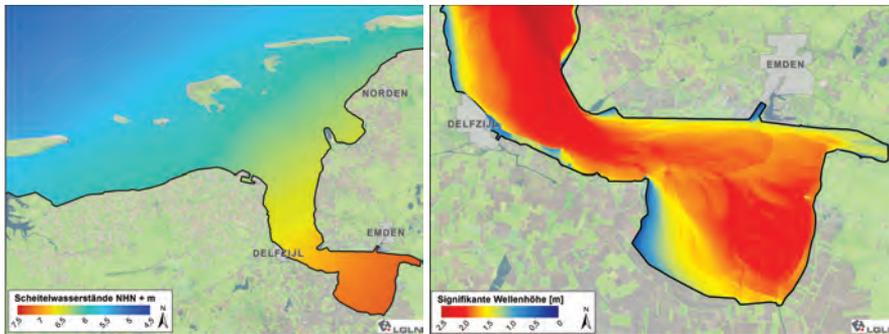


Abbildung 4: Links: Scheitelwasserstände der Bemessungsturmflut für Szenario 2; Rechts: Signifikante Wellenhöhen H_{m0} [m] für Szenario 2.

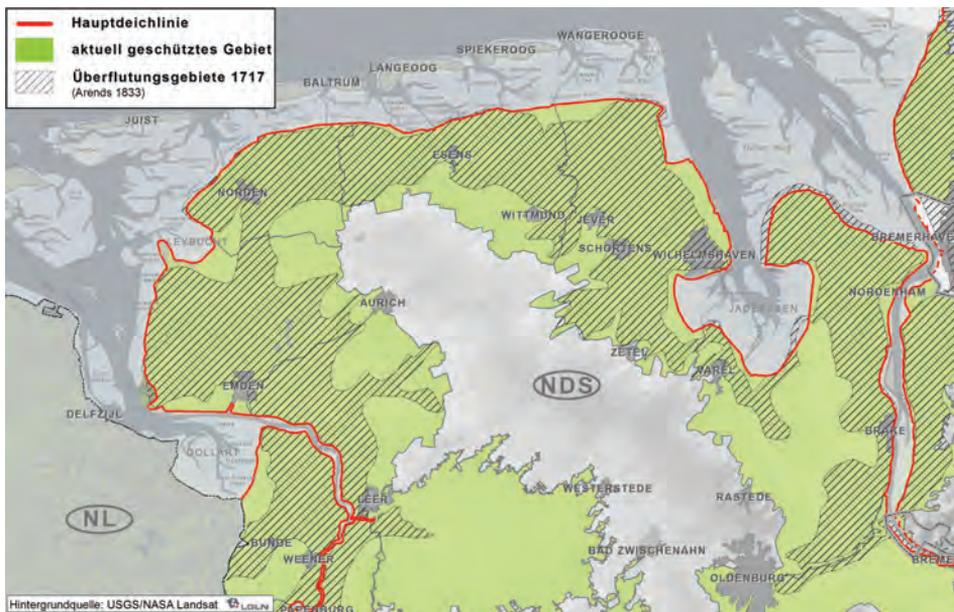


Abbildung 5: Geschützte Niederungsgebiete im westlichen Teil von Niedersachsen sowie überflutete Gebiete nach der Weihnachtsflut von 1717 (RITZMANN und NIEMEYER 2011).

3 Evaluierung alternativer Strategien

In Deutschland wird – ebenso wie in den Nachbarstaaten – gegenwärtig der linienhafte Schutz als bevorzugte Strategie im Küstenschutz angewandt. Zur Bewältigung zunehmender hydrodynamischer Belastungen werden die Schutzwerke in den bestehenden Linien verstärkt (Abb. 5). In den geschützten Niederungsgebieten Niedersachsens leben 1,2 Millionen Menschen auf 14 % der Landesfläche (REGIERUNGSKOMMISSION KLIMASCHUTZ 2012). Darüber hinaus ist die Sicherheit vor Sturmfluten für eine große

Zahl von Menschen in den Nachbarländern Bremen und Hamburg sowie in der niederländischen Provinz Groningen vom Küstenschutz in Niedersachsen abhängig. Ohne Schutzmaßnahmen wären die Lebens- und Wirtschaftsgrundlagen dieser Menschen bedroht. Hinsichtlich des Klimawandels stellt sich die Frage, ob die aktuell praktizierte Strategie des linienhaften Schutzes auch in der Zukunft praktikabel bleibt oder andere Strategien vorzuziehen sind. Die Ergebnisse der zu diesem Zweck vorgenommenen Evaluierungen werden nachfolgend präsentiert.

3.1 Rückzug

Ein Rückzug aus allen sturmflutgefährdeten Küstengebieten würde enorme Verluste an Siedlungsgebieten und Produktionsmitteln mit sich bringen. Eine Umsiedlung der Küstenbewohner in überflutungssichere Gebiete ohne Bedarf an Schutzwerken würde darüber hinaus eine große Belastung für jeden Einzelnen und die Gesellschaft als Ganzes darstellen. Die Umsetzung dieser Strategie der Abkehr vom Sturmflutschutz würde sehr große Flächen unbewohnbar machen. Dies wird eindrücklich durch die Küstengebiete veranschaulicht, die gemäß dem Niedersächsischen Deichgesetz als geschützte Küstengebiete ausgewiesen sind (Abb. 5). Die von ARENDS (1833) dokumentierten und von Hans Homeier (FORSCHUNGSSTELLE KÜSTE 1980) lagegetreu nachbearbeiteten Überflutungsbereiche nach der katastrophalen Weihnachtsflut im Jahr 1717 belegen die Anfälligkeit gegenüber hohen Sturmfluten bei einem ineffektiven Küstenschutz (Abb. 5). Die Fläche der von einer Sturmflut mit ähnlich starkem Windantrieb überfluteten Gebiete wäre heute auf Grund des seither angestiegenen Meeresspiegels und des entsprechend um etwa 0,75 cm höheren mittleren Tidehochwasserstands sogar noch größer (Abb. 6).

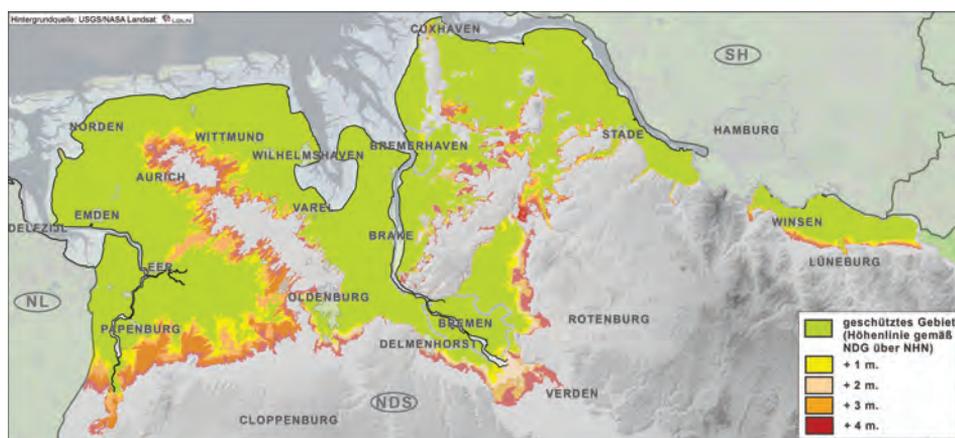


Abbildung 6: Überflutungsbereiche nach Umsetzung der Strategie Rückzug aus sturmflutgefährdeten Gebieten (RITZMANN und NIEMEYER 2011).

Eine Abkehr vom Küstenschutz in den niedersächsischen Küstenniederungen würde nicht nur für die dort ansässigen Menschen den Verlust ihrer Lebens- und Wirtschaftsgrundlage bedeuten, sondern auch eine ähnlich große Zahl von Menschen in den Nachbarstaaten gefährden, die mittelbar vom Küstenschutzsystem Niedersachsens abhängig sind. Darüber hinaus würde das kulturelle Erbe der Küstenniederungen wie beispielsweise mittelalterliche

Kirchen oder prähistorische Steingräber unwiederbringlich zerstört werden. Gemessen an den wirtschaftlichen und kulturellen Verlusten, die mit einer Aufgabe des Küstenschutzes verbunden wären, sind die mit dem Verzicht auf Küstenschutz erzielbaren Einsparungen als ausgesprochen nachrangig anzusehen. Die Größenordnung der Verluste in Folge eines Rückzugs wird durch das Ausmaß der im Niedersächsischen Deichgesetz als sturmflutgefährdet eingestuft Gebiete hinreichend belegt. Die Folgen des künftigen Klimawandels wurden durch Addition des antizipierten Meeresspiegelanstiegs von 0,5 m und 1,0 m zum aktuellen Bemessungswasserstand berücksichtigt.

3.2 Anpassung

Die Strategie Anpassung verzichtet auf vollständige Sturmflutsicherheit in den bisher geschützten Gebieten; sie setzt auf die Schaffung von sturmflutsicheren Deichringen um Siedlungs- und Industriegebieten in den Niederungsgebieten entlang der Küste und Tide-ästuarien. Die historischen Warften der früher praktizierten Anpassung sind heute unzureichend für die Gewährleistung der Sturmflutsicherheit, da seit ihrer Aufschüttung die Sturmfluthöhen auf Grund des gestiegenen Meeresspiegels soweit zugenommen haben, dass ihre Höhen dafür zu niedrig sind. Weitere unmittelbare Erhöhungen sind nur in den wenigen Fällen möglich, für die keine Siedlungs- und Bauungsstrukturen vorliegen. Die meisten Warften sind jedoch dicht bebaut (Abb. 7).

Für eine Erhöhung besiedelter Warften wäre ein vollständiger Abtrag und anschließende Neuerrichtung der Infrastrukturen erforderlich. Aus wirtschaftlichen Gründen ist daher der Schutz ausgewählter Gebiete durch Deichringe als wirtschaftlichere Alternative zu bevorzugen. Dies gilt umso mehr, als die Höhen der Warften und die auf ihnen befindliche Infrastruktur in Zukunft immer wieder an steigende Wasserstände angepasst werden müssten, was als wesentlich kostenintensiver einzuschätzen ist als eine entsprechende Ertüchtigung von Ringdeichen um zu schützende Bereiche.



Abbildung 7: Rundwarftendorf Rysum in Ostfriesland. Die Markierungen stehen für Wasserstände oberhalb NHN. Der aktuelle Bemessungswasserstand liegt etwa 6,5 m über der Bezugshöhe (RITZMANN und NIEMEYER 2012).

Ein schematisches Beispiel eines Gebiets mit geringer Bevölkerungsdichte verdeutlicht den enormen Aufwand zur Schaffung sturmflutgeschützter Rückzugsbereiche in den Niederungsgebieten (Abb. 8). Der Vorteil der Strategie Anpassung liegt grundsätzlich in der dabei erreichbaren kürzeren Deichlinie bei gleichzeitiger Aufgabe von anderen

Gebieten mit geringerer eingeschätzter volkswirtschaftlicher Bedeutung. Dieser Vorteil könnte im Untersuchungsgebiet westliches Ostfriesland nur dann erzielt werden, wenn der Schutz durch Deichringe auf größere Siedlungen – wie etwa solche mit mehr als 20.000 Bewohnern – beschränkt würde. Gemessen an der Größe der aufzugebenden Siedlungs- und Wirtschaftsbereiche in den bisher geschützten Gebieten ist kein wirtschaftlicher Vorteil erreichbar (Abb. 9). Sollen aber Siedlungen oberhalb einer Einwohnerzahl von 150 Menschen in den Schutz einbezogen werden, ist keine Einsparung an zu unterhaltender Deichstrecke möglich. Eine etwa gleich lange Strecke wäre bereits erforderlich, um weniger als die Hälfte dieser Siedlungen in einem Deichring zu schützen (Abb. 9), die hier ohne Kriterien für eine Priorisierung exemplarisch ausgewählt wurden. Der Neubau der dafür erforderlichen Strecken ist daher gegenüber Erhalt und Verstärkung der bestehenden Schutzlinie wirtschaftlich unverträglich: zum einen sind – bei erheblichen Investitionskosten für die Schaffung von Deichringen – keine signifikanten Zuwächse an Sicherheit gegenüber der Strategie linienhafter Schutz erreichbar und zum anderen wäre trotz der erforderlichen höheren Aufwendungen für die Sturmflutsicherheit auch bei dieser Lösung ein Großteil der bisher geschützten Gebiete aufzugeben (Abb. 9).

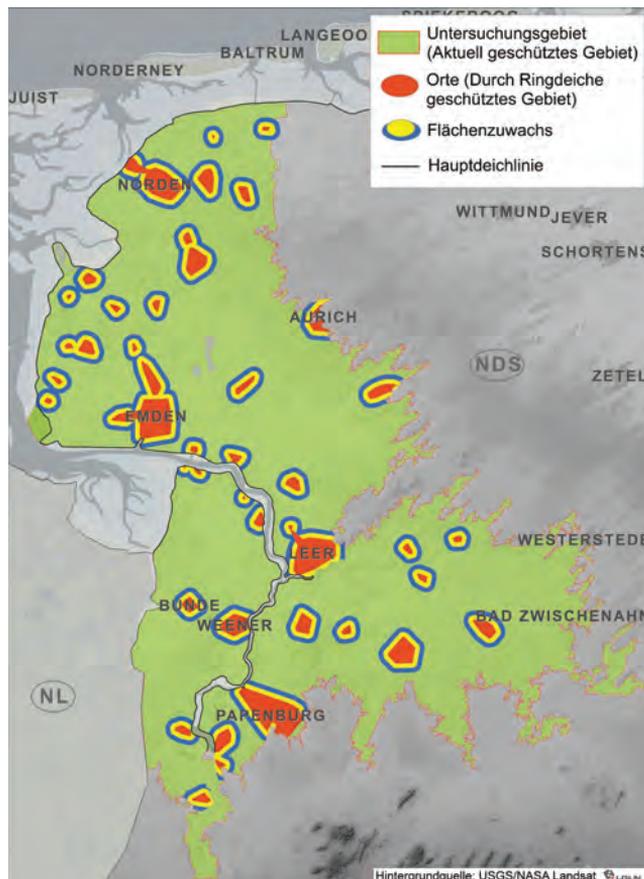


Abbildung 8: Untersuchte Deichringe für Siedlungen und Gewerbegebiete (RITZMANN und NIEMEYER 2012).

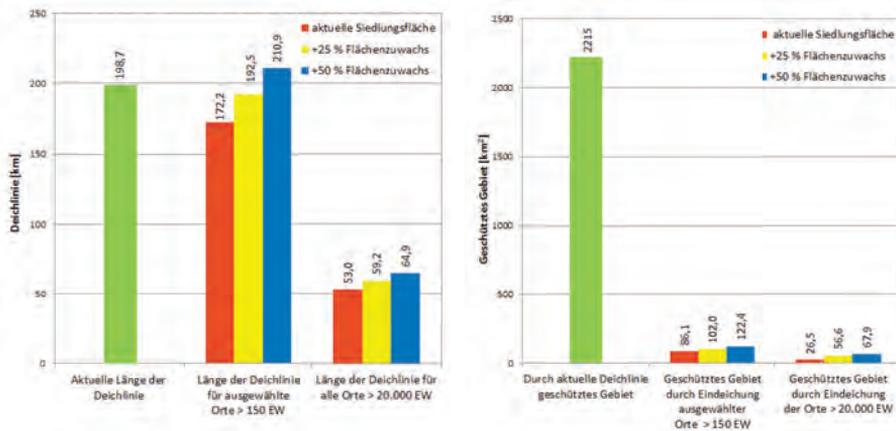


Abbildung 9: Vergleich der Strategien Anpassung durch Deichringe und linienhafter Schutz. Links: Länge der Deichlinien für a) Gesamtheit der geschützten Gebiete nach NDG durch linienhaften Schutz in bestehender Linie; b) Deichringe mit etwa äquivalenter Gesamtlänge wie bei a) für ausgewählte Siedlungen mit mehr als 150 Einwohnern; c) für Deichringe um Siedlungen mit mehr als 20.000 Einwohnern. Rechts: Größe der jeweiligen sturmflutsicheren Gebiete (RITZMANN und NIEMEYER 2012).

Darüber hinaus wäre die Anfälligkeit der zwischen den geschützten Orten verlaufenden Infrastrukturen wie Straßen, Eisenbahnstrecken oder Energieversorgungsleitungen gegenüber der Wirkung von Sturmfluten größer, sodass dafür anfallende Instandhaltungskosten ungleich höher wären als in den bisher geschützten Gebieten. Bereits ein grober Vergleich zeigt, dass der Investitionsaufwand für das Schaffen der Strukturen zur Umsetzung der Strategie Anpassung als Alternative zum linienhaften Schutz in bestehender Linie beim Eintritt von Klimaänderungsfolgen ungleich höher ist als für die Ertüchtigung von Schutzwerken in der bisher bestehenden Linie und durch die Aufgabe kleinerer Siedlungen und den Wegfall landwirtschaftlicher Erträge gleichzeitig erhebliche volkswirtschaftliche Einbußen zu erwarten sind. Für die Niederungsgebiete der niedersächsischen Küste ist die Strategie Anpassung im Vergleich zum Schutz der Gebiete insgesamt als ausgesprochen ungeeignet und unvorteilhaft zu bewerten.

3.3 Schutz-Rückdeichung

Auch Abwandlungen des linienhaften Schutzes wie beispielsweise die Rückverlegung von Deichen sind als alternative Strategien diskutiert worden (COMCOAST 2007). Bei dieser Strategie wird eine neue Schutzlinie in größerer Entfernung von der Küstenlinie angelegt, wobei sich auf den ausgedeichten Bereichen – in hinreichend seegangsgeschützten Gebieten – Gürtel von Salzwiesen bilden, von denen eine Dämpfung des Seegangs bewirkt werden soll (COMCOAST 2007). Dieses Konzept vernachlässigt jedoch die Tatsache, dass an den Niederungsküsten der südlichen Nordsee im Verlauf der letzten Jahrhunderte nahezu durchgehend Landgewinnung betrieben worden ist (HOMEIER et. al. 2010) und in diesen Gebieten nach Eindeichungen früherer Salzwiesen keine Sedimentation und Auflandung mehr stattfinden konnte. Während die Salzwiesen vor den Deichen weiter mit dem steigenden Meeresspiegel wachsen konnten, stagnieren die Flächen hinter den Deichen. Daher

fällt das Gelände von der aktuellen Küstenlinie nach binnen mit zunehmender Entfernung von der See ab. Bei einer Rückdeichung werden mit zunehmender Entfernung zur aktuellen Deichlinie die Wassertiefen vor dem neuen Deich dementsprechend größer als vor der bisherigen sein, was wiederum zu einer Verstärkung des Seegangs führt. Am Beispiel einer Rückdeichung um 3,5 km am Dollart wird mittels einer Seegangmodellierung aufgezeigt, dass für die gegebenen Bemessungsbedingungen die signifikanten Wellenhöhen um etwa 15 % und die Energieperioden um etwa 8 % (Abb. 10) zunehmen, was im Ergebnis zu einer Vergrößerung des Wellenaufbaus um etwa 20 % führt.

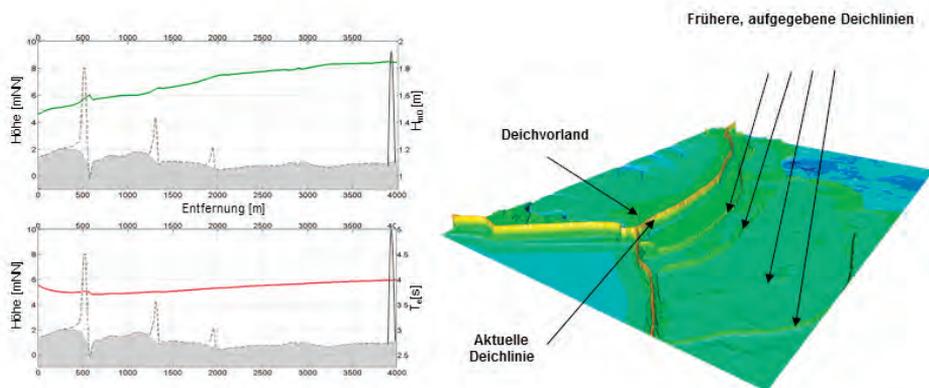


Abbildung 10: Links: Anstieg der signifikanten Wellenhöhe (oben) und Energieperiode (unten) im Falle einer Rückdeichung. Rechts: Lage früher errichteter Deichlinien landseitig der aktuellen Schutzlinie (KAISER et al. 2010).

Bereits dieses einfache Beispiel zeigt, dass eine Rückverlegung der Deichlinie in Marschgebieten keinerlei Vorteile bietet: Auf Grund der höheren Seegangsbelastung müssten dort die sturmflutkehrenden Schutzwerke stärker dimensioniert werden als in der vorhandenen Küstenlinie. Gleichzeitig wäre ein völliger Neubau der Deichlinie landseitig der vorhandenen Linie sowie eine Entschädigung der privaten Grundeigentümer in den ausgedeichten Bereichen nach geltendem Recht erforderlich. Ein unbestreitbarer Vorteil einer Rückdeichung wäre die Schaffung großer Salzwiesengebiete, die als wertvolle Ökosysteme gelten. Als Küstenschutzstrategie ist eine Rückdeichung sowohl im Hinblick auf Sicherheit als auch auf Wirtschaftlichkeit gegenüber der Ertüchtigung der Schutzwerke in bestehender Linie ausgesprochen nachteilig.

3.4 Schutz-Staffelung

Eine weitere modifizierte Form der Strategie Schutz ist die Staffelung von Schutzwerken in zwei Linien, wobei ein vorgelagertes Schutzwerk als Unterwasser-Wellenbrecher die Seegangsbelastungen aufnehmen soll, während ein zweites, nachgelagertes Schutzwerk allein die Sturmflutwasserstände kehren soll, weshalb es kaum oder gar nicht gegen Seegangsbelastungen durch flache Böschungen oder Armierung ausgelegt werden müsste (COMCOAST 2007).

Der Ansatz zur Staffelung von Schutzwerken fußt unter anderem auf Beobachtungen zur Seegangsdämpfung im Wellenlee von Sommerdeichen bei Sturmfluten. Bei höheren Sturmfluten ergaben Messungen hingegen wegen der gewachsenen Wassertiefen oberhalb ihrer Kronen eine nachlassende seegangsdämpfende Wirksamkeit von Sommerdeichen (NIEMEYER und KAISER 1998, 2001). Diese Ergebnisse konnten durch systematische mathematische Seegangsmodellierungen untermauert werden (NIEMEYER und KAISER 1998, 2001): gemessen an den Randbedingungen der aktuellen niedersächsischen Bemessung ist der Nutzen bestehender Sommerdeiche als Unterwasser-Wellenbrecher hinsichtlich der Reduzierung des Wellenaufbaus am sturmflutkehrenden Deich vernachlässigbar, da für Bemessungswasserstände nach den bekannten Brecherkriterien kein Wellenbrechen an den Sommerdeichen mehr zu erwarten ist. Von daher ist aus der Gewährleistung der Deichsicherheit kein Aufwand für die Instandhaltung von Sommerdeichen zu rechtfertigen.

Nach den Ergebnissen der Modellierungen unter Einbeziehung der Klimaszenarien kann dieses Konzept für die in an Niederungsküsten vorherrschenden Randbedingungen keinesfalls umgesetzt werden, ohne dass ein – im Vergleich zum linienhaften Schutz in bestehender Linie – unverhältnismäßiger Verbrauch an Ressourcen erforderlich wird. Selbst wenn höhere Wellen – bei sehr hochliegender Kronen – am vorgelagerten Wellenbrecher gebrochen werden, erzeugen sie in dessen Lee Sekundärspektren, die durch die hohen Windgeschwindigkeiten bei Sturmfluten auf ihrer Laufstrecke einen hinreichenden Energieeintrag erfahren, um wieder vergleichbar große Höhen und Längen wie vorher auszubilden. Dieser Effekt verstärkt sich mit zunehmender Entfernung des wasserstandskehrenden Bauwerks vom Wellenbrecher: die seegangsdämpfende Wirkung für das wasserstandskehrende Bauwerk verringert sich, wodurch sich die Seegangsbelastung dort derjenigen zunehmend annähern, die bei Verteidigung auf einer Linie besteht (Abb. 11). Hinzu kommt als weiterer Nachteil, dass wie bei Rückdeichungen auch bei der Staffelung der wasserstandskehrende Deich durch das binnenseitig abfallende Geländeprofil grundsätzlich größere Wassertiefen am Bauwerksfuß aufweist als in der bisherigen Schutzlinie.

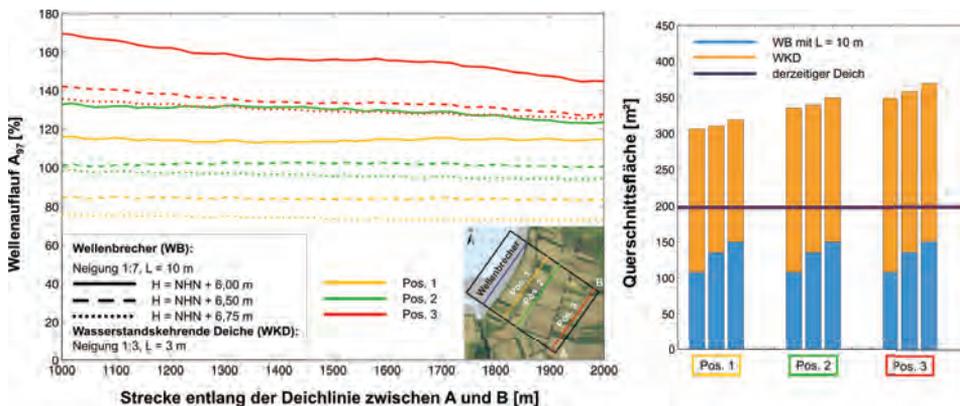


Abbildung 11: Links: Wellenaufbau an Deichen hinter einem Unterwasser-Wellenbrecher. Rechts: Benötigte Querschnittsfläche für einen konventionellen Deich beim linienhaften Schutz im Vergleich zum gestaffelten Schutz (Niemeyer et al. 2011b).

Der Aufwand zur Errichtung von wirksamen und bei beschleunigtem Meeresspiegelanstieg geeignet bleibenden Unterwasser-Wellenbrechern wäre ungleich viel größer als der Aufwand für Instandhaltung oder Verstärkung der bestehenden Deichlinie (Abb. 11). Auch bei Nutzung vorhandener Sommerdeiche müsste ein hoher Investitionsaufwand erbracht werden, um sie hinreichend zu dimensionieren und konstruktiv anzupassen, damit ihre Zerstörung bei sehr hohen Sturmfluten und die danach erfolgende starke Seeangabelastung an den primär wasserstandskehrenden – und damit stärker gegen Seeangabelastungen anfälligen – Deichen in zweiten Linie verhindert wird, die zu Gefährdungen des gesamten geschützten Hinterlands führen würden.

Die alternative Strategie des gestaffelten Schutzes mit Bauwerken in zwei Linien ist der seit 1000 Jahren eingesetzten traditionellen Strategie in einer Linie konzentrierter Schutzwerke nach den hier für wirklichkeitsgetreue Randbedingungen unter Einbeziehung pessimistischer Szenarien für Klimaänderungsfolgen vorgenommenen Untersuchungen deutlich unterlegen. Der Vergleich wird noch ungünstiger für die Alternative, wenn die dafür erforderlichen Investitionskosten allein denen für die Ertüchtigung bestehender Schutzwerke in bestehenden Linien gegenübergestellt werden und zudem die mit sehr hoher Wahrscheinlichkeit im Vergleich höheren Instandhaltungskosten einbezogen werden.

4 Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

Der globale Klimawandel mit zu erwartenden Auswirkungen wie beschleunigter Meeresspiegelanstieg oder wachsender Stauhöhen von Sturmfluten ist ein zwingender Anlass zu einer ebenso gründlichen wie belastbaren Evaluierung von Küstenschutzstrategien. In diesem Beitrag wurden die Untersuchungsergebnisse des Forschungsthemas A-KÜST vorgestellt, die innerhalb des Forschungsvorhabens KLIFF des Landes Niedersachsen erzielt werden konnten. Im Rahmen der Evaluierung wurden mittels mathematischer Modellierung wirklichkeitsgetreue oder -nahe Bedingungen der hydrodynamischen Belastung an Schutzwerken mit dem Ziel ihrer Bemessung ermittelt. Die Ergebnisse sind repräsentativ für die Niederungsgebiete der südlichen Nordsee und lassen sich weltweit auf Küsten mit ähnlichen Randbedingungen übertragen.

Die Niederungsgebiete an den Küsten und den Ästuarien von Niedersachsen werden seit etwa 1000 Jahren durch eine konzentrierte Deichlinie geschützt. Diese Strategie wird auch an anderen Niederungsküsten an der südlichen Nordsee praktiziert. In der Vergangenheit wurden diese Schutzwerke zur Anpassung an gestiegene hydrodynamische Belastungen verstärkt. Die Evaluierung der unterschiedlichen Anpassungsstrategien ergab, dass die Strategie des Schutzes in bestehender Deichlinie auch für die Zukunft zu bevorzugen ist, selbst vor dem Hintergrund des zu erwartenden enormen Anstiegs der hydrodynamischen Belastungen durch den Klimawandel bis zum Jahr 2100.

Auf der Grundlage dieser Ergebnisse wurden im Rahmen einer umfassenden Anpassungsstrategie (REGIERUNGSKOMMISSION KLIMASCHUTZ 2012) Rahmenseetzungen für die künftige Küstenschutz-Strategie entwickelt, bei der für die Niederungsgebiete an der Küste und an den Ästuarien die Strategie linienhafter Schutz in bestehender Linie als bestgeeignetste aller Alternativen ausgewählt worden ist (REGIERUNGSKOMMISSION KLIMASCHUTZ 2012; NIEMEYER et al. 2012). Die Anpassungsstrategie wurde von der Niedersächsischen Landesregierung im Jahr 2013 beschlossen.

5 Dankeswort

Die Untersuchung alternativer Strategien für den Küstenschutz wurde im Rahmen des Forschungsthemas A-KÜST von der Forschungsstelle Küste im Niedersächsischen Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten und Naturschutz in Partnerschaft mit den folgenden Instituten ausgeführt: Helmholtz-Zentrum Geesthacht – Institut für Küstenforschung, Forschungszentrum Westküste/Christian Albrechts Universität Kiel, Institut für Umweltkommunikation/Leuphana Universität Lüneburg. Das Forschungsthema A-KÜST war Teil des vom Niedersächsischen Ministerium für Wissenschaft und Kultur initiierten und geförderten Programms KLIFF (Klimafolgenforschung Niedersachsen).

6 Schriftenverzeichnis

- ARENDS, F.: Physische Geschichte der Nordseeküste und deren Veränderungen durch Sturmfluthen seit der Cymbrischen Fluth bis jetzt. Emden, 1833.
- COMCOAST: COMCOAST Flood Risk Management Schemes. www.ec.europa.eu/ourcoast/download.cfm?fileID=773, 2007
- FORSCHUNGSSTELLE KÜSTE: Reisefibel. Forschungsstelle Küste, Norderney, 1980.
- HOMMEIER, H.; STEPHAN, H. J. und NIEMEYER, H. D.: Historisches Kartenwerk Niedersächsische Küste der Forschungsstelle Küste. Ber. Forschungsstelle Küste, Bd. 43/2010.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change): Strategies for adaption to sea-level rise. Executive Summary of the Coastal Zone Management Subgroup. Intergovernmental Panel on Climate Change – Response Strategies Working Group. The Hague/The Netherlands, 1990.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) SOLOMON, S.; QIN, D.; MANNING, M.; CHEN, Z.; MARQUIS, M.; AVERYT, K. B.; TIGNOR, M. and MILLER, H. L. (Eds.): Summary for Policymakers. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the IPCC. Cambridge University Press, United Kingdom and New York, NY, USA, 2007.
- KAISER, R.; KNAACK, H.; MIANI, M. and NIEMEYER, H. D.: Examination of Climate Change adaptation strategies for Coastal Protection. In: MCKEE SMITH, J. and LYNETT, P. (Eds.): Proceedings of the 32nd International Conference on Coastal Engineering 2010, Shanghai, 2010.
<http://journals.tdl.org/icce/index.php/icce/issue/view/154/showToc>
- MÜLLER, J.-M.; ZITMAN, T.; STIVE, M. and NIEMEYER, H. D.: Long-Term Morphological Evolution of the Tidal Inlet “Norderneyer Seegat”. In: MCKEE SMITH, J. (Ed.): Proceedings of the 30th International Conference on Coastal Engineering, San Diego 2006, World Scientific, New Jersey, 2007.
- NIEMEYER, H. D.: Über den Seegang an einer inselgeschützten Wattküste. BMFT – Forschungsber. MF 0203, 1983.
- NIEMEYER, H. D.: Bemessung von See- und Ästuardeichen in Niedersachsen. In: Die Küste, Heft 64, KFKI (Hrsg.), Boyens & Co. KG, Heide i. Holstein, 2001.
- NIEMEYER, H. D.: Bemessung im Insel- und Küstenschutz in Niedersachsen. NLWKN-Forschungsstelle Küste. Forschungsbericht 01/08, 2008.

- NIEMEYER, H. D.: Sturmflutschutz an Niederrückküsten – sind alternative Strategien sinnvoll? In: FANSA, M. (Hrsg.): Kulturlandschaft Marsch, Natur – Geschichte – Gegenwart. Isensee-Verl., Oldenburg, 2005a.
- NIEMEYER, H. D.: Coastal protection of Lowlands: Are alternative strategies purposeful for changing climate? In: Proceedings of the 14th Biennial Coastal Zone Conference, New Orleans/Louisiana, 17-21, 2005b.
- NIEMEYER, H. D.: Protection of Coastal Lowlands: Are Alternative Strategies a Match to Effects of Climate Change? In: Proceedings of 17th IAHR-APD Conference, Auckland/New Zealand, 2010.
- NIEMEYER, H. D. and KAISER, R.: Modeling of Effectiveness of Wave Damping Structures in Wadden Sea Areas. In: Proceedings of 5th International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting. Melbourne/Florida, 1998.
- NIEMEYER, H. D. und KAISER, R.: Hydrodynamische Wirksamkeit von Lahnungen, Hellern und Sommerdeichen. In: KFKI (Hrsg.): Die Küste, 64, Boyens & Co. KG, Heide i. Holstein, 2001.
- NIEMEYER, H. D.; KAISER, R.; KNAACK, H.; DISSANAYAKE, P.; MIANI, M.; ELSEBACH, J.; BERKENBRINK, C.; HERRLING, G. and RITZMANN, A.: Evaluation of Coastal Protection Strategies for Lowlands in Respect of Climate Change. In: VALENTINE, E. M.; APELT, C. J.; BALL, J.; CHANSON, H.; COX, R.; ETTEMA, R.; KUCZERA, G.; LAMBERT, M.; MELVILLE, B. W. and SARGISON, J. E. (Eds.): Proceedings of the 34th World Congress of the International Association for Hydro-Environment Research and Engineering: 33rd Hydrology and Water Resources Symposium and 10th Conference on Hydraulics in Water Engineering. Barton, A.C.T.: Engineers Australia, 2011a.
- NIEMEYER, H. D.; BERKENBRINK, C.; MIANI, M.; RITZMANN, A.; DISSANAYAKE, P.; KNAACK, H.; WURPTS, A. and KAISER, R.: Coastal Protection of Lowlands: Are Alternative Strategies a Match to Effects of Climate Change? In: SCHÜTTRUMPF, H. and TOMASSICCHIO, G. R. (Eds.): Proceedings of the 5th International Short Conference on Applied Coastal Research, 2011b.
- NIEMEYER, H. D.; KAISER, R.; BERKENBRINK, C.; KNAACK, H. und WURPTS, A.: Evaluierung alternativer Küstenschutz-Strategien in Niedersachsen. Wasser und Abfall 14, Nr. 7/8, 2012.
- REGIERUNGSKOMMISSION KLIMASCHUTZ – Niedersächsisches Ministerium für Umwelt, Energie und Klimaschutz: Empfehlung für eine niedersächsische Strategie zur Anpassung an die Folgen des Klimawandels, 49-57, 2012 (<http://www.umwelt.niedersachsen.de/klimaschutz/aktuelles/107128.html>).
- RITZMANN, A. und NIEMEYER, H. D.: Gebietsverluste bei der Strategie Rückzug als Reaktion auf Klimaänderungsfolgen im niedersächsischen Tidegebiet. Forschungsbericht 02/2011, NLWKN-Forschungsstelle Küste, (unveröff.), 2011.
- RITZMANN, A. und NIEMEYER, H. D.: Gebietsverluste bei der Strategie Anpassung als Reaktion auf Klimaänderungsfolgen im niedersächsischen Tidegebiet. Forschungsbericht 02/2012, NLWKN-Forschungsstelle Küste, (unveröff.), 2012.
- WEISSE, R.; VON STORCH, H.; NIEMEYER, H. D. and KNAACK, H.: Changing North Sea Storm Surge Climate: An Increasing Hazard? Ocean & Coastal Management, Vol. 68, 58-68. doi: 10.1016/j.ocecoaman.2011.09.005, 2012.

- WOTH, K: North Sea storm surge statistics based on projections in a warmer climate: How important are the driving GCM and the chosen emission scenario? In: Geophysical Research Letters, Vol. 32, doi: 10.1029/2005GL023762, 2005.
- WOTH, K; WEISSE, R. and v. STORCH, H.: Climate Change and North Sea Storm Surge Extremes: Ensemble Study of Storm Surge Extremes Expected in a Changed Climate Projected by Four Different Regional Climate Models. Ocean Dynamics, Vol. 56, 2006.

Autorenverzeichnis

Arns, Arne

Universität Siegen, Forschungsinstitut Wasser und Umwelt,
Abteilung Wasserbau und Hydromechanik
arne.arns@uni-siegen.de

Behrens, Arno

Helmholtz-Zentrum Geesthacht
arno.behrens@hzg.de

Berkenbrink, Cordula

Nds. Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz
cordula.berkenbrink@nlwkn-ny.niedersachsen.de

Beyer, Ronny

Wasser- und Schifffahrtsamt Hamburg
ronny.beyer@wsv.bund.de

Brecht, Benedict

Deutscher Wetterdienst
benedict-manuel.brecht@dwd.de

Brüning, Anja

Sellhorn Ingenieurgesellschaft mbH
anja.bruening@sellhorn-hamburg.de

Brüning, Thorger

Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie Hamburg
thorger.bruening@bsh.de

Burchard, Hans

Institut für Ostseeforschung Warnemünde
hans.burchard@io-warnemuende.de

Burzel, Andreas

Deltares, Inland Water Systems
andreas.burzel@deltares.nl

Daemrich, Karl-Friedrich

Leibniz Universität Hannover
schlurmann@fi.uni-hannover.de

Dassanayake, Dilani R.

Technische Universität Braunschweig, Leichtweiß Institut für Wasserbau
dilani.dassanayake@tu-braunschweig.de

Dick, Stephan

Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie Hamburg
stephan.dick@bsh.de

Donner, Monika

DHI-WASY GmbH, Hydrodynamics and Coastal Engineering
mod@dhi-wasy.de

Elsebach, Johanna

Nds. Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz
postfach@nlwkn-ny.niedersachsen.de

Frank, Helmut

Deutscher Wetterdienst
helmut.frank@dwd.de

Fröhle, Peter

Technische Universität Hamburg-Harburg, Institut für Wasserbau
froehle@tuhh.de

Gaslikova, Lidia

Helmholtz-Zentrum Geesthacht
lidia.gaslikova@hzg.de

Gerkenmeier, Birgit

Helmholtz-Zentrum Geesthacht
birgit.gerkenmeier@lsbg.hamburg.de

Geyer, Beate

Helmholtz-Zentrum Geesthacht
beate.geyer@hzg.de

Gönnert, Gabriele

Freie und Hansestadt Hamburg, Landesbetrieb Straßen, Brücken und Gewässer
Gabriele.Goennert@lsbg.hamburg.de

Goseberg, Nils

Leibniz Universität Hannover, Ludwig-Franzius-Institut für Wasserbau, Ästuar- und
Küsteningenieurwesen
goseberg@fi.uni-hannover.de

Grabemann, Iris

Helmholtz-Zentrum Geesthacht
iris.grabemann@hzg.de

Gräwe, Ulf

Institut für Ostseeforschung Warnemünde
ulf.graewe@io-warnemuende.de

Groll, Nikolaus

Helmholtz-Zentrum Geesthacht
nikolaus.groll@hzg.de

Hammrich, Arne

DHI-WASY GmbH, Hydrodynamics and Coastal Engineering
arh@dhi-wasy.de

Hein, Birte

Bundesanstalt für Gewässerkunde
birte.hein@bafg.de

Herrling, Gerald
Universität Bremen, MARUM - Zentrum für Marine Umweltwissenschaften
gherrling@marum.de

Hesser, Fred
Bundesanstalt für Wasserbau
rita.seiffert@baw.de

Heyer, Harro
Bundesanstalt für Wasserbau
holger.rahlh@baw.de

Holtermann, Peter
Institut für Ostseeforschung Warnemünde
peter.holtermann@io-warnemuende.de

Jandt, Simon
Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie Hamburg
simon.jandt@bsh.de

Janssen, Frank
Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie Hamburg
frank.janssen@bsh.de

Jensen, Jürgen
Universität Siegen, Forschungsinstitut Wasser und Umwelt,
Abteilung Wasserbau und Hydromechanik
juergen.jensen@uni-siegen.de

Kaiser, Ralf
Nds. Ministerium für Umwelt, Energie und Klimaschutz
ralf.kaiser@mu.niedersachsen.de

Kastens, Marko
Bundesanstalt für Wasserbau Hamburg
marko.kastens@baw.de

Kirchesch, Volker
Bundesanstalt für Gewässerkunde
volker.kirchesch@bafg.de

Kleine, Eckhard
Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie Hamburg
eckhard.kleine@bsh.de

Klingbeil, Knut
Institut für Ostseeforschung Warnemünde
knut.klingbeil@io-warnemuende.de

Knaack, Heiko
Nds. Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz
heiko.knaack@nlwkn-nor.niedersachsen.de

Komo, Hartmut

Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie Hamburg
harmut.komo@bsh.de

Konietzky, Heinz

Technische Universität Bergakademie Freiberg, Institut für Geotechnik
heinz.konietzky@ifgt.tu-freiberg.de

Koppe, Roland

Alfred-Wegener-Institut, Helmholtz-Zentrum für Polar und Meeresforschung
roland.koppe@awi.de

Kortenhaus, Andreas

Ghent University, Faculty of Engineering
Andreas.Kortenhaus@UGent.be

Kösters, Frank

Bundesanstalt für Wasserbau
frank.koesters@baw.de

Krämer, Knut

Leibniz Universität Hannover, Ludwig-Franzius-Institut für Wasserbau, Ästuar- und Küsteningenieurwesen
kraemer@fi.uni-hannover.de

Kristandt, Jana

Nds. Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz
jana.kristandt@nlwkn-nor.niedersachsen.de

Lehfeldt, Rainer

Bundesanstalt für Wasserbau
rainer.lehfeldt@baw.de

Lojek, Oliver

Leibniz Universität Hannover, Ludwig-Franzius-Institut für Wasserbau, Ästuar- und Küsteningenieurwesen
lojek@fi.uni-hannover.de

Malcherek, Andreas

Universität der Bundeswehr München, Institut für Wasserwesen
andreas.malcherek@unibw-muenchen.de

Maßmann, Silvia

Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie Hamburg
silvia.massmann@bsh.de

Matelski, Birgit

Landesbetrieb für Küstenschutz, Nationalpark und Meeresschutz Schleswig-Holstein
Husum
birgit.matelski@lkn.landsh.de

Melles, Johannes
Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie Hamburg
johannes.melles@bsh.de

Menzenhauer-Schuhmacher, Inge
Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie Hamburg
inge.menzenhauer-schuhmacher@bsh.de

Meyer, Elke
Helmholtz-Zentrum Geesthacht
elke.meyer@hzg.de

Milbradt, Peter
smileconsult GmbH
milbradt@smileconsult.de

Mudersbach, Christoph
Hochschule Bochum
christoph.mudersbach@hs-bochum.de

Müller, Jan-Moritz
Freie und Hansestadt Hamburg, Landesbetrieb Straßen, Brücken und Gewässer
jan-moritz.mueller@lsbg.hamburg.de

Naulin, Marie
Bundesanstalt für Wasserbau
marie.naulin@baw.de

Neumann, Lothar
Wasser- und Schifffahrtsamt Hamburg
lothar.neumann@wsv.bund.de

Niemeyer, Hanz Dieter
Nds. Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz
andreas.wurpts@nlwkn-ny.niedersachsen.de

Oberrecht, Dennis
Nds. Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz, Norderney
dennis.oberrecht@nlwkn-ny.niedersachsen.de

Orths, Axel
Generaldirektion Wasserstraßen und Schifffahrt, Zentrales Datenmanagement
axel.orths@wsv.bund.de

Oumeraci, Hocine
Technische Universität Braunschweig, Leichtweiß Institut für Wasserbau
h.oumeraci@tu-braunschweig.de

Pasche, Erik †
Technische Universität Hamburg-Harburg, Institut für Wasserbau
froehle@tuhh.de

Petzold, Livia

Bundesanstalt für Wasserbau
livia.petzold@baw.de

Plüß, Andreas

Bundesanstalt für Wasserbau
andreas.pluess@baw.de

Pohl, Martin

Bundesanstalt für Wasserbau
martin.pohl@baw.de

Precht, Elimar

Alfred-Wegener-Institut, Helmholtz-Zentrum für Polar- und Meeresforschung
elimar.precht@awi.de

Putzar, Bert

Universität der Bundeswehr München, Institut für Wasserwesen
andreas.malcherek@unibw-muenchen.de

Ritzmann, Anne

Nds. Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz
anne.ritzmann@nlwkn-ny.niedersachsen.de

Rudolph, Elisabeth

Bundesanstalt für Wasserbau
elisabeth.rudolph@baw.de

Schäfer, Angela

Alfred-Wegener-Institut, Helmholtz-Zentrum für Polar und Meeresforschung
angela.schaefer@awi.de

Schlurmann, Torsten

Leibniz Universität Hannover, Franzius-Institut für Wasserbau, Ästuar- und
Küsteningenieurwesen
schlurmann@fi.uni-hannover.de

Schöl, Andreas

Bundesanstalt für Gewässerkunde
schoel@bafg.de

Schubert, Reiner

Bundesanstalt für Wasserbau
reiner.schubert@baw.de

Schulze, Peter

Bundesanstalt für Wasserbau
peter.schulze@baw.de

Schulz-Stellenfleth, Johannes

Helmholtz-Zentrum Geesthacht, Zentrum für Material- und Küstenforschung
johannes.schulz-stellenfleth@hzg.de

Schuster, Dagmar
Hamburg Port Authority
dagmar.schuster@gmx.de

Seiffert, Rita
Bundesanstalt für Wasserbau
rita.seiffert@baw.de

Seiß, Guntram
Bundesanstalt für Wasserbau
guntram.seiss@baw.de

Stanev, Emil
Helmholtz-Zentrum Geesthacht, Zentrum für Material- und Küstenforschung
emil.stanev@hzg.de

Staneva, Joanna
Helmholtz-Zentrum Geesthacht, Zentrum für Material- und Küstenforschung
joanna.staneva@hzg.de

Stoschek, Oliver
DHI-WASY GmbH, Hydrodynamics and Coastal Engineering
ost@dhi-wasy.de

Tayel, Mohamed †
Leichtweiß-Institut für Wasserbau, Abt. Hydromechanik und Küsteningenieurwesen
h.oumeraci@tu-braunschweig.de

Thumm, Sigrid
Freie und Hansestadt Hamburg, Landesbetrieb Straßen, Brücken und Gewässer
sigrid.thumm@lsbg.hamburg.de

Ujeyl, Gehad
Freie und Hansestadt Hamburg, Landesbetrieb Straßen, Brücken und Gewässer
gehad.ujeyl@lsbg.hamburg.de

Umlauf, Lars
Institut für Ostseeforschung Warnemünde
lars.umlau@io-warnemuende.de

Valerius, Jennifer
Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie Hamburg
jenifer.valerius@bsh.de

Wahl, Thomas
University of Central Florida
t.wahl@ucf.edu

Wehr, Denise
Bundesanstalt für Wasserbau
denise.wehr@baw.de

Weilbeer, Holger
Bundesanstalt für Wasserbau
holger.weilbeer@baw.de

Weisse, Ralf
Helmholtz-Zentrum Geesthacht
ralf.weisse@hzg.de

Winskowsky, Ulrich
Landesbetrieb für Küstenschutz, Nationalpark und Meeresschutz Schleswig-Holstein
Husum
ulrich.winskowsky@lkn.landsh.de

Wurpts, Andreas
Nds. Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz
andreas.wurpts@nlwkn-ny.niedersachsen.de

Wyrwa, Jens
Bundesanstalt für Gewässerkunde
wyrwa@bafg.de

Zeiler, Manfred
Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie Hamburg
manfred.zeiler@bsh.de

Zorndt, Anna
Bundesanstalt für Wasserbau
anna.zorndt@baw.de