Die Küste, 75 MUSTOK (2009), 1-271

Heft 75 Jahr 2009

Die Küste

ARCHIV FÜR FORSCHUNG UND TECHNIK AN DER NORD- UND OSTSEE

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

MUSTOK MODELLGESTÜTZTE UNTERSUCHUNGEN ZU EXTREMEN STURMFLUTEREIGNISSEN AN DER DEUTSCHEN OSTSEEKÜSTE

HERAUSGEBER: KURATORIUM FÜR FORSCHUNG IM KÜSTENINGENIEURWESEN

Die Küste

ARCHIV FÜR FORSCHUNG UND TECHNIK AN DER NORD- UND OSTSEE

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

MUSTOK MODELLGESTÜTZTE UNTERSUCHUNGEN ZU EXTREMEN STURMFLUTEREIGNISSEN AN DER DEUTSCHEN OSTSEEKÜSTE

Heft 75 · Jahr 2009

Herausgeber: Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen

Kommissionsverlag: Boyens Medien GmbH & Co. KG, Heide i. Holstein Druck: Boyens Offset

ISSN 0452-7739 ISBN 978-3-8042-1066-0

Anschriften der Verfasser dieses Heftes:

Benkel, Andreas, GKSS – Forschungszentrum Geesthacht GmbH, Max-Planck-Str. 1, 21502 Geesthacht, abenkel@dnw-germany.aero; Bork, Ingrid, Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie Hamburg, Bernhard-Nocht-Str. 78, 20359 Hamburg, bork@bsh.de; Bruss, Gerd, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, Forschungs- und Technologiezentrum Westküste, Otto-Hahn-Platz 3, 24118 Kiel, bruss@corelab.uni-kiel.de; Eiben, Hartmut, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, Forschungs- und Technologiezentrum Westküste, Otto-Hahn-Platz 3, 24118 Kiel, ah.eiben@t-online.de; Fröhle, Peter, Universität Rostock, Institut Umweltingenieurwesen, Fachgebiet Küstenwasserbau, Justus-von-Liebig-Weg 6, LAG II, 18051 Rostock, peter.froehle@uni-rostock.de; Ganske, Anette, Deutscher Wetterdienst, Bernhard-Nocht-Str. 76, 20359 Hamburg, anette.ganske@dwd.de; Jensen, Jürgen, Universität Siegen, Forschungsinstitut Wasser und Umwelt, Abteilung Wasserbau und Hydromechanik, Paul-Bonatz-Str. 9–11, 57076 Siegen, jensen@fb10.uni-siegen.de; Jimenez, Nestor, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, Forschungs- und Technologiezentrum Westküste, Otto-Hahn-Platz 3, 24118 Kiel, njimenez@corelab.uni-kiel.de; Mayerle, Roberto, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, Forschungs- und Technologiezentrum Westküste, Otto-Hahn-Platz 3, 24118 Kiel, rmayerle@corelab.uni-kiel.de; Meinke, Insa, GKSS – Forschungszentrum Geesthacht GmbH, Norddeutsches Klimabüro, Max-Planck-Str. 1, 21502 Geesthacht, Insa.Meinke@gkss.de; Mudersbach, Christoph, Universität Siegen, Forschungsinstitut Wasser und Umwelt, Abteilung Wasserbau und Hydromechanik, Paul-Bonatz-Str. 9–11, 57068 Siegen, mudersbach@fb10.uni-siegen.de; Müller-Navarra, Sylvin H., Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie Hamburg, Bernhard-Nocht-Str. 78, 20359 Hamburg, mueller-navarra@bsh.de; Perlet, Ines, Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie Hamburg, Neptunallee 5, 18057 Rostock, ines.perlet@bsh.de; Rosenhagen, Gudrun, Deutscher Wetterdienst, Bernhard-Nocht-Str. 76, 20359 Hamburg, gudrun.rosenhagen@dwd.de; Schlamkow, Christian, Universität Rostock, Institut Umweltingenieurwesen, Fachgebiet Küstenwasserbau, Justus-von-Liebig-Weg 6, 18051 Rostock, christian.schlamkow@uni-rostock.de; Schmidt, Heiner, Deutscher Wetterdienst, Bernhard-Nocht-Str. 76, 20359 Hamburg, heiner.schmidt@dwd.de; Schmitz, Ralf, Deutscher Wetterdienst, Kaiserleistr. 42, 63067 Offenbach, RalfSchm@gmx.de; von Storch, Hans, GKSS – Forschungszentrum Geesthacht GmbH, Max-Planck-Str. 1, 21502 Geesthacht, hvonstorch@web.de.

Die Verfasser sind für den Inhalt der Aufsätze allein verantwortlich. Nachdruck aus dem Inhalt nur mit Genehmigung des Herausgebers gestattet: Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen, Geschäftsstelle, Wedeler Landstraße 157, 22559 Hamburg.

Vorsitzender des Kuratoriums: Dr. KLAUS SCHINDEL, Bundesministerium für Bildung und Forschung, Heinemannstraße 2, 53175 Bonn

Geschäftsführer: Dr.-Ing. RAINER LEHFELDT, Wedeler Landstraße 157, 22559 Hamburg Redaktionsleiter "Die Küste": Dipl.-Ing. DETLEF SCHALLER, Bismarckstraße 13, 25813 Husum

Inhaltsverzeichnis

JÜRGEN JENSEN MUSTOK – Modellgestützte Untersuchungen zu extremen Sturmflutereignissen an der deutschen Ostseeküste: Eine Einführung	1
RALF SCHMITZ Modellierung von historisch aufgetretenen Sturmereignissen über der Ostsee mithilfe von Vorhersagen eines Ensemblesystems und eines Regionalmodells	9
Andreas Benkel, Insa Meinke und Hans von Storch Eine Methode zur Variation sturmflutrelevanter Wetterlagen über der Ostsee	21
Anette Ganske, Gudrun Rosenhagen und Heiner Schmidt Ein Windatlas für die deutsche Ostseeküste	37
GUDRUN ROSENHAGEN und INGRID BORK Rekonstruktion der Sturmwetterlage vom 13. November 1872	51
INGRID BORK und SYLVIN H. MÜLLER-NAVARRA Modellierung von extremen Sturmhochwassern an der deutschen Ostseeküste	71
CHRISTOPH MUDERSBACH und JÜRGEN JENSEN Extremwertstatistische Analyse von historischen, beobachteten und modellierten Wasserständen an der deutschen Ostseeküste	131
GERD BRUSS, NESTOR JIMENEZ, HARTMUT EIBEN und ROBERTO MAYERLE Bestimmung von Bemessungsparametern für Küstenschutzanlagen an der deutschen Ostseeküste aufbauend auf Szenariosimulationen	163
NESTOR JIMENEZ, GERD BRUSS, HARTMUT EIBEN und ROBERTO MAYERLE Seegangsmodellierung der Ostsee für Extremereignisse und Rekonstruktion des Sturmes von 1872	191
CHRISTIAN SCHLAMKOW und PETER FRÖHLE Entwicklung von Methoden zur Bestimmung maßgebender hydrodynamischer Bemessungsparameter für Küstenschutzanlagen an der Ostsee	207
GERD BRUSS und INGRID BORK Vergleichende Betrachtungen der im Projekt MUSTOK verwendeten hydrodynamischen Modelle	231
Jürgen Jensen, Peter Fröhle, Roberto Mayerle, Sylvin H. Müller-Navarra und Hans von Storch Schlussfolgerungen und Empfehlungen aus dem Verbundprojekt MUSTOK	
und zukünftiger Forschungsbedarf	255
Nachruf Miehlke	267

Die Küste, 75 MUSTOK (2009), 1-271

MUSTOK – Modellgestützte Untersuchungen zu extremen Sturmflutereignissen an der deutschen Ostseeküste: Eine Einführung

Von Jürgen Jensen

Zusammenfassung

Extreme Sturmflutereignisse gefährden sowohl die deutsche Nordsee- als auch die Ostseeküste. Dabei sind die Küstengebiete aufgrund der intensiven Nutzung in der Regel sehr vulnerabel gegenüber solchen Ereignissen. Der Küstenschutz orientiert sich maßgeblich an extremen Ereignissen, wobei zum einen ein möglichst hohes Schutzniveau erreicht werden soll, zum anderen jedoch auch ökologische, ökonomische und touristische Ansprüche bedient werden müssen. Zur Bestimmung von maßgebenden Bemessungsparametern für Küstenschutzbauwerke an der deutschen Ostseeküste wurde von 2005 bis 2008 das KFKI-Verbundprojekt "Modellgestützte Untersuchungen zu extremen Sturmflutereignissen an der deutschen Ostseeküste (MUSTOK)" vom Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) finanziert. Das Verbundprojekt gliederte sich in drei Teilvorhaben, die jeweils überregionale bzw. regionale Fragestellungen verfolgten.

Schlagwörter

Ostsee, Sturmfluten, Bemessung, Küstenschutz, Forschungsprojekt

Summary

Extreme storm surges endanger both the German North Sea coastline and the Baltic Sea coastline. The coastal areas are very vulnerable due to the intensive use. The coastal defence is mainly based upon extreme events. The aim is to achieve a high safety level on the one hand and on the other hand ecological, economical and touristic requirements have to be considered. For the determination of decisive coastal design parameters on the German Baltic Sea coastline, the GCERC-project "Modelling of extreme storm surges on the German Baltic Sea Coastline (MUSTOK)" was funded by the Federal Ministry for Education and Research from 2005 to 2008. The project MUSTOK was divided into three subprojects dealing with questions referring to the determination of coastal design parameters on a regional and a local scale.

Keywords

Baltic sea, storm surges, design, coastal protection, research project

Inhalt

1.	Einleitung	2
2.	Das Verbundprojekt MUSTOK	3
3.	Der MUSTOK-Workshop	5
4.	Danksagungen	6
5.	Schriftenverzeichnis	6

1. Einleitung

Extreme Sturmflutereignisse gefährden sowohl die deutsche Nordsee- als auch die Ostseeküste (Abb. 1). Dabei sind die Küstengebiete aufgrund der intensiven Nutzung in der Regel sehr vulnerabel gegenüber solchen Ereignissen. Die Länge der Außenküste Mecklenburg-Vorpommerns beträgt insgesamt 354 km, wovon 226 km Flachküste und 128 km Steilküste sind (MLU, 2006). 70 % der mecklenburg-vorpommernschen Küstenlinie befinden sich in einem stetigen Abrasionsprozess. Etwa 90 000 Menschen werden in Mecklenburg-Vorpommern durch Küstenschutzmaßnahmen vor den Auswirkungen einer Sturmflut geschützt (SCHÜTTRUMPF, 2008). Die Länge der Ostseeküste in Schleswig-Holstein beträgt etwa 637 km, wovon 491 km Flachküsten sind (MLR, 2001). Nach MLR (2001) leben in diesen Gebieten etwa 92 000 Menschen. Der Küstenschutz orientiert sich maßgeblich an extremen Ereignissen, wobei zum einen ein möglichst hohes Schutzniveau erreicht werden soll, zum anderen jedoch auch ökologische, ökonomische und touristische Ansprüche berücksichtigt werden müssen (JENSEN et al., 2007). Ein Schutz der Küsten gegen jede erdenklich hohe Sturmflut ist nicht möglich, womit bei allen Maßnahmen zugleich ein Restrisiko verbleibt, welches quantifiziert werden muss. Dies kann unter anderem durch die detaillierte Analyse der Sturmflutereignisse und Zuordnung von Eintrittswahrscheinlichkeiten erfolgen (MUDERSBACH und JENSEN, 2008). Für die Bemessung von Küstenschutzbauwerken sind jedoch nicht in jedem Fall nur die extremsten Wasserstände von Bedeutung; vielmehr ist zu beachten die Kombination von Wasserstand, Seegang und deren Einwirkdauer, weil erst mit diesen Belastungsgrößen das Sicherheitsmaß von Küstenschutzbauwerken oder auch natür-



Abb. 1: Karte der Ostsee

lichen Küstenstrukturen bestimmt werden kann. Wie in diesem Verbundprojekt nachgewiesen wurde, treten maximale Seegangsbelastungen nicht zwingend zeitgleich mit maximalen Wasserständen auf. Sowohl für Wasserstände als auch für den Seegang ist der Wind die wesentliche Einflusskomponente, womit die eingehende Analyse von Starkwindfeldern über der Ostsee die wichtigste Grundlage darstellt.

2. Das Verbundprojekt MUSTOK

Für den Küstenschutz maßgebende extreme Sturmflutereignisse sind an der deutschen Ostseeküste nur schwer zu definieren, weil neben der jeweils bedeutsamen regionalen Ausprägung derartiger Ereignisse auch die Ereignisse selbst wegen ihrer sehr geringen Wahrscheinlichkeit schwer fassbar sind. Für die Bemessung von Küstenschutzanlagen besteht das Problem in der Festlegung eines für die gesamte Ostseeküste gültigen Verfahrens zur Bestimmung von Bemessungsgrößen, bei dem die regionalen Gegebenheiten mitberücksichtigt werden. Für die Bestimmung regionaler Bemessungsgrößen müssen als Grundlage überregionale Bemessungsparameter bestimmt werden, denen gleichzeitig Aussagen über Eintrittswahrscheinlichkeiten zugeordnet werden sollten.

Die Notwendigkeit, zu verlässlichen Bemessungsmethoden für die Ostseeküste zu gelangen, wurde zunächst in zwei eigenständigen Projektideen formuliert. In den Jahren 2000 bis 2005 wurde das SEBOK-Konzept von Vertretern der Länder Schleswig-Holstein und Mecklenburg-Vorpommern erstellt. Zeitgleich wurde das Konzept des KFKI-Forschungsvorhabens MUSE Nordsee (2002 bis 2005) auf das Gebiet der Ostsee übertragen. Aus den beiden genannten Konzepten entstand schließlich das KFKI-Verbundprojekt

Modellgestützte Untersuchungen zu extremen Sturmflutereignissen an der deutschen Ostseeküste (MUSTOK)

Das KFKI-Verbundprojekt MUSTOK wurde vom Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) unter den Fördernummern 03KIS052 (MUSE Ostsee), 03KIS053 (SEBOK A) und 03KIS054 (SEBOK B) von 07/2005 bis 12/2008 gefördert. Die fachliche Begleitung erfolgte durch das Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen (KFKI-Fördernummern 84–86).

Das KFKI-Verbundprojekt gliederte sich in die drei folgenden Teilvorhaben:

- [1] Modellgestützte Untersuchungen zu Sturmhochwasserständen mit sehr geringen Eintrittswahrscheinlichkeiten an der deutschen Ostseeküste (MUSE Ostsee)
- [2] Entwicklung von Methoden zur Bestimmung maßgebender hydrodynamischer Bemessungsparameter für Küstenschutzanlagen an der Ostsee – Projektgebiet: Küste Schleswig-Holstein (SEBOK A)
- [3] Entwicklung von Methoden zur Bestimmung maßgebender hydrodynamischer Bemessungsparameter für Küstenschutzanlagen an der Ostsee – Projektgebiet: Küste Mecklenburg-Vorpommern (SEBOK B)

Die drei Teilvorhaben verfolgten im jeweiligen Ergebnis überregionale, regionale bzw. lokale Zielsetzungen. Während MUSE Ostsee eine weitergehende Einschätzung zum Auftreten von Sturmfluten mit sehr geringen Eintrittswahrscheinlichkeiten und der damit verbundenen überregionalen Randbedingungen geben sollte, verfolgten SEBOK A/B das Ziel der Formulierung einer Methode zur Bestimmung örtlicher Bemessungen von Küstenschutzbauwerken. Dabei lag der regionale Schwerpunkt von SEBOK A an der schleswigholsteinischen Küste, während SEBOK B die Küste Mecklenburg-Vorpommerns detaillierter betrachtete. Alle Teilvorhaben gingen von der gleichen meteorologischen Datenbasis der bekannten Wetterabläufe und ihrer möglichen Variationen aus, die eine für alle Projekte benötigte überregionale modellgestützte Beschreibung der hydrodynamischen Reaktionen ermöglichte.

Die Gesamtkoordination des Verbundprojektes MUSTOK oblag dem Forschungsinstitut Wasser und Umwelt (fwu) der Universität Siegen. Die beteiligten Institutionen des KFKI-Verbundprojektes sind Tab. 1 zu entnehmen.

MUSTOK										
Teilvorhaben MUSE Ostsee										
Forschungsinstitut Wasser und Umwelt der Universität Siegen (fwu)	Prof. DrIng. Jürgen Jensen (Teilvorhabenleiter MUSE Ostsee und Projektkoordinator MUSTOK)									
Deutscher Wetterdienst (DWD)	Dr. Volker Renner/DiplMet. Gudrun Rosenhagen									
GKSS Forschungszentrum Geesthacht	Prof. Dr. Dr. Hans von Storch									
Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH)	Dr. Sylvin Müller-Navarra									

Teilvorhaben SEB	OK A/B
Forschungs- und Technologiezentrum Westküste der Christian-Albrechts-Universität Kiel (FTZ)	Prof. Dr. Roberto Mayerle (Teilvorhabenleiter SEBOK A)
Universität Rostock, Institut für Umweltingenieur- wesen, Fachgebiet Küstenwasserbau	DrIng. Peter Fröhle (Teilvorhabenleiter SEBOK B)
Deutscher Wetterdienst (DWD)	DiplMet. Gudrun Rosenhagen
Landesbetrieb für Küstenschutz, Nationalpark und Meeresschutz (LKN) Schleswig-Holstein, Husum	DiplIng. Michael Heinrichs
Staatliches Amt für Natur und Umwelt Rostock	DiplIng. Knut Sommermeier

Die Mitglieder der projektbegleitenden Gruppe des Kuratoriums für Forschung im Küsteningenieurwesen (KFKI), die von Herrn Dr. Jacobus Hofstede (MLUR, Kiel) geleitet wurde, sind in Tab. 2 aufgeführt:

Mitglieder der KFKI-Projektgruppe	Institution
Dr. Norbert Blum	Forschungszentrum Jülich, Projektträger des Bun- desministeriums für Bildung und Forschung (BMBF), Rostock
DrIng. Annette Ernst	Wasser- und Schifffahrtsamt (WSA) Stralsund
Dr. rer. nat. habil. Gabriele Gönnert	Landesbetrieb Straßen, Brücken und Gewässer (LSBG), Hamburg
DiplIng. Michael Heinrichs	Landesbetrieb für Küstenschutz, Nationalpark und Meeresschutz (LKN) Schleswig-Holstein, Husum
Dr. Jacobus Hofstede (Obmann)	Ministerium für ländliche Räume, Landesplanung, Landwirtschaft und Tourismus des Landes Schles- wig-Holstein (MLUR), Kiel
DiplIng. Ralf Kaiser	Niedersächsischer Landesbetrieb für Wasserwirt- schaft, Küsten- und Naturschutz (NLWKN), Norderney
Dr. rer. nat. Elisabeth Rudolph	Bundesanstalt für Wasserbau (BAW), Hamburg
DiplIng. Knut Sommermeier	Staatliches Amt für Umwelt und Natur (StAUN) Mecklenburg-Vorpommern, Rostock
DiplIng. Frank Thorenz (Forschungsleiter Küste des KFKI)	Niedersächsischer Landesbetrieb für Wasserwirt- schaft, Küsten- und Naturschutz (NLWKN), Norden
DiplOzean. Ralph Annutsch, i.R. (Gast)	

Гаb.	2:	Mitg	lieder	der	pro	jektb	eglei	itenden	KFK	I-Gru	pr	pe
							- 0				г г	

Die Ergebnisse des Projektes MUSTOK sind in dem vorliegenden Sonderheft zusammenfassend dargestellt, wobei die einzelnen Beiträge im Wesentlichen in der Reihenfolge der durchgeführten Bearbeitungsschritte sortiert sind. Zu jedem Beitrag in diesem Sonderheft existieren ausführliche Projektabschlussberichte, die als Download auf der Internetseite www.uni-siegen.de/fb10/fwu/wb/forschung/projekte/mustok/ zur Verfügung stehen.

3. Der MUSTOK-Workshop

Ein wesentlicher Meilenstein in der Projektlaufzeit war der MUSTOK-Workshop "Sturmflutgefährdung der Ostseeküste", der am 4. und 5. März 2008 an der Universität Rostock stattfand. Das Ziel der Veranstaltung war es, vor Abschluss des Forschungsvorhabens die Ergebnisse, insbesondere hinsichtlich ihrer Praxisrelevanz, mit einer breiten Fachöffentlichkeit zu diskutieren. Dazu kamen über 100 Fachkolleginnen und Fachkollegen aus Wissenschaft und Praxis und Entscheidungsträger aus Politik und Verwaltung zusammen.

Am ersten Tag des Workshops gab es Vorträge zu dem aktuellen Stand des Küstenschutzes an der deutschen Ostseeküste in Schleswig-Holstein und Mecklenburg-Vorpommern. Danach wurden die wesentlichen Ergebnisse aus den drei Teilvorhaben in zusammenfassenden Vorträgen dargestellt. Am zweiten Tag wurden diese Ergebnisse im Detail betrachtet und weitere Ausführungen zu den verwendeten Modellen und Methodiken gegeben. Den Abschluss der Veranstaltung bildete eine rege Diskussion. Dabei zeigte sich, dass das Forschungsverbundprojekt wichtige Beiträge zum Verständnis der Entstehung von Sturmfluten bzw. der Genese extremer Wettersituationen in der Ostsee lieferte. Es gab wertvolle fachliche Anregungen aus dem Auditorium, die bei der weiteren Projektbearbeitung Berücksichtigung fanden.



Abb. 2: Univ.-Prof. Dr.-Ing. Jürgen Jensen, BD Dipl.-Ing. Frank Thorenz, BD Dr.-Ing. Thomas Zarncke, Dr. Jacobus Hofstede (v. li. n. re.) bei der Abschlussdiskussion des MUSTOK-Workshops

4. Danksagungen

Als Projektkoordinator bedanke ich mich beim Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) und beim Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen (KFKI) für die Genehmigung und Finanzierung des Verbundprojektes MUSTOK. Des Weiteren danke ich allen am Projekt beteiligten Personen für die kollegiale und sehr angenehme Zusammenarbeit. Nicht zuletzt danke ich dem KFKI für die Möglichkeit, die Ergebnisse dieses spannenden Forschungsvorhabens in dem vorliegenden Sonderheft veröffentlichen zu können.

Ich wünsche allen Leserinnen und Lesern dieses Heftes viel Freude bei der Lektüre!

5. Schriftenverzeichnis

- JENSEN, J.; FRÖHLE, P.; HOFSTEDE, J.; GÖNNERT, G.; MUDERSBACH, CH.; MÜLLER-NAVARRA, S.; OUMERACI, H.; ROSENHAGEN, G.; RUDOLPH, E.; THORENZ, F. und WEISSE, R.: A1 – Sturmflutwasserstände und Seegang – Mögliche Extremereignisse und Klimaänderungen. HANSA International Maritime Journal, Nr. 4, 144. Jahrgang, Hamburg, 2007.
- MLR: Generalplan Küstenschutz Integriertes Küstenschutzmanagement in Schleswig-Holstein, Ministerium für ländliche Räume, Landesplanung, Landwirtschaft und Tourismus des Landes Schleswig-Holstein, Kiel, 2001.

- MLU: Generalplan Küsten- und Hochwasserschutz Mecklenburg-Vorpommern, Ministerium für Bau, Landesentwicklung und Umwelt Mecklenburg-Vorpommern, 2006.
- MUDERSBACH, CH. und JENSEN, J.: Zur Risikoermittlung in Küstenregionen mit probabilistischen Methoden – Ein Beitrag zur Beschreibung und Bewertung, KW Korrespondenz Wasserwirtschaft, 1. Jahrgang, Nr. 5, GFA – Gesellschaft zur Förderung der Abwassertechnik e.V., Hennef, S. 260–266, DOI: 10.3243/kwe2008.05.004, 2008.

SCHÜTTRUMPF, H.: Sea Dikes in Germany, Die Küste, Heft 74, 2008.

Die Küste, 75 MUSTOK (2009), 1-271

Modellierung von historisch aufgetretenen Sturmereignissen über der Ostsee mithilfe von Vorhersagen eines Ensemblesystems und eines Regionalmodells

Von RALF SCHMITZ

Zusammenfassung

Das Ziel des vom deutschen Wetterdienst durchgeführten Teilprojektes von MUSE Ostsee war es, Sturmtiefs physikalisch konsistent zu modellieren, die das Potential haben, in hydrodynamisch-numerischen Modellen (HN-Modelle) extrem hohe Wasserstände an der deutschen Ostseeküste auszulösen. Hierzu wurde zunächst nach bestimmte Kriterien erfüllenden historischen Wetterereignissen über der Ostsee gesucht. Für die Suche nach entsprechenden Wetterereignissen wurden Windfelder in Datensätzen verschiedener meteorologischer Institutionen ausgewertet. So konnten für den Zeitraum zwischen 1958 bis 2006 über dem Großraum der Ostsee aufgetretene Wetterereignisse ausgewählt werden, die mit zwei Wettervorhersagemodellen nachgerechnet wurden. Die ausgesuchten Wetterereignisse wurden zunächst mit dem Ensemble Prediction System (EPS), dem globalen Wettervorhersagesystem des Europäischen Zentrums für mittelfristige Vorhersage (EZMW), modelliert. Mit dem EPS wurden im Rahmen dieses Projektes für 37 verschiedene Sturmereignisse mehr als 30.000 Prognosen mit einer Vorhersagelänge von wenigen Stunden bis zu zehn Tagen simuliert. Bei zwölf verschiedenen Sturmereignissen traten in rund 600 Vorhersagen des EPS Windgeschwindigkeiten von mindestens zehn Beaufort bei nördlichen bis östlichen Windrichtungen in der Nähe der deutschen Ostseeküste auf. Ungefähr 10 % der ca. 600 Prognosen wurden schließlich ausgewählt und als Antrieb für das operationelle, regionale Wettervorhersagemodell COSMO des Deutschen Wetterdienstes verwendet. Die Daten aus den jeweils sechzig Vorhersagen des EPS und des höher aufgelösten COSMO wurden dann - im Rahmen anderer Projekte von MUSE Ostsee - in den HN-Modellen des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) und des Forschungs- und Technologiezentrums Westküste (FTZ) für Wasserstandsmodellierungen verwendet. Ausgewählte Vorhersagen wurden auch in anderen Projekten von MUSTOK verwendet, um die Wanderungsgeschwindigkeit der Tiefdruckgebiete noch weiter physikalisch konsistent zu verändern oder die räumliche Auflösung von vorhergesagten Windfeldern zu erhöhen.

Schlagwörter

Ostsee, Sturmtief, Sturmfluten, Wettervorhersage, Wettervorhersagemodell COSMO

Summary

The objective of this subproject within the MUSE Baltic Sea project was to model physically consistent storms which have the potential to cause storm surges at the German Baltic Sea coast in hydrodynamic-numeric models (HN-models). Datasets provided by different European institutions were used to identify suitable situations between 1958 and 2006 in the area of interest. Initially, selected periods were simulated using the Ensemble Prediction System (EPS), the global forecast system of the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). Within the framework of this project, more than 30.000 forecasts for 37 different weather situations were made, with forecasting ranges from several hours to ten days. For twelve of these situations, the EPS produced wind speeds increasing ten Beaufort with northern to easterly winds in nearly 600 forecasts close to Arcona. Approximately 10 % of the 600 forecasts were chosen to be used as forcing for the operational regional weather forecast model COSMO of the German Weather Service. The output of EPS and the higher resolved data of COSMO resulting from these sixty episodes were used by the HN-models of the Federal Maritime and Hydrographic Agency and the Technology Centre for water level modelling within the framework of the MUSE Baltic Sea project. Some forecasts were also used within the framework of MUSTOK to modify the tracking of the cyclones physically consistent, or to increase the spatial resolution of the windfields.

Keywords

Baltic Sea, cyclone, storm surges, weather forecast, Ensemble Prediction System, weather forecast model COSMO

Inhalt

1.	Einführung																			10
2.	Methode			•											•					11
3.	Modelle																			13
4.	Ergebnisse																			15
5.	Schriftenverzeichnis			•		•	•				•				•					19

1. Einführung

Die für das Projekt MUSE Ostsee interessanten extremen Sturmhochwasserstände an der deutschen Ostseeküste hängen grundsätzlich von meteorologischen, ozeanographischen und küstenmorphologischen Faktoren ab. In diesem Teilprojekt wurden nur die meteorologischen Einflüsse berücksichtigt, die bereits in einigen Untersuchungen analysiert worden sind (KOHLMETZ, 1967; SCHMAGER, 1984; STIGGE, 1994; BAERENS, 1998; MEINKE, 1998; KURATORIUM FÜR FORSCHUNG IM KÜSTENINGENIEURWESEN, 2003).

An der deutschen Küste sind schwere bis sehr schwere Ostseesturmfluten (s.u.) in der Vergangenheit unter sehr heterogenen Wetterbedingungen entstanden. Charakteristisch war jedoch das Auftreten von Sturmtiefs, die bei ihrer Verlagerung über die Ostsee hinweg zu einem gewissen Zeitpunkt nördliche bis östliche Windrichtungen in der südwestlichen Ostsee ausgelöst haben. In einer Studie von SAGER u. MIEHLKE (1956) wird darüber hinaus auch ein bedeutender Einfluss der östlichen und zentralen Ostsee beim Auftreten einer Sturmflut in der westlichen Ostsee beschrieben. Eine im Rahmen von MUSTOK durchgeführte Studie zeigt außerdem, dass die Windverhältnisse über der zentralen Ostsee bei der Sturmflut aus dem Jahre 1872 bedeutend gewesen sind (ROSENHAGEN u. BORK, 2008).

Im Zeitraum von 1958 bis 2006 ist der größte Teil der schweren und sehr schweren Sturmfluten durch ein unmittelbar auftretendes, einzelnes Tiefdruckgebiet entstanden (BUN-DESAMT FÜR SEESCHIFFFAHRT u. HYDROGRAPHIE, 2005). Schwere und sehr schwere Sturmfluten sind am Pegel Warnemünde durch Wasserstände von 134 bis 159 cm bzw. mehr als 160 cm über dem 19-jährigen Jahresmittel gekennzeichnet (MEINKE, 1998).

Die aufgetretenen Sturmfluten hätten nun mit einer gewissen, statistisch schwer einzuschätzenden Wahrscheinlichkeit einen wesentlich anderen Verlauf genommen, wenn die auslösenden Sturmtiefs andere physikalische Eigenschaften gehabt hätten oder mit einer anderen Zugbahn über die Ostsee hinweggezogen wären.

Diesen Ansatz verfolgt das Teilprojekt MUSE Ostsee vom Deutschen Wetterdienst. Das vornehmliche Ziel des Projektes war es, mit ausgereiften Modellen möglichst viele, physikalisch konsistente Wettervorhersagen zu berechnen, die das Potential hatten, in HN-Modellen (BORK u. MÜLLER-NAVARRA, 2009; BRUSS et al., 2009) sehr hohe Wasserstände an der deutschen Ostseeküste zu erzeugen. Mit den modellierten Wasserstandsdaten konnten schließlich die bisher in der Vergangenheit aufgetretenen sehr hohen Wasserstände statistisch besser eingeordnet werden (MUDERSBACH u. JENSEN, 2009). Dies gilt vor allem für die legendäre Sturmflut aus dem Jahr 1872, deren statistische Eintrittswahrscheinlichkeit aufgrund der geringen Anzahl an derartig extremen Sturmfluten (> + 200 cm NN) nur schlecht eingeschätzt werden kann. Bevor die meteorologischen Vorhersagen durchgeführt werden konnten, mussten jedoch zunächst geeignete, in der Vergangenheit tatsächlich aufgetretene Wetterereignisse gefunden werden, die dann durch die Modelle physikalisch konsistent modifiziert werden konnten. Sowohl die real aufgetretenen als auch die modellierten Wetterbedingungen wurden vor allem hinsichtlich der aufgetretenen Windgeschwindigkeiten und der zeitlichen Veränderung der Windrichtungen analysiert.

2. Methode

Für die Berechnung möglichst vieler, physikalisch konsistenter Vorhersagen ist das Ensemble Prediction System (EPS) des Europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage (EZMW) sehr gut geeignet (MOLTENI et al., 1996).

Das EPS ist ein globales Vorhersagesystem, das eine Erweiterung des globalen deterministischen Modells Integrated Forecast System (IFS) um eine stochastische Komponente darstellt (BUIZZA et al., 1999).

Da die räumliche Auflösung des EPS für die Verhältnisse für das Untersuchungsgebiet jedoch relativ grob ist (vgl. Kap. 3), wurde zusätzlich das Regionalmodell COSMO (Consortium for Small-scale Modeling) des Deutschen Wetterdienstes benutzt (DOMS et al., 2003). COSMO wurde in diesem Projekt mit stündlichen meteorologischen Daten von ausgewählten Vorhersagen (sogenannte Member; s. Kap. 3) des EPS angetrieben (Abb. 1). Um die Möglichkeit zu reduzieren, dass sich die Vorhersagen von EPS und COSMO signifikant von-



Abb. 1: Methode zur Erzeugung von modellierten extremen Wasserständen an der südwestlichen deutschen Ostseeküste für das Projekt MUSE Ostsee. WS ist die Abkürzung für die Windgeschwindigkeit und WR repräsentiert die Windrichtung. Die HN-Modellierungen wurden im Rahmen anderer Projekte von MUSE Ostsee bzw. MUSTOK durchgeführt

einander unterscheiden, wurde das ursprünglich für Mitteleuropa geltende Modellgebiet von COSMO für dieses Projekt deutlich verkleinert (vgl. Kap. 3). Im Folgenden wird die (inoffizielle) Bezeichnung COSMO-B für das Modell mit erhöhter, für die südwestliche Ostsee passender Auflösung verwendet. Die mithilfe des EPS und des COSMO-B erzeugten bodennahen meteorologischen Prognosen dienten jeweils als Antrieb für die HN-Modelle des BSH (BORK u. MÜLLER-NAVARRA, 2009) und des FTZ (BRUSS et al., 2009).

Die mit dem EPS produzierten Vorhersagen wurden aus praktischen Gründen (sehr große Datensätze) mit einem vergleichsweise einfachen Ansatz analysiert, um Wetterereignisse herausfiltern zu können, die möglicherweise sehr hohe Wasserstände in den HN-Modellen hätten auslösen können. Grundannahme bei diesem Ansatz war, dass eine gemittelte Windgeschwindigkeit mit einer Stärke von mindestens zehn Beaufort bei einer Windrichtung zwischen 0° und 90° in einer sensiblen Regionen (zwischen 11 bis 15° östlicher Länge, bei 55° nördlicher Breite) der deutschen Ostseeküste zu einem beliebigen Zeitpunkt als notwendige Bedingung auftreten musste. Zehn Beaufort entsprechen einer Windgeschwindigkeit von mindestens 24 m/s. Eine solche Windstärke ist nur selten an der Landstation Arkona gemessen worden. So liegt die Wiederkehrzeit hierfür in Arkona bei rund zehn Jahren, bezogen auf den zehnminütigen Mittelwert (BECKMANN, 1997). Der Grenzwert von zehn Beaufort – zur Auswahl bestimmter Wetterereignisse – wurde in MUSE Ostsee mit zunehmender Anzahl verfügbarer Wasserstände sukzessive aus den Ergebnissen der HN-Modelle bestimmt (vgl. BORK u. MÜLLER-NAVARRA, 2009; BRUSS et al., 2009).

Als zusätzliches Hilfsmittel für die Bewertung der mit dem EPS durchgeführten Vorhersagen diente die Windstauberechnung von Schmager (SCHMAGER, 1987). Diese Windstauberechnung hat den Vorteil, dass sie eine integrale Größe aus gegebener Windrichtung und Windgeschwindigkeit liefert und auf sehr große Datenmengen leicht anzuwenden ist.

Um zunächst geeignete Sturmereignisse aus der Vergangenheit finden zu können, an denen die Vorhersagen gestartet werden konnten, wurden die Bodenluftdruck- und Windfelder im Datensatz von ERA40 (40 Year European Re-Analysis Data Archive; KALLBERG et al., 2005) und der Bodenluftdruckdatensatz des britischen Wetterdienstes (UK METEOROLO-GICAL OFFICE, 2005) auf bestimmte Muster hin untersucht. Der ERA40-Datensatz enthält einige meteorologische Parameter aus dem Zeitraum 1958 bis 2002, die mithilfe von Messungen und Simulationen mit einem globalen Wettervorhersagemodell erstellt wurden.

Aus den Werten des Bodenluftdrucks aus beiden Datensätzen wurden Windgeschwindigkeiten mithilfe der geostrophischen Approximation errechnet. Detaillierte Beschreibungen zu der Methodik der ausgewählten Sturmereignisse und zum ERA40-Datensatz finden sich in dem Abschlussbericht von SCHMITZ (2007).

Aber nicht nur die Messungen bzw. die Analysen wurden untersucht, sondern auch die am EZMW archivierten Vorhersagen im Zeitraum von 1994 bis 2006. Schließlich wurden nach eingehender Untersuchung 37 Sturmereignisse ausgewählt, an denen mehr als 30.000 Vorhersagen mit dem EPS durchgeführt wurden. Mit den gleichen Methoden, mit denen die historischen Wetterereignisse zunächst ausgesucht wurden, erfolgte schließlich auch die Analyse der Vorhersagen. Eine Auswahl der EPS-Vorhersagen diente unmittelbar als Antrieb für die HN-Modelle. Schließlich wurden 60 der globalen EPS-Vorhersagen auch als stündlicher Antrieb für das rund 50-fach (EPS: 2500 km²; COSMO: 49 km²) höher aufgelöste Regionalmodell COSMO-B ausgewählt. Dessen Vorhersagen wurden ebenso in den HN-Modellen des BSH und FTZ genutzt.

Außerdem wurden ausgewählte Sturmtiefdruckgebiete im Rahmen anderer Projekte von MUSTOK noch weiter physikalisch konsistent verändert (BENKEL u. MEINKE, 2008) oder die räumliche Auflösung spezieller Windfelder noch weiter erhöht (GANSKE et al., 2007).

3. Modelle

Für die Berechnung der numerischen Wettervorhersagen wurden zwei verschiedene Modelle verwendet, die auch heute noch operationell bei verschiedenen Wetterdiensten eingesetzt werden (Abb. 2). Als Basismodell für MUSE Ostsee wurde das EPS des EZMW verwendet. Mithilfe des EPS können jeweils fünfzig verschiedene Vorhersagen zu verschiedenen Zeitpunkten eines Tages berechnet werden (Abb. 3). Die horizontale räumliche Auflösung des EPS betrug – in der zwischen 2005 und 2007 für dieses Projekt verwendeten Version – 50 Kilometer, bei 62 vertikalen Schichten. Das verwendete Regionalmodell COSMO besaß eine höhere räumliche Auflösung von sieben Kilometern. Das Modellgebiet von COSMO wurde so reduziert, dass ein für das Projekt MUSE Ostsee interessierendes Gebiet abgedeckt wird (Abb. 4). Operationell wird COSMO für ein größeres Gebiet in Mitteleuropa verwendet und entsprechend als COSMO-EU bezeichnet (DOMS et al., 2003).

Bezeichnung	EPS	"COSMO-B"
Modellgebiet	Global	Ostsee
Gitterweite	T399 / ~50km	7km
Gitterpunkte	204.000	57.600
Atmosphärische		
Schichten	62	40
Zeitschritt [s]	1800	40

Abb. 2: Ausgewählte Eigenschaften der verwendeten meteorologischen Vorhersagemodelle (EUROPEAN CENTRE FOR MEDIUM-RANGE WEATHER FORECASTS, 2005; DOMS et al., 2003)

Das EPS besteht aus fünfzig verschiedenen Wettervorhersagen, die jeweils Member genannt werden und zusammen Teil einer Ensemblevorhersage sind. Jeder Member startet zu Beginn der Simulationen mit jeweils leicht veränderten Analysen, d.h. verschiedenen Anfangswerten von physikalischen Parametern, die aus Messungen und Modellierungen gewonnen wurden (bis zum Jahr 2002 mit Analysen aus dem ERA40-Datensatz, ab dem Jahr 2003 mit operationellen Analysen). Außerdem wird bei jedem Member die Modellphysik so variiert, dass schließlich pro Startzeitpunkt fünfzig verschiedene meteorologische Vorhersagen berechnet werden (BUIZZA et al., 1999). Für MUSE Ostsee wurde ein Sturmereignis zunächst ausgewählt, das zu einem gewissen Zeitpunkt aufgetreten ist und unter Umständen auch zu einer realen Sturmflut an der deutschen Ostseeküste geführt hat. In Abb. 3 ist beispielhaft ein EPS mit Startzeitpunkt, Vorhersagelänge und Zieltermin für die sehr schwere Novembersturmflut aus dem Jahr 1995 dargestellt. Das verwendete EPS-Modell wurde operationell mit einer Vorhersagelänge von zehn Tagen verwendet, d.h. es wäre möglich gewesen, 14

das EPS zehn Tage vor dem Zieltermin (4.11.1995 um 0 UTC) mit 50 Membern zu starten. Das EPS kann grundsätzlich für den Zeitraum zwischen 1958 und 2002 mithilfe des Datensatzes ERA40 für Vorhersagen verwendet werden. Der ERA40-Datensatz hat eine zeitliche Auflösung von sechs Stunden, beginnend mit jeweils 0 UTC eines Tages.

Somit besteht die Möglichkeit, im Abstand von sechs Stunden pro Tag jeweils ein Ensemble zu berechnen. Damit ist es möglich, einige hundert Vorhersagen für einen einzigen Zieltermin durchzuführen. Da die Experimente mit dem EPS grundsätzlich jedoch sehr rechenintensiv sind, wurde für MUSE Ostsee – in Abhängigkeit des Starttermins – mit unterschiedlichen Vorhersagelängen modelliert. COSMO-EU bzw. COSMO-B beruhen dagegen auf einer einzigen deterministischen Vorhersage. Für MUSE Ostsee wurde COSMO jeweils mit Daten eines ausgesuchten Members aus dem EPS angetrieben.



Abb. 3: Schematische Abbildung eines sogenannten Super-Ensembles. Es besteht aus mehreren EPS-Simulationen mit jeweils 50 Membern, deren Vorhersagelängen jeweils mindestens den Zieltermin erreichen



Abb. 4: Modellgebiet des operationellen COSMO-EU und des für MUSE Ostsee neu konfigurierten COSMO-B

4. Ergebnisse

In dem Zeitraum zwischen 1958 und 2006 wurden für dieses Projekt 37 Wetterereignisse ausgewählt, an denen mithilfe des EPS 31.800 Vorhersagen durchgeführt wurden. Tab. 1 listet alle Vorhersagen der 37 verschiedenen Zieltermine auf. Beispielsweise traten bei sieben Sturmereignissen in den Analysen des ERA40-Datensatzes oder in den operationellen Analysen keine Winde aus nördlichen oder östlichen Windrichtungen in den untersuchten Regionen der Osteseeküste auf. Trotzdem sind die Wetterereignisse mit dem EPS nachgerechnet worden, da die aufgetretenen Tiefdruckgebiete über der Ostsee zu sehr hohen Windgeschwindigkeiten geführt haben. In den mit dem EPS nachgerechneten Vorhersagen für die sieben Sturmereignisse gab es dann tatsächlich bestimmte Member, in denen die Wanderung der Sturmtiefs im Vergleich zur Messung so modifiziert wurde, dass andere Windrichtungen in der südwestlichen Ostsee auftraten. Aus Tab. 1 wird deutlich, dass die Vorhersagen jeweils höhere maximale Windgeschwindigkeiten produzierten, was jedoch mit der stündlichen Auflösung der Vorhersagen zusammenhängen kann. So enthält der ERA40-Datensatz grundsätzlich nur sechsstündige Werte, dagegen wurden die Vorhersagen mit einer zeitlichen Auflösung von nur einer Stunde erstellt.

In weniger als 600 der insgesamt 31.800 Vorhersagen traten bei zwölf verschiedenen Wetterereignissen Windgeschwindigkeiten (vgl. Tab. 1) von mehr als zehn Beaufort auf, bei nördlichen bis östlichen Windrichtungen in der südwestlichen Ostseeküste (rot markierte Zahlen in Abb. 5). In Abb. 5 sind lediglich solche Vorhersagen prozentual berücksichtigt worden, bei denen Windrichtungen zwischen 0 und 90° aufgetreten sind. Jede Vorhersage wurde nur jeweils einmal gezählt, unabhängig von der entsprechenden Anzahl der Stunden, in denen die nördlichen bis östlichen Windrichtungen vorhergesagt wurden. So traten z.B. in 387 verschiedenen Vorhersagen Windgeschwindigkeiten von zehn Beaufort bei einer Windrichtung zwischen 0 und 90° in der Nähe von Arkona auf. Dies entspricht einem Anteil von ungefähr 1,3 %, bezogen auf insgesamt 23.863 Vorhersagen. In den restlichen, rund 15.000 der insgesamt 31.800 Vorhersagen, traten in den betrachteten Regionen überhaupt keine Windrichtungen zwischen 0 und 90° auf. Die rund 600 Vorhersagen mit dem EPS, in denen eine Windgeschwindigkeit von mehr als zehn Beaufort simuliert wurde, wurden einzeln pro Vorhersagelänge hinsichtlich ihres Bodenluftdruckfeldes visuell betrachtet. 60 dieser Vorhersagen, also rund 10 %, wurden dann zum Antrieb für das COSMO-B ausgewählt, um eine höhere räumliche Auflösung für das Gebiet der Ostsee zu erhalten. Bei den Vorhersagen mit COSMO traten in den bodennahen Windgeschwindigkeiten deutliche Unterschiede im Vergleich mit den Membern aus dem EPS auf. So lag - von einer Ausnahme abgesehen - die bei Arkona prognostizierte Windgeschwindigkeit in zehn Meter Höhe des jeweiligen Members immer deutlich über den Vorhersagen mit COSMO (Abb. 6). Dies ist insofern verwunderlich, da das höher aufgelöste Modell mit stündlichen Randdaten des Members angetrieben wurde! Die Unterschiede in der Windgeschwindigkeit sind - in Abhängigkeit des Sturmereignisses – mit bis zu 14 m/s sehr groß. Über die Ursachen kann nur spekuliert werden, da im Rahmen dieses Projektes keine ausreichende Zeit gegeben war, die Ursachen für die auftretenden Unterschiede in den Modellen hinlänglich zu prüfen.

Das EPS und COSMO sind beide in der täglichen Wettervorhersage erprobte Modelle. Mit dem EPS wurden in der Vergangenheit bereits einige sehr intensive Stürme (FROUDE, 2006; JUNG et al., 2004), unter anderem auch der Hurrikan Katrina (EUROPEAN CENTRE FOR MEDIUM-RANGE FORECAST, 2006), erfolgreich vorhergesagt. Da die Luftdruckgradienten in beiden Modellen für die verschiedenen Sturmereignisse in den beobachteten Regionen relativ ähnlich sind, kann vermutet werden, dass die unterschiedlichen Parametrisierungen in der Grenzschicht für die Differenzen verantwortlich sind. Die großen Unterschiede in den bodennahen Windgeschwindigkeiten beider Modelle wurden schließlich auch in dem Vorgängerprojekt MUSE Nordsee beobachtet (KOZIAR u. RENNER, 2005). Für dieses Projekt wurden außerdem für bestimmte Ereignisse die Höhenwinde in beiden Modellen untersucht. Hierbei stellte sich heraus, dass die Unterschiede in den Windgeschwindigkeiten nur in der unteren atmosphärischen Grenzschicht, bis ungefähr in eine Höhe von 350 Meter, auftreten. Dieses Phänomen spricht auch dafür, dass die Unterschiede in den bodennahen Windgeschwindigkeiten auf die verschiedenen Grenzschichtparametrisierungen in beiden Modellen zurückzuführen sind. Da in diesem Projekt nun nicht abschließend geklärt werden konnte, welches Modell realistischere Windgeschwindigkeiten modelliert hat, wurden die Daten beider Modelle für den Antrieb in den HN-Modellen verwendet. Die Ergebnisse der entsprechenden Wasserstandsanalysen – unter Verwendung des in diesem Bericht dargestellten meteorologischen Antriebs – sind in BORK u. MÜLLER-NAVARRA (2009) u. in BRUSS et al. (2009) bzw. in diesem Sonderheft dargestellt.

Tab. 1: Anzahl der für MUSE Ostsee für 37 verschiedene Wetterereignisse mit den Membern aus dem EPS durchgeführten Vorhersagen. Der Zieltermin ist das Datum, an dem die meisten Member eines Ensembles die höchsten Windgeschwindigkeiten bei nördlichen bis östlichen Windrichtungen im Bereich der südwestlichen Ostseeküste für einen nachgerechneten Sturm prognostizierten. In der Regel stimmt dieses Datum ungefähr mit dem Zeitpunkt überein, an dem eine reale Sturmflut aufgetreten ist. Die dritte Spalte der Tabelle kennzeichnet die maximale Windgeschwindigkeit im ERA40-Datensatz, die vierte Spalte die maximale Windgeschwindigkeit in der Simulation jeweils in der Nähe von Arkona (gemittelt zwischen 13 und 15° östlicher Länge, bei 55° nördlicher Breite). In der Tabelle wurden lediglich Winde zwischen 0 und 90° berücksichtigt. Bei sieben Sturmereignissen traten in den Analysen keine solchen Windrichtungen auf, entsprechend sind an diesen Zielterminen keine Werte für die Windgeschwindigkeit aus dem ERA40-Datensatz angegeben

Zieltermin	Anzahl	ERA40	Simulation
	Vorhersagen	Beaufort	Beaufort
13.01.1960	1050	7	9
15.01.1963	1050	7	10
06.02.1964	1400	6	12
12.01.1968	850	7	11
16.02.1969	700	7	10
11.01.1970	450	4	13
08.12.1971	850	6	11
20.11.1973	650	XX	8
04.01.1976	750	7	11
28.12.1978	1900	8	9
13.02.1979	950	8	10
24.11.1981	350	XX	7
06.01.1982	250	6	9
18.01.1983	600	XX	11
02.02.1983	250	XX	8
07.02.1983	1050	7	10
12.10.1985	500	4	10
07.04.1986	800	7	10
19.12.1986	700	6	13
12.01.1987	550	7	9
29.11.1988	550	4	11
17.01.1992	950	3	10
21.02.1993	800	6	10
03.01.1995	1750	6	10
08.04.1995	2300	4	10
04.11.1995	600	7	11
17.11.1995	1300	5	12
20.02.1996	650	7	12
11.04.1997	2950	4	10
01.11.2001	550	XX	9
02.01.2002	250	6	9
21.02.2002	1050	7	9
25.10.2003	250	6	11
06.12.2003	300	7	10
18.11.2004	750	XX	10
23.11.2004	250	XX	10
27.01.2005	900	7	10
	31800		



Abb. 5: Häufigkeitsverteilung der mit dem EPS prognostizierten Windstärken, gemittelt über ein Gebiet zwischen 13° und 15° östlicher Länge, bei 55° nördlicher Breite. Die rot markierten Zahlen entsprechen der Anzahl der Vorhersagen, bei denen Windstärken von mehr als zehn Beaufort simuliert wurden



Abb. 6: Simulierte maximale Windgeschwindigkeiten in zehn Meter Höhe aus Vorhersagen des EPS und COSMO für ausgewählte Sturmereignisse. Berücksichtigt wurde das Gebiet zwischen 13 und 15° östlicher Länge und 55° nördlicher Breite, in dem die Windgeschwindigkeit gemittelt wurde

5. Schriftenverzeichnis

- BAERENS, C.: Extremwasserstandsereignisse an der deutschen Ostseeküste. Dissertation, Freie Universität Berlin, 1998.
- BECKMANN, B.-R.: Veränderungen in der Windklimatologie und in der Häufigkeit von Sturmhochwassern an der Ostseeküste Mecklenburg-Vorpommerns. Dissertation, Universität Leipzig, 1997.
- BENKEL, A. u. MEINKE, I.: Variation von sturmfluterzeugenden Tiefdruckgebieten oder Sturmwetterlagen. Abschlussbericht 1.2 zum KFKI-Verbundprojekt Modellgestützte Untersuchungen zu extremen Sturmflutereignissen an der Deutschen Ostseeküste (MUSTOK), Geesthacht, 2008.
- BORK, I. u. MÜLLER-NAVARRA, S. H.: Simulation und Analyse extremer Sturmhochwasser an der Deutschen Ostseeküste. Abschlussbericht 1.3 zum KFKI-Verbundprojekt Modellgestützte Untersuchungen zu extremen Sturmflutereignissen an der Deutschen Ostseeküste (MUSTOK), Hamburg, 2009.
- BRUSS, G.; JIMENEZ, N.; MAYERLE, R. u. EIBEN, H.: Seegangsbelastung Ostseeküste Entwicklung von Methoden zur Bestimmung maßgeblicher Bemessungsparameter für Küstenschutzbauwerke. Abschlussbericht 2.2 zum KFKI-Verbundprojekt Modellgestützte Untersuchungen zu extremen Sturmflutereignissen an der Deutschen Ostseeküste (MUSTOK), Kiel, 2009.
- BUIZZA, R.; MILLER, M. u. PALMER, T. N.: Stochastic representation of model uncertainties in the ECMWF Ensemble Prediction System. In: Q. J. R. Meteorol. Soc. 125, 2887–2908, 1999.
- BUNDESAMT FÜR SEESCHIFFFAHRT u. HYDROGRAPHIE (Hrsg.): Sturmfluten in der südlichen Ostsee (westlicher und mittlerer Teil). In: Berichte des BSH 39, Hamburg, 2005.
- DOMS, G.; SCHÄTTLER, U. u. SCHULZ, J. P.: Kurze Beschreibung des Lokal-Modells LM und seiner Datenbanken auf dem Datenserver (DAS) des DWD. Deutscher Wetterdienst, Offenbach, 2003.
- EUROPEAN CENTRE FOR MEDIUM-RANGE FORECAST: Newsletter 105. Internet: http://www.ecmwf.int/publications/newsletters/pdf/105.pdf (18.9.2009), 2005.
- EUROPEAN CENTRE FOR MEDIUM-RANGE FORECAST: NEWSLETTER 108. Internet: http://www.ecmwf.int/publications/newsletters/pdf/108.pdf (18.9.2009), 2006.
- FROUDE, L. S. R.: The Prediction of Extratropical Storm Tracks by the ECMWF and NCEP Ensemble Prediction Systems. Dissertation, Universität Reading, 2006.
- GANSKE, A.; ROSENHAGEN, R. u. SCHMIDT, H.: Windfelder für SEBOK. Abschlussbericht 2.1 zum KFKI-Verbundprojekt Modellgestützte Untersuchungen zu extremen Sturmflutereignissen an der Deutschen Ostseeküste (MUSTOK), Hamburg, 2007.
- JUNG, T.; KLINK, E. u. UPPALA, S.: Reanalysis and reforecast of three major European storms of the twentieth century using the ECMWF forecasting system. Part II: Ensemble forecasts. In: Meteorological Applications 12, pp 111–122, Cambridge, 2004.
- KALLBERG, P.; BERRISFORD, P.; HOSKINS, B.; SIMMONS, A.; UPPALA, S.; LAMY-THEPAUT, S. u. HINE, R. (Eds.): ERA-40 Atlas. ECMWF-Re-Analysis Project Report Series 2005, Reading, UK, 2005.
- KOHLMETZ, E.: Zur Entstehung, Verteilung und Auswirkung von Sturmfluten an der deutschen Ostseeküste. In: Petermanns Geographische Mitteilungen 2, 89–96, Gotha, 1967.
- KOZIAR, C. u. RENNER, V.: Modellgestützte Untersuchungen zu Sturmfluten mit sehr geringen Eintrittswahrscheinlichkeiten an der Deutschen Nordseeküste (MUSE). Teilbericht 1: Numerische Berechnung physikalisch konsistenter Wetterlagen mit Atmosphärenmodellen – Abschlussbericht des KFKI-Forschungsvorhabens (03KI039), Deutscher Wetterdienst, Offenbach, 2005.
- KURATORIUM FÜR FORSCHUNG IM KÜSTENINGENIEURWESEN (Hrsg.): Die Wasserstände an der Ostseeküste. Entwicklung Sturmfluten Klimawandel. Die Küste, Heft 66, 2003.
- MEINKE, I.: Das Sturmflutgeschehen in der südwestlichen Ostsee dargestellt am Beispiel des Pegels Warnemünde. Diplomarbeit, Philipps Universität Marburg, 1998.
- MOLTENI, F.; BUIZZA, R.; PALMER, T. N. u. PETROLIAGIS, T.: The ECMWF Ensemble Prediction System: Methodology and validation. In: Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 122, 73–119, 1996.

- MUDERSBACH, C. u. JENSEN, J.: Statistische Extremwertanalyse von Wasserständen an der Deutschen Ostseeküste. Abschlussbericht 1.4 zum KFKI-Verbundprojekt Modellgestützte Untersuchungen zu extremen Sturmflutereignissen an der Deutschen Ostseeküste (MUSTOK), Universität Siegen, 2009.
- ROSENHAGEN, G. u. BORK, I.: Rekonstruktion der Sturmwetterlage vom 13. November 1872. Abstract zum Workshop "Sturmflutgefährdung der Ostseeküste", MUSTOK Workshop 2008. Internet: http://kfki.baw.de/fileadmin/projects/MUSTOK/Tag_2_Beitrag_ ROSENHAGEN_BORK.pdf (18.9.2009), 2008.
- SAGER, G. u. MIEHLKE, O.: Untersuchungen über die Abhängigkeit des Wasserstandes von der Windverteilung über der Nordsee. In: Ann. Hydr. 4, 11–43, 1956.
- SCHMAGER, G.: Ein Beitrag zur Dynamik der aperiodischen Wasserstandsschwankungen und ihrer Vorhersage im Übergangsgebiet zwischen Nordsee und Ostsee. Dissertation, Humboldt-Universität zu Berlin, 1984.
- SCHMITZ, R.: Vorhersage von historisch aufgetretenen Stürmen über der Ostsee mithilfe des Ensemble Prediction System und COSMO. Abschlussbericht 1.1 zum KFKI-Verbundprojekt Modellgestützte Untersuchungen zu extremen Sturmflutereignissen an der Deutschen Ostseeküste (MUSTOK), Offenbach, 2007.
- STIGGE, H.-J.: Die Wasserstände an der Küste Mecklenburg-Vorpommerns. In: Die Küste, Heft 56, 1–24, 1994.
- UK METEOROLOGICAL OFFICE: Northern Hemisphere Mean Sea Level Pressure (MSLP) fields (1873–2005). British Atmospheric Data Centre. Internet: http://badc.nerc.uk/data/mslp (18.9.2009), 2005.

Eine Methode zur Variation sturmflutrelevanter Wetterlagen über der Ostsee

Von Andreas Benkel, Insa Meinke und Hans von Storch

Zusammenfassung

Ziel dieser Studie ist es, Extremwetterlagen so zu modifizieren, dass an der südwestlichen Ostseeküste sehr hohe Sturmflutscheitelwasserstände entstehen können. Für diese Modifikationen wird das regionale Atmosphärenmodell COSMO-CLM eingesetzt. Als Antrieb dienen sowohl Originalantriebsdaten des Globalmodells als auch Analysen mit explizit verändertem zeitlichen Ablauf der Wetterlage. Es zeigt sich, dass dem Modell explizit die modifizierten dreidimensionalen Luftdruckverteilungen aus dem Antriebsdatensatz aufgezwungen werden müssen, um das Muster und die Verlagerungsgeschwindigkeit nennenswert ändern zu können. Die Modifikation der Sturmtiefzuggeschwindigkeit im regionalen Atmosphärenmodell COSMO-CLM hat zu einer Erhöhung der berechneten Scheitelwasserstände von 5–10 cm geführt.

Schlagwörter

Ostsee, Sturmflut, Meteorologie, regionales Atmosphärenmodell, spectral nudging

Summary

The aim of this study is to modify extreme weather situations in order to generate storm surges with very high water levels in the south-western Baltic Sea. For these modifications the regional atmospheric model COSMO-CLM is used. As forcing extreme weather situations were used, which caused storm surges in the south western Baltic Sea in the past. These weather situations were simulated by a global atmospheric model. This study shows that storm surge generating wind fields are not sensitive to short-term perturbations. A modification of the weather situation simulated by the regional atmospheric model was achieved only by deriving the complete three dimensional field of the global model. These modifications raised the water level in the south western Baltic Sea by 5–10 cm.

Keywords

Baltic Sea, storm surge, meteorology, regional atmospheric model, spectral Nudging

Inhalt

1.	Einführung	22
2.	Experimentbeschreibung	22
	2.1 Konzeption	22
	2.2 Das Modell COSMO-CLM.	23
	2.3 Spectral Nudging	24
	2.4 Modifikation der Zugeigenschaften von Sturmtiefs	25
3.	Ergebnisse	25
	3.1 Teil I: Klassifizierung von Zugbahnen und Verlagerungsgeschwindigkeiten	
	von Sturmtiefs	25
	3.2 Teil II: Simulationen mit dem COSMO-CLM	26
	3.2.1 Validierung und Nutzen des Spectral Nudgings	26
	3.2.2 Sensitivitätsexperimente zur Spezifikation der großskaligen Konditionierung .	27

4.	Zusammenfassung und Fazit	35
5.	Danksagung	. 36
6.	Schriftenverzeichnis	36

1. Einführung

Ziel der vorliegenden Studie ist es herauszufinden, ob durch geringfügige Änderungen der Sturmtiefzugbahn eine nennenswerte Änderung des Wasserstandes eintritt, wenn diese Modifikation in einer bereits ausgeprägten stauwirksamen Wetterlage durchgeführt wird. Voraussetzung für Modifikationen von Sturmflutwetterlagen ist die Gewährleistung der physikalischen Konsistenz. Deshalb muss zunächst eine geeignete Methode zur Variation sturmflutrelevanter Wetterlagen über der Ostsee gefunden werden. Die in der Modellwelt eingetretene Realisation eines Sturmflutgeschehens wird künstlich beeinflusst im Sinne von "Was wäre, wenn das sturmfluterzeugende Tiefdruckgebiet nur etwas langsamer gezogen wäre und sich daraus eine längere Wirkdauer für den Windstau ergeben hätte?". Die Ergebnisse dieser Analyse könnten einen Hinweis liefern, unter welchen nur leicht veränderten meteorologischen Randbedingungen sich Scheitelwasserstände wie 1872 ergeben können. Dazu werden mit dem regionalen Atmosphärenmodell COSMO-CLM numerische Simulationen durchgeführt. Die Antriebsdaten für das COSMO-CLM entstammen den Ensemble Prediction System (EPS)-Simulationen des DWD (SCHMITZ, 2009). Die Simulationsergebnisse des COSMO-CLM sind ihrerseits zum Antrieb des Ostseemodells des BSH verwendet worden.

2. Experimentbeschreibung

2.1 Konzeption

Zunächst wurden Wetterlagen ausgewählt, die bereits unmodifiziert zu einem möglichst hohen Wasserstand führten. Die Modifikation der Sturmtiefzugeigenschaften soll physikalisch weitgehend konsistent bleiben und erfolgt daher durch die Modifikation der Antriebsdaten des COSMO-CLM. Diese stehen in stündlicher Auflösung bereit. Sie werden linear in der Zeit interpoliert, um dem Modell zu jedem internen Zeitschritt die benötigten Randwerte bereitzustellen. Im Rahmen dieser zeitlichen Interpolation werden dem COSMO-CLM die Antriebsdaten in zeitlich verändertem Ablauf bereitgestellt. Ein eigentlich fünf Stunden dauernder Ablauf wird beispielsweise auf sechs Stunden gestreckt. Durch diese Modifikation wird in die Ausgestaltung (im weiteren "Realisation") einer möglichen Wetterentwicklung eingegriffen. Diese neue, künstlich geschaffene Realisation wird zunächst nur zum Antrieb eines regionalen Atmosphärenmodells, dem COSMO-CLM, benutzt. Mit dem COSMO-CLM wird dann eine neue Wetterlage simuliert, die physikalisch konsistent aus den bereitgestellten Antriebsdaten gerechnet wird. Die Studie ist folgendermaßen durchgeführt worden:

- 1. Bestimmung der Sturmtiefzuggeschwindigkeit in realen Fällen
- 2. Identifikation von für die Modifikation geeigneten Terminen
- 3. Auswahl der Termine und Simulation der Wetterlage mit dem COSMO-CLM
- 4. Auswahl von Wetterlagen mit extremen Wasserständen bereits ohne Modifikation
- 5. Simulation von Extremwetterlagen mit zusätzlicher Modifikation

2.2 Das Modell COSMO-CLM

Die Wetterlagen werden mit dem regionalen Atmosphärenmodell COSMO-CLM simuliert. Eine umfassende Dokumentation zum COSMO-CLM findet sich auf der Homepage des COSMO-Konsortiums und bei DOMS et al. (2006a u. 2006b).

Das COSMO-CLM muss initialisiert werden und an den lateralen Rändern Informationen über den großskaligen Zustand der Atmosphäre erhalten. Beides ist erfolgt durch Antriebsdatensätzen aus Wetterlagen, die das Potential einer außergewöhnlich stauwirksamen Wetterlage hatten. Als Kriterium diente die maximale Windgeschwindigkeit in Kombination mit nordöstlicher Windrichtung über der südwestlichen Ostsee (SCHMITZ, 2009a). Die mit dem COSMO-CLM erzeugten meteorologischen Felder sind vom BSH zum Antrieb des BSH-Modellsystems verwendet worden, um die Scheitelwasserstände für die Pegel an der deutschen Ostseeküste zu berechnen. Abb. 1 zeigt die Land-See-Verteilung des COSMO-CLM in der 0,44°-Auflösung für den Ostseeraum. Tab. 1 verweist auf die generelle Konfiguration der Modellläufe.



Abb. 1: Land-See-Maske (links) und fraktioneller Landanteil (rechts) des COSMO-CLM in der 0.44°-Version im Ostseeraum

Tab. 1: Kenngrößen zum Modelllauf des COSMO-CLM, wie es in der vorliegenden Studie verwendet wurde

Gitterpunkte / Modellniveaus	80 (x), 79 (y) / 32 hybride Modellniveaus
Pol des rotierten Gitters	39,25° N / 162° W
Horizontale Auflösung	0,44° (ca. 49 km)
Eckpunkte des Modellgebietes	Nordwest: 32,02° W / 61,94° N Nordost: 49,26° O / 67,03° N Südwest: 7,52° W / 31,48° N Südost: 32,44° O / 34,14° N
Zeitschritt	300 s
Modellversion	CLM 3.21
Spongezone (lateraler Übergangsbereich zum Modellrand)	8 Gitterpunkte

2.3 Spectral Nudging

Das Modell wird in der vorliegenden Untersuchung mit Spectral Nudging betrieben (WALDRON et al., 1996; VON STORCH et al., 2000). Somit erhält das regionale Modell auch im Inneren des Modellgebietes fortlaufend Informationen über den großskaligen Zustand der Atmosphäre aus den Antriebsdaten. Diese werden auf kleinräumige Skalen übertragen ("genudged"). Die Strenge des Nudgings nimmt im Allgemeinen zum Boden hin ab. Im Regelfall werden nur Informationen aus den großskaligen Eigenschaften an das Regionalmodell übertragen. So kann sich das Regionalmodell in kleineren Skalen frei entwickeln, ohne dass sich im Verlauf der numerischen Simulation die großskalige Zirkulation des Regionalmodells vollständig von jener der Antriebsdaten entfernt.

In den hier durchgeführten Simulationsläufen mit dem Regionalmodell COSMO-CLM sollte das Spectral Nudging anhand des Horizontalwindes (die *u*- und *v*-Komponenten des Windes) erfolgen. Dies ist die auch in der Literatur, z.B. in VON STORCH et al. (2000), üblicherweise verfolgte Vorgehensweise. Im Verlauf der Experimente stellte sich heraus, dass diese Form des Spectral Nudgings nicht geeignet war, dass COSMO-CLM hinreichend zur Übernahme der modifizierten Antriebsdaten zu zwingen, ohne dabei offensichtliche Störungen in den Berechnungen anderer prognostischer Variablen wie des Bodenluftdruckfeldes zu erhalten. Infolgedessen wurde das Spectral Nudging statt anhand der Variablen *u* und *v* mit den Variablen Luftdruck, Temperatur und spezifischer Feuchte (jeweils in allen Modellniveaus) durchgeführt.



Abb. 2: Höhenabhängige Gewichtung des Spectral Nudgings im COSMO-CLM. Die schwarze Kurve zeigt den im Standard-Modell-Quellcode vorgegebenen Verlauf. Die roten Linien stehen für einen versuchsmäßig veränderten Verlauf (H8), die grüne Linie zeigt die Gewichtung 1 an (Versuchskonfiguration K1, mit K1 für Konstant Eins). Die Unterscheidung in die durchgezogene und die gestrichelte-Linie stellt sich wie folgt dar: durchgezogene Linie: Spectral Nudging ist wirksam oberhalb von 850 hPa (ca. 1,5 km Höhe), gestrichelte Linie: Spectral Nudging ist wirksam bis zum Boden

Der höhenabhängige Verlauf des Gewichts des Spectral Nudgings wird als:

$$\eta = \alpha \cdot \left(1 - \frac{p}{pp_sn}\right)^b$$

gewählt. η bezeichnet hierbei die Gewichtung (0...1) des Spectral Nudgings, α ist ein vorgebbarer Koeffizient, *p* bezeichnet das Druckniveau (z.B. in hPa), *pp_sn* das unterste Druckniveau, bis zu dem das Spectral Nudging wirken soll. *b* ist üblicherweise 2, was zu den Verläufen "default" in Abb. 2 führt. Die rote Linie in Abb. 2 ist mit *b* = 1/8 gerechnet, die grüne mit *b* = 0, wodurch die Gewichtung des Spectral Nudging nur noch von α abhängt.

Neben dem höhenabhängigen Verlauf kann auch noch die Strenge des Spectral Nudgings hinsichtlich der Wirksamkeit auf unterschiedliche horizontale Skalen eingestellt werden. Dies erfolgt durch die Wahl der maximalen Wellenzahl, auf die das Spectral Nudging wirken soll.

2.4 Modifikation der Zugeigenschaften von Sturmtiefs

Um den Einfluss zeitlich leicht veränderter Verlagerungseigenschaften der Sturmtiefs auf die Wind- und Luftdruckverhältnisse (und damit letztlich auch auf die Wasserstände) quantifizieren zu können, wurden Simulationen mit modifizierten Antriebsdaten durchgeführt. Hierbei sind die Antriebsdaten dergestalt abgewandelt, dass beispielsweise eine stauwirksame Wetterlage in den Antriebsdaten länger anhält. Über das Spectral Nudging erhält auch das Innere des Modellgebiets die Information über die großskalige Situation in den geänderten Antriebsdaten. Dadurch wird das Modell gezwungen, nicht nur an den Rändern, sondern auch im Untersuchungsgebiet die Antriebsdaten zumindest teilweise zu übernehmen. Die Modifikation der Antriebsdaten erfolgt zudem in einem Rahmen, durch den sichergestellt ist, dass Verlagerungsgeschwindigkeiten von Sturmtiefs nicht außerhalb beobachteter Werte liegen. Dazu wurden in der Realität beobachtete Verlagerungsgeschwindigkeiten von Sturmtiefs analysiert.

3. Ergebnisse

3.1 Teil I: Klassifizierung von Zugbahnen und Verlagerungsgeschwindigkeiten von Sturmtiefs

Ein wichtiges Kriterium bei der Simulation von Sturmtiefs ist die physikalische Konsistenz. Diese muss auch nach Modifikation der Zugeigenschaften gewährleistet sein. In diesem Zusammenhang sind verschiedene Untersuchungen und Überlegungen durchgeführt worden. Zunächst wurden Zuggeschwindigkeiten bisheriger Ostseesturmfluten analysiert. Die Zuggeschwindigkeiten, mit denen Sturmtiefs über die Ostsee ziehen, liegen zwischen 10 und 90 km/h. Bei der Ermittlung der Häufigkeitsverteilung der Zuggeschwindigkeit wurde bei der Zuordnung des jeweiligen Ereignisses in eine Zuggeschwindigkeitsklasse zusätzlich unterschieden nach der zum Zeitpunkt des Auftretens vorhandenen großraumigen Zirkulationsform. Als Unterscheidungskriterium wurde die Phase der Nordatlantischen Oszillation (NAO) gewählt. Die Nordatlantische Oszillation stellt ein Maß für die Stärke des Luftdruckgegensatzes zwischen dem nördlichen Nordatlantik (typischerweise Island) und dem südlichen Nordatlantik (typischerweise Azoren) dar. Die positive Phase ist gekennzeichnet durch einen ausgeprägt hohen Luftdruck über den Azoren (Azorenhoch) und einen ausgeprägt tiefen Luftdruck bei Island (Islandtief). Ausgeprägt meint in diesem Zusammenhang einen Luftdruck, der im Bereich Island tiefer ist als der im Mittel bereits tiefe Luftdruck, bzw. im Bereich der Azoren höher ist als der im Mittel bereits hohe Luftdruck. Dies führt über Nordwest- und Mitteleuropa zu einer starken westlichen Luftströmung (Westwindwetterlage). In der negativen Phase ist die Luftdruckdifferenz zwischen dem nördlichen Nordatlantik und dem südlichen Nordatlantik geringer als im Mittel, ggf. sogar negativ. Eine typische Wetterlage in der negativen Phase ist ein Hochdruckgebiet über Skandinavien, an dessen Südflanke über die Ostsee mit östlicher Strömung Luft nach Mitteleuropa gelangt. Je nach Phase des täglichen NAO-Index wurden untere und obere Grenzen für die Sturmtiefzuggeschwindigkeit festgesetzt, die auch im Falle einer vorgegebenen Erhöhung bzw. Verlangsamung der Verlagerungsgeschwindigkeit nicht über- bzw. unterschritten werden dürfen.



Abb. 3: Häufigkeitsverteilung Zuggeschwindigkeiten sturmfluterzeugender Sturmtiefs bei positivem bzw. negativem NAO-Index (1953 bis 1997)

3.2 Teil II: Simulationen mit dem COSMO-CLM

3.2.1. Validierung des Luftdrucks und Nutzen des Spectral Nudgings

Abb. 4 zeigt beispielhaft Simulationsergebnisse des COSMO-CLM mit und ohne eingeschaltetem Spectral Nudging. Dargestellt sind die Luftdruckverteilungen einer real eingetretenen Sturmflut, wie sie mit dem COSMO-CLM simuliert würde, wenn das COSMO-CLM mit NCEP-Reanalysedaten (NCEP: National Centers for Environmental Prediction) angetrieben wird. Das Spectral Nudging beschränkt sich in der der Abb. 4 zugrunde liegenden Simulation auf das Nudging der großen Skalen (Wellenzahl 4), der Wirksamkeit nur außerhalb der atmosphärischen Grenzschicht (gemäß der durchgezogenen schwarzen Kurve in Abb. 2), die sich bis etwa 1,5 km Höhe erstreckt. Es zeigt sich deutlich, dass durch die Spectral-Nudging-Technik die Lage der Druckgebilde in der COSMO-CLM-Simulation deutlich ähnlicher dem Antriebsdatensatz ist als ohne Spectral Nudging. So werden die großskaligen Phänomene besser wiedergegeben. Der Antriebsdatensatz besteht aus einer extremen Realisation des Wettergeschehens. Ein Abweichen der Simulation im COSMO-CLM von den extremen Vorgaben aus der großräumigen Zirkulation ist nicht gewünscht, diese soll ja gerade eben wegen ihres Potenzials zur Erzeugung sehr hoher Sturmfluten erhalten bleiben.



Abb. 4: Sturmflut vom 21.2.2002. Links mit Spectral Nudging, rechts ohne Spectral Nudging, Mitte: NCEP Re-Analyse. Dargestellt jeweils die Isobaren des Bodenluftdrucks

3.2.2. Sensitivitätsexperimente zur Spezifikation der großskaligen Konditionierung

An der deutschen Ostseeküste traten in der Realität keine vergleichbaren Scheitelwasserstände wie 1872 ein. Zur künstlichen Erzeugung extremer Ostseesturmflutwetterlagen wählte SCHMITZ (2009) Wetterlagen aus, welche das Potenzial zu sehr hohen Sturmflutscheitelwasserständen an der deutschen Ostseeküste hatten. Für diese Wetterlagen wurde durch Variation der Anfangsbedingungen ein Ensemble von Simulationen erstellt. Damit wurde eine Schar möglicher Wetterabläufe erhalten. Aus diesen ca. 30.000 Realisationen selektierte SCHMITZ (2009) diejenigen, welche über der südwestlichen Ostsee zu einem starken Wind aus Nordost führten. Ausgehend von jener Wetterlage, aus der sich eine reale Sturmflut am 3.11.1995 mit einem Scheitelwasserstand von 158 cm am Pegel Warnemünde entwickelte, konnte mit einem extremen EPS Member ein Scheitelwasserstand von über 220 cm am Pegel Warnemünde simuliert werden (SCHMITZ, 2009). Mit diesem extremen EPS-Member vom 3.11.1995 wird das COSMO-CLM angetrieben. Im Referenzlauf mit üblichem Spectral Nudging traten deutlich geringere Scheitelwasserstände an der deutschen Ostseeküste auf als beim EPS-Lauf. Dies steht im Einklang mit den deutlich geringeren maximalen Windgeschwindigkeiten, die im COSMO-CLM für diese Sturmsituation über der südwestlichen Ostsee auftraten.

Im nächsten Schritt wird mit dem COSMO-CLM in der oben beschriebenen Spectral-Nudging-Konfiguration die Simulation einer von 5 h auf 6 h gestreckten Verweildauer des Sturmhöhepunktes durchgeführt. Hierzu werden, wie schon zuvor beschrieben, die EPS-Antriebsdaten in geeigneter Form dem COSMO-CLM bereitgestellt. Im Ergebnis dieses Versuchs zeigt sich, dass es praktisch keine Änderung des Scheitelwasserstands gab. Das grundsätzliche Potenzial einer verlängerten Wirkdauer unter dieser Wetterlage zeigt sich, wenn die modifizierten Daten des EPS nicht zum Antrieb des COSMO-CLM, sondern direkt zum Antrieb der Wasserstandssimulation dienten. Wird mit den zeitlich gestreckten EPS-Daten das hydrodynamische BSH-Modell direkt angetrieben, so ergeben sich höhere Scheitelwasserstände (zwischen Flensburg und Stralsund von + 2,4 cm bis + 8,0 cm).

Das COSMO-CLM ist mit dem nur sehr schwach eingestellten Spectral Nudging für den Horizontalwind nicht in der Lage, die über die Antriebsdaten erzwungene Verlangsamung der Änderung des synoptisch-skaligen Wettergeschehens zu simulieren. Das COSMO-CLM scheint sich ohne sehr starken Zwang nicht im Sinne einer unnatürlich aufgeprägten Störung zu entwickeln. Deshalb wurden Simulationen mit dem COSMO-CLM durchgeführt, bei denen die zeitliche Dehnung des Wettergeschehens nicht nur um 1 h von 5 h auf 6 h gedehnt wurde, sondern um 3 h von 12 h auf 15 h um den Zeitpunkt der maximalen Windstauwirkung. Eine eindeutige Wasserstandserhöhung wie beim Antrieb des BSH-Modells mit den direkt modifizierten EPS-Daten (zwischen Flensburg und Stralsund + 4,5 cm bis + 11,3 cm) ergab sich jedoch nicht. Die Änderungen der Scheitelhöhen lagen hier zwischen – 1,3 cm bis + 2,1 cm (Abb. 5). Zu Vergleichszwecken wurde auch die Ausgabe des COSMO-CLM-Laufs aus unmodifizierten Antriebsdaten zum Antrieb des Wasserstandsmodells direkt geändert (analog zu den EPS-Daten). Auch hier zeigte sich keine eindeutige Wasserstandserhöhung (- 1,3 cm bis + 3,6 cm) (Abb. 5). Dies könnte ein Hinweis darauf sein, dass bei den geringeren bodennahen Windgeschwindigkeiten (im Vergleich zum EPS), die im COSMO-CLM simuliert werden, die für diese Wettersituation (und Windgeschwindigkeit)



Abb. 5: Simulierte Scheitelwasserstände an der deutschen Ostseeküste. Simuliert mit dem Ostseemodell des BSH, das mit verschiedenen meteorologischen Daten ("Antriebsdaten") angetrieben wurde. Ausgangslage: Extremes EPS-Member zum 3.11.1995. Die Legende bedeutet Folgendes: CLM: Atmosphärendaten aus COSMO-CLM; CLM_INT3: Atmosphärendaten aus COSMO-CLM, jedoch seinerseits mit um drei Stunden verlangsamt abgelaufener Antriebsdaten angetrieben; EPS: Atmosphärendaten aus EPS; EPS_INT3: Atmosphärendaten aus EPS, diese aber um drei Stunden gestreckt ins Ostseemodell des BSH eingelesen; CLM_direkt_INT3: Atmosphärendaten aus dem COSMO-CLM, diese aber um drei Stunden gestreckt in das Ostseemodell des BSH eingelesen. Simulationsdaten der BSH-Simulation und Abbildung: BORK (2007)

erzielbare Wasserstandserhöhung bereits nahezu erreicht wurde und eine längere Wirkdauer kaum noch eine Wirkung auf den Scheitelwasserstand hat. Bei einer höheren bodennahen Windgeschwindigkeit – wie im EPS – hingegen könnte die längere Wirkdauer die Scheitelwasserstandserhöhung bewirkt haben.

Offenbar wird zudem der Zeitverzug in den Antriebsdaten nicht in den Modellausgaben des COSMO-CLM umgesetzt, wie Abb. 6 zeigt. Selbst ein versuchsweise eingeführtes direktes Konstanthalten der Antriebsdaten für eine Stunde (rote Linie in Abb. 6) führt zu keiner beobachtbaren Verzögerung des zeitlichen Ablaufs (vgl. rote Linie in Abb. 6 mit der dicken schwarzen Linie, die aus der unverzögerten Simulation stammt). Auch die Wirksamkeit des Spectral Nudging bis zum Boden führte nicht zur beabsichtigten Verzögerung. Erst in Kom-



Abb. 6: Zeitreihe der simulierten Windgeschwindigkeit (ff) am Gitterpunkt "Kieler Bucht" des COSMO-CLM. Antriebsdaten: Extremer EPS-Member für Sturmflut am 3.11.1995. Dicke schwarze Linie: zeitlicher Verlauf für den Fall der Verwendung von unveränderten Antriebsdaten, zudem COSMO-CLM-Lauf mit Standardeinstellung des Spectral Nudging; rote Linie: COSMO-CLM-Lauf mit Standardeinstellung des Spectral Nudging, Antriebsdaten für eine Stunde konstant gehalten, danach um eine Stunde versetzt in das COSMO-CLM eingelesen; grüne Linie: COSMO-CLM-Lauf mit Standardeinstellung des Spectral Nudgings, Antriebsdaten zeitlich gestreckt (um eine Stunde) linear interpoliert in das COSMO-CLM eingelesen; blaue Linie: COSMO-CLM-Lauf mit Standardeinstellung des Spectral Nudgings, jedoch mit Wirksamkeit bis in das bodennahe 1000 hPa Luftdruckniveau (pp_sn=1000), Antriebsdaten zeitlich gestreckt (um eine Stunde) linear interpoliert in das COSMO-CLM eingelesen; violette Linie: COSMO-CLM-Lauf mit Standardeinstellung des Spectral Nudgings, jedoch mit Wirksamkeit bis in das bodennahe 1000 hPa Luftdruckniveau (pp_sn=1000), Antriebsdaten zeitlich gestreckt (um drei Stunden) linear interpoliert in das COSMO-CLM eingelesen; dicke braune Linie: COSMO-CLM-Lauf mit strengerem Spectral Nudging, mit H8 als Höhenabhängigkeit des Nudgings gemäß Abb. 2, W4 verweist auf die Übernahme der 4 größten Wellenzahlen, a09 auf eine Gewichtung von 0,9, pp_sn=850 auf eine Beschränkung des Spectral Nudgings auf die Modellniveaus oberhalb des 850 hPa Druckniveaus (ca. 1,5 km), Antriebsdaten zeitlich gestreckt (um drei Stunden) linear interpoliert in das COSMO-CLM eingelesen

bination mit einem um 3 Stunden gestreckten Antriebsdatensatz kommt es nach einem Simulationszeitraum von etwa 18 Stunden zu einer Verzögerung im Bereich von ca. 30 Minuten (violette Linie in Abb. 6). Bei einem zusätzlich deutlich stärkeren Eingriff in die Autonomie der Berechnung im Inneren des Modellgebiets (durch ein stärkeres Spectral Nudging) kommen von den 3 Stunden Streckung in den Antriebsdaten nach etwa 27 Stunden Simulationszeitraum ca. 1 Stunde als Signal im bodennahen Wind an. Abb. 6 zeigt dies beispielhaft für ein Spectral Nudging, das weiterhin auf großskalige Phänomene beschränkt bleibt (Wellenzahl 4), aber das Spectral Nudging oberhalb von 850 hPa deutlich stärker gewichtet (anderer Verlauf der Höhenabhängigkeit und maximaler Gewichtungsfaktor von 0,9 anstelle von 0,05).

Es bleibt die geringe Veränderung des zeitlichen Ablaufs des Wettergeschehens. Es zeigt sich insbesondere, dass das Spectral Nudging vor allem am Oberrand des COSMO-CLM zu einer Übernahme der aus den Antriebsdaten generierten Verzögerung führt. So wird bei jener COSMO-CLM-Simulation (H8, W4, $\alpha = 0.9$, pp_sn = 850 hPa, vgl. Abb. 7) am Oberrand der Atmosphäre der volle Zeitversatz aus den Antriebsdaten angenommen. In einer Reihe von Sensitivitätsexperimenten wurde herausgefunden, dass nur bei voller Strenge des Spectral Nudgings für den Horizontalwind (d.h. komplettes Ersetzen der im COSMO-CLM berechneten Horizontalwindkomponenten durch die entsprechend interpolierten Horizontalwindkomponenten des Antriebs) die zeitliche Modifikation des Windfeldes auch am Boden im COSMO-CLM jenem der Antriebsdaten entspricht. Diesen Fall zeigt die blaue Linie in Abb. 7. Dies stellt einen nicht mehr tolerierbaren Eingriff in die Physik des Simulationsablaufs im COSMO-CLM dar. Insbesondere stehen das ohne Spectral Nudging gerechnete Luftdruckfeld und die Windfelder nicht mehr im Gleichgewicht, was zu einem völlig unrealistischen Bodenluftdruckfeld führt (vgl. Abb. 8).



Abb. 7: Höhenabhängigkeit der zeitlichen Streckung der COSMO-CLM-Simulation bei einem um 3 Stunden gestreckten Antriebsdatensatz aus einem extremen EPS-Member. Spectral Nudging wirkt auf den Horizontalwind



Abb. 8: Bodennahes Luftdruckfeld im untersten Modelllevel des COSMO-CLM bei maximalem Spectral Nudging des Horizontalwindes

Aus diesem Grund wurde der Ansatz gewählt, das Spectral Nudging statt über den Horizontalwind über die dreidimensionale Druck- und damit die dreidimensionale Massenverteilung durchzuführen. Hierbei wird dem Modell zu einem zu spezifizierenden Anteil explizit die 3D-Massenverteilung der Antriebsdaten vorgegeben. Aus Gründen der physikalischen Konsistenz wurde gleichzeitig auch das 3D-Temperaturfeld dem Spectral Nudging unterzogen. Anderenfalls hätte sich ein Widerspruch zum Aufbau der synoptisch-skaligen Druckgebilde ergeben. Beispielsweise bestimmt die Lage der Fronten die Lage des warmen bzw. kalten Sektors bei einem Tiefdruckgebiet. In Hochdruckgebieten erwärmt sich die Luft der freien Atmosphäre adiabatisch durch Absinken.

3.11.1995: Simulation mit dem COSMO-CLM und Nudging in PP (Druck) und T (Temperatur)

Es wurden drei verschiedene Simulationsläufe mit dem COSMO-CLM durchgeführt: Ein Lauf ohne Spectral Nudging, ein Lauf mit maximalem Nudging des Horizontalwindes in allen Modellschichten und ein Lauf mit maximalem Spectral Nudging der Temperatur und des Luftdrucks in allen Modellschichten (vgl. Abb 9). Es entstehen beim Nudging mit PP und T keine vergleichbar unbalancierten Felder wie im Falle des maximalen Nudgings für den Horizontalwind. Damit erweist sich das Nudging in PP und T als geeigneter als das des Horizontalwindes. Nachdem sich das Spectral Nudging über den Luftdruck und die Temperatur als – im Falle eines sehr starken Nudgings – geeignet gezeigt hat, wurde sukzessive die Strenge des Spektral Nudgings reduziert.

Im Falle des Nudgings über PP und T genügt bereits die Einschränkung auf das "Nudgen" sehr großskaliger Druck- und Temperaturgebilde, um das COSMO-CLM zur Annahme der durch die Antriebsdaten aufgeprägten zeitlichen Verzögerung zu zwingen. Dazu muss noch nicht einmal mit maximaler Strenge "genudged" werden, wie der Gewichtungsfaktor η mit Werten unter 1 zeigt (Abb. 10).


Abb. 9: Zeitreihe der Windgeschwindigkeit am Wassergitterpunkt zwischen Rügen und Bornholm. Simulation mit dem COSMO-CLM, ohne Spectral Nudging (OSN – schwarze Linie), maximales Spectral Nudging des Horizontalwindes (rote Linie), maximales Spectral Nudging des Luftdrucks und der Temperatur (grüne Linie)



Abb. 10: Zeitreihe der Windgeschwindigkeit am Wassergitterpunkt zwischen Rügen und Bornholm. Simulation mit dem COSMO-CLM, jeweils mit Spectral Nudging des Luftdrucks und der Temperatur. In der Legende bedeuten die Kürzel Folgendes: K1: "Konstant Eins" (Spectral Nudging nicht höhenabhängig, insbesondere keine abnehmende Gewichtung in Richtung Erdboden); W39 bzw. W8 oder W4: Anzahl der Wellenzahlen, die per Nudging aus dem Antriebsdatensatz übernommen werden (W4: nur

große Wellen, W39 fast alle Wellen, somit die fast gesamte Information aus dem Antriebsdatensatz); a1 bzw. a05 oder a01: a steht für α und gibt dabei den Gewichtungsfaktor für die Übernahme der Antriebsdaten in die Modellausgabe an (a1: $\alpha = 1$, a05: $\alpha = 0,5$, a01: $\alpha = 0,1$); pp1030: das Spectral Nudging ist wirksam bis hinunter zum 1030 hPa-Niveau, faktisch also bis zum unteren Modellrand; PPT: das Nudging erfolgte in Druck (PP) und Temperatur (T); ORIG bzw. 3h_INT gibt an, ob das COSMO-CLM mit dem originalen Datensatz angetrieben wurde oder mit einem, in dem der zeitliche Ablauf um drei Stunden gestreckt wurde

27.1.2005: Simulation mit dem COSMO-CLM und Spectral Nudging in Druck (PP) und Temperatur (T)

In diesem Experiment wurde das COSMO-CLM erneut mit einem extremen EPS-Member angetrieben. Dieses Mal zur Sturmflutsituation am 27.1.2005. Abb. 11 zeigt die Luftdruck und Windsituation zum Höhepunkt des Sturms in der COSMO-CLM-Simulation. Um ein deutlicheres Signal in den Wasserstandsänderungen in den COSMO-CLM-Simulationen beobachten zu können, wurde in diesem Experiment mit einer zeitlichen Streckung der Antriebsdaten von 6 Stunden gearbeitet. Damit wird eine Sturmsituation von 12 auf 18 Stunden gestreckt. Beginn der Streckung: 27.1.2005, 09 UTC, Ende: 27.1.2005, 21 UTC. Damit wird das Ende der gestreckten Zeit nach der Streckung zu 28.1.2005, 03 UTC.

Abb. 12 zeigt den zeitlichen Verlauf der Windgeschwindigkeit und -richtung über der südlichen Ostsee zum Zeitraum des Höhepunktes des Sturms. Bei einer Wellenzahl von 8 im Spectral Nudging wird bereits ab einer Gewichtung von 0,1 eine deutliche Verlangsamung in der COSMO-CLM-Simulation übernommen (noch ca. 5 Stunden Streckung). Mit jener



Abb. 11: COSMO-CLM-Simulation einer Sturmflutsituation an der deutschen Ostseeküste. Antriebsdatensatz: Extremer Member der EPS-Simulation zur Sturmflut am 27.1.2005

34

oben beschriebenen Spectral-Nudging-Variante (grüne Linie in Abb. 12) wurde das BSH-Modell angetrieben. Auffällig ist vor allem die längere Andauer von Wasserständen von über 1,50 m über NN. Ebenso zeigt sich, dass mithilfe des COSMO-CLM mit manipulierten Antriebsdaten ein atmosphärisches Feld erzeugt werden kann, welches entlang der deutschen Ostseeküste zu höheren Scheitelwasserständen führt.



Abb. 12: Windgeschwindigkeit und -richtung aus der COSMO-CLM-Simulation einer Sturmflutsituation an der deutschen Ostseeküste. Antriebsdatensatz: Extremer Member der EPS-Simulation zur Sturmflut am 27.1.2005. Schwarze Linie: Simulation ohne Spectral Nudging; rote Linie: Spectral Nudging mit Luftdruck und Temperatur mit Wellenzahl 8, Gewichtung 0,5; grüne Linie: Spectral Nudging mit Luftdruck und Temperatur mit Wellenzahl 8, Gewichtung 0,1; gestrichelt (rot und grün): Antriebsdaten aus dem EPS um 6 Stunden gestreckt in das COSMO-CLM eingelesen

Der zeitliche Verlauf des Wasserstands in Wismar ist in Abb. 13 dargestellt. Auffällig ist vor allem die längere Dauer von Wasserständen von über 1,50 m NN (5 h länger und damit vergleichbar verlängert wie das Sturmereignis selbst [vgl. Abb. 12]). Ebenso zeigt sich, dass das COSMO-CLM mit manipulierten Antriebsdaten entlang der deutschen Ostseeküste zu etwa 5–10 cm höheren Scheitelwasserständen führt.



Abb. 13: Zeitlicher Verlauf des simulierten Wasserstands am Pegel Wismar. Blaue Linie: Wasserstandsmodell angetrieben mit COSMO-CLM unmodizifiert; rote Linie: Wasserstandsmodell angetrieben mit COSMO-CLM mit seinerseits verlangsamten Antrieb (analog zu den grünen Linien aus Abb. 12). Wasserstandsberechnung und Erstellung der Abbildung: BORK (2008)

4. Zusammenfassung und Fazit

Mit dem regionalen Atmosphärenmodell COSMO-CLM wurden sturmflutrelevante Wetterlagen simuliert. Dabei zeigte sich der Nutzen der sogenannten Spectral-Nudging-Technik darin, dass in extremen Sturmflutwetterlagen die großskalige Zirkulation, insbesondere die Lage der sturmfluterzeugenden Tiefdruckgebiete, besser wiedergegeben werden konnte als in Simulationen ohne Spectral Nudging. Der Charakter der realen Wetterlage (falls der Antrieb des Modells mit Reanalysedaten erfolgte) blieb erhalten.

Der Versuch, die mit dem COSMO-CLM simulierte Sturmtiefzuggeschwindigkeit aus den Antriebsdaten zu variieren, scheiterte zunächst. Das Scheitern legt den Schluss nahe, dass eine Realisation einer ausgeprägten Sturmflutsituation durch leichte Änderungen nicht wesentlich geändert wird, sich sozusagen robust gegenüber Störungen verhält, die es im normalen unveränderten Ablauf der unmanipulierten Realisation nicht hatte geben können. Nach Abkehr des Spectral Nudgings vom Horizontalwind und der alternativen Verwendung des Luftdrucks und der Temperatur zum Spectral Nudging gelang die gewünschte Manipulation. Aus den Versuchen mit dem COSMO-CLM mit Spectral Nudging des Luftdrucks und der Temperatur konnten folgende Schlüsse gezogen werden:

Bei gleichem Luftdruckgradienten und damit gleichem geostrophischen Wind simuliert das COSMO-CLM über Wasser eine niedrigere bodennahe (10 m Höhe) Windgeschwindigkeit als das EPS des ECMWF. Eine unter sonst gleichen Bedingungen verlangsamte Verlagerung eines sturmfluterzeugenden Sturmtiefs bewirkt eine deutlich längere Verweilzeit eines stark erhöhten Wasserstands. Sturmflutscheitelhöhen haben sich um etwa 5–10 cm erhöht.

5. Danksagung

Die Autoren bedanken sich für die konstruktiven Vorschläge aus den Reihen der Gutachtergruppe im Projekt MUSTOK und der anderen Projektmitarbeiter. An dieser Stelle sei besonders herzlicher Dank an Frau I. Bork ausgesprochen, welche am Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) die Wasserstandssimulationen für die vorliegende Studie durchgeführt hatte. Diese Studie wurde mit Mitteln des Bundesministeriums für Bildung und Forschung (BMBF) unter der Förderkennziffer BMBF 03KIS052 / KFKI 84 durchgeführt.

6. Schriftenverzeichnis

BORK, I.: Persönliche Mitteilung, 2007.

- BORK, I.: Persönliche Mitteilung, 2008.
- Doms, G.; FÖRSTNER, J.; HEISE, E.; HERZOG, H.-J.; RASCHENDORFER, M.; SCHRODIN, R.; REIN-HARDT, T. u. VOGEL, G.: The nonhydrostatic limited-area model LM (Lokal-Modell) of DWD. Part II: Physical Parameterizations. Deutscher Wetterdienst, Offenbach, 146 S, 2006a.
- DOMS, G.; SCHÄTTLER, U. u. SCHRAFF, C.: The nonhydrostatic limited-area model LM (Lokal-Modell) of DWD. Part VII: User's guide. Deutscher Wetterdienst, Offenbach, 132 S., 2006b.
- KURATORIUM FÜR FORSCHUNG IM KÜSTENINGENIEURWESEN (Hrsg.): Die Wasserstände an der Ostseeküste. Entwicklung – Sturmfluten – Klimawandel. Die Küste, Heft 66 (Sonderheft), 331 S., 2003.
- MEINKE, I.: Sturmfluten in der südwestlichen Ostsee dargestellt am Beispiel des Pegels Warnemünde. Marburger Geographische Schriften, 134, 1–23, 1999.
- SCHMITZ, R.: Modellierung von historisch aufgetretenen Sturmereignissen über der Ostsee mithilfe von Vorhersagen eines Ensemblesystems und eines Regionalmodells, Die Küste, Heft 75, 2009.
- STORCH, H. VON; LANGENBERG, H. and FESER, F.: A Spectral Nudging technique for dynamical downscaling purpose. Mon. Wea. Rev. 128, 3664–3673, 2000.
- WALDRON, K. M.; PEAGLE, J. and HOREL, J. D.: Sensitivity of a spectrally filtered and nudged limited area model to outer model options. Mon. Wea. Rev., 124, 529–547, 1996.

Ein Windatlas für die deutsche Ostseeküste

Von Anette Ganske, Gudrun Rosenhagen und Heiner Schmidt

Zusammenfassung

Für das Projekt MUSTOK wurden für lange Zeitabschnitte räumlich hoch aufgelöste Windfelder in See- und in Küstengebieten benötigt. Um diese bereitzustellen, wurde je ein Windatlas für die Gebiete Westliche Ostsee, Kiel, Mecklenburger Bucht, Warnemünde, Rügen und Pommersche Bucht erstellt.

Ein Windatlas besteht aus einer Vielzahl von berechneten Feldern der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe über Grund bzw. NN, die mit einem massenkonsistenten Windmodell bestimmt wurden. Die Berechnung dieser Windfelder erfolgte durch systematische Variation der antreibenden Windgeschwindigkeit und der Windrichtung am Modelloberrand in 800 m Höhe unter Berücksichtigung der Land-/Meerverteilung und der zugehörigen Bodenrauhigkeit für repräsentative Wasserstände. Bei der Anwendung dieses Windatlasses gibt man für eine frei wählbare Position in einem der sechs Windatlas-Gebiete als Eingangsgrößen Stundenmittelwerte der Windgeschwindigkeit und der Windrichtung in 10 m Höhe und einen zugehörigen repräsentativen Wasserstand vor. Ein Interpolationsprogramm berechnet aus diesen Eingangswerten für das gewählte Untersuchungsgebiet das zugehörige meteorologisch konsistente Windfeld.

Zur Verifikation der Windatlas-Ergebnisse mit Messergebnissen wurden Zeitreihen von Messstationen als Eingabewerte für die Windatlas-Rechnungen verwendet und die Ergebnisse an ausgewählten Punkten der Windfelder mit Zeitreihen nahegelegener Messstationen verglichen.

Schlagwörter

Windfelder, Windgeschwindigkeiten, Windmessungen, Zeitreihen, Ostsee

Summary

For the project MUSTOK highly spatial resolved wind fields over long periods are needed over sea and in coastal areas. These wind fields were calculated with wind-atlases for the areas Western Baltic Sea, Kiel, Mecklenburg Bight, Warnemünde, Rügen and Pommern Bight.

A wind-atlas is composed of a variety of calculated wind fields for heights of 10 m above ground or NN, which are calculated with a mass consistent wind model. These wind fields are calculated by systematic variations of the driving wind speed and wind direction at top of the model at a height of 800 m, under consideration of the land-sea-distribution and the corresponding roughness for representative water levels.

For the application of the wind-atlas, hourly means of wind speed and wind direction at a height of 10 m for an arbitrary position in one of the six wind-atlas regions and a corresponding representative water level have to be provided as input data. With these values an interpolation program calculates the appropriate and meteorologically consistent wind field.

For the verification of wind-atlas results, time series of measured wind speeds are used as input values for the wind-atlas calculations. The results at chosen points of the calculated wind fields are then compared to the time series of nearby measuring stations.

Keywords

Wind field, wind velocity, wind data, time series, Baltic Sea

Inhalt

1. Einführung	38
2. Berechnung von Windfeldern	39
3. Windatlas-Berechnung	39
4. Windatlas-Anwendung	41
4.1 Wahl der Eingabewerte	43
4.2 Verifikation der Windatlas-Ergebnisse	44
4.2.1 Gebiet Kiel	44
4.2.2 Gebiet Warnemünde	46
5. Zusammenfassung	48
6. Danksagung	49
7. Schriftenverzeichnis	49

1. Einführung

Für viele Untersuchungen im Bereich des Küsteningenieurwesens und des Küstenschutzes werden für Zeitabschnitte von mehreren Jahren räumlich hoch aufgelöste Windfelder für See- und Küstengebiete benötigt. Derartige Windfelder liegen bisher jedoch meist nur in einer groben Auflösung vor, wie z.B. die Windfelder des Wettervorhersagemodells COSMO-EU des Deutschen Wetterdienstes (Auflösung rund 7 km, siehe DOMS u. SCHÄTT-LER, 1999) oder die des HIPOCAS-Projekts (Auflösung ca. 50 km, siehe WEISS et al., 2003).

Die erforderlichen Reihen müssen deshalb speziell berechnet werden. Hierzu bietet sich das sogenannte Windatlasverfahren an. Solche Windatlanten für die Ostsee wurden bereits für die Region um Darss und Zingst von HINNEBURG, RAABE u. TETZLAFF (1997) und für den Greifswalder Bodden von RUDOLPH u. GAYER (1995) bestimmt. Da diese Windatlanten jedoch nur einen kleinen Teil der für das Projekt MUSTOK relevanten Untersuchungsgebiete abdecken, war die Berechnung eines neuen, bedarfsgerechten Windatlas erforderlich.

Im Bereich der deutschen Küsten sind die örtlichen Unterschiede im Wind im Wesentlichen durch die unterschiedlichen Rauhigkeitsverhältnisse von Land- und Meeresoberfläche bestimmt. Deshalb reicht zur Berechnung der Windfelder das Windmodell MKW (Massenkonsistentes Windmodell) des Seewetteramts Hamburg aus, bei dem es sich um ein einfaches, diagnostisches Atmosphärenmodell handelt. Dieses hat sich bereits bei ähnlichen Problemstellungen in verschiedenen Untersuchungen bewährt, siehe z.B. (GANSKE, ROSENHAGEN u. SCHMIDT, 2006) oder (SCHMIDT u. PÄTSCH, 1992).

Der Windatlas besteht aus einer Vielzahl von mit dem MKW berechneten Feldern der Windgeschwindigkeit, die durch systematische Variation der antreibenden Windgeschwindigkeit und der Windrichtung in 800 m Höhe unter Berücksichtigung der Land-/Meerverteilung sowie der zugehörigen Bodenrauhigkeit für repräsentative Wasserstände berechnet wurden. Dabei wurde die mit der Windgeschwindigkeit wachsende Rauhigkeit der Meeresoberfläche approximativ aus einem Gleichgewicht zwischen dem Windfeld und dem Rauigkeitsfeld bestimmt, während die Rauhigkeit der Landoberflächen als zeitlich konstant angenommen werden kann.

Bei der Anwendung des Windatlasses gibt man für eine frei wählbare Position in einem der drei Windatlas-Gebiete als Eingangsgrößen Stundenmittelwerte der Windgeschwindigkeit und der Windrichtung in 10 m Höhe und einen zugehörigen repräsentativen Wasserstand vor. Ein Interpolationsprogramm berechnet aus diesen Eingangswerten für das gewählte Untersuchungsgebiet das zugehörige meteorologisch konsistente Windfeld. In den folgenden Kapiteln wird zunächst kurz das Windmodell MKW erläutert. Danach wird ein Überblick gegeben über die Wertebereiche und Klassenbreiten, die zur Berechnung der Felder des Windatlasses verwendet wurden, um mit genügender Genauigkeit die für Seegangs- und Strömungsberechnungen benötigten Windfelder interpolieren zu können. Es folgt für zwei der fünf Teilgebiete ein statistischer Vergleich zwischen Windatlas-Ergebnissen und Messungen.

2. Berechnung von Windfeldern

Alle Felder der Windgeschwindigkeit wurden mit dem Windmodell MKW (Massenkonsistentes Windmodell) bestimmt. Das statische (nicht zeitabhängige) Modell wurde aus dem NOAA Atmospheric Boundary Layer Model (NOABL: SHERMAN, 1976 u. TRACI, 1978) vom DWD weiterentwickelt und bereits in mehreren Projekten erfolgreich verwendet, um Windfelder in Küstennähe zu berechnen, siehe (GANSKE, ROSENHAGEN u. SCHMIDT, 2006), (SCHMIDT et al., 1994), (SCHMIDT u. PÄTSCH, 1992), sowie (Füg u. SCHMIDT, 2001).

Das Windmodell MKW besteht aus zwei Teilen, wobei im ersten ein sogenanntes Initial-Windfeld berechnet wird, das im zweiten Teil in ein divergenzfreies, massenkonsistentes Windfeld umgewandelt wird. Das MKW weist ein dreidimensionales Rechengitter auf, das in der Horizontalen gleichabständig ist. Die geländefolgende vertikale Koordinate hat dagegen mit der Höhe wachsende Gitterabstände.

Beim Initialisierungsverfahren wird für jeden Gitterpunkt ein logarithmisches Windprofil bestimmt. Dazu werden Topographie und Oberflächenrauhigkeit vorgegeben, wobei die Topographiedaten aus dem IOW-Datensatz (SEIFERT et al. 2001) interpoliert wurden. Die Rauhigkeitslänge wurden über Land für jeden Gitterpunkt anhand der GLC2000-Landnutzungsdaten (EUROPÄISCHE KOMMISSION, 2000) festgelegt. Die Berechnung von Rauhigkeiten über See hängt sowohl iterativ von der Windgeschwindigkeit als auch von der Wassertiefe ab. Andere Einflüsse auf die Rauhigkeiten, wie z.B. die Stabilität der Atmosphäre, werden nicht berücksichtigt. Eine ausführliche Beschreibung des MWK findet man in GANSKE, ROSENHA-GEN u. SCHMIDT (2006).

3. Windatlas-Berechnung

Für den Windatlas wurde zuerst eine Vielzahl von Feldern der Windgeschwindigkeit für das Gebiet Westliche Ostsee auf einem Gitter mit einer Maschenweite von 1000 m berechnet. Die so erhaltenen Windwerte werden als Randwerte der Windfelder am luvseitigen Rand der höher aufgelösten Windfelder für die Teilgebiete Kiel, Mecklenburger Bucht, Warnemünde, Rügen und Pommersche Bucht (Maschenweite 250 m) verwendet. Die Lage der Teilgebiete ist in Abb. 1 dargestellt. Zusätzlich werden an den Rändern die Rauhigkeiten und Windwirklängen des Gebiets Westliche Ostsee als Randwerte zur Berechnung der Rauhigkeiten im genesteten Gebiet vorgegeben. Dabei ist im Allgemeinen für die relativ kleinen Modellgebiete die Windwirklänge bzw. der Fetch gleich dem in Gegenwindrichtung gemessenen Abstand eines Ostseepunkts von der Küste.

Die Teilgebiete wurden so festgelegt, dass sie einerseits zusammen die deutsche Ostseeküste abdecken und dass andererseits die Untersuchungsgebiete der Projektpartner von den Universitäten Kiel und Rostock darin voll enthalten sind und nicht am Rand eines Gebiets liegen.



Abb. 1: Das Untersuchungsgebiet Westliche Ostsee mit den Teilgebieten Kiel, Mecklenburger Bucht, Warnemünde, Rügen und Pommersche Bucht. Die roten Kreuze bezeichnen die an den Küsten liegenden synoptischen Stationen des Deutschen, Dänischen und Schwedischen Wetterdienstes, die blauen Kreuze die Orte der Stationen des Bundesamts für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) und des Staatlichen Amts für Umwelt und Naturschutz (STAUN)

Die Berechnung der Windfelder des Windatlasses erfordert als Eingangsgrößen je einen Wasserstand sowie am Modelloberrand eine Windgeschwindigkeit und eine Windrichtung. Um für anschließende Seegangs- und Strömungsberechnungen jedes gewünschte Windfeld mit genügender Genauigkeit interpolieren zu können, mussten die Klassenbreiten und Wertebereiche zur Berechnung der Felder entsprechend gewählt werden. Die Wertebereiche und Klassenbreiten dieser Größen lassen sich weitestgehend durch physikalische Überlegungen und durch gemessene Extremwerte einschränken bzw. festlegen, siehe GANSKE, ROSENHA-GEN u. SCHMIDT (2007).

Die Anzahl der berücksichtigten Wasserstände wurde zur Reduzierung des Rechenaufwands beschränkt. Bei der Berechnung von Windfeldern bei Niedrigwasser führt diese Beschränkung jedoch zu großen Fehlern in Gebieten mit geringer Wassertiefe, so in den Bodden, westlich von Langeland und südlich von Lolland. Der Windatlas sollte in diesen Gebieten deshalb nicht verwendet werden

Tab. 1 zeigt die verwendeten Grenzen und Schrittweiten von Windgeschwindigkeit, Windrichtung und Wassertiefen. Daraus ergeben sich sechs verschiedene Klassen der Windgeschwindigkeit, 16 Windrichtungen und drei Wassertiefen. Multipliziert man die Anzahl der verwendeten Wassertiefen mit der Anzahl der Windgeschwindigkeitsintervalle und der Windrichtungsintervalle, so erhält man für die Berechnung des Windatlas eine Gesamtzahl von 288 Ausgangswindfeldern für jedes der sechs Gebiete.

Variable	Minimum	Maximum	Schrittweite	
Windgeschwindigkeit*	10 m/s	35 m/s	5 m/s	
Windrichtung	0 Grad	360 Grad	22,5 Grad	
Wasserstand	– 2,0 m NN	3,0 m NN	2,0 m unter NN 3,0 m über NN	

Tab. 1: Bei der Windatlas-Berechnung verwendete Grenzen und Schrittweiten von Windgeschwindigkeit, Windrichtung und Wasserstand.

* Wert der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe bei einer Windrichtung von 90 Grad und einem Wasserstand von 0 m NN am Gitterpunkt nahe Darßer Schwelle

4. Windatlas-Anwendung

Wie vorstehend beschrieben, besteht der Windatlas aus einer Vielzahl von Windfeldern, die jeweils für die Gebiete Westliche Ostsee, Kiel, Mecklenburger Bucht, Warnemünde, Rügen und Pommersche Bucht berechnet wurden. Die Windfelder für das große Gebiet Westliche Ostsee dienen dabei vorrangig zur Bestimmung der Randbedingungen für die Teilgebiete Kiel, Mecklenburger Bucht, Warnemünde, Rügen und Pommersche Bucht. Bei der Berechnung des Initial-Windfeldes wurde ein über dem gesamten Gebiet konstanter geostrophischer Wind angenommen. Die Verwendung der Windfelder ist deshalb nur unter der Voraussetzung einer weitgehend konstanten Windrichtung im Untersuchungsgebiet sinnvoll. Großräumig trifft dies nur selten zu, so dass eine Gebietseinschränkung auf Ausschnitte mit annähernd konstanter Windrichtung notwendig ist.

Dass diese Ausschnitte meist kleiner sind als die gewählten Teilgebiete, verdeutlicht die Abb. 2. Sie zeigt 12-teilige Windgeschwindigkeitsrosen von insgesamt 19 Stationen in der westlichen Ostsee, gemittelt für ein Jahr, basierend auf Messwerten des Zeitraums 1.8.2001– 31.7.2005. Windgeschwindigkeitsrosen sind graphische Darstellungen der Häufigkeitsverteilungen der Windgeschwindigkeit (Klassenbreite hier 10 Knoten) in Abhängigkeit von der Windrichtung (Klassenbreite hier 30 Grad). Ergänzend sind die Jahresmittel der Windgeschwindigkeit (in Knoten) hinzugefügt. So werden im Gebiet Mecklenburger Bucht z.B. in Boltenhagen (Station Nr. 8) sehr viel häufiger Winde aus Südwest beobachtet als in Warnemünde (Station Nr. 9), wo nordwestliche Winde dominieren.

Eine DVD mit dem Windatlas kann über die Autoren des Artikels bezogen werden. Diese DVD enthält sowohl die Windfelder als auch FORTRAN-Programme zur Interpolation der Windfelder. Der Windatlas bietet verschiedene Anwendungsmöglichkeiten:

Mit einem FORTRAN-Programm lässt sich aus der Vielzahl von Feldern für vorgegebene Eingangswerte das gewünschte Windfeld interpolieren. Die Nutzer des Windatlas geben dem Interpolationsprogramm die geographischen Koordinaten eines Eingangspunkts, einen Wasserstand, sowie eine Windrichtung und eine Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe vor. Durch Interpolation wird aus den Feldern des Windatlas ein Windfeld für das Teilgebiet berechnet, in dem am Eingabepunkt die vorgegebene Windgeschwindigkeit und Windrichtung gelten. Es lassen sich sowohl ganze Windfelder als auch Daten von ausgewählten Zielpunkten ausgeben. So sind auch Berechnungen für Zeitreihen möglich.

Da bei der Berechnung der Felder des Windatlasses angenommen wird, dass die Windrichtung im betrachteten Gebiet nahezu konstant ist, variieren die Windrichtungen der berechneten Windfelder um weniger als 10° innerhalb eines Gebiets und werden nicht gesondert angegeben.



l Kegnaes	11 Møn
2 Taasinge	12 Darßer Schwelle
3 Langoe	13 Barth
4 Olpenitz	14 Greifswald
5 Leuchtturm Kiel	15 Swinemünde
6 Westermarkelsdorf	16 Greifswalder Oie
7 Pelzerhaken	17 Putbus
8 Boltenhagen	18 Arkona
9 Warnemünde	19 Hammerodde
10 Gedser Odde	19 Hummeroude



Die Windfelder können für verschiedene Anwendungen genutzt werden. Dabei gibt es, je nach Verwendungszweck zwei grundsätzlich unterschiedliche Ausgabemöglichkeiten:

- Das numerische Feld von Windgeschwindigkeiten mit der vorgegebenen Windrichtung wird komplett ausgegeben, wie es z.B. als Antrieb für ein Seegangs- oder Strömungsmodell benötigt wird.
- Nicht die gesamten interpolierten Windfelder, sondern nur die Windgeschwindigkeiten an ausgesuchten Gitterpunkten des Modellgebiets werden ausgegeben, wie wir sie z.B. bei der Verifikation verwendet haben. Dabei ist eine Ausgabe von Windgeschwindigkeit und -richtung für den Zielpunkt in eine Datei möglich.

Gibt man bei den Windatlas-Rechnungen Eingabegrößen aus Zeitreihen vor, so erhält man zu jedem entsprechenden Zeitpunkt ein Windfeld und somit eine Zeitreihe berechneter Windfelder. Damit lassen sich auch für einzelne Gitterpunkte zeitgleiche Wertepaare von Windgeschwindigkeit und Windrichtung bestimmen. Diese berechneten Zeitreihen werden insbesondere zum Zwecke der Verifikation benötigt, um z.B. Vergleiche mit einer am gleichen Ort gemessenen Zeitreihe durchführen zu können.

4.1 Wahlder Eingabewerte

Die Qualität der Zeitreihe, die das Windklima am Eingabepunkt repräsentiert, bestimmt die Qualität der Ergebnisse der berechneten Windfelder. Deshalb kommt der Wahl des Eingabepunkts und der zugehörigen Zeitreihen große Bedeutung zu. Insbesondere müssen folgende Kriterien beachtet werden:

- Repräsentative Eingabepunkte: Sowohl Eingabe- als auch Zielpunkt sollten möglichst auf See oder in unmittelbarer Küstennähe liegen und frei von lokalen Effekten sein.
- Die Wasserstände sollten von einem Pegel stammen, der repräsentativ für das gesamte Gebiet ist, für das die Windfelder berechnet werden.
- Die Mittelungszeiträume für die Windwerte sollten mindestens eine Stunde betragen.
- Wasserstände und Windwerte müssen in der gleichen zeitlichen Auflösung vorliegen.

Erfahrungen im Seewetteramt haben gezeigt, dass die Winddaten der in Tab. 2 aufgelisteten Stationen in den genannten Zeiträumen grundsätzlich die oben genannten Bedin-

Messort	östliche Länge (°)	Nördliche Breite (°)	Messhöhe (m ü. Grund)	Zeitraum
Ahrenshoop	12.4	54.4	10	Ab 1998
Arkona	13.44	54.68	24	11.1995–10.2006
Boltenhagen	11.2	54.00	18	Ab 4.1991
Darsser Schwelle	12.7	54.7	9	Ab 1994
Gedser Odde	11.97	54.57	8	Ab 1996
Greifswalder Oie	13.91	54.25	12	Ab 2001
Kegnaes	9.98	54.85	16	Ab 1996
Leuchtt. Kiel	10.27	54.50	8	Ab 1982
Olpenitz	10.03	54.67	10	Ab 1996
Swinemünde	14.23	53.92	6	Ab 1996
Warnemünde	12.1	54.2	10	Ab 1997
Westermarkelsdorf	11.07	54.53	10	Ab 6.1996

Tab.	2: Für den	Windatlas	geeignete	Eingabest	tationen	mit geogra	phischen	Koordinaten	, der Mo	esshöhe
von	Windgesch	nwindigkeit	und Win	drichtung	und des	Zeitraums	, in dem	Messungen a	n dieser	Station
					vorliege	n.				

gungen erfüllen. Dabei werden die Stationen Ahrenshoop und Warnemünde vom Staatlichen Amt für Umwelt- und Naturschutz (STAUN) des Landes Mecklenburg-Vorpommerns, Darßer Schwelle vom Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH), Gedser Odde und Kegnaes vom Dänischen Wetterdienst (Danmarks Meteorologiske Institut) und alle anderen Stationen vom Deutschen Wetterdienst betrieben.

4.2 Verifikation der Windatlas-Ergebnisse

Zur Verifikation der Windatlas-Ergebnisse mit Messergebnissen wurden Zeitreihen von Messstationen als Eingabewerte für die Windatlas-Rechnungen verwendet und die gewonnenen Gitterpunktswerte mit Zeitreihen nahegelegener Messstationen verglichen. Bei den statistischen Untersuchungen wurden nur die Daten für Zeitpunkte berücksichtigt, die sowohl von der Messstation des Eingabepunktes als auch vom Zielort vorlagen.

An Hand der Ergebnisse sind Rückschlüsse einerseits darauf möglich, wie geeignet die vorliegenden Windmessungen für die Verwendung als Inputwerte in diesem Gebiet sind und andererseits, wie gut die lokalen Verhältnisse durch den Windatlas erfasst werden.

Im Folgenden werden die Ergebnisse für die Gebiete Kiel und Warnemünde ausführlicher dargestellt. Die Ergebnisse für die anderen Gebiete findet man in GANSKE, ROSEN-HAGEN u. SCHMIDT (2007).

4.2.1 Gebiet Kiel

Abb. 3 zeigt einen Korrelationsplot, basierend auf Wertepaaren der Windgeschwindigkeit von zwei verschiedenen Bezugsorten zu gleichen Zeitpunkten. Gezeigt werden in Farbdarstellung die Anzahl der Wertepaare für Klassenbreiten von 1 m/s und die Ausgleichsgerade für alle Wertepaare. Die Abbildung enthält einen Vergleich zwischen der in Olpenitz gemessenen Geschwindigkeits-Zeitreihe (Abszisse) und den mit dem Windatlas für Olpenitz berechneten Windgeschwindigkeiten (Ordinate). Dabei wurde bei den Windatlas-Rechnungen die Zeitreihe vom Leuchtturm Kiel als Eingabezeitreihe verwendet. Die Datenbasis umfasst den Zeitraum 1.11.1996 bis 31.10.2005.

An der Lage der Ausgleichsgeraden ist abzulesen, dass die in Olpenitz gemessenen Windgeschwindigkeiten im Mittel etwas kleiner sind als die mit dem Windatlas für Olpenitz berechneten. Dies zeigt sich auch in den Mittelwerten der Windgeschwindigkeiten, die 6,0 m/s für die gemessene und 6,4 m/s für die berechnete Zeitreihe betragen. Der rms-Fehler (root mean square error = Wurzel des mittleren quadratischen Fehlers) zwischen der berechneten Zeitreihe und der gemessenen Zeitreihe beträgt 1,8 m/s.

Abb. 4 zeigt Darstellungen der Quotienten der Mittelwerte der Windgeschwindigkeit zweier Zeitreihen in Abhängigkeit von der Windrichtung, aufgeteilt in 16 Klassen. Sie enthält zum Einen die Treppenfunktion der Quotienten der Mittelwerte der jeweils am Leuchtturm Kiel und in Olpenitz gemessenen Windgeschwindigkeiten (schwarze Linie). Sie macht deutlich, dass für alle Windrichtungen die Mittelwerte der Windgeschwindigkeiten am Leuchtturm Kiel höher sind als die von Olpenitz. Dies ist dadurch zu erklären, dass der Leuchtturm Kiel auf freier See ohne Landeinfluss liegt, Olpenitz jedoch an der Küste. Die Beeinflussung durch die Landoberfläche der in Olpenitz gemessenen Windgeschwindigkeiten ist am stärksten bei Windrichtungen zwischen 180 Grad (Süd) und 270 Grad (West), bei denen der Mit-



Abb. 3: Korrelation zwischen den Windgeschwindigkeiten, die in Olpenitz gemessen (Abszisse) und mit dem Windatlas für Olpenitz berechnet wurden (Ordinate). Eingabewerte für die Windatlas-Rechnungen: am Leuchtturm Kiel gemessene Windgeschwindigkeiten. Durchgezogene Linie: Ausgleichsgerade. Bezugszeitraum: 1.11.1996 bis 31.10.2005

telwert der Windgeschwindigkeit am Leuchtturm Kiel maximal 1,8-mal so groß ist wie in Olpenitz.

Die zweite, blaue Linie der Abbildung zeigt das Verhältnis der in Kiel gemessenen Windgeschwindigkeiten zu den aus dieser Zeitreihe mit dem Windatlas für Olpenitz berechneten Windgeschwindigkeiten. Eingangspunkt der Windatlas-Rechnungen ist ebenfalls Kiel. Idealerweise sollte diese Linie parallel zur schwarzen verlaufen, jedoch ist der Anstieg der blauen mit wachsenden Windrichtungen größer 180 Grad (Süd) deutlich geringer als der der schwarzen und das relative Maximum der blauen Linie liegt bei 270 Grad (West) statt bei 225 Grad (Südwest). Dies bedeutet, dass in diesem Windrichtungsbereich die Windgeschwindigkeiten, die für Olpenitz berechnet wurden, im Vergleich zu den in Kiel gemessenen Windgeschwindigkeiten zu hoch ausfallen.

In rot ist das Verhältnis der Mittelwerte der in Olpenitz gemessenen Windgeschwindigkeit zu der für Olpenitz mit dem Windatlas berechneten dargestellt. Es zeigt sich, dass bei Windrichtungen zwischen 180 Grad (Süd) und 270 Grad (West) die in Olpenitz gemessenen Windgeschwindigkeiten kleiner sind als die mit dem Windatlas berechneten und bei den anderen Windrichtungen größer. Der Verlauf der rot und schwarz dargestellten Quotienten ist spiegelverkehrt. Daraus kann man schließen, dass bei dieser Windatlas-Rechnung die Reduktion der Windgeschwindigkeiten über Land im Vergleich zu den Geschwindigkeiten über See zu gering ist, so dass die mit dem Windatlas berechneten Windgeschwindigkeiten bei Anströmung von Land zu groß sind. Andererseits werden die mit dem Windatlas berechneten Windgeschwindigkeiten bei Anströmung von der Seeseite unterschätzt.

Die Unterschiede zwischen den Mittelwerten der in Olpenitz gemessenen Windgeschwindigkeiten und für Olpenitz berechneten Windgeschwindigkeiten (rote Linie) sind für



Abb. 4: Quotienten der Mittelwerte der Windgeschwindigkeiten für die 16 Windrichtungsklassen für gemessene und mit dem Windatlas berechnete Zeitreihen. Eingangspunkt für Windatlasrechungen: Kiel. Bezugszeitraum: 1.11.1996 bis 31.10.2005

alle Windrichtungen kleiner als die Unterschiede zwischen den gemessenen mittleren Windgeschwindigkeiten in Kiel und den gemessenen mittleren Windgeschwindigkeiten in Olpenitz (schwarze Linie). Das Verhältnis der beiden Kollektive liegt nahe 1, d.h. die für Olpenitz berechneten Werte geben die gemessenen insgesamt gut wieder.

4.2.2 Gebiet Warnemünde

Bei allen Stationen aus dem Gebiet Warnemünde, von denen Messdaten zur Verfügung standen, sind die Windmessungen stark von lokalen Effekten beeinflusst. Dies wird auch an den nachfolgenden Beispielen deutlich. Die Messdaten sind im Allgemeinen nicht repräsentativ für die großräumige Umgebung der Stationen und können nur bei ausgewählten, windreichen Wetterlagen zur Beurteilung der Qualität der berechneten Windfelder verwendet werden.

Abb. 5 zeigt einen zu Abb. 3 entsprechenden Korrelationsplot zwischen der an der STAUN-Station Ahrenshoop gemessenen Windgeschwindigkeitszeitreihe und der für Ahrenshoop mit dem Windatlas berechneten Zeitreihe für die Jahre 2002 bis 2005. Eingangswerte der Windatlas-Zeitreihe sind die gemessenen Windgeschwindigkeiten der STAUN-Station Warnemünde.



Abb. 5: Korrelation zwischen den Windgeschwindigkeiten, die in Ahrenshoop gemessen (Abszisse) und mit dem Windatlas für Ahrenshoop berechnet wurden (Ordinate). Eingabewerte für die Windatlas-Rechnungen: in Warnemünde gemessene Windgeschwindigkeiten. Durchgezogene Linie: Ausgleichsgerade. Bezugszeitraum: 1.1.2002 bis 31.12.2005



Abb. 6: Gleichartige Darstellung wie in Abb. 5, jedoch wurden hierbei nur Geschwindigkeiten größer als 10 m/s berücksichtigt

Die Mittelwerte der gemessenen Windgeschwindigkeit betragen in Warnemünde 3,5 m/s, in Ahrenshoop 4,6 m/s. Der Mittelwert der mit dem Windatlas für Ahrenshoop berechneten Zeitreihe beträgt sogar nur 3,7 m/s. Somit sind beide Stationen relativ windschwach. Die Voraussetzungen für verlässliche Windatlas-Rechnungen, nämlich hohe Windgeschwindigkeiten, werden nur an wenigen Tagen im Jahr erfüllt. Daraus resultiert im Vergleich zur mittleren Windgeschwindigkeit ein großer rms-Fehler von 2,1 m/s zwischen der gemessenen und der berechneten Zeitreihe. Auch weicht die in Abb. 5 gezeigte Ausgleichsgerade deutlich von der Winkelhalbierenden ab, da die meisten der mit dem Windatlas berechneten Windgeschwindigkeiten kleiner sind als die gemessenen.

Vergleicht man nur Messungen mit Windgeschwindigkeiten größer als 10 m/s (siehe Abb. 6), so sinkt der rms-Fehler auf 1,6 m/s ab und die Ausgleichsgerade für alle Punkte liegt in der Nähe der Winkelhalbierenden. Somit bestätigt dieses Beispiel, dass bei geringen mittleren Windgeschwindigkeiten die Fehler der mit dem Windatlas berechneten Windfelder größer sind als bei höheren Windgeschwindigkeiten.

5. Zusammenfassung

Die mit dem Windatlas im Gebiet Kiel für Olpenitz berechneten Zeitreihen der Windgeschwindigkeit stimmen gut mit den Zeitreihen der gemessenen Windgeschwindigkeiten überein und weichen im Mittel um weniger als 2 m/s voneinander ab. Sie sind somit als Eingabefelder für Modelle der Küstenforschung geeignet.

Im Gebiet Warnemünde lagen keine Daten von Messstation an der Küste vor, deren Messungen nicht beträchtlich durch lokale Effekte beeinflusst wurden. Zudem sind die örtlichen Verhältnisse an der Küste im Gebiet Warnemünde ungünstig für Windatlas-Rechnungen, da die dort vorherrschenden mittleren Windgeschwindigkeiten mit weniger als 5 m/s sehr gering sind. Entsprechend sind die relativen Fehler der Windatlas-Ergebnisse im Vergleich zu den Messergebnissen hoch. Da diese Messungen sowohl als Eingangswerte als auch als Vergleichswerte für die Windatlas-Rechnungen verwendet werden müssen, sind die erzielten Ergebnisse für dieses Gebiet schlechter als die der anderen Gebiete.

Die Windverhältnisse an den Küstenstationen der Ostsee werden durch Steilküsten, Küstenwälder und Bebauung sowie das stark gegliederte Hinterland geprägt. Die entsprechenden Einflüsse werden durch den Windatlas, der für Wasserflächen konzipiert ist, nicht ausreichend aufgelöst. Lediglich die Daten relativ frei gelegener Messstellen, wie z.B. der Leuchtturm Kiel liefern geeignete Eingangs- und Verifikationsdaten. Hier zeigte sich eine gute Übereinstimmung. Die Vergleiche der mit dem Windatlas für einen bestimmten Punkt berechneten Windgeschwindigkeiten mit gemessenen Windgeschwindigkeiten bestätigen zudem die größere Genauigkeit der Windatlas-Rechnungen bei höheren mittleren Windgeschwindigkeiten. Dies entspricht den Erwartungen, da die Voraussetzungen, die bei der Berechnung der Windfelder gemacht wurden, nur bei höheren Windgeschwindigkeiten erfüllt sind.

In allen Gebieten werden die mit dem Windatlas berechneten Windgeschwindigkeiten bei Anströmung von Land her überschätzt und über See unterschätzt.

6. Danksagung

Wir danken dem Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie sowie dem Staatlichen Amt für Umwelt und Natur Rostock für die Überlassung der Messdaten ihrer Stationen an der Ostseeküste. Weiter danken wir den Kollegen des Deutschen Wetterdienstes in Potsdam, Boltenhagen, Warnemünde und Barth für die detaillierten Informationen zu den Messstationen des Deutschen Wetterdienstes.

7. Schriftenverzeichnis

- DOMS, G. u. SCHÄTTLER, U.: The Nonhydrostatic Limited-Area Model LM (Lokal Modell) of DWD. http://www.cosmo-model.org, 1999.
- EUROPÄISCHE KOMMISSION: Global Landcover 2000 Database. European Commission, Joint Research Centre. www.gvm.sai.jrc.it/glc2000, 2000.
- FÜG, C. u. SCHMIDT, H.: Windantrieb für Küstenseegang. Abschlussbericht zu dem meteorologischen Teilprojekt im KFKI-Forschungsvorhaben "Bemessungsseegang für Küstenschutzwerke und Randdünen". Deutscher Wetterdienst, Hamburg, 2001.
- GANSKE, A.; ROSENHAGEN, G. u. SCHMIDT, H.: Der Windatlas für Deutsche Küstenseegebiete der Nordsee, Abschlussbericht KFKI-Projekt MOSES, 2006.
- GANSKE, A.; ROSENHAGEN, G. u. SCHMIDT, H.: Windfelder für SEBOK Abschlussbericht KFKI-Projekt MUSTOK. http://www.uni-siegen.de/fb10/fwu/wb/forschung/projekte/mustok/Abschlussbericht_sebok_dwd_ganske.pdf, 2007.
- HINNEBURG, D.; RAABE, A. u. TETZLAFF, G.: Wind- und Seegangsatlas f
 ür das Gebiet um Darss und Zingst. Teil 1: Windatlas. Wiss. Mitt. Inst. f. Meteor. Univ. Leipzig u. Inst. f. Troposphärenforschung e.V. Leipzig, Bd. 5, 1–164, 1997.
- RUDOLPH, E. u. GAYER, G.: Atlas of GESIMA wind fields in the Greifswalder Bodden, GKSS-Forschungszentrum Geesthacht, 1995.
- SCHMIDT, J. H. u. PÄTSCH: Meteorologische Messungen auf Norderney und Modellrechnungen. Die Küste, Heft 54, 1992.
- SCHMIDT, H.; GÜNTHER, H. u. STRÜFING, R.: Vorstrand- und Strandauffüllungen im Bereich von Buhnen-Deckswerk-Systemen. Teilbereich Meteorologie. Abschlussbericht zum BMFT-Forschungsvorhaben MTK 0545 A, Deutscher Wetterdienst, Hamburg, 1994.
- SEIFERT, T.; TAUBER, F. u. KAYSER, B.: "A high resolution spherical grid topography of the Baltic Sea – 2nd edition", Baltic Sea Science Congress, Stockholm 25.–29. November 2001, Poster #147. http://www.io-warnemuende.de/iowtopo, 2001.
- SHERMAN, C. A.: A Mass-Consistent Model for Windfields over Complex Terrain. Lawrence Livermore Laboratory Report UCRL-76171, Rev. 1, 1967.
- TRACI, R. M.; PHILLIPS, G. T. u. PATNIAK, P. C.: Wind Energy Site Methodology Development. RLO/2440-78-2, 1987.
- WEISS, R.; FESER, F. u. GÜNTHER, H.: Wind- und Seegangsklimatologie 1958–2001 für die südliche Nordsee basierend auf Modellrechnungen. GKSS 2003/10, 2003.

Die Küste, 75 MUSTOK (2009), 1-271

Rekonstruktion der Sturmflutwetterlage vom 13. November 1872

Von GUDRUN ROSENHAGEN und INGRID BORK

Zusammenfassung

Das Sturmhochwasser vom 13. November 1872 gilt als die schwerste durch Messungen belegte Hochwasserkatastrophe in der westlichen Ostsee. Um mit numerischen Modellen die Auswirkungen auf Wasserstand, Strömung und Seegang, die eine derartige Sturmflutwetterlage heute dort hätte, nachvollziehen zu können und die Mechanismen, die zu dieser extremen Hochwassersituation führten, zu verstehen, werden zeitlich und räumlich hoch aufgelöste Gitterpunktwerte des Windvektors für den Zeitraum 1. bis 13.11.1872 für den Bereich der Nord- und Ostsee aus Feldern des Luftdrucks in Meereshöhe abgeschätzt. Eine Simulation der Wasserstände mit diesen Werten ergab eine gute Übereinstimmung mit den überlieferten Wasserständen.

Schlagwörter

Ostsee, Sturmflut 1872, Luftdruck, Wind, Meeresspiegel

Summary

On the 13th of November 1872 the most devastating storm surge ever recorded occurred in the western Baltic Sea. To reconstruct with current models the effects, this storm surge event would have on water level, currents and waves nowadays and to better understand such extreme Baltic surge events spatiotemporal high-resolution grid values of the wind vector and the air pressure for the North and Baltic Sea were calculated. A comparison of water levels from observations and simulations forced by these reconstructed values led to good results.

Keywords

Baltic Sea, storm surge 1872, air pressure, wind, sea level

Inhalt

1	Finführung 5	2
1.		2
2.	Folgen des Sturmhochwassers am 13. November 18/2	2
3.	Rekonstruktion der Windfelder 5	4
4.	Simulation des Wasserstandes 5	7
5.	Verifikation des Windfeldes	8
6.	Ergebnisse der Wasserstandssimulation	9
7.	Wetterlage vom 1. bis 13.11.1872 und ihre Wirkung 6	2
8.	Ausblick	8
9.	Danksagung	8
10.	Schriftenverzeichnis	9

1. Einführung

Am 13. November 1872 ereignete sich im Bereich der deutschen und dänischen Ostseeküste ein extremes, folgenreiches Sturmhochwasser. Die Wasserstände überstiegen dabei deutlich sämtliche seinerzeit bekannten Werte, und seitdem sind auch keine vergleichbaren Sturmhochwasser in diesem Bereich aufgetreten. In Abb. 1 sind beispielhaft die höchsten Wasserstände des Pegels Travemünde zwischen 1826 und 2006 dargestellt. Wegen der Außergewöhnlichkeit dieses Ereignisses besteht insbesondere in Zusammenhang mit der möglichst sicheren Bemessung von Küstenschutzanlagen großes Interesse an einer Rekonstruktion dieser besonderen Wettersituation. Dies heute umso mehr, da im Rahmen der Klimawandelproblematik die Häufung von Wetterextremen und damit auch von Sturmhochwassern lebhaft diskutiert wird.



Abb. 1: Höchstwasserstände des Pegels Travemünde zwischen 1826 und 2006, nach JENSEN u. TÖPPE, (1986) und Wasser- und Schifffahrtsamt Lübeck

2. Folgen des Sturmhochwassers am 13. November 1872

Die Ostsee gilt im Vergleich zur Nordsee allgemein als weniger bedroht durch Sturmflut- bzw. Sturmhochwasserereignisse. So traf es nach einem nicht ungewöhnlichen Sturmhochwasser am 12.11. die Küstenbewohner auch völlig unvorbereitet, als am frühen Morgen des 13. November 1872 im Bereich der deutschen und dänischen Ostseeküste ein Nordostorkan eine in jener Gegend nie dagewesene Hochwasserkatastrophe auslöste (Abb. 4). Mindestens 271 Menschen verloren ihr Leben, mehr als 15 000 wurden obdachlos, zehntausende Stück Vieh ertranken, Schiffe kenterten (Abb. 2), und es gab großflächige Landverluste (KIEKSEE, 1872; PETERSEN und ROHDE, 1977). Vielerorts zeugen noch heute in den Küstenorten Hochwassermarken von dem ungewöhnlichen Ausmaß des Ereignisses (Abb. 3).



Abb. 2: Strandungen und Schiffsverluste an den dänischen Küsten (nach EJDORF, 2003)



Abb. 3: Hochwassermarke in Schleswig (Foto: R. Sedlatschek)



Abb. 4: Rettungsszene in einer Straße Flensburgs während der Sturmflut am 13.11.1872, (ILLUSTRIERTE ZEITUNG, 1872)

3. Rekonstruktion der Windfelder

Um mit numerischen Modellen die Auswirkungen auf Wasserstand, Strömung und Seegang, die eine derartige Sturmflut heute im Bereich der westlichen Ostsee hätte, nachvollziehen zu können und die Mechanismen, die zu dieser extremen Hochwassersituation führten, besser zu verstehen, werden zeitlich und räumlich hoch aufgelöste Gitterpunktwerte des Windvektorfeldes benötigt. Die wenigen vorhandenen Beobachtungswerte des Windes aus der damaligen Zeit reichen zur Übertragung in die Fläche nicht aus. Zur Simulation mit modernen dreidimensionalen Atmosphärenmodellen fehlen die nötigen Eingangsdaten.

Die Abschätzung der Windverhältnisse erfolgte deshalb aus den Feldern des Luftdrucks in Meereshöhe über den geostrophischen Wind. Der geostrophische Wind ergibt sich aus dem Gleichgewicht von Corioliskraft und Druckgradientkraft und kann aus der Luftdruckverteilung berechnet werden (siehe dazu ALEXANDERSSON et al., 1998). Der Einfluss der Reibung an der rauhen Erdoberfläche bleibt dabei unberücksichtigt. Aus Werten des geostrophischen Windes lässt sich jedoch für die freie See mit Hilfe empirischer Ansätze der Wind in 10 Meter Höhe über NN abschätzen. Der Vergleich der Ansätze von DUUN-CHRISTENSEN (1975), HASSE (1974), LUTHARD und HASSE (1981 und 1983) sowie SCHMAGER (1993) zeigte eine große Empfindlichkeit der Umrechnung bezüglich der thermischen Schichtung, FOCKEN (2003). Die Verifikation der Ergebnisse, die in Kap. 5 näher beschrieben ist, ergab für den Ansatz nach HASSE (1974) die besten Ergebnisse. Streng genommen muss zur Umrechnung für jeden einzelnen Gitterpunkt der Abstand zur Küste entgegen der Windrichtung sowie die aktuelle thermische Schichtung berücksichtigt werden. Letztere wurde aus den bekannten Lufttemperaturdaten des jeweiligen Termins sowie den klimatologischen Monatsmittelwerten der oberflächennahen Temperatur von Nord- und Ostsee (JANSSEN et al., 1999) grob geschätzt. Weht der Wind von Land auf die See (ablandiger Wind), macht sich in Küstennähe zunächst noch die abbremsende Wirkung der rauhen Landoberflächen bemerkbar. Infolge der Reibung durch Meeres- und Landoberfläche weht der Wind nicht isobarenparallel, sondern in einem Winkel zum niedrigen Druck hin. Dieser Winkel wurde hier einheitlich mit 30 Grad angesetzt. Eine Berücksichtigung des Einflusses der Küstendistanz auf die Windgeschwindigkeit der einzelnen Gitterpunktwerte fand nicht statt.

Da in der Literatur (z.B. BAENSCH, 1875; KIECKSEE, 1972) ein Auffüllen der Ostsee durch langanhaltende westliche Winde vor dem Sturmhochwasser als wichtige Ursache für die extremen Wasserstände am 13.11. angeführt werden, wurde die Rekonstruktion auf die großräumige Windsituation der beiden vorangegangenen Wochen ausgedehnt. Das Untersuchungsgebiet erstreckte sich deshalb über ganz Nordeuropa vom Nordostatlantik westlich der Britischen Inseln bis zum Baltikum. Der Untersuchungszeitraum reichte vom 1. bis zum 14. November 1872.

Zur Analyse der Wettersituation wurden von den nationalen meteorologischen Diensten die Luft- und Temperaturdaten aus dem fraglichen Zeitraum angefordert. Es gelang, von mehr als 230 Stationen, davon mehr als 175 mit mindestens 2 Meldungen pro Tag, Daten des Luftdrucks und der Temperatur von November 1872 zusammenzutragen (Abb. 5).



Abb. 5: Stationen mit verfügbaren Daten

Die Luftdruckdaten lagen in unterschiedlichen Reduktionszuständen vor und besaßen, wie zu jener Zeit üblich, uneinheitliche Maßeinheiten. Auch die Orts- und Zeitangaben waren oft nicht eindeutig. Deshalb war zunächst eine ausführliche Prüfung und Standardisierung der Daten notwendig.

Auf Grundlage der geprüften Datensätze erfolgte die manuelle synoptische Analyse der Luftdruckfelder für je 3 Termine täglich im Zeitraum 1. bis 11. November und für je 6 Termine am 12. und 13. November. Die analysierten Isobaren wurden digitalisiert und Gitterpunktwerte des Luftdrucks berechnet. Zur Kontrolle wurden diese Daten numerisch interpoliert und als Wetterkarte dargestellt. Abb. 6 zeigt beispielhaft die Wetterkarte für den 13.11.1872, 14 Uhr. Aus den Rasterdaten des Luftdrucks wurde der geostrophische Wind mit einer Maschenweite von 0,5 Grad geographischer Breite und 0,5 Grad geographischer Länge bestimmt.



Abb. 6: Luftdruckanalyse vom 13.11.1872, 14 Uhr

Zur Überprüfung der Ergebnisse wurden aus den manuellen Bodenluftdruckanalysen die Windfelder abgeleitet, daraus die Wasserstände berechnet (siehe Kap. 4) und diese mit Pegelaufzeichnungen verglichen. Die ersten selbstregistrierenden Pegel in der Ostsee gab es 1870 in Swinemünde und 1882 in Arkona (BIRR, 2005). Die hier verwendeten Pegelaufzeichnungen für 1872 sind von "Amtspersonen" vorgenommene Ablesungen an Lattenpegeln, die zum Teil unzureichend befestigt waren. Für den Vergleich bieten sie jedoch eine gute Basis.

4. Simulation des Wasserstandes

Die Simulation des Wasserstandes erfolgte mit den operationellen Modellen des BSH (siehe BORK und MÜLLER-NAVARRA, 2009b). Dabei werden die Einflüsse von Nordostatlantik und Nordsee auf den Wasserstand in der Ostsee berücksichtigt. An der Meeresoberfläche wird der mit der oben erwähnten Reibung verbundene Impulseintrag durch eine Parametrisierung der Windschubspannung gegeben. Der dabei auftretende Koeffizient (SMITH u. BANKE, 1975) wurde dabei für Windgeschwindigkeiten über 30 m/s konstant gehalten. Grundlage zur Berechnung des Windschubs waren die Windrasterwerte, die sich aus den oben beschriebenen Berechnungen ergaben. Für den offenen Rand der Nordsee wurden im Modellsystem des BSH durch ein vereinfachtes (barotropes) Modell des Nordostatlantiks die Wasserstandsänderungen auf Grund von Fernwellen berechnet. Da das Analysegebiet hierzu nicht ausreicht, wurden aus den Tagesmittelwerten des Luftdrucks, die aus dem EU-Projekt EMULATE (European and North Atlantic daily to MULtidecadal climATE variability) für ein Gitternetz von 5 Grad × 5 Grad vorliegen (ANSELL et al., 2006), die Windwerte nach dem im Kap. 3 beschriebenen Verfahren unter Annahme neutraler Schichtung berechnet.

Numerisch basiert das ozeanographische Modellsystem (DICK et al., 2008) auf finiten Differenzen mit horizontal konstantem Gitterabstand von 900 m in der Deutschen Bucht und westlichen Ostsee und 5 km im Bereich der restlichen Nord- und Ostsee. Abweichend vom operationellen Betrieb wurden Temperatur und Salzgehalt mit klimatologischen Monatsmittelwerten initialisiert (JANSSEN et al., 1999). Als Abflussdaten der großen in die Ostsee mündenden Flüsse wurden zeitlich konstante klimatologische Werte vorgegeben. Der An-



Abb. 7: Pegelstände in Stockholm zwischen 1. und 22.11.1872 (Swedish Meteorological and Hydrological Institute)

fangswasserstand wurde nach Modelldaten des Jahres 2009 an den Tagesmittelwert in Landsort (südlich von Stockholm) gekoppelt (BORK und MÜLLER-NAVARRA, 2009a). Für 1872 wurde der Tagesmittelwert des Pegels in Landsort am 1.11. als Null angesetzt. Unter Berücksichtigung der Datengenauigkeit ist dies eine sinnvolle Annahme im Vergleich zu den Daten von Stockholm (Abb. 7) und Öland (Abb. 9).

5. Verifikation des Windfeldes

Die berechneten Winddatensätze für den 1. bis 13. November (siehe Kap. 3) wurden im Vergleich zwischen den zur Verfügung stehenden Aufzeichnungen von Windstärke und Windrichtung der Ostseeküstenstationen und dem nächstgelegenen Seepunkt des Windrasterdatensatzes verifiziert.

Die Windbeobachtungswerte der Küstenstationen wurden der Veröffentlichung von BAENSCH (1875) entnommen. Die Windstärken sind hier in einer 5-stufigen Skala angegeben. Eine Zuordnung zu Windgeschwindigkeitsklassen konnte nur grob abgeschätzt werden. Als Näherungswerte wurden die in Tab. 1 angegebenen Werte verwendet. Die Anzahl der Fähnchen in Abb. 8 gibt die Windklasse nach Tab. 1.

Windklassen n. BAENSCH		Umgerechnete Windklassen
windstill	0	0–2 m/s
windig	1	3–9 m/s
starker Wind	2	10–14 m/s
stürmisch	3	15–20 m/s
Sturm	4	21–28 m/s
starker Sturm	5	>29 m/s

Tab. 1: Windklassen nach BAENSCH (1875) und verwendete Umrechnung

Grundsätzlich sind zwischen Windbeobachtungen an Küstenstationen und berechneten Werten für nahe gelegene Seepunkte Abweichungen zu erwarten.

Bei der manuellen Luftdruckanalyse bestanden trotz der relativ guten Datengrundlage Freiheiten der Interpretation im Detail. Sehr sensible Reaktionen zeigten sich bezüglich der Umrechnungsmethoden zwischen geostrophischem und wahrem Wind. Insbesondere die Veränderungen der thermischen Schichtung ergaben deutlich unterschiedliche Ergebnisse.

In Abb. 8 sind beispielhaft die Vergleiche für die Stationen Lübeck und Putbus dargestellt. Sie zeigen die Werte für die Stationen nach BAENSCH (1875) sowie die für den jeweils nächstgelegenen Gitterpunkt auf See berechneten Werte im Zeitraum 1. bis 13.11.1872. Um bei der Windstärke einen Vergleich zu den berechneten Windgeschwindigkeiten (in m/s) zu ermöglichen, wurden diese zusätzlich nach Tab. 1 in Windstärken umgerechnet. Es zeigt sich sowohl für die Windstärken als auch für die Windrichtungen eine sehr gute Übereinstimmung.



Abb. 8: Vergleich der Winddaten im Zeitraum 1. bis 13.11.1872 für Lübeck und Putbus zwischen Modelldaten der Rekonstruktion für den nächstgelegenen Seepunkt aus der Rekonstruktion (jeweils obere Reihe) und Beobachtungswerten nach BAENSCH (jeweils untere Reihe)

6. Ergebnisse der Wasserstandssimulation

Die zum Vergleich verwendeten Beobachtungswerte der Pegelstände entstammen ebenfalls der Veröffentlichung von BAENSCH (1875). Die Daten von BAENSCH wurden für den Vergleich ausgewählt, weil diese als einzige in Tabellenform mit genauen Zeitangaben vorliegen. Die maximalen Wasserstände in den Zeitreihen von BAENSCH (siehe dort Abb. 8) weichen zum Teil von den bei anderen Autoren angegebenen Scheitelwasserständen ab (z.B. MUDERSBACH und JENSEN, 2009), da zum einen die Daten eine Auswahl zulassen – für Travemünde gibt es z.B. weitere "amtliche" Angaben 3,26 m über MW und 3,41 m über MW (ANONYMUS, 1872) – sie zum anderen von den verschiedenen Autoren unterschiedlich nachbereitet wurden.

Auf Grund des iterativen Verfahrens kann für die dabei verwendeten Pegel bei einem Vergleich mit Daten nicht von einer Verifikation gesprochen werden. Der Pegel Ölands Norra Udde wurde dagegen nicht in der Iteration verwendet. Abb. 9 zeigt bis zum 10.11. eine angemessene Übereinstimmung mit den Messungen. Danach ist offensichtlich eine lokale Windentwicklung nicht erfasst worden, die sich auch in den Daten von Stockholm zeigt.

Auch in der westlichen Ostsee reproduzierten die Windfelder zwischen 1. und 11.11.1872 die Pegelstände bereits bei der ersten Iteration (siehe Kap. 3). Am 12. und 13.11.1872 waren dagegen acht Iterationen nötig, und die Scheitelwasserstände reagierten sensibel auf Windänderungen.

Durch mehrfache Variation der Umrechnungsfaktoren und der Luftdruckanalysen ergab sich schließlich ein Winddatensatz für den Gesamtzeitraum, der sowohl im direkten Windvergleich als auch im Vergleich der simulierten und überlieferten Pegelstände sowohl bezüglich des Wasserhöchststandes als auch des zeitlichen Verlaufs insgesamt gute Übereinstimmung aufwies. Abb. 10 zeigt für Flensburg den Einfluss verschiedener Arten der Modifikation des Windfeldes. Danach war eine Anpassung des Luftdruckfeldes weniger bedeutend als die Wahl des Ansatzes zur Berechnung des Bodenwindes.



Abb. 9: Pegelstände in Öland zwischen 1. und 16.11.1872 simuliert und nach Daten des SMHI



Abb. 10: Pegelstände in Flensburg zwischen 1. und 20.11.1872 nach BAENSCH (1875) und simuliert (schwarz fett: Rekonstruktion, schwarz fein: unter Annahme neutraler Schichtung, hellblau: Zwischenergebnis)

Abb. 11 zeigt einen Vergleich der maximalen Wasserstände der letzten Simulation und Werten von BAENSCH (1875) für den 13.11.1872. Mit Abweichungen von weniger als 10 % sind die Pegelhöchststände mit den Simulationen gut getroffen. Lediglich Neustadt und Swinemünde weisen etwas höhere Abweichungen auf.



Abb. 11: Maximale Wasserstände am 13.11.1872 an verschiedenen Pegeln der deutschen Ostseeküste nach BAENSCH (1875), korrigiert nach MUDERSBACH (2008) sowie Simulationsergebnisse



Abb. 12: Pegelstände in Travemünde zwischen 1. und 20.11.1872 simuliert und nach BAENSCH (1875)

62

Die Darstellungen der zeitlichen Verläufe der Pegelstände im Zeitraum 1. bis 20.11.1872, in Abb. 12 und 13 sind beispielhaft Travemünde und Stralsund wiedergegeben. Sie zeigen eine gute Übereinstimmung zwischen den Messwerten nach BAENSCH (1875) und der Simulation, besonders liegen die maximal gemessenen Werte auf der berechneten Kurve.



Abb. 13: Pegelstände in Stralsund zwischen 1. und 20.11.1872 simuliert und nach BAENSCH (1875)

7. Wetterlage vom 1. bis 13.11.1872 und ihre Wirkung

Die Wettersituation zwischen dem 1. und 13.11.1872 gliedert sich in drei Teilabschnitte:

Vom 1. bis 10.11. bestimmte über einen ungewöhnlich langen Zeitraum tiefer Luftdruck über dem Nordmeer und Skandinavien das Wetter (Abb. 14 bis 17) mit vorwiegend westlichen bis südwestlichen, zeitweise stürmischen Winden. Während dieser Zeit wurde Wasser aus dem Kattegat in die Ostsee bis östlich von Arkona transportiert, allerdings unterbrochen durch Rückstromphasen. Insgesamt erreichte der kumulative Transport bei Arkona bereits am 9.11. sein Maximum (Abb. 23).



Abb. 14: Wetterlage am 2.11.1872 6 Uhr



Abb. 15: Wetterlage am 4.11.1872 6 Uhr



Abb. 16: Wetterlage am 6.11.1872 6 Uhr



Abb. 17: Wetterlage am 8.11.1872 6 Uhr

Am 10.11. erfolgte eine Umstellung der Wettersituation (Abb. 18): Ein atlantisches Tief zog auf südöstlicher Bahn Richtung Mitteleuropa. In Skandinavien stieg der Luftdruck. Von Westen her setzte über der Ostsee eine vorübergehende Schwachwindperiode ein. Das Rückströmen des Ostseewassers nach Westen begann (Abb. 23).



Abb. 18: Wetterlage am 10.11.1872 6 Uhr

Die Konstellation mit tiefem Luftdruck über Mitteleuropa und einem Hoch über Skandinavien blieb in den Folgetagen erhalten, wobei sich die beiden Druckgebilde bis zum 13. noch zunehmend intensivierten (Abb. 19 und 20). Damit wehte über der Ostsee ein zunehmender Ost- bis Nordostwind. Der Wassertransport nach Westen setzte sich fort. Ein inten-



Abb. 19: Wetterlage am 11.11.1872 6 Uhr

siver Rückstrom begann jedoch erst mit dem Sturm am 12.11. (Abb. 23). Die Wasserstände an den deutschen und süddänischen Ostseeküsten stiegen. Am Morgen des 13.11.1872 bestand über der westlichen Ostsee zwischen einem Tief mit Kerndruck von 990 hPa über der Lausitz und einem Hoch von 1047 hPa über Mittelskandinavien (Abb. 21) ein extremer Luftdruckgradient.



Abb. 20: Wetterlage am 12.11.1872 6 Uhr



Abb. 21: Wetterlage am 13.11.1872 6 Uhr

Der Nordoststurm erreichte Orkanstärke (Abb. 22). Mit kräftigem Windstau und hohem Seegang erreichte die Hochwasserkatastrophe ihren Höhepunkt. Im Laufe des 13.11. ließ der Wind mit abnehmenden Luftdruckgradienten rasch nach und drehte auf östliche Richtung. Der Wasserstand fiel wieder.



Abb. 22: Windverhältnisse über der Ostsee am 13.11.1872 um 6 Uhr
68



Abb. 23: Kumulativer Transport (positiv nach Osten) über einen Schnitt auf Höhe von Arkona

8. Ausblick

Die Untersuchung hat gezeigt, dass sich das Verfahren der Berechnung von Rasterdatensätzen des Windvektorfeldes aus Luftdruckdaten, wie sie zur Rekonstruktion des Wasserstandes, der Strömung und des Seegangs als Antrieb für Simulationsmodelle benötigt werden, sehr gut verwenden lässt. Es bietet damit insbesondere für Untersuchungen historischer Extremereignisse zwischen der Mitte des 19. und des 20. Jahrhunderts, in dem die meteorologische Datenbasis zum Antrieb dreidimensionaler atmosphärischer Modelle noch nicht ausreicht, eine geeignete Möglichkeit zur Erstellung der benötigten großräumigen Rasterdatensätze des Windes.

9. Danksagung

Die Arbeiten wurden von MitarbeiterInnen des DWD und des BSH und anderen Instituten unterstützt. Wir danken insbesondere den Nationalen Meteorologischen Diensten von 14 Nachbarstaaten für die Lieferung der Manuskripte mit Daten von Luftdruck und Temperatur, den nationalen hydrologischen Diensten von Schweden und Holland für die Lieferung von Pegeldaten, N. Frank, DWD, und R. Warnecke, BSH, für die Digitalisierung der Luftdruckfelder, R. Sedlatschek, DWD, für die Berechnung des geostrophischen Windes, R. Tinz, DWD, für die Unterstützung bei der manuellen Luftdruckanalyse, E. Roßkamp und D. Bürckel, DWD, für die Diagrammbearbeitung und S. Schwabe, BSH, für Aufnahme der historischer Wasserstandsdaten. Unser ganz besonderer Dank gilt zudem N. Frank, DWD, für die mühevolle akribische Prüfung der Luftdruckdaten.

10. Schriftenverzeichnis

- ALEXANDERSSON, H.; SCHMITH, T.; IDEN, K. u. TUORMENVIRTA, H.: Long-term trend variations of the storm climate over NW Europe. The Global Atm. and Ocean System, Vol. 6, 97 pp., 1998.
- ANONYMUS: Die Ueberschwemmung der Ostsee in der Lübecker Bucht, an den Travegestaden, an den Küsten des Fürstenthums Lübeck, Schleswig-Holsteins, Mecklenburgs am 12/13. November 1872, Hamburg, 48 S., 1872.
- ANSELL, T. J.; JONES, P. D.; ALLAN, R. J.; LISTER, D.; PARKER, D. E.; BRUNET, M.; MOBERG, A.; JACOBEIT, J.; BROHAN, P.; RAYNER, N. A.; AGUILAR, E.; ALEXANDERSSON, H.; BARRIENDOS, M.; BRANDSMA, T.; COX, N. J.; DELLA-MARTA, P. M.; DREBS, A.; FOUNDA, F.; GERSTENGARBE, F.; HICKEY, K.; JÓNSSON, T.; LUTERBACHER, J.; NORDLI, Ø.; OESTERLE, H.; PETRAKIS, M.; PHILIPP, A.; RODWELL, M. J.; SALADIE, O.; SIGRO, J.; SLONOSKY, V.; SRNEC, L.; SWAIL, V.; GARCIA-SUÁREZ, A. M.; TUOMENVIRTA, H.; WANG, X.; WANNER, H.; WERNER, P.; WHEELER, D. and XOPLAKI, E.: Daily Mean Sea Level Pressure Reconstruction for the European-North Atlantic Region for the Period 1850–2003. Journal of Climate, Vol. 19., Issue 12, pp. 2727–2742, 2006.
- BAENSCH, O.: Die Sturmfluth an den Ostsee-Küsten des Preussischen Staates vom 12./13. November 1872, Zeitschrift für Bauwesen, Berlin, 1875.
- BIRR, H.-D.: Der älteste Küstenpegel Mecklenburg-Vorpommerns: Stralsund. Meer und Museum 18, 41–47, 2005.
- BORK, I. u. MÜLLER-NAVARRA, S. H.: Simulation und Analyse extremer Sturmhochwasser an der Deutschen Ostseeküste. Abschlussbericht 1.3 zum KFKI-Verbundprojekt Modellgestützte Untersuchungen zu extremen Sturmflutereignissen an der Deutschen Ostseeküste (MUSTOK), Hamburg, 2009a.
- BORK, I. u. MÜLLER-NAVARRA, S. H.: Modellierung von extremen Sturmhochwassern an der Deutschen Ostseeküste. Die Küste, Heft 75, 2009.
- COLDING, A.: Nogle Undersögelser over Stormen Nord- og Mellem-Europa af 12te–14de November 1872 og over den derved fremkaldte Vandflod i Östersöen, Vidensk. Selsk. Skr. 6, Kopenhagen, 1881.
- DICK, S.; KLEINE, E. u. JANSSEN, F.: First Results of a New Operational Circulation Model for the North Sea and the Baltic Using General Vertical Co-ordinates. Proceedings of Euro-GOOS Conference (Exeter), (in Vorbereitung), 2008.
- DUUN-CHRISTENSEN, J. T.: The representation of the surface pressure field in a two-dimensional hydrodynamic numerical model for the North Sea, the Skagerrak and the Kattegat. Dt. Hydrogr. Z. 28/3, 97 pp., 1975.
- EJDORF, K.: Stormfloden den 13. november 1872 Danmarks største strandingskatastrofe, Skib Forlag, Stenstrup, 2003.
- FOCKEN, U. u. HEINEMANN, D.: Influence of Thermal Stratification on Wind Profiles for Heights up to 140 m. Proceedings of EWEC 2003, Madrid, 2003.
- ILLUSTRIRTE ZEITUNG: Nr. 1537 vom 14.12.1872, Leipzig, 1872.
- HASSE, L.: Note on the Surface-to-Geostrophic Wind Relationship from Observations in the German Bight, Boundary-Layer Meteorology 6, 197 pp., 1974, 1999.
- JANSSEN, F.; SCHRUM, C. u. BACKHAUS, J. O.: A Climatological Data Set of Temperature and Salinity for the Baltic Sea and the North Sea. Deutsche Hydrographische Zeitschrift, Supplement 9, 1999.
- JENSEN, J. u. TÖPPE, A.: Zusammenstellung und Auswertungen von Originalaufzeichnungen des Pegels Travemünde/Ostsee ab 1826. DGM, Jahrgang 30, H. 4, 1986.
- KIECKSEE, H.: Die Ostseesturmflut 1872 mit einem Beitrag von P. Thran und H. Kruhl. Schr. des Dt. Schifffahrtsmuseums Bremerhaven, Bd. 2, 1972.
- LUTHARD, H. u. L. HASSE: The relationship between pressure field and surface wind in the German Bight area and high wind speeds, North Sea Dynamics, Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, 1983.
- LUTHARD, H. u. HASSE, L.: On the relationship between surface and geostrophic wind in the German Bight area, Beitr. Phys. Atm. 54, 222 pp., 1981.
- MUDERSBACH, CH. u. JENSEN, J.: Extremwertstatistische Analyse von historischen, beobachteten und modellierten Wasserständen an der Deutschen Ostseeküste. Die Küste, Heft 75, 2009.

70

MÜLLER-NAVARRA, S. H. u. BORK, I.: Sturmflutsimulationen, Tagungsbericht Sturmflutgefährdung der Ostsee – MUSTOK Workshop, Rostock, 2008. PETERSEN, M. u. ROHDE, H.: Sturmflut, Karl Wachholtz Verlag, Neumünster, 1979.

SCHMAGER, G.: Das Verhältnis von wahrem zu geostrophischem Wind in der Ostsee, pers. Mitteilung, 1993.

Modellierung von extremen Sturmhochwassern an der deutschen Ostseeküste

Von INGRID BORK und SYLVIN H. MÜLLER-NAVARRA

Zusammenfassung

Als Beitrag zur Ermittlung von Eintrittswahrscheinlichkeiten von Hochwassern an der deutschen Ostseeküste, konnte im Rahmen des Projektes MUSTOK, Teilprojekt MUSE-Ostsee, das Kollektiv extremer Sturmhochwasser in der westlichen Ostsee erweitert werden. Im hier beschriebenen Teilprojekt MUSE-Ostsee wurden neue, noch nicht eingetretene Sturmhochwasser mit in der Vorhersagepraxis bewährten numerischen Modellen simuliert. Zum Einsatz kam das neueste 3-dimensionale Nord- und Ostseemodell des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH), welches mit meteorologischen Randbedingungen aus den Atmosphärenmodellen des Deutschen Wetterdienstes (DWD) und des europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage (EZMW) versorgt wurde. Im Ergebnis konnten bisher gemessene maximale Wasserstände nur an Küstenabschnitten der Pommerschen Bucht übertroffen werden. Die Betrachtung der simulierten Sturmhochwasser und der Rekonstruktion des Sturmhochwassers von 1872 bestätigt die Vermutung, dass der Übergang von hohen zu extremen Sturmhochwassern für die westliche Ostsee mit ihrer kleinräumigen Topographie allein durch kleine Änderungen der Stärke, Richtung, räumlichen Ausdehnung und des zeitlichen Ablaufs des Starkwindfeldes über der Ostsee ausgelöst wird.

Schlagwörter

Sturmflut, Ostsee, numerische Simulation

Summary

Within the framework of the MUSTOK project, sub-project MUSE-Ostsee, the available assemblage of extreme floods in the western Baltic Sea has been enlarged, thus contributing to the determination of probabilities of occurrence of storm surges on the Baltic Sea coast. In the sub-project MUSE-Ostsee described here, new storm surge levels which have not occured up to now were simulated using numerical models which have been proven in operational forecasting applications. The latest 3-dimensional North and Baltic Sea model of Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH, Federal Maritime and Hydrographic Agency) used for this purpose was forced by meteorological boundary conditions from the atmospheric models of DWD (Deutscher Wetterdienst, German Meteorological Service) and the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMW). It was found that levels exceeding the historical maximum surge levels could be achieved only in coastal sections of the Pomeranian Bight. An analysis of simulated storm surges and of the reconstructed 1872 storm surge supports the assumption that merely small changes in the force, direction, spatial extent and temporal evolution of the strong wind field over the Baltic Sea may cause a transition from high to extremely high surge levels in the western Baltic with its small-scale topography.

Keywords

Storm surge, Baltic Sea, numerical simulation

Inhalt

1. Einleitung	 72
2. Vorauswahl	 74
3. Modellsimulationen	 78
3.1 Modellbeschreibung	 78
3.1.1 Anfangswerte	 80
3.1.2 Bezugsniveau – Vergleich mit beobachteten Wasserständen	 81
3.2 Rekonstruktionen	 83
3.3 Extreme Sturmhochwasser	 87
3.3.1 Scheitelwasserstände	 89
3.3.2 Extrem in der Pommerschen Bucht	 93
3.3.3 Extrem in der Mecklenburger Bucht	 95
3.3.4 Extrem in der Kieler Bucht	 96
3.3.5 Gleichzeitig extrem in Pommerscher, Mecklenburger und Kieler Bucht	 97
3.3.6 Vergleich mit 1872	 99
3.3.7 Zusammenfassung des Kapitels "Extreme Sturmhochwasser"	 106
4. Numerische Experimente	 106
4.1 Einfluss des Füllungsgrades auf das Sturmhochwasser von 1872	 107
4.2 Einfluss des vorhergehenden Sturms vom 12.11.1872 auf die Auswirkung	
des Orkans vom 13.11.1872	 112
4.3 Einfluss von Eigenschwingungen auf extreme Sturmhochwasser	 114
4.3.1 Eigenschwingungen	 115
4.3.2 Experimente	 117
5. Unsicherheiten	 119
6. Zusammenfassung	 124
7. Danksagung	 126
8. Schriftenverzeichnis	 127

1. Einleitung

Ziel des Teilvorhabens MUSE-Ostsee im Verbundprojekt MUSTOK ist die Berechnung und statistische Bewertung extremer Sturmhochwasser an der deutschen Ostseeküste. Grundlage sind, wie im Vorgängerprojekt MUSE¹ (JENSEN et al., 2006), physikalisch konsistente, Sturmhochwasser erzeugende Wetterlagen, wie sie bei heutigem Klima auftreten können. Diese sind beim Deutschen Wetterdienst (DWD) wieder mit dem Ensemble Prediction System (EPS) des europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage (EZMW) ermittelt worden (SCHMITZ, 2009). Dazu sind zu günstigen Terminen (Zielterminen) eine Vielzahl von Wetterentwicklungen (Realisationen) berechnet worden. Die kleinräumige Land-Wasser-Verteilung der westlichen Ostsee erfordert komplexere Auswahlverfahren sowohl hinsichtlich der Zieltermine als auch hinsichtlich effektiver Wetterlagen als für die Deutsche Bucht. Diese wurden vom Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) und vom DWD gemeinsam festgelegt (SCHMITZ, 2007). Diese Winddatenbasis stand auch dem Teilprojekt SEBOK A im Verbundprojekt MUSTOK zum Antrieb eines reinen Ostseemodells, einer Version des Modells des Dansk Hydraulisk Institut (DHI), zur Verfügung. An Hand solcher Wasserstandssimulationen (BRUSS et al., 2009) konnten effektive Wetterlagen weiter auf extreme Lagen eingeschränkt werden.

¹ Modellgestützte Untersuchungen zu Sturmfluten mit sehr geringen Eintrittswahrscheinlichkeiten an der deutschen Nordseeküste (MUSE).

Beim DWD wurden einige der Wetterlagen mit den lokalen meteorologischen Modellen (COSMO-EU und COSMO-B) nachgerechnet (SCHMITZ, 2007). Es ergaben sich deutliche Unterschiede zu den Windfeldern, die mit dem im EPS-System benutzten Modell (IFS) simuliert wurden. Durch die komplizierte Land-Wasser-Verteilung haben solche Unterschiede in den Windfeldern komplexere Auswirkungen auf die simulierten Wasserstände als in MUSE-Nordsee. Einige vollständige meteorologische Datensätze extremer Wetterlagen wurden am GKSS-Forschungszentrum Geesthacht (GKSS) als Teil von MUSE-Ostsee mit dem Modell COSMO-CLM nachgerechnet und modifiziert (BENKEL und MEINKE, 2008). Für diese Wetterlagen wurden dann ebenfalls Wasserstände mit dem BSH-Modell simuliert. Letztlich wurden fünf verschiedene Atmosphärenmodelle eingesetzt, was am Ende auch eine Abschätzung der Unsicherheit der simulierten Hochwasserstände in Abhängigkeit vom meterologischen Antrieb ermöglichte.

Hauptziel der Arbeiten am BSH sind Modellberechnungen extrem hoher Wasserstände als Beitrag zur Datenbasis der statistischen Analyse am Forschungsinstitut Wasser und Umwelt (fwu) Siegen (MUDERSBACH und JENSEN, 2009) und die Analyse großräumiger und lokaler Einflüsse auf diese Wasserstände. Das Modellsystem des BSH umfasst den Nordostatlantik, die Nordsee und die Ostsee, simuliert also insbesondere auch den Wassermassenaustausch zwischen Nordsee und Ostsee durch die Belte und den Sund. Damit ist das BSH-Modell auch potentielle Quelle für Randbedingungen reiner Ostseemodelle wie dem in SEBOK A verwendeten.

Entsprechend den differenzierten extremen Wetterlagen wurden neben einem für große Teile der deutschen Ostseeküste extremen Sturmhochwasser auch drei regional extreme Sturmhochwasser betrachtet – für die Kieler Bucht, die Mecklenburger Bucht sowie die Pommersche Bucht. Die bisher höchsten Wasserstände an der deutschen Ostseeküste wurden im November 1872 erreicht. Außer in der Pommerschen Bucht blieben die extremen Wasserstände bei den Simulationen am BSH unter denen von 1872. Daher wurde das Projekt MUSTOK um eine Rekonstruktion (ROSENHAGEN und BORK, 2009) und Analyse des Sturmhochwassers von 1872 erweitert.

Zusammenfassend gibt die folgende Tabelle eine Übersicht über die Anzahl der jeweiligen für MUSE-Ostsee relevanten meteorologischen und ozeanographischen Modellsimulationen.

74



Tab. 1: Anzahl der Simulationen zur Ermittlung extremer Sturmfluten

2. Vorauswahl

In diesem Kapitel interessiert zunächst nur die linke Seite der Tab. 1. Die Auswahl der Zeitpunkte (Zieltermine), für die vom DWD EPS-Simulationen durchgeführt wurden, erfolgte nach fünf Kriterien (SCHMITZ, 2007):

- 1. aufgetretenes Sturmhochwasser und/oder günstige hohe Winde in globaler Re-Analyse (ERA40) oder in operationeller Analyse bei Winden aus N bis O ("**N-O**"),
- 2. aufgetretenes Sturmhochwasser und/oder günstige hohe Windgeschwindigkeiten in ERA40 oder in operationeller Analyse bei Winden aus NW ("NW"),
- 3. günstige, sehr hohe Windgeschwindigkeiten in EPS-Archiv ("Archiv"),
- 4. hoher Sturmindex² über der Ostsee in globalen Datensätzen ("Index"),
- 5. Wasserstand in Landsort (Schweden) > 0,6 m kurz vor dem Eintreffen eines kräftigen Tiefdruckgebietes über der Ostsee ("**Füllung**").

Von den 37 für EPS-Simulationen ausgewählten Zielterminen gehören 17 zur Kategorie "N-O", gefolgt von 10 der Kategorie "Index". In die Kategorie "Füllung" fallen nur zwei Zieltermine (Tab. 2, Spalte EPS). Zu jedem der 37 Zieltermine wurden zwischen 250 bis 2950 verschiedene Realisationen am DWD hinsichtlich ihres Potentials für hohe Sturmhochwasser an den deutschen Ostseeküsten untersucht, insgesamt 31 800.

² Maß aus Betrag und relativer Vorticity des geostrophischen Windes, LOEWE et al., 2005.

Zur Bestimmung effektiver Wetterlagen wurde eine Mischung aus empirischen Verfahren der Wasserstandsvorhersage (SCHMAGER, 2003) und Analyse der meteorologischen Felder gewählt (SCHMITZ, 2007). Es wurden 57 Realisationen mit hohem Potential aus 19 Zielterminen gefunden (Tab. 2, Spalte Auswahl DWD), d. h. 18 Zieltermine hatten kein Potential für hohe Sturmhochwasser. Bei den verbleibenden Zielterminen liegt das Maximum wieder in der Kategorie "N-O", in der Kategorie "Index" verbleiben nur zwei Zieltermine. Für Details hierzu siehe SCHMITZ (2007).

Auswahlkriterien	EPS	Auswahl DWD	Simulationen SEBOK A 1 Pegel > 2,5 m	Simulationen BSH
Archiv	3	2	2	1
N-O	17	9	4	2
Index	10	3	1	1
Füllung	2	2	1	2
NW	5	3	2	2
Gesamt	37	19	10	8

Tab. 2: Anzahl der Zieltermine nach Auswahlkriterien³

56 der 57 Realisationen mit hohem Potential für Sturmhochwasser wurden mit den Modellen von SEBOK A simuliert (BRUSS et al., 2009). Nicht alle nach DWD-Kriterien ausgewählte meteorologische Antriebsfelder erzeugten dabei tatsächlich extrem hohe Wasserstände. Ein extremes Sturmhochwasser wurde dadurch definiert, dass mindestens einer von 13 Pegeln der deutschen Ostseeküste einen Wasserstand > 2,5 m über Modellnull in diesen Simulationen erreichte. Es verblieben 21 Antriebsfelder aus 10 Zielterminen mit einer Häufung in der Kategorie "N-O" (Tab. 2, Spalte SEBOK A). Letztendlich fanden sich nur unter den Realisationen von weniger als einem Drittel der Zieltermine solche, die sehr hohe Wasserstände (> 2,5 m über Modellnull) an mindestens einem der ausgewählten Pegel erzeugten. Es ist jedoch zu beachten, dass keines der Suchkriterien erfolglos war.

In Tab. 2 (Spalte BSH) findet sich zusätzlich eine Zuordnung der mit dem Modellsystem des BSH simulierten Realisierungen zu den Zielterminen. Für die Untersuchung im Teilprojekt MUSE-Ostsee wurden Szenarien primär nach extremen Sturmhochwassern ausgesucht.

Grundlage für die Auswahl bildeten die in SEBOK A berechneten Scheitelwasserstände in den Pegelgruppen

- KB: Flensburg, Schleimünde, Eckernförde, Kiel-Holtenau, Heiligenhafen (Kieler Bucht)
- MB: Neustadt, Travemünde, Wismar, Timmendorf auf Poel, Warnemünde (Mecklenburger Bucht)
- PB: Sassnitz, Greifswald, Koserow (Pommersche Bucht).

Das bisher höchste dokumentierte Sturmhochwasser für die deutsche Ostseeküste ist das vom 13.11.1872. Daher wurden insbesondere Realisationen mit ähnlicher räumlicher Verteilung der Scheitelwasserstände und/oder ähnlichem Wetterverlauf berücksichtigt.

³ Wasserstände in diesem Artikel beziehen sich auf verschiedene Nullflächen, hier auf die des in SEBOK A verwendeten Modells. Vergleiche Kapitel 3.1.2.

76

Zusätzliche Auswahlkriterien ergaben sich aus dem Ziel, die in der Literatur als verstärkend angegebenen Faktoren und den Einfluss verschiedener meteorologischer Modelle auf die Scheitelwasserstände zu untersuchen (Tab. 3).

Zieltermin	Auswahl DWD	SturmHW	Auswahl BSH
06.02.1964	N-O	-	max. Windstau nach SCHMAGER (2003), Vergleich mit COSMO-EU
17.11.1970	NW	-	maximal in KB, extremer Wasserstand in KB und MB
08.12.1971	Index	-	maximal in PB, maximal in Greifswald, sehr hoher Wasserstand in KB, MB und PB, Vergleich mit COSMO-EU
07.02.1983	Füllung	08.02.83	hoher Wasserstand in Landsort
04.11.1995	N-O	03.11.95	Vergleich mit COSMO-EU und -CLM
17.11.1995	NW	-	maximal in MB, extremer Wasserstand in KB und MB, ähnliche räumliche Verteilung der HW wie bei HW 1872
25.10.2003	Archiv	-	extremer Wasserstand in KB und MB, Vergleich mit COSMO-B, Vergleich zweier IFS-Versionen
27.01.2005	Füllung	-	hoher Wasserstand in Landsort, ähnliche Wetterlage wie bei HW 1872, Vergleich mit COSMO-B und -CLMN

Tab. 3: Zieltermine, Auswahlkriterien für Zieltermine, bedeutende aufgetretene Sturmhochwasser zum Zieltermin, Auswahlkriterien für die Simulation von Realisationen des Zieltermins mit dem Modellsystem des BSH

Eine Betrachtung aller bedeutenden Sturmhochwasser im Zeitraum von 1960 bis 2005 zeigt, dass im Projekt MUSE-Ostsee sechs von zehn bei BAERENS (1998) genannten bedeutenden Sturmhochwasser bei der Auswahl der Zieltermine berücksichtigt wurden. Nach SZ-TOBRYN et al. (2005) gab es im Zeitraum zwischen 1976 bis einschließlich 2000 17 für die Küste Mecklenburg-Vorpommerns und Westpolens "sehr gefährliche Sturmhochwasser". 11 davon wurden ebenfalls untersucht, genauso wie die drei schweren Sturmhochwasser aus den von MEINKE (1998) zusammengestellten Kollektiven. Von den schweren Sturmhochwassern nach 2000 wurden das von 2002 und das von 2006 berücksichtigt. Beide Zieltermine führten nicht zu extremen Realisationen. Die Rekonstruktionen für 2002 und 2006 wurden jedoch für einen Vergleich der in SEBOK A und im BSH benutzten Modelle verwendet (BRUSS und BORK, 2009).

Unter den letztlich zur Wasserstandssimulation mit dem BSH-Modellsystem ausgewählten Realisationen (Tab. 4) finden sich nur zwei Realisationen (1983_47 und 1995_34)⁴ zu Zeiten realer Sturmhochwasser (7.2.1983 und 4.11.1995), wobei die Realisation 1983_47 nicht zu den extremen gehört. Bemerkenswert ist, dass anders als bei MUSE (Nordsee) auch bei Betrachtung aller 37 Zieltermine allenfalls zwei weitere, gegenüber anderen extremen Realisationen vernachlässigbare, extreme Realisationen (1986_40 und 1994_30b0di) wirklich als Modifikation eines realen Sturmhochwassers (19.12.1986 und 4.11.1995) bezeichnet werden können. Sonst gab es entweder zum Zieltermin gar kein Sturmhochwasser oder die extreme Wetterlage trat erst Tage nach dem realen Sturmhochwasser ein (SCHMITZ, 2007).

Tab. 4: Zur Simulation mit dem BSH-Modellsystem ausgewählte Realisationen. (Zieltermin, Start- und Endzeitpunkt, Dauer in Stunden, Eintrittszeit des Maximums der Windgeschwindigkeit in Stunden nach dem Starttermin, maximale Windgeschwindigkeit in m/s und Bezeichnung in den folgenden Kapiteln.) Grau hinterlegt sind Realisationen, bei denen der Wasserstand an keinem der ausgewählten Pegel den Wert + 2,5 m über Modellnull erreichte. Fett sind die in SEBOK A maximalen Realisationen gekennzeichnet

Zieltermin	Start	Ende	Dauer [b]	Maximum [m/s]	Wind [m/s]	Name BSH
06.02.1964	02.02. 06:00	07.02. 12:00	126	109	45,3	1964_48
17.11.1970	11.11. 12:00	19.11. 00:00	180	119	40,8	1970_31b0cz
	09.11. 12:00	17.11. 12:00	192	166	36,7	1970_35b0cw
	10.11. 12:00	18.11. 20:00	200	183	41,5	1970_47b0d1
08.12.1971	06.12. 12:00	09.12.06:00	66	55	46,5	1971_35b0bv
	07.12. 00:00	10.12. 00:00	72	39	43,3	1971_45b0bt
	07.12. 00:00	09.12. 12:00	60	48	43,4	1971_45b0by
07.02.1983	06.02. 06:00	09.02. 14:00	80	42	27,7	1983_47
04.11.1995	03.11. 00:00	04.11. 12:00	36	23	30,9	1995_20
	03.11. 06:00	04.11. 12:00	30	17	38,3	1995_34
17.11.1995	10.11. 18:00	17.11.00:00	150	120	41,3	1995_01b0c8
	10.11. 18:00	18.11. 18:00	192	121	44,6	1995_01b0bq
25.10.2003	17.10. 12:00	25.10. 12:00	192	180	37,2	2003_19b0he
	17.10. 12:00	25.10. 12:00	192	184	37,1	2003_19b0j2
27.01.2005	24.01. 00:00	29.01.00:00	120	89	28,6	2005_45

Die Gesamtauswahl erfasst 12 von 21 nach BRUSS et al. (2009) extremen Realisationen und drei nicht extreme. In Tab. 4 ist neben der Vorhersagelänge der EPS-Simulationen auch die maximale Windgeschwindigkeit über der Ostsee gegeben. Sie ist sehr hoch. In globalen Datensätzen werden solche Windgeschwindigkeiten bei einem Luftdruck von 850 hPa (etwa 1500 m Höhe) gefunden (PRYOR et al., 2003). Die hohen Werte liegen zum Teil daran, dass mit zunehmender Vorhersagelänge die Variabilität einiger Modellgrößen wächst (SCHMITZ, 2007). Aber auch relativ kurze Simulationen zeigen hohe maximale Windgeschwindigkeiten.

⁴ Realisationen werden in den Artikeln der einzelnen Teilprojekte unterschiedlich gekennzeichnet, hier durch jjjj_nn oder jjjj_nnbbbb (jjjj Jahr des Zieltermins, nn Realisation in einem Ensemble, bbbb Ensemble des Zieltermins).

Die für die Pegelgruppe KB und MB maximalen Sturmhochwasser (Realisationen 1970_47b0d1 und 1995_01b0bq) treten nach längerer Simulationszeit auf als das für die Pegelgruppe PB maximale Sturmhochwasser (1971_35b0bv).

3. Modellsimulationen

3.1 Modellbeschreibung

Das Modellsystem des BSH (DICK et al., 2001; DICK et al., 2008) ist gegenüber dem in der Vorauswahl von SEBOK A benutzten Modell kein ausschließliches Ostseemodell, sondern umfasst Nordostatlantik, Nordsee und Ostsee (Abb. 1). Damit berücksichtigt es insbesondere den Einfluss des Wasseraustausches zwischen Nordsee und Ostsee durch die Belte und den Sund auf den Wasserstand an der deutschen Ostseeküste. Diese 1990 im BSH eingeführte Modellkonzeption (KLEINE, 1994) greift auf frühere Modelluntersuchungen (MÜL-LER-NAVARRA, 1983) zurück, in denen ein deutlicher Einfluss des Wassermassenaustausches durch Belte und Sund sowie der Gezeiten auf die Wasserstände der westlichen Ostsee während der Sturmwetterlage vom 30.12.1977–1.1.1978 nachgewiesen wurde.

Der Bereich der Nord- und Ostsee wird durch ein baroklines, dreidimensionales, hydrostatisches Modell abgedeckt. Die prognostischen Variablen sind neben Wasserstand, Schichtdicke, Strömung, Temperatur und Salzgehalt auch Eisdicke und Eiskompaktheit.

An der Meeresoberfläche wird der Impulseintrag durch eine Parametrisierung der Windschubspannung gegeben. Der dabei auftretende Koeffizient (SMITH u. BANKE, 1975) wird für Windgeschwindigkeiten über 30 m/s konstant gehalten. Meteorologische Grundlage zur Berechnung von Windschub sowie Wärmefluss sind im operationellen Betrieb numerische Simulationen mit dem globalen Modell (GME) und dem lokalen Modell (COSMO-EU) des DWD. In den Simulationen für MUSE-Ostsee werden Archivdaten dieser Modelle und globale Re-Analysen (ERA40) genutzt. Meteorologisches Kernmodell der Untersuchung ist jedoch das dem EPS-System des EZMW zu Grunde liegende Modell (IFS). Daneben werden COSMO-EU und weitere spezielle meteorologische Modelle (COSMO-B, COSMO-CLM und COSMO-CLMN) genutzt.

Die Süßwasserzufuhr in die Ostsee wird aus Abflussdaten für die in die Ostsee mündende Flüsse bestimmt. Im operationellen Betrieb werden diese von der Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG) und vom Schwedischen Meteorologischen und Hydrologischen Institut (SMHI) zur Verfügung gestellt. In MUSE-Ostsee wurden durchgehend (1964–2005) klimatologische Werte genutzt. Da maximale Abflussraten (Frühjahr) nach Zeiten mit hohen Sturmhochwassern (Herbst und Winter) auftreten (LEPPÄRANTA und MYRBERG, 2009), ist diese Einschränkung gegenüber anderen Annahmen von geringer Bedeutung.

Für den offenen Rand der Nordsee berechnet ein barotropes Modell des Nordostatlantiks Wasserstandsänderungen auf Grund von Wind und Luftdruck über dem Nordostatlantik. In MUSE-Ostsee wurden Ausschnitte aus globalen Datensätze (ERA40, IFS) so gewählt, dass sie auch den Nordostatlantik überdecken. Die lokalen meteorologischen Modelle COSMO-EU und COSMO-CLM erfassen nur wenige Gitterpunkte des Nordostatlantikmodells nicht. Dort wurden die Werte bei vergleichenden Simulationen extremer Sturmhochwasser durch IFS-Daten ergänzt. Problematisch war dieses Vorgehen nur für das Modell COSMO-B, wo eine Ergänzung auch über der Nordsee nötig war.

Für Temperatur und Salzgehalt werden am offenen Rand der Nordsee sowohl im operationellen Betrieb als auch in MUSE-Ostsee klimatologische Monatsmittelwerte vorgegeben. Bei wetterbedingtem Wechsel von Ein- und Ausstromphasen mit Zeitskalen von wenigen Tagen ist jedoch garantiert, dass das über den Modellrand in die Nordsee zurückkehrende Wasser seine Eigenschaften behält.

Mitschwingungsgezeiten werden am offenen Rand der Nordsee (Abb. 1, rote Linien) in Form von 14 Partialtiden vorgeschrieben. Gezeiten sind in den Modellgleichungen auch als direkte Gezeiten berücksichtigt (MÜLLER-NAVARRA, 2002).



Abb. 1: Modelltopographie [m] des Modellsystems aus einem vorgeschalteten und zwei interaktiv gekoppelten Teilbereichen

Numerisch basiert das Modellsystem auf finiten Differenzen mit horizontal zeitlich und räumlich konstantem Gitterabstand von 0,9 km in der Deutschen Bucht und westlichen Ostsee und 5 km im Bereich der restlichen Nord- und Ostsee. Beim Vergleich von simulierten mit gemessenen Wasserständen muss insbesondere beachtet werden, dass einige Pegel an schmalen Rinnen liegen, die bei einer Auflösung von 900 m nicht im Modell abgebildet werden können. Damit ist dann auch mit Unterschieden im lokalen Schwingungsverhalten zu rechnen.

Die Modelle des BSH wurden 1999 einmalig mit klimatologischen Werten und aus der Ruhelage gestartet. Die Vorgängerversion (v3) ist über 8 Jahre operationell gelaufen und hat Sturmhochwasser in der Ostsee gut simuliert (z.B. für den Finnischen Meerbusen: GÄSTGIF-VARS et al., 2008). Die Modelldaten sind archiviert und bieten einen vollständigen Datensatz für weitere Analysen. Insbesondere wurden aus ihnen auch Anfangsfelder für die Simulationen mit der aktuellen Version (v4) konstruiert. Für den Wasserstand der Ostsee liegen für die aktuelle Version erst sporadische statistische Berechnungen vor. Für die Zeit von September 2007 bis Mai 2008 wurde der Wasserstand in Warnemünde, Saßnitz und Koserow mit einer Standardabweichung von 0,09 m, 0,076 m bzw. 0,083 m vorhergesagt. Eine modellimmanente konstante Abweichung (Bias) betrug für diesen Zeitraum 0,161 m, 0,191 m bzw. 0,208 m.

3.1.1 Anfangswerte

In MUSE-Ostsee wurde die neueste Version (v4) des BSH-Modellsystems genutzt. Abweichend vom operationellen Betrieb muss hier für jede Nachrechnung einer extremen Sturmflut ein Anfangszustand konstruiert werden.

Temperatur und Salzgehalt werden mit klimatologischen Monatsmittelwerten (JANSSEN et al., 1999) initialisiert. Entsprechend wird kein Anspruch erhoben, Temperatur und Salzgehalt für die betrachteten Episoden bestmöglich zu simulieren. Jahreszeitliche Variationen im Wasserstand durch Dichtevariationen sind gering. Die von der Schichtung modifizierte großräumige Zirkulation mit Re-Zirkulation in tiefen Becken und windbedingten Randströmen (KRAUSS, 2001) kann den küstennahen Wasserstand jedoch beeinflussen.

Die Eisbedeckung beeinflusst den Wasserstand über Modifikation des Impulseintrags aus der Atmosphäre und durch Dämpfung von Wasserstandsänderungen. Werte für die Eisdicke und Bedeckungsgrad wurden daher für jeden Zieltermin nach Originalkarten des Eisdienstes des BSH digitalisiert und in Anfangswerte für Eisdicke und Eiskompaktheit umgerechnet. Zu Beginn von drei der sieben Rekonstruktionen in Kapitel 3.2 war die Ostsee zu Beginn der Nachrechnung eisfrei, und zwar am 25.10.1970, 19.10.1995 und 2.10.2003.

Die offensichtlichste Größe, für die ein Anfangswert gefunden werden muss, ist der Wasserstand (anteilig in der Schichtdicke der Oberflächenschicht enthalten). Der Wasserstand wird zwar über lange Simulationszeiten von seinem Anfangszustand unabhängig, die Simulationsdauer in MUSE-Ostsee ist jedoch im Vergleich zur baroklinen Zeitskala kurz. Daher wurden die Simulationszeiten gegenüber der Dauer der eigentlichen Sturmhochwasser um 10 bis 30 Tage verlängert, d.h. um die Zeit, die die Strömung braucht, um sich auf ein vorgegebenes Dichtefeld einzustellen, und so sinnvolle Wasserstände zu Beginn der EPS-Simulationen zu schaffen. Zur Initialisierung solcher Vorläufe wurde im BSH der Anfangswasserstand über Modellarchivdaten aus dem Jahr 2002 (Modellversion v3) an das zum Starttag gemessene Tagesmittel des Wasserstands in Landsort gekoppelt.

Für die barotropen Simulationen des Nordostatlantiks wurde der Wasserstand hydrostatisch an die Anfangsluftdruckverteilung angepasst.

Der in den Vorläufen berechnete Anfangszustand für die eigentlichen EPS-Simulationen repräsentiert den Einfluss der Wetterlage in den Tagen vor und zum Zieltermin.

Zum Antrieb dieser Vorläufe standen sechsstündige meteorologische Re-Analysen (ERA40) zur Verfügung, ab 2000 auch Archivdaten einstündiger (deterministischer) Vorhersagen des DWD. Die sechsstündigen Re-Analysen eignen sich wegen der geringen zeitlichen Auflösung nicht für die Analyse zurückliegender Stürme, denn extreme Wasserstände werden damit nur zufällig reproduziert (Abb. 5a–e). Für die Berechnung von Anfangsverteilungen vor einem Sturmhochwasser sind sie aber geeignet.

Zusammen mit der Kopplung des Anfangszustands an das gemessene Tagesmittel in Landsort zu Beginn der Vorläufe wird davon ausgegangen, dass so insbesondere auch einem erhöhten Füllungsgrad der Ostsee zu Beginn der EPS-Simulationen Rechnung getragen wird.

3.1.2 Bezugsniveau – Vergleich mit beobachteten Wasserständen

Modelldaten für den Wasserstand zeigen in der Regel eine modellimmanente ortsabhängige mittlere Abweichung von gemessenen Werten. Diese ist für die Ostsee beim Vergleich mit Messungen signifikant und nimmt nach Nordosten zu. Der Grund dafür ist das unterschiedliche Bezugsniveau. HANSEN (2008) findet bei der Betrachtung verschiedener Modelle einen Unterschied von im Mittel etwa 0,3 m in der westlichen Ostsee. Der Unterschied reduziert sich deutlich, wenn das betrachtete Modell an ein Nordatlantikmodell gekoppelt ist (HANSEN, 2008).

Die Modellgleichungen der BSH-Modelle sind bezüglich eines rotierenden sphärischen Koordinatensystems formuliert. In einer solchen Darstellung schneiden sich im Allgemeinen die Flächen konstanter Radialkomponente mit denen konstanten Potentials der effektiven Gravitationskraft, der Schwerkraft.

In vereinfachten Modellgleichungen der BSH-Modelle (und entsprechender Modelle) wird durch eine konstante Radialkomponente r = R + z eine Geopotentialfläche beschrieben, und z gibt die Höhe dieser Fläche über der Erde (horizontal homogene Kugel mit Radius R) an (PICHLER, 1984). Die Fläche z = 0 definiert eine mittlere Meeresoberfläche. Bei der Simulation von regional begrenzten Meeresgebieten bestimmt der mittlere vertikale Massenaufbau am offenen Rand die Lage der Nullfläche im Modellgebiet.

Im Gegensatz zu solchen Modellnullflächen sind NN-Flächen Beschreibungen der Erde, insbesondere sind sie keine Äquipotentialflächen. Sie unterscheiden sich nicht nur durch eine wesentlich genauere Beschreibung des effektiven Gravitationspotentials, sondern auch in der Festlegung der mittleren Meeresoberfläche. Diese berücksichtigt den lokalen mittleren Massenaufbau. Bezogen auf eine für eine Simulation festgelegte, räumlich konstante Modellnullfläche ist der NN-Wert eine vom Ort abhängige Variable, besonders dann, wenn die vertikal gemittelte Dichte stark variiert, was zwischen Nordsee und Ostsee, aber auch innerhalb der Ostsee der Fall ist (Abb. 2). Um auf NN bezogene Wasserstandsangaben mit Modellwasserständen vergleichen zu können, müssen die Modellwerte auf NN umgerechnet werden. Während in der Nordsee die Korrektur mit guter Näherung vernachlässigt wird, ist sie für die Ostsee signifikant.

Zum Vergleich mit gemessenen Werten wird vereinfachend angenommen, dass die Jahresmittel sich im Modell und in den Daten in gleicher Weise ändern und Korrekturwerte (rot in Abb. 2) durch Modellinformationen aus dem Jahr 2002 ausgedrückt werden können. Für Details siehe BORK und MÜLLER-NAVARRA (2009).

Die Korrekturwerte für alle betrachteten Pegel sind in Tabelle 7a und b gegeben und variieren zwischen 0,161 m in Ringhals und 0,422 m in St. Petersburg. Versuche, eine Simulation gleich mit niedrigeren Werten zu starten, zeigten, dass sich der Wasserstand über den betrachteten Zeitraum wieder auf Modellnull einstellte (Abb. 3).

82



Abb. 2: Wasserstand an Küstenorten der Ostsee bezogen auf Modellnull, Mittelwerte für den Zeitraum 1.1.1999–17.8.2007, Jahresmittelwerte des Jahres 2002 und verwendete Korrekturwerte zur Umrechnung auf NN



Abb. 3: Wasserstand in Landsort bei unterschiedlichen Anfangsbedingungen, korrigierte Werte bei Start relativ zu Modellnull (schwarz, dünn; vergleiche Abb. 5e), unkorrigierte Werte bei Start relativ zu NN (rot), Daten relativ zu NN (schwarz mit Symbolen), Daten um Korrekturwert in Landsort nach oben verschoben (rot mit Symbolen). Die horizontale, rote Linie markiert das Modellnull in Landsort relativ zu NN

3.2 Rekonstruktionen

Zu jedem der acht ausgewählten Zieltermine (Februar 1964, November 1970, Dezember 1971, Februar 1983, 4. und 17. November 1995, Oktober 2003 und Januar 2005) wurden ausgehend von konstruierten Wasserständen und klimatologischen Monatsmitteln für hydrographische Felder Simulationen über 18 bis 30 Tage durchgeführt, angetrieben von Re-Analysen (1964–1995) und Archivdaten der Wettervorhersage (2003, 2005).

Diese Rekonstruktionen dienen primär der Konstruktion sinnvoller Anfangszustände für die zum Teil sehr kurzen EPS-Simulationen (Tab. 4). Deren Starttermine sind in den Abb. 5 a-g jeweils durch eine rote Linie markiert. Die minimale Simulationszeit bis zum Start beträgt 12 Tage. Damit ist die Einstellzeit auf den Windantrieb gut abgedeckt. Als Hinweis auf die Güte der Wasserstandssimulation in der westlichen Ostsee ist jeweils ein Vergleich des Wasserstands am Pegel Wismar mit Messungen angegeben. Der Pegel Wismar wurde hier gewählt, weil er einerseits deutlich die physikalischen Besonderheiten der flachen westlichen Ostsee zeigt (z.B. Gezeiten, Windstau), andererseits durch die Lage in der Mecklenburger Bucht Einflüsse aus der zentralen Ostsee, bedingt durch die großräumige Wetterlage, wiedergibt.

Unter dem Einfluss der Diskussion um den Beitrag, den ein erhöhter Füllungsgrad der Ostsee auf Sturmhochwasser an der deutschen Ostseeküste haben kann, wurde besonders für den Januar 2005 eine sehr lange Simulationszeit gewählt (Abb. 5g). Als Indiz für die Güte der Reproduktion des Füllungsgrades (MÜLLER-NAVARRA et al., 2003; JANSSEN, 2002) ist jeweils der Wasserstand in Landsort im Vergleich zu gemessenen Wasserständen angegeben. Abb. 4 zeigt den Wasserstand in Landsort zum Startzeitpunkt (vergleiche Tab. 4) der jeweiligen Realisation im Vergleich mit gemessenen Werten. Die größte Abweichung ergibt sich bei beiden Realisationen der Kategorie "Füllung" mit –0,20 m für 1983_47 und –0,13 m für 2005_45.



Abb. 4: Wasserstand in Landsort zu Beginn aller simulierten Realisationen (rot; Messung blau; Differenz gelb)

Zusätzlich sind in den Abb. 5 a-g noch die täglichen Großwetterlagen (GERSTENGARBE et al., 1999) angegeben. Sie variieren für die Starttage der EPS-Simulationen. Vier Simulationen mit extremem Sturmhochwasser starten aus einer zyklonalen Westlage (WZ), die anderen aus einer Wetterlage mit einem Hoch über Mitteleuropa (HM), einer antizyklonalen Südwestlage (SWA) und einer antizyklonalen Südostlage (SEA), die Simulationen mit nicht extremem Sturmhochwasser aus einer Wetterlage mit einem Tief über Mitteleuropa (TM) bzw. einem Trog über Mitteleuropa (TRM).



Abb. 5a: Wasserstand in Landsort (dunkelblau) und Wismar (hellblau) im Vergleich mit Daten (mit Symbolen) zum Zieltermin 6.2.1964



Abb. 5b: Wasserstand in Landsort (dunkelblau) und Wismar (hellblau) im Vergleich mit Daten (mit Symbolen) zum Zieltermin 17.11.1970



Abb. 5c: Wasserstand in Landsort (dunkelblau) und Wismar (hellblau) im Vergleich mit Daten (mit Symbolen) zum Zieltermin 7.2.1983



Abb. 5d: Wasserstand in Landsort (dunkelblau) und Wismar (hellblau) im Vergleich mit Daten (mit Symbolen) zum Zieltermin 8.12.1971⁵

⁵ Der maximale Wasserstand wird in Wismar am 8.12.1971 erreicht. Hohe Windgeschwindigkeiten (um 20 m/s) treten im ERA40-Datensatz erst am 9.12.1971 auf. Nach einer Umdatierung der simulierten Wasserstände um einen Tag wird der zeitliche Verlauf sowohl in Wismar als auch in Landsort gut reproduziert. Die gestrichelte rote Linie gibt die Starttermine an. (6.12. 12:00 und 7.12. 00:00 in ERA-40/IFS Zeit).



Abb. 5e: Wasserstand in Landsort (dunkelblau) und Wismar (hellblau) im Vergleich mit Daten (mit Symbolen) zu den Zielterminen 4.11.1995 und 17.11.1995



Abb. 5f: Wasserstand in Landsort (dunkelblau) und Wismar (hellblau) im Vergleich mit Daten (mit Symbolen) zum Zieltermin 25.10.2003



Abb. 5g: Wasserstand in Landsort (dunkelblau) und Wismar (hellblau) im Vergleich mit Daten (mit Symbolen) zum Zieltermin 27.1.2005

Das hauptsächlich durch lokalen Windstau geprägte Ereignis 1995 wird in seinem Verlauf in Landsort (Abb. 5e) und zu Beginn der EPS-Simulationen gut reproduziert. Allerdings erzeugen die sechsstündigen Re-Analysen deutlich zu niedrige Wasserstandsschwankungen.

Für Wismar gilt die Aussage, gute Übereinstimmung im Wasserstandsverlauf bei zu geringen Wasserstandsschwankungen, für alle mit ERA40-Antrieb simulierten Rekonstruktionen. Im Vergleich dazu werden die Hoch- und Niedrigwasser bei GME/LME-Antrieb besser und 2005 gut (Abb. 5g) reproduziert.

3.3 Extreme Sturmhochwasser

Im Projekt MUSE-Ostsee wird das Kollektiv extremer Sturmhochwasser an der deutschen Ostseeküste dadurch erweitert, dass extreme, so noch nicht eingetretene Wetterlagen zur Wasserstandssimulation genutzt werden. Es wird also der Staueffekt durch analysierte oder vorhergesagte (ERA40, GME/LM, GM1/LM) lokale und überregionale Winde in Erwartung einer Maximierung des Wasserstands modifiziert (SCHMITZ, 2009). Wie weit dies gelungen ist, wird in diesem Kapitel beschrieben. Auf weitere in der Literatur als potentiell den Wasserstand maximierend angegebene Einflüsse wie erhöhter mittlerer Wasserstand der Ostsee oder Schwingungen wird im Kapitel "Numerische Experimente" eingegangen.

Die westliche Ostsee ist ein Gebiet mit komplexer, kleinräumiger Land-Wasser-Verteilung. Daher gibt es räumlich unterschiedliche Windrichtungen mit Potential für Sturmhochwasser. Die folgende Tabelle zitiert Ergebnisse von Modellsimulationen mit stationärem Wind über der ganzen Ostsee für Windgeschwindigkeiten von 25 m/s und 20 m/s (ENDERLE, 1989). Es ist eine der wenigen bisher vorliegenden Modelluntersuchungen mit hohen Windgeschwindigkeiten. 88

Ort	Richtung 25m/s	Stau 25 m/s	Richtung 20m/s	Stau 20m/s
Flensburg	54,5 °/NO	3,74 m	52,4 °/NO	2,45 m
Kiel	43,5 °/NO	3,87 m	40,6 °/NO	2,56 m
Travemünde	36,7 °/NO	3,99 m	34,0 °/NO	2,64 m
Warnemünde	26,7 °/NNO	3,32 m	23,6 °/NNO	2,22 m

Tab. 5: Quasistationärer Stau bei über der gesamten Ostsee konstantem Wind aus der für den jeweiligen Küstenort optimalen Windrichtung (nach ENDERLE, 1989)

Das in der zitierten Untersuchung verwendete barotrope Modell der Ostsee ist nicht veröffentlicht, und die absoluten Stauwerte in Tabelle 5 sind überraschend hoch. Trotzdem ist glaubhaft, dass die reinen Stauwerte bei der Windgeschwindigkeit von 25 m/s über der gesamten Ostsee im Bereich derer von 1872 liegen, die optimale Windrichtung ortsabhängig ist und dass sie sich mit der Windstärke ändert. Die Änderung der optimalen Windrichtung mit der Windstärke zeigt sich auch in dem zur Auswahl benutzten Ansatz von SCHMAGER (2003 und 1984) u. MÜLLER-NAVARRA und BORK (2008). IRISH et al. (2008) zeigen für durch Hurrikane erzeugte Hochwasser, dass auch die Ausdehnung eines Sturms den Stau an einem Ort bedeutend (bis zu 30 %) erhöhen kann.

In weiteren Simulationen berechnete ENDERLE (1989) optimale Windrichtungen und Stau in Flensburg bei konstantem Wind über Teilgebieten der Ostsee einschließlich Kattegat und Skagerrak (leider nur für Windgeschwindigkeiten bis 20 m/s). Durch Superposition ergeben sich bei gleicher Windgeschwindigkeit noch höhere Stauwerte. Der empirische Ansatz für Warnemünde von SAGER u. MIEHLKE (1956) basiert ebenfalls auf der Superposition, allerdings von Wind über der südlichen und zentralen Ostsee sowie von lokalem Wind. Entsprechend haben frühere Autoren auf die Bedeutung der Vorgeschichte, z. B. Wind über der zentralen Ostsee (KOHLMETZ, 1967) oder Drehung des Windes (KRÜGER, 1910) für die Höhe von Sturmhochwassern hingewiesen. Auch in der Häufung von Sturmhochwassern bei bestimmten Zugbahnen der Tiefdruckgebiete (MEINKE, 2003a) spiegelt sich neben dem direkten Einfluss auf den lokalen Wind auch die Superposition mit der Stauwirkung aus entfernteren Gebieten wider. Den entscheidenden Anteil bildet jedoch bei sehr hohen Windgeschwindigkeiten der Stau durch den lokalen Wind (STIGGE, 1995; SAGER u. MIEHLKE, 1956).

Einfache analytische Theorien für stationären Wind (COLDING, 1881; HANSEN, 1950; ERTEL, 1972) zeigen alle eine 1/H-Abhängigkeit für den Stau (mit H = Wassertiefe); sie sind durch ihre Annahmen in ihrer Aussagekraft aber unterschiedlich stark eingeschränkt. HAN-SEN (1950) setzt einen schmalen geschlossenen Kanal voraus, und ERTEL (1972) nimmt kleine Gebiete (Vernachlässigung der Erdrotation) mit Tiefenänderung ausschließlich senkrecht zur Küste an. Am allgemeinsten ist die Theorie von COLDING (1881), die auch den Einfluss der Erdrotation indirekt berücksichtigt und stückweise auf nicht notwendig küstennahe Tiefenprofile anwendbar ist. Eine Theorie mit stationärem Wind über einem breiten Zwei-Schichten-Kanalmodell mit variabler Tiefe der zentralen Ostsee und unter Berücksichtigung der Erdrotation (KRAUSS, 2001) zeigt eine inhomogene Verteilung der windbedingten Strömung in der oberen Schicht, mit Randströmen in Windrichtung. Neben dem auch in den barotropen Theorien gefundenen Rückstrom ist hier in der tiefen Schicht auch eine horizontale Zirkulation in abgeschlossenen Becken möglich.

3.3.1 Scheitelwasserstände

Das BSH-Modellsystem ist fähig, den Stau bei gegebenen, inhomogenen und zeitlich variablen meteorologischen Feldern gut vorherzusagen; es hat sich in der täglichen Vorhersagepraxis des BSH sehr gut bewährt (JENSEN u. MÜLLER-NAVARRA, 2008; GÄSTGIFARS et al., 2008). Die in MUSE-Ostsee gewählten Auswahlverfahren waren ortsabhängig. Trotzdem wurde der Wasserstand von 1872 in den EPS-Simulationen mit dem Modellsystem des BSH nur in der Pommerschen Bucht übertroffen (Abb. 6). Neben der Erklärung, dass die zeitliche Veränderung des Windes nicht optimal berücksichtigt wurde, ist es auch möglich, dass sich unter den 31 800 betrachteten Fällen wirklich keine mit größerem Staupotential für die Kieler und die Mecklenburger Bucht befanden. Letzteres ist sehr wahrscheinlich, denn das gewählte Auswahlverfahren in MUSE-Ostsee entspricht prinzipiell dem erfolgreich in MUSE-Nordsee benutzten.



Abb. 6: Normierte Scheitelwasserstände für alle mit dem BSH-Modellsystem nachgerechneten Realisationen. Die Ellipsen markieren die in Kapitel 3.3.6 ausführlich dargestellten Realisationen

Aus den 21 extremen Sturmhochwassern der Voruntersuchung (BRUSS et al., 2009), definiert dadurch, dass unter 13 ausgewählten Orten mindestens einer einen Scheitelwasserstand von + 2,5 m über Modellnull SEBOK A erreicht, wurden neun zur potentiellen Erweiterung des Kollektivs extremer Sturmhochwasser ausgewählt, drei weitere nach anderen Kriterien: die Realisation 2005_45 wegen der Ähnlichkeit ihrer Wetterlage mit der von 1872, die Realisationen 1971_45b0by, 1995_34 und 2005_45 zum Vergleich unterschiedlicher im Projekt verwendeter meteorologischer Modelle und Modellversionen. Die Realisation 2005_45 und die nicht extreme Realisation 1995_20 wurden für die Untersuchungen der GKSS benötigt. Die Untersuchungen der GKSS lieferten auch ein weiteres meteorologisches Modell im Kollektiv der im Projekt verwendeten meteorologischen Modelle. Speziell zum Vergleich unterschiedlicher Versionen des gleichen Modells wurde eine weitere, nicht extreme Realisation berücksichtigt (2003_19b0j2). Da im Projekt der Einfluss des Füllungsgrades der Ostsee auf die Scheitelwasserstände besonders kontrovers und ausdauernd diskutiert worden ist, wurde neben 2005_45 die zweite Realisation eines Zieltermins der Kategorie "Füllung" (1983_47) simuliert. Die drei zusätzlichen, nicht extremen Simulationen sind in Tab. 6 grau hinterlegt.

Abb. 6 zeigt mit dem höchsten 1872 gemessenen Wasserstand (Tab. 7a nach MUDERS-BACH u. JENSEN, 2009a) normierte Scheitelwasserstände,

$$z_{\max}(Ort, Simulation) = \eta_{\max}(Ort, Simulation) / \eta_{\max}(Ort, 1872),$$

für jeweils einen Ort aus den in Kap. 2 definierten Pegelgruppen und alle mit dem BSH-Modellsystem nachgerechneten Realisationen.

Anders als bei MUSE-Nordsee (vergleiche Tab. 9b) wurden die extremen Wasserstände des für die Ostsee herausragenden Sturmhochwassers von 1872 zwischen Flensburg und Warnemünde hier nicht übertroffen. Abweichend von der Voruntersuchung (BRUSS et al., 2009) gilt dies auch für Flensburg. In der Pommerschen Bucht sind die Wasserstände von 1872 zwar für Greifswald die höchsten gemessenen Werte, aber in Thiessow wurden sie beim Sturmhochwasser 1904 übertroffen (KOLP, 1995), und schon zeitgenössische Autoren (GRÜNBERG, 1873) betrachteten sie nicht als extrem. So werden sie in Greifswald auch bei fünf Realisationen überschritten. Tab. 6 zeigt mit den Werten von 1872 (MUDERSBACH u. JENSEN, 2009a) normierte Wasserstände. Der maximale Verhältniswert für Flensburg ist 0,923, für Travemünde 0,806 und für Greifswald 1,198.

Realisation	normierter Wasserstand			extrem	e HW fi	ir Pegelg	gruppen m NN
				1	Maximum N		
	Flensburg	Travemünde	Greifswald	KB	MB	PB	KB/MB/PB
1964_48	0,664	0,639	1,139	2,05	2,02	3,45	1,88
1970_31b0cz	0,654	0,767	0,719	2,02	2,54	2,01	1,38
1970_35b0cw	0,840	0,787	0,833	2,59	2,49	2,32	1,49
1970_47b0d1	0,923	0,716	0,597	2,84	2,27	1,67	1,13
1971_35b0bv	0,738	0,806	1,195	2,27	2,55	3,34	2,12
1971_45b0bt	0,639	0,711	1,134	1,97	2,26	3,17	1,84
1971_45b0by	0,641	0,706	1,198	1,98	2,23	3,34	1,83
1983_47	0,631	0,612	0,623	1,96	1,97	1,74	1,23
1995_01b0c8	0,661	0,760	0,836	2,04	2,40	2,33	1,84
1995_01b0bq	0,774	0,789	0,782	2,39	2,49	2,18	1,74
1995_20	0,650	0,729	0,916	2,00	2,30	2,56	1,39
1995_34	0,667	0,720	1,199	2,09	2,32	3,35	1,87
2003_19b0j2	0,623	0,609	0,465	1,99	1,93	1,30	0,77
2003_19b0he	0,886	0,793	0,632	2,73	2,51	1,76	0,88
2005_45	0,617	0,630	0,924	1,90	1,99	2,56	1,64

Tab. 6: Charakteristische Scheitelwasserstände für die simulierten extremen Sturmhochwasser (nicht extreme Realisationen sind grau hinterlegt).

Weiter werden in Tab. 6 die Scheitelwasserstände für die Pegelgruppen aus Kap. 2

- KB: Flensburg, Schleimünde, Eckernförde, Kiel-Holtenau, Heiligenhafen (Kieler Bucht)
- MB: Neustadt, Travemünde, Wismar, Timmendorf auf Poel, Warnemünde (Mecklenburger Bucht)
- PB: Sassnitz, Greifswald, Koserow (Pommersche Bucht)
- angegeben.

Im Sinne von MUSE-Ostsee werden zunächst die maximalen Sturmhochwasser nach Tab. 6 bestimmt.

- KB > 2,5 m: 1970_47b0d1 (nur KB), 2003_19b0he (KB+MB), 1970_35b0cw
- MB > 2,5 m: 1971_35b0bv (MB+PB), 1970_31b0cz (nur MB), 2003_19b0he (KB+MB)
- PB > 3,0 m: **1964_48** (nur PB), 1995_34 (max. Greifswald, nur PB), 1971_35b0bv (MB+PB) und 1971_45b0by (nur PB)

Das absolute Maximum ist für die Gruppen KB und PB auch die Realisation, die nur in ihrer Gruppe maximal ist. Für die Gruppe MB ist letzteres die Realisation 1970_31b0cz. Das absolute Maximum wird dagegen in der Realisation 1971_35b0bv erreicht. Diese Realisation ist auch für PB extrem und zeichnet sich zusätzlich dadurch aus, dass sie bei Betrachtung aller Pegelgruppen den höchsten minimalen Scheitelwasserstand (2,12 m) erreicht.

Tab. 7a: Maximale Scheitelwasserstände deutscher Küstenpegel in m über NN für extreme Sturmhochwasser zusammen mit der Korrektur gegenüber dem Modellnull in m und den Scheitelwasserständen von 1872 in m über NN entsprechend der Beobachtung (MUDERSBACH u. JENSEN, 2009a) und der Rekonstruktion

Pegel	- Δ	1964_ 48	1970_ 47b0d1	1971_ 35b0bv	1995_ 34	2003_ 19b0he	1872 beobachtet	1872
Flensburg	0,164		2,84				3,08	3,45
Schleimünde	0,169					2,57		3,20
Eckernförde	0,167		2,63					3,31
Kiel-Holtenau	0,169					2,65		3,32
Marienleuchte	0,202			2,19				2,75
Neustadt	0,195			2,50				3,28
Travemünde	0,195			2,55			3,16	3,49
Wismar	0,195			2,54				3,48
Warnemünde	0,216			2,35				2,93
Stralsund Hafen	0,245			2,62				2,45
Saßnitz	0,257	2,33						1,79
Greifswald	0,246				3,35		2,79	2,42
Koserow	0,258	3,45						

Pegel	- Δ	1964_48	1971_45b0bt	1971_35b0bv	1872
Ringhals	0,161		0,66		0,50
Ystad	0,272			2,20	1,30
Landsort	0,329	0,89			0,21
Ratan	0,392	0,75			0,58
St. Petersburg	0,422			1,82	0,91

Tab. 7b: Scheitelwasserstände weiterer Küstenpegel in m über NN für extreme Sturmhochwasser zusammen mit der Korrektur gegenüber dem Modellnull in m und den Wasserständen der Rekonstruktion 1872 in m über NN

Grundlage der statistischen Auswertung (MUDERSBACH u. JENSEN, 2009) sind die maximalen Scheitelwasserstände an den Küstenpegeln in Tab. 7a mit Ausnahme von Koserow. Die Aufstellung zeigt, dass für die Pegel Schleimünde und Kiel-Holtenau der Pegelgruppe KB maximale Werte in der Realisation 2003_19b0he erreicht werden und nur Flensburg (Gruppenmaximum) und Eckernförde in der Realisation 1970_47b0d1 maximiert werden. In der Gruppe MB erreichen alle Pegel maximale Wasserstände für die gleiche Realisation (1971_35b0bv). Das absolute Maximum dieser Gruppe wird in Travemünde erreicht. Zusätzlich ist diese Realisation maximal in Marienleuchte und für den schwedischen Pegel Ystad (Tab. 7b). In der Gruppe PB ist das Maximum in Koserow auch das Gruppenmaximum. Die Realisation 1964_48 maximiert zusätzlich den Wasserstand in Saßnitz. Der Scheitelwasserstand in Greifswald beträgt für 1964_48 nur + 3,12 m NN. Der maximale Scheitelwasserstand in Greifswald (3,35 m) wird für die Realisation 1995_34 erreicht. Die Realisationen 1971_45b0by und 1971_35b0bv liefern jedoch mit + 3,343 m NN und + 3,335 m NN nur geringfügig niedrigere Werte.

Zwei der in der Vorauswahl extremen Realisationen (1995_01b0c8 und 1995_01b0bq) bleiben für die BSH-Simulationen in allen Scheitelwerten unter den geforderten +2,5 m NN, 1995_01_b0bq allerdings nur um 1 cm. Eine der ursprünglich nicht extremen Realisationen (1995_20) wird formal extrem durch einen maximalen Wasserstand in der Gruppe PB von 2,56 m. Gegenüber maximalen Werten von + 3,45 m NN in dieser Gruppe wird diese Realisation weiterhin als nicht extrem angesehen.

Unter der Hypothese, dass der Wind in seiner speziellen Richtung und Ausdehnung entscheidend für die Entstehung extremer Sturmhochwasser ist, werden die einzelnen Realisationen in den folgenden Kapiteln durch Wasserstandskurven an vier charakteristischen Orten (Flensburg, Travemünde, Saßnitz und Greifswald) zusammen mit dem Starkwindband zum Zeitpunkt maximaler Windgeschwindigkeit über der Ostsee westlich von 16° Ost dargestellt. Dargestellt sind Luftdruck und 10-m-Wind im groben Modell, der Wind in jedem 10. Gitterpunkt.

Zum Vergleich ist zuerst die entsprechende Abbildung für die Rekonstruktion des Sturmhochwassers von 1872 gegeben (Abb. 7a). Dargestellt ist die Windverteilung am 13.11. 8:00 mit einer maximalen Windgeschwindigkeit von 31,46 m/s, obwohl diejenige am 12.11. 21:00 mit 31,85 m/s etwas höher war.



Abb. 7a: Wasserstandsverlauf an repräsentativen Orten und Starkwindband (> 20 m/s) zum Zeitpunkt maximaler Windgeschwindigkeit über der Ostsee westlich von 16° Ost (13.11.1872 8:00)

3.3.2 Extrem in der Pommerschen Bucht

Die Pommersche Bucht ist mit ihrer Lage am südlichen Ende der zentralen Ostsee hinsichtlich der Untersuchungsmethode in MUSE (Nordsee und Ostsee) am ehesten mit der Situation in der Deutschen Bucht bei einem "Effektivwind"⁶ über der zentralen Ostsee aus NNO (SAGER u. MIEHLKE, 1956) vergleichbar. Diese Windrichtung begünstigt gleichzeitig den Windstau in der Mecklenburger Bucht.

Extrem in der Pommerschen Bucht und gleichzeitig nur in der Pommerschen Bucht ist die Realisation 1964_48 (Abb. 7b). Sie zeigte in der Auswahl über die empirischen Wasserstände nach SCHMAGER (2003) den höchsten Windstau unter allen Realisationen (SCHMITZ, 2007). Zum Zieltermin 6.2.1964 zieht in den ERA40-Daten ein Tiefdruckgebiet von Südskandinavien nach Russland. Der effektive Wind weht im Westen des Tiefdruckgebiets nahezu aus N. Das entspricht etwa dem stauwirksamsten Wind für Koserow bei SCHMAGER (1984, 2003). Die Maximierung des Wasserstands wird in der Realisation 1964_48 durch eine leichte Verlagerung der Zugbahn nach Westen bewirkt. Die gleich hohen Wasserstände in Flensburg und Travemünde zeugen von einem Einstrom aus dem Kattegat während der zwei Tage vor dem Sturmhochwasser bei vergleichsweise geringem Ausstrom über der Darsser Schwelle in die zentrale Ostsee (BORK u. MÜLLER-NAVARRA, 2009).

Die vier anderen in der Pommerschen Bucht extremen Realisationen erreichen den höchsten Wasserstand unter den Pegeln der Gruppe PB (Saßnitz, Greifswald, Koserow) in Greifswald. Drei davon (1971_45b0bt, 1971_45b0by, 1971_35b0bv) sind Variationen einer Wetterlage, bei der ein Tief von Nordskandinavien nach Russland zieht (SCHMITZ, 2007). Der effektive Wind ist der im Norden des Tiefdruckgebiets. Die Windrichtung ist mehr aus NO

⁶ Effektivwind ist der auf die stauwirksamste Richtung projizierte Wind (JENSEN et al., 2006).

und ähnelt daher besonders in einem Fall (1971_35b0bv, Abb. 7d und 14) der von 1872. Die Maximierung für Greifswald gegenüber 1872 geschieht durch die größere Ausdehnung des Starkwindfeldes (IRISH et al., 2008). Die horizontale Verteilung der mit dem Scheitelwasserstand in Greifswald normierten Wasserstände (Abb. 13) zeigt, dass die Wasserstände nicht nur in der Pommerschen Bucht höher sind, sondern auch zwischen Südschweden und Rügen. Das gilt auch für die Realisation 1964_48 (MÜLLER-NAVARRA u. BORK, 2008).



Abb. 7b: Wasserstandsverlauf an repräsentativen Orten und Starkwindband (> 20 m/s) zum Zeitpunkt maximaler Windgeschwindigkeit über der Ostsee westlich von 16° Ost (6.2.1964 19:00)



Abb. 7c: Wasserstandsverlauf an repräsentativen Orten und Starkwindband (> 20 m/s) zum Zeitpunkt maximaler Windgeschwindigkeit über der Ostsee westlich von 16° Ost (3.11.1995 23:00)

Die vierte Realisation mit extremem Scheitelwasserstand in Greifswald (1995_34, Abb. 7c) ist die einzige Modifikation eines realen schweren Sturmhochwassers unter den extremen Sturmhochwassern, nämlich der vom 3./4.11.1995. Sie ist die Realisation mit maximalem Scheitelwasserstand in Greifswald und nur dort. Der Scheitelwasserstand unterscheidet sich aber wenig von dem der Realisation 1971_35b0bv (um 0,01 m).



Abb. 7d: Wasserstandsverlauf an repräsentativen Orten (rot Fortsetzung mit ERA40 Meteorologie⁷) und Starkwindband (> 20 m/s) zum Zeitpunkt maximaler Windgeschwindigkeit über der Ostsee westlich von 16° Ost (8.12.1971 19:00)

3.3.3 Extrem in der Mecklenburger Bucht

Extrem (Scheitelwasserstand > 2,5 m Modellnull SEBOK A für mindestens einen der Pegel Neustadt, Travemünde, Wismar, Timmendorf auf Poel und Warnemünde) sind in der BSH-Simulation drei Realisationen jeweils verschiedener Zieltermine, die auch für die Pommersche Bucht extreme Realisation 1971_35b0bv, die auch für die Kieler Bucht extreme Realisation 2003_19b0he und die nur in der Mecklenburger Bucht extreme Realisation 1970_31b0cz. Das absolute Maximum wird für die Realisation 1971_35b0bv (Abb. 7d) erreicht.

Die nur in der Pegelgruppe MB maximale Realisation gehört zu dem Zieltermin im November 1970, der ursprünglich wegen eines starken Sturms am 10.11.1970 vom DWD ausgewählt worden war (SCHMITZ, 2007). Entsprechend beginnen die EPS-Simulationen um den 10.11. (Tab. 4). Extreme Scheitelwasserstände wurden jedoch um den 17.11.1970 erreicht. Während dieser Zeit ist die Bodenluftdruckverteilung mit mehreren Tiefdruckgebieten sehr komplex.

⁷ Aus technischen Gründen wurde für die Simulationen der IFS-Antrieb zu Beginn und am Ende durch ERA-40-Antrieb ergänzt. Der rote Teil der Wasserstandskurve für Flensburg wurde so erzeugt.

96

Bei den extremen Wetterlagen maximiert wahrscheinlich die Stärke und die Zugbahn relativ zum Küstenverlauf eines südlich der Ostsee liegenden Tiefs den Wasserstand in der Kieler Bucht (1970_47b0d1), in der Kieler und Mecklenburger Bucht (1970_35b0cw) und nur in der Mecklenburger Bucht (1970_31b0cz, Abb. 7e).



Abb. 7e: Wasserstandsverlauf an repräsentativen Orten und Starkwindband (> 20 m/s) zum Zeitpunkt maximaler Windgeschwindigkeit über der Ostsee westlich von 16° Ost (17.11.1970 20:00)

3.3.4 Extrem in der Kieler Bucht

Der maximale Scheitelwasserstand der Pegelgruppe KB wird in Flensburg erreicht. ENDERLE (1989) gibt bei stationärem Wind von 20 m/s über Teilgebieten der Ostsee eine Windrichtung von 61°/ONO über der westlichen Ostsee, 358°/N über dem Kattegat und 71°/ONO über der mittleren Ostsee bis Bornholm als besonders stauwirksam an. In der Realisation 1970_47b0d1 (Abb. 7f) ist die Windrichtung über der westlichen Ostsee zum Zeitpunkt des maximalen Windes optimal. Es gibt ein späteres, höheres Maximum in der Windgeschwindigkeit, aber zu der Zeit kommt der Wind aus Ost, was zu geringeren Wasserständen führt (Abb. 7f).

Die Realisation 1970_47b0d1 maximiert auch den Wasserstand in Eckernförde (Tab. 7a). An anderen Orten der Kieler Bucht werden maximale Scheitelwasserstände in der Realisation 2003_19b0he erreicht. Zu diesem Zieltermin zog ein Tiefdruckgebiet vom Englischen Kanal zur Ostsee. Die Realisation 2003_19b0he zeichnet sich dadurch aus, dass das Sturmtief in Richtung Nordosten abdrehte (SCHMITZ, 2007). Dadurch wurde ein besonders hoher Wasserstand in Schleimünde und Kiel begünstigt. Zum Vergleich mit anderen Realisationen wird in Abbildung 7g trotzdem weiter der Wasserstandsverlauf in Flensburg gezeigt.



Abb. 7f: Wasserstandsverlauf an repräsentativen Orten und Starkwindband (> 20 m/s) zum Zeitpunkt maximaler Windgeschwindigkeit über der Ostsee westlich von 16° Ost (17.11.1970 17:00, 1. Maximum)



Abb. 7g: Wasserstandsverlauf an repräsentativen Orten und Starkwindband (> 20 m/s) zum Zeitpunkt maximaler Windgeschwindigkeit über der Ostsee westlich von 16° Ost (25.10.2003 00:00)

3.3.5 Gleichzeitig extrem in Pommerscher, Mecklenburger und Kieler Bucht

Die Abb. 8a zeigt zusammenfassend die Scheitelwasserstände der für die jeweilige Pegelgruppe maximalen Realisation (KB: 1970_47d0d1, MB: 1971_35b0bv und PB: 1964_48) sowie die nur für die Pegelgruppe MB maximale Realisation (1970_31b0cz) und die mit maximalem Wasserstand in Greifswald (1995_34). Unter diesen Realisationen befinden sich die mit maximaler Differenz in den maximalen Wasserständen der Gruppen KB und MB (1970-31b0cz und 1970_47b0d1). Unter allen extremen Realisationen in Tab. 6 befindet sich keine, die in allen Pegelgruppen extrem ist, allerdings finden sich zwei (2003_19b0he und



Abb. 8a: Räumliche Verteilung der Scheitelwasserstände für maximierende Realisationen



Abb. 8b: Räumliche Verteilung der Scheitelwasserstände für Realisationen mit in den Pegelgruppen KB und MB gleichzeitig extremen Werten und für die Realisation mit höchsten minimalen Scheitelwasserständen in allen Gruppen

1970_35b0cw), die in den Gruppen KB und MB gleichzeitig extrem bzw. nahezu extrem sind. Abb. 8b zeigt diese Realisationen zusammen mit 1971_35b0bv, der Realisation mit dem höchsten minimalen Scheitelwasserstand in allen Gruppen (2,12 m).

Die Abb. 8a und 8b zeigen, dass besonders die Pegelorte Stralsund Hafen und östlich davon sehr unterschiedlich auf die untersuchten Wetterlagen ansprechen. Hohe Scheitelwasserstände werden hier erreicht, wenn sich ein Nordost-Sturm über die ganze südliche Ostsee zwischen Gotland und Usedom erstreckt. Ost-Stürme in diesem Seegebiet sind für den Küstenabschnitt zwischen Rügen und Swinemünde offensichtlich weniger gefährlich (Abb. 7g).

3.3.6 Vergleich mit 1872

Abb. 8c zeigt die Scheitelwasserstände für speziell in Hinblick auf eine Ähnlichkeit mit dem Sturmhochwasser 1872 simulierte Realisationen (2005_45, 1983_47 und 1995_01b0bq). Die Verteilung der Scheitelwasserstände ist zwar der von 1872 ähnlicher als für die Realisation in Abb. 8b, der Betrag der Scheitelwasserstände ist aber niedriger. In beiden Abbildungen liegen die maximalen Wasserstände in der Kieler und Mecklenburger Bucht deutlich unter denen der Rekonstruktion und auch unter den von BAENSCH (1875) angegebenen oder den von MUDERSBACH und JENSEN (2009a) zusammengestellten Werten.



Abb. 8c: Räumliche Verteilung der Scheitelwasserstände für Realisationen mit ähnlicher räumlicher Verteilung wie bei dem Sturmhochwasser 1872 im Vergleich zur Rekonstruktion und zu Daten des Sturmhochwassers 1872

Zusammenfassend sind in den Abb. 9–14 für ausgewählte Realisationen die normierten Horizontalverteilungen der Wasserstände im Vergleich zu 1872 zum Zeitpunkt des jeweiligen maximalen Wasserstands in Flensburg (1970_47b0d1), in Travemünde (1995_01b0bq) und in Greifswald (1971_35b0bv) dargestellt. Die Normierung erfolgte dabei mit dem für Travemünde rekonstruiertem Wasserstand von 1872; konkret zeigen die Abb.:

$$\begin{aligned} z_{1872} &= \frac{\eta_{1872}(\lambda, \varphi, t_{\max}(Ort_{\max}, 1872))}{\eta_{1872}(Travemünde, t_{\max}(Ort_{\max}, Realisation))} \text{ und} \\ z_{Simulation} &= \frac{\eta_{Simulation}(\lambda, \varphi, t_{\max}(Ort_{\max}, Realisation))}{\eta_{1872}(Travemünde, t_{\max}(Ort_{\max}, Realisation))}. \end{aligned}$$

Um einen Eindruck über den möglichen Einfluss der zeitlichen Entwicklung des Windfeldes zu geben, sind zusätzlich jeweils Starkwindbänder sechs bzw. drei Stunden vor und zum Zeitpunkt des maximalen Wasserstands den entsprechenden der Rekonstruktion von 1872 gegenübergestellt.



17.11.1970 22:00 UTC

Abb. 9: Normierte Wasserstände zum Zeitpunkt des Maximums in **Flensburg** für 1872 und 1970_47b0d1 (Wasserstände aus dem groben Modell)



Abb. 10a: Wind 1872 6,5 h vor Scheitelwasserstand in Flensburg, Wind 1970_47b0d1 6 h vor Scheitelwasserstand in Flensburg



Abb. 10b: Wind 1872 3,5 h vor Scheitelwasserstand in Flensburg, Wind 1970_47b0d1 3 h vor Scheitelwasserstand in Flensburg



Abb. 10c: Wind 1872 0,5 h vor Scheitelwasserstand in Flensburg, Wind 1970_47b0d1 0 h vor Scheitelwasserstand in Flensburg



15.11.1995 23:45 UTC

Abb. 11: Normierte Wasserstände zum Zeitpunkt des Maximums in **Travemünde** für 1872 und 1995_01b0bq (aus dem groben Modell)



Abb. 12a: Wind 1872 6,5 h vor Scheitelwasserstand in Travemünde, Wind 1995_01b0bq 6,75 h vor Scheitelwasserstand in Travemünde



Abb. 12b: Wind 1872 3,5 h vor Scheitelwasserstand in Travemünde, Wind 1995_01b0bq 3,75 h vor Scheitelwasserstand in Travemünde



Abb. 12c: Wind 1872 0,5 h vor Scheitelwasserstand in Travemünde, Wind 1995_01b0bq 0,75 h vor Scheitelwasserstand in Travemünde


08.12.1971 23:00 UTC

Abb. 13: Normierte Wasserstände zum Zeitpunkt des Maximums in **Greifswald** für 1872 und 1971_35b0bv (Wasserstände aus dem groben Modell)



Abb. 14a: Wind 1872 6 h vor Scheitelwasserstand in Greifswald, Wind 1971_35b0bv 6 h vor Scheitelwasserstand in Greifswald



Abb. 14b: Wind 1872 3 h vor Scheitelwasserstand in Greifswald, Wind 1971_35b0bv 3 h vor Scheitelwasserstand in Greifswald



Abb. 14c: Wind 1872 0 h vor Scheitelwasserstand in Greifswald, Wind 1971_35b0bv 0 h vor Scheitelwasserstand in Greifswald

3.3.7 Zusammenfassung des Abschnitts "Extreme Sturmhochwasser"

Die Vorstellung extremer Sturmhochwasser in den Kapiteln 3.3.2–3.3.5 und der Vergleich typischer extremer Sturmhochwasser und der dazugehörigen Starkwindfelder vor und während des Sturmhochwassers mit der Situation am 13.11.1872 zeigen:

- die maximierende Wirkung von Richtung, Stärke, Ausdehnung und zeitlicher Entwicklung des Starkwindfeldes,
- die geringe Bandbreite optimaler Starkwindfelder f
 ür die Mecklenburger Bucht und besonders f
 ür die Kieler Bucht und
- die große Bandbreite optimaler Starkwindfelder f
 ür Sturmhochwasser in der Pommerschen Bucht.

Die geringe Bandbreite optimaler Starkwindfelder, oder anders ausgedrückt, die besondere Sensibilität von Sturmhochwassern in der Kieler und Mecklenburger Bucht gegenüber Abweichungen von der stauwirksamsten Windrichtung über verschiedenen Teilen der Ostsee und vom günstigsten zeitlichen Verlauf, erklärt vielleicht auch die Tatsache, dass dort gegenüber den Ergebnissen von MUSE-Nordsee tatsächlich eingetretene Sturmhochwasser kaum Bedeutung für das Auffinden extremer noch nicht eingetretener Sturmhochwasser hatten.

Insgesamt konnte das Kollektiv extremer Sturmhochwasser für die deutsche Ostseeküste zwar erweitert werden, neue, bisher nicht erreichte Wasserstände wurden jedoch nur für die Pommersche Bucht gefunden. In Greifswald wurde der bisher höchste, gemessene Wasserstand um 0,55 m überschritten. In Travemünde blieb der maximale Wasserstand aller Realisationen um 0,61 m unter dem von 1872 (Tab. 9a). Doch auch an denjenigen Pegeln, an denen der Extremwasserstand von 1872 durch die Modellsimulationen nicht überschritten wurde, konnte dennoch eine bessere statistische Beschreibung der Extremwasserstände erreicht werden. Den modellierten Extremwerten konnten durch die Anzahl der durchgeführten Simulationsstunden Eintrittswahrscheinlichkeiten zugeordnet werden, sodass durch die gemeinsame Verwendung von beobachteten Wasserständen, historischen Ereignissen und Modellsimulationen eine belastbarere Beschreibung der Extremwertverteilung im Bereich der sehr kleinen Eintrittswahrscheinlichkeiten erreicht werden konnte (MUDERSBACH u. JENSEN, 2009).

4. Numerische Experimente

In MUSE-Ostsee sind an 37 Zielterminen insgesamt 31 800 Realisationen von potentiell extremen Wetterlagen berechnet worden (SCHMITZ, 2007). Davon sind schließlich 15 für den Antrieb des Modellsystems des BSH (Nordostatlantik, Nordsee und Ostsee) genutzt worden.

Das bisher höchste durch Pegelmessungen belegte Sturmhochwasser für weite Teile der deutschen Ostseeküste ist das vom 13.11.1872. Die simulierten extremen Sturmhochwasser haben diese Wasserstände in der Pommerschen Bucht deutlich überschritten. In der Mecklenburger Bucht und in der Kieler Bucht dagegen eindeutig nicht. Eine mögliche Ursache ist, dass die in MUSE-Ostsee gewählten Auswahlkriterien (obwohl ortsabhängig) nicht optimal für diese Gebiete waren und insbesondere die zeitliche Entwicklung einer Wetterlage nicht ausreichend berücksichtigt wurde, d. h. der Sturm vom 12./13.11.1872 sich durch einen besonders günstigen Verlauf ausgezeichnet hat. COLDING (1881) macht dabei allein den Orkan am 13.11. für die Höhe der Wasserstände verantwortlich. Neben dem Ablauf legen neuere Untersuchungen (IRISH et al., 2008) nahe, dass auch die räumliche Ausdehnung des Starkwindbandes entscheidend für das Auftreten extremer Wasserstände war. Da der Orkan am 13.11.1872 in seinen Folgen zwar verheerend war, aber nach zeitgenössischen Angaben nicht völlig außergewöhnlich in seiner Stärke, vermuten andere Autoren zusätzliche Ursachen für die sehr hohen Wasserstände von 1872: in einem erhöhten mittleren Wasserstand der gesamten Ostsee (BAENSCH, 1875; ANONYMUS, 1882; KIECKSEE, 1972; BAE-RENS, 1998), in einem windbedingten verstärkten Rücktransport (GRÜNBERG, 1873; KIECK-SEE, 1972; WEISS u. BIERMANN, 2005) oder in einer ungünstigen Wechselwirkung mit dem Kattegat (PRALLE, 1875; EIBEN, 1992). Es wurde auch postuliert, dass der Sturm am 12.11.1872 zu den hohen Wasserständen beigetragen hat (KIECKSEE, 1972).

Um hier Antworten zu finden, musste zunächst das Sturmhochwasser von 1872 rekonstruiert werden, wobei erst nach mehreren iterativen Modifikationen die Wasserstände von 1872 erreicht wurden (ROSENHAGEN u. BORK, 2009). In den Kapiteln 4.1 und 4.2 werden numerische Experimente zum Einfluss des mittleren Wasserstands und des Sturms am 12.11.1872 vorgestellt.

Eine weitere in der Literatur allgemein für Sturmhochwasser als signifikant angenommene Ursache sind Schwingungen der gesamten Ostsee (LEPPÄRANTA u. MYRBERG, 2009; LASS u. MATTHÄUS, 2008) oder auch kleinräumige Schwingungen (ENDERLE, 1981). Sie werden stellenweise auch für das Sturmhochwasser 1872 angeführt. Vorwiegend werden ihnen jedoch Sturmhochwasser zugeordnet, bei denen das verursachende Sturmtief aus Nordwest kommt oder einer relativ seltenen Bahn aus Nordost folgt (MEINKE, 2003). An Hand eines solchen in MUSE-Ostsee simulierten extremen Sturmhochwassers (1971_35b0bv) wird in einem weiteren numerischen Experiment der Einfluss einer Schwingung der gesamten Ostsee auf den Wasserstand an der deutschen Küste untersucht.

4.1 Einfluss des mittleren Wasserstands der Ostsee auf das Sturmhochwasser von 1872

Bei der Betrachtung nicht lokaler Einflüsse auf Sturmhochwasser ist zu unterscheiden zwischen einem tatsächlichen Massentransport und der Ausbreitung langer Oberflächenwellen (Energietransport). Unter dem Stichwort "erhöhter Füllungsgrad" wird ein windbedingter Massentransport auf den betrachteten Zeitskalen und zur "Sturmhochwassersaison" verstanden, der den mittleren Wasserstand der Ostsee deutlich erhöht. Konkret werden unterschiedliche Definitionen gebraucht. MEINKE (1998) wählt Zeiträume, an denen Pegel an der deutschen Küste über 15 Tage vor einem Sturmhochwasser einen erhöhten Wasserstand aufweisen. Andere Definitionen nutzen den Wasserstand am Pegel Landsort. Im Schwingungsknoten der direkten eintägigen Gezeiten liegend (MÜLLER-NAVARRA, 2002; SCHMAGER et al., 2008) ist der Wasserstand in Landsort ein guter Indikator für den Füllungsgrad der gesamten Ostsee (MÜL-LER-NAVARRA et al., 2003; JANSSEN, 2002). In MUSE-Ostsee werden Zeiträume, während derer das übergreifende Mittel des Wasserstands in Landsort über 20 Tage größer als 0,15 m NN ist, als Zeiten mit erhöhtem Füllungsgrad bezeichnet (MUDERSBACH u. JENSEN, 2009). Dabei ist zu beachten, dass der Wasserstand in Landsort einen ausgeprägten Jahresgang mit einem Maximum im Dezember von 0,084 m (1899-1992) aufweist bei Schwankungsbreiten von 0,216 m (HUPFER, 2003). Bei der Auswahl der Zieltermine für die EPS-Simulationen wurden dem Kriterium "Füllung" Zieltermine zugeordnet, bei denen vor einem kräftigen Tiefdruckgebiet über der Ostsee der Wasserstand in Landsort 0,60 m NN überstieg (SCHMITZ, 2007).

⁸ Bemerkung in einer Fußnote zur deutschen Zusammenfassung des Textes von Colding (1881)

Für die Nachrechnung bestimmter Wettersituationen ist der Zeitraum zu bemessen, über den eine Einstromlage anhalten kann, und das Niveau, auf das der mittlere Wasserspiegel der Ostsee dann angehoben ist. Es gibt eine Reihe von Untersuchungen zu größeren Salzwassereinbrüchen, die ebenfalls einige Tage Einstrom erfordern (MATTHÄUS u. FRANCK, 1992). WEI-DEMANN (1950) skizziert für optimale Ein- und Ausstromlagen die Lage der Hoch- und Tiefdruckgebiete und weist darauf hin, dass extreme Einstrom-Wetterlagen aus dynamischen Gründen nur von kurzer Dauer sein können. Zusätzlich erfordern große Salzwassereinbrüche eine längere Vorgeschichte mit östlichen Winden über der Ostsee, wodurch das großräumige Wasserstandsgefälle zwischen Nord- und Ostsee optimiert wird (MATTHÄUS u. SCHINKE, 1994). Keiner der ausgewählten Zieltermine fällt mit einem Salzwassereinbruch, der das Tiefenwasser erneuert, zusammen (LEPPÄRANTA u. MYRBERG, 2009; MATTHÄUS u. FRANCK, 2008). Das gilt auch für 2003, denn dort ist der Zieltermin im Oktober. So interessieren hier kurzfristige Wassertransporte, die relativ schnell wieder ausgeglichen werden.

Ein Rückschluss vom Füllungsgrad der Ostsee auf den der Mecklenburger oder Kieler Bucht und damit auf einen Beitrag rückströmenden Wassers auf Sturmhochwasser ist dort problematisch. JANSSEN (2002) findet z. B. nur einen schwachen statistischen Zusammenhang zwischen dem mittleren Wasserstand der Ostsee und dem Wasserstand in der westlichen Ostsee. Abb. 15a und b zeigen kumulative Transporte in die Kieler und Mecklenburger Bucht für 1872 und für die Rekonstruktion 2005 zusammen mit Transporten für die EPS-Simulation 2005_45. Zum Zieltermin 21.01.2005 herrschte eine ähnliche Wetterlage wie 1872. Die senkrechte schwarze Linie markiert den Start der extremen Realisation.



Abb. 15: Kumulative Transporte (positiv nach Westen) über Schnitte auf Höhe von Arkona (hellblau), der Darsser Schwelle (dunkelblau) und von Fehmarn (Belt und Sund, rot). a (links): Rekonstruktion 1872, b (rechts): Rekonstruktion 2005 und Realisation 2005_45 (dünn)

In beiden Fällen wird deutlich, dass ein starker Rückstrom aus der Ostsee windbedingt ist und 1872 einen vergleichsweise geringen zusätzlichen Transport über die Darsser Schwelle in die Mecklenburger Bucht und noch weniger in die Kieler Bucht bewirkt. Er ersetzt dort lediglich das vorher ausgeströmte Wasser.

Eine weit verbreitete These zum Sturmhochwasser 1872 ist, dass vor dem Sturm am 12.11. und dem Orkan am 13.11.1872 über eine ungewöhnlich lange Zeit Wind das Wasser durch Belte und Sund in die Ostsee transportiert hat und so der Orkan bei einem ungewöhnlich hohen Wasserstand der gesamten Ostsee begann (z. B. BAERENS, 1998). Abb. 15a deutet schon an, dass dies nicht zutrifft. Um einen extremen Wasserstand herzustellen, wurde im numerischen Experiment eine stationäre Windverteilung gewählt (vom 4.11.1872, Abb. 16),

die den Einstrom in die Ostsee begünstigt (WEIDEMANN, 1950). Nach 10 Tagen änderte sich der Wasserstand in Landsort nur noch langsam (Abb. 17). Es zeigt sich, dass der Wasserstand der Rekonstruktion des Sturmhochwassers von 1872 (ROSENHAGEN u. BORK, 2009) zum Zeitpunkt der Wetterumstellung deutlich niedriger war (Abb. 18a, b). Doch auch der Wasserstand am Ende des Experiments war nicht extrem hoch. Dafür gibt es zwei Gründe. Zum einen wird der Wasserstand der Ostsee bei räumlich homogenen und stationärem günstigen Wind nicht beliebig ansteigen, sondern es wird in den tiefen Schichten ein Rückfluss stattfinden (KRAUSS, 2001), zum anderen war die Wetterlage zwar über dem Kattegat günstig für einen Einstrom von der Nordsee in die Ostsee, aber über der nördlichen Ostsee wurde ein Rückstrom des Wassers begünstigt.

Am Ende dieses Experiments wurde der meteorologische Antrieb abgeschaltet, so dass ein Ausgleich im Wasserstand unter Berücksichtigung des Ausstroms in die Nordsee (und weiter in den Nordostatlantik) stattfinden konnte. In den Abbildungen 18c und 18d ist der Wasserstand nach zwei und elf Tagen "Leerlaufen" dargestellt. In allen vier Abbildungen ist deutlich der Einfluss der Nordsee zu erkennen.



Abb. 16: Luftdruckverteilung (4.11.1872) während des Einstromexperiments (ROSENHAGEN u. BORK, 2009)



Abb. 17: Wasserstand Landsort (Rekonstruktion, schwarz; Einstromexperiment, dunkelgrau, fett; "Leerlaufen", dunkelgrau)

In Abb. 17 erkennt man sowohl während der Einstromphase als auch nach etwa fünf Tagen Leerlaufen deutlich den kleinen, immer währenden Gezeiteneinfluss bei Landsort. Hier handelt es sich um eine gemischte Gezeitenform; anfangs liegen eher halbtägige vor, später dann eintägige (MÜLLER-NAVARRA, 2002; SCHMAGER et al., 2008). In der westlichen Ostsee (Abb. 19a, 20a und 21) handelt es sich wegen des Einflusses aus dem Kattegat um halbtägige Gezeiten.



Abb. 18a und b: Wasserstandsverteilung am Ende des Einstromexperimentes (a) und in der Rekonstruktion zum Beginn der Wetterumstellung (10.11., b)



Abb. 18c und d: Wasserstandsverteilung nach 2 Tagen "Leerlaufen" (c) und nach 11 Tagen (d)

Als Beitrag zur Diskussion um den Einfluss des Füllungsgrades der gesamten Ostsee auf die Wasserstände von 1872 wurde die Simulation des Sturmhochwassers mit dem meteorologischen Antrieb ab dem 10.11. bei anderen Anfangszuständen des Wasserstands wiederholt. Realisiert wurde das durch eine zeitliche Umdatierung der meteorologischen Daten auf den Beginn der Rekonstruktion (1.11.1872), auf das Ende des Füllungsexperiments (14.11.1872) und auf das Ende des "Leerlauf"-Experiments (2.12.1872). Abb. 19a zeigt den Wasserstandsverlauf in Flensburg für die Rekonstruktion und die ersten beiden Experimente, in Abb. 19b ist die Verteilung der Scheitelwasserstände für die Rekonstruktion und alle drei Experimente zu sehen. Der geringe Scheitelwasserstand in Flensburg für das dritte Experiment (Start 2.12.1872) konnte dadurch erklärt werden, dass dieses Experiment zu einer anderen Gezeitenphase begann als die übrigen. In der Mecklenburger Bucht zeigt dieses Experiment nahezu keinen Unterschied zur Rekonstruktion. Als Ursache für den relativ großen Unterschied am Ort des Pegels Stralsund Hafen wird ein Einfluss des Strelasundes vermutet, dessen komplexe Topographie mit einer horizontalen Auflösung von 900 m nicht in allen für Austauschvorgänge wichtigen Details erfasst werden kann. Das Experiment, das mit dem Anfangszustand der Rekonstruktion startet, unterscheidet sich durchgehend in den Scheitelwasserständen kaum von der Rekonstruktion. Die größten Unterschiede werden im zweiten Experiment, bei dem mit einer außergewöhnlich hohen Füllung der Ostsee gestartet wurde (Start 14.11. in Abb. 19a und b), erreicht. In Timmendorf auf Poel beträgt dieser Unterschied 0,16 m, in Flensburg 0,08 m.



Abb. 19a: Wasserstand Flensburg bei gleicher Meteorologie, aber verschiedenen Anfangsbedingungen

112



Abb. 19b: Scheitelwasserstände bei verschiedenen Anfangszuständen, unten die Scheitelwasserstände während der letzten drei Tage des "Leerlauf"-Experiments

Die Experimente dieses Kapitels haben gezeigt, dass

- in der Rekonstruktion des Sturmhochwassers von 1872 die Ostsee nicht extrem angefüllt war,
- die Unterschiede in den Scheitelwasserständen ohne Berücksichtigung langer Vorlaufzeiten klein sind,
- größere Unterschiede zwischen den extremen Experimenten in Flensburg auf Phasenunterschiede im Gezeitenzustand der Anfangsverteilung begründet sind und
- selbst die Unterschiede zwischen den Scheitelwasserständen der extremen Experimente deutlich unter denen der verschiedenen Iterationen bei der Rekonstruktion liegen (ROSENHAGEN u. BORK, 2009).

4.2 Einfluss des vorhergehenden Sturms vom 12.11.1872 auf die Auswirkung des Orkans vom 13.11.1872

Nach ENDERLE (1989) dauert es bei Wind aus Nord und aus Ost über verschiedenen Gebieten der Ostsee 18 Stunden bis zum Erreichen des Scheitelwasserstandes in Flensburg inklusive der Zeit, die zwischen Aufkommen des Windes und erster Wasserstandsänderung in Flensburg vergeht. Für Stürme über der westlichen Ostsee verschwindet die Verzögerung, für Sturm über der mittleren Ostsee beträgt sie etwa sieben Stunden. Für Orte in der Mecklenburger Bucht hat MIEHLKE (1990) die Zeit berechnet, die eine lange Welle auf dem optimalen Weg (größte Tiefe) nach einem Sturm über der zentralen Ostsee braucht, um zum lokalen Stau beizutragen. Die Zeiten liegen je nach Startort zwischen drei und acht Stunden. Diese Abschätzungen bestätigen eine Aussage von BAENSCH (1875), derzufolge 1872 der Wasserstand am Ende des Sturms vom 12.11. einen stationären Zustand in der westlichen Ostsee erreicht hatte. Vereinzelt wird in der Literatur die Annahme geäußert (KIECKSEE, 1972), dass der Stau durch den Sturm am 12.11. zum Stau beim Orkan am 13.11. wesentlich beigetragen hat. Dagegen spricht, dass häufig ein bereits vorhandener Stau und die damit verbundene dreidimensionale Zirkulation eine weitere Stauerhöhung erschwert, insbesondere, wenn sich Windrichtung und -stärke im Verlaufe des Ereignisses ändern. Da diese Frage von grundsätzlicher Bedeutung für das Verständnis der dynamischen Vorgänge bei Sturmhochwassern ist, wurde ein weiteres numerisches Experiment angestellt. Numerische Experimente bieten den großen Vorteil, dass Strömungsgeschwindigkeiten nebst vertikaler Zirkulation unter sich ändernden meteorologischen Randbedingungen physikalisch korrekt abgebildet werden, da in den Modellgleichungen die Impulserhaltung gewährleistet ist.

Ausgehend von dem Wasserstand am Ende des Füllungsexperiments (Abb. 18a) wurden Simulationen mit meteorologischen Antrieb vom 10.–14.11., vom 12.–14.11. und vom 13.– 14.11. durchgeführt. Die Abbildung 20a zeigt den Wasserstandsverlauf für Flensburg. Hier übertrifft der durch den Orkan allein verursachte Stau (13.11.) den durch eine Kombination aus dem vorhergehenden Sturm und dem Orkan hervorgerufenen Stau (12.11.). Das stützt die Behauptung, dass der vorhergehende Sturm eher hinderlich war. Der Unterschied zwischen dem letztgenannten Experiment und dem Experiment mit einer zusätzlichen Berücksichtigung der Phase des Wetterumschwungs (10.11.) zeigt für Flensburg, aber auch für andere Orte (Abb. 20b) vernachlässigbare Unterschiede in den Scheitelwasserständen.

Für die Scheitelwasserstände der beiden erstgenannten Experimente (12.11.–14.11. und 13.11.–14.11.) gibt es dagegen räumliche Unterschiede bezüglich des Staus, der durch den Sturm am 12.11. zusammen mit dem Orkan am 13.11. erzeugt wurde, und dem allein durch den Orkan am 13.11. verursachten Stau. Während für Orte der Kieler Bucht, Marienleuchte, Stralsund Hafen und Orte der Pommerschen Bucht die Scheitelwasserstände des Experiments 13.11.–14.11. die des Experiments 12.11.–14.11. übertreffen, ist es von Travemünde bis Warnemünde umgekehrt. Die maximalen Differenzen werden in Wismar (– 0,24 m) und Saßnitz (+ 0,22 m) erreicht. In Flensburg beträgt die Differenz 0,08 m.

Die Experimente zur Bedeutung des dem Orkan am 13.11. vorangegangenen Sturms für die Höhe der Scheitelwasserstände bestätigen die hier geäußerte Vermutung, dass der Sturm am Vortage einen eher hindernden Einfluss auf den Wasseranstieg hatte, nur für die Kieler und Pommersche Bucht. Die Gründe für den leicht anderen dynamischen Befund in der Mecklenburger Bucht (Travemünde bis Warnemünde, Abb. 20b) wurden nicht näher untersucht. Eine mögliche Erklärung ist die mit ONO (BAENSCH, 1875) für die Mecklenburger Bucht nicht optimale Richtung des Orkans am 13.11.1872 (vergl. Tab. 5: NO für Travemünde und NNO für Warnemünde).



Abb. 20a: Flensburg, gleicher Anfangszustand (Füllung) mit unterschiedlicher Meteorologie



Abb. 20b: Scheitelwasserstände wie 20a

4.3 Einfluss von Eigenschwingungen auf extreme Sturmhochwasser

Während dem Sturmhochwasser 1872 eher ein windbedingter Rücktransport von in der zentralen Ostsee aufgestautem Wasser als maximierend zugeschrieben wird (GRÜNBERG, 1873), werden für andere Sturmhochwasser lokale und insbesondere auch Schwingungen des Systems westliche Ostsee/mittlere Ostsee/Finnischer Meeresbusen (Seiches) als relevant angenommen (MEINKE, 2003; FENNEL u. SEIFERT, 2008). SAGER u. MIEHLKE (1956) hingegen fanden bei Extremlagen "kaum je einen Anhaltspunkt für ihr [Eigenschwingungen] Auftreten". Unter den extremen Sturmhochwassern des Projekts MUSE-Ostsee findet sich ein Zieltermin mit einer Zugbahn des Sturmtiefs aus Nordost (SCHMITZ, 2007), was einen hohen Stau in St. Petersburg begünstigt (AVERKIEW u. KLEVANNY, 2007). Für die Realisation mit dem höchsten Wasserstand in St. Petersburg (1971_35b0bv, Tab. 7b) wurde der Einfluss von Seiches auf den Wasserstand in der westlichen Ostsee untersucht (Kap. 4.3.2). Dem vorangestellt ist ein Abriss des Kenntnisstandes zum Thema, um der simplen Vorstellung von der Ostsee als geschlossenem Kanal mit Schwingungsperioden nach der für rechteckige Gefäße entwickelten Merianschen Formel (MERIAN, 1828) entgegenzuwirken.

4.3.1 Eigenschwingungen

Unter (barotropen) Eigenschwingungen (Seiches) werden freie Oberflächenwellen verstanden, die sich in einem ganz oder vorwiegend durch Küsten begrenzten Seegebiet zu stehenden Wellen überlagern und im Wesentlichen eine Funktion von Küstenverlauf und Bodentopographie sind. In der Theorie freier linearer Wellen bedeutet "frei" im Potentialfeld der Erde und unter Einfluss der Erdrotation. Dagegen wird das (astronomische) Gezeitenpotential als extern und Gezeitenwellen als erzwungene definiert (MÜLLER, 2006; LEPPÄ-RANTA u. MYRBERG, 2009), die im Bereich freier Wellen Resonanzerscheinungen aufweisen. In dieser Definition sind dann aber auch Schwingungen in windstillen Phasen erzwungene Schwingungen, weil das System unter dem Einfluss der permanent wirkenden gezeitenerzeugenden Kräfte steht. Zusätzlich wird dem System am offenen Rand eine Schwingung (Mitschwingungsgezeit) aufgezwungen. Für kleine abgeschlossene Seen und kleine Buchten ist der Einfluss von Erdrotation und Gezeitenpotential vernachlässigbar und Eigenschwingungen sind klassische Seiches (HALBFASS, 1907; CHRYSTAL, 1905; LEBLOND u. MYSAK, 1978). In allen Fällen macht Bodenreibung und interne Reibung die Schwingungen zu gedämpften (MAGAARD u. KRAUSS, 1966). An offenen Rändern ergibt sich eine zusätzliche Dämpfung durch Abstrahlung von Wellenenergie.

Theoretisch wurden Eigenschwingungen zuerst in analytischen Modellen von rechteckigen Behältern, Kanälen und Seen untersucht (MERIAN, 1828; FOREL, 1901; CHRYSTAL, 1905). Für die Ostsee hat WITTING (1911) auf die Möglichkeit von Eigenschwingungen hingewiesen. ENDRÖS (1939) greift diese Idee wieder auf, um einen besonders niedrigen Wasserstand in der westlichen Ostsee zu erklären. NEUMANN (1941) interpretiert Pegelaufzeichnungen nach extremen Auslenkungen der Wasseroberfläche der Ostsee als Eigenschwingungen eines geschlossenen Kanals konstanter Tiefe und findet eine starke Dämpfung. Aus Strommessungen am Feuerschiff "Fehmarnbelt" leitet WEIDEMANN (1950) für diesen Ort eine noch höhere Dämpfung ab. Er führt dies auf "die Enge und Seichtheit der westlichen Ostsee im Vergleich zur zentralen Ostsee" zurück. Pegelmessungen in der Kieler Förde und Eckernförder Bucht sind von GEYER (1964) als Eigenschwingungen einseitig offener Kanäle konstanter Tiefe aber mit variablem Querschnitt im Zusammenspiel mit Eigenschwingungen der Kieler Bucht interpretiert worden.

Der Einfluss unterschiedlicher Bodenprofile wurde ebenfalls früh in analytischen Modellen geklärt (CHRYSTAL, 1905). Die komplexe Bodentopographie der Ostsee konnte aber erst in numerischen Modellen berücksichtigt werden (WÜBBER u. KRAUSS, 1979; KULIKOV u. FINE, 2008). In numerischen Simulationen (JÖNSSON et al., 2008) erwies sich das Schwingungsverhalten der Ostsee abhängig von der Güte der numerischen Darstellung der Bodentopographie. Bei genügend feiner Auflösung sind danach die Schwingungen einzelner Buchten und Meeresbusen voneinander entkoppelt und die Schwingungsmuster der zentralen

Ostsee nur eine Überlagerung von Abstrahlungen der Einzelsysteme. Insbesondere werden mit diesen Ergebnissen aus Pegelaufzeichnungen abgeleitete Schwingungen der gesamten Ostsee in Frage gestellt.

Die Arbeit von JÖNSSEN et al. (2008) ist auch die einzige zu Eigenschwingungen der Ostsee, die den Einfluss des Zugangs der Ostsee zur Nordsee berücksichtigt und Abstrahlung der Schwingungsenergie in der Beltsee nachweist. Auch die Schwingungsmuster besonders in der Kieler Bucht ändern sich dadurch und werden unklar.

Der Einfluss der ablenkenden Kraft der Erdrotation (Coriolis-Effekt) auf die Eigenschwingungen einer geschlossenen Ostsee mit realistischer Bodentopographie wurde ebenfalls zuerst mit einem numerischen Modell beschrieben (WÜBBER, 1979; WÜBBER u. KRAUSS, 1979); entsprechend der relativ groben Auflösung werden dabei Eigenschwingungen der gesamten Ostsee gefunden. Ein- und mehrknotige Seiches treten in den Ergebnissen jedoch nicht so klar hervor wie von kleineren trogförmigen Seen her bekannt (HALBFASS, 1907).

Lange Oberflächenwellen – auch unter dem Einfluss der Erdrotation – werden von numerischen Modellen in der Regel gut wiedergegeben. Die Modelle berücksichtigen alle genannten Kräfte und auch der Reibungseinfluss führt zu keiner unrealistischen Dämpfung. Im Modellsystem des BSH sind gegenüber WÜBBER (1979) u. JÖNSSON et al. (2008) auch direkte Gezeiten und Mitschwingungsgezeiten verwirklicht. Es löst die Bodentopographie in der Deutschen Bucht und in der westlichen Ostsee besser auf als bei JÖNSSON et al. (2008, 900 m statt 1800 m), in der restlichen Ostsee schlechter (5000 m), obwohl etwas besser als bei WÜBBER (1979, 7070 m). Es ist also zu erwarten, dass angeregte Eigenschwingungen für die Buchten nicht völlig entkoppelt sein werden. Dagegen ist das Schwingungsverhalten in der Kieler Bucht durch die gemeinsame Simulation von Nord- und Ostsee besser berücksichtigt als bei JÖNSSON et al. (2008).

Neben solchen Ausgleichsprozessen nach einer Oberflächenauslenkung wurden in der Literatur auch Schwingungen untersucht, die von durchziehenden Tiefdruckgebieten angeregt werden (GILL, 1982). Bei hoher Windgeschwindigkeit oder Zuggeschwindigkeiten in der Nähe der Ausbreitungsgeschwindigkeiten langer Wellen ist die Störung im Wasser räumlich beschränkt auf das Gebiet des Tiefs. Bei höheren Zuggeschwindigkeiten treten im Wasser Leewellen auf, deren Amplitude bei geeigneter Zuggeschwindigkeit beträchtlich ist. Im Wellenzahlbereich freier Wellen kann sie durch Resonanz noch erhöht werden. In diesen theoretischen Betrachtungen sind jedoch nur die Winde quer zur Ausbreitungsrichtung berücksichtigt. Die parallelen Windkomponenten modifizieren die angegebenen Lösungen, da sie in den oberen Wasserschichten einen signifikanten Wassertransport (Ekman-Transport) vom Weg des Tiefdruckgebiets weg verursachen. Die Lösungen gelten auch nicht für stationäre Winde. Ein ähnliches Problem betrachtet RAO (1967) unter Vernachlässigung der Erdrotation. Er untersucht die Wirkung eines Starkwindbandes endlicher Breite, das über einen langen Kanal zieht. Für Zuggeschwindigkeiten in der Nähe der Ausbreitungsgeschwindigkeit langer Wellen findet er Resonanz zu freien Schwingungen, solange die Breite kleiner als die Länge des Kanals ist. Er zeigt aber auch, dass die einknotige Schwingung nach Durchzug des Starkwindbandes in Abhängigkeit von Bandbreite und Zuggeschwindigkeit unterdrückt werden kann und dann wenig zum Wasserstand an den Enden eines Sees beiträgt. Dies ist häufig beobachtet worden (IRISH u. PLATZMANN, 1962). KRAUSS (1973) untersucht die Wirkung mehrerer kurz nacheinander durchziehender Tiefdruckgebiete gefolgt von einer Phase mit konstantem Wind und findet Schwingungen mit einer Periode von 100 Stunden, die auch in Pegelaufzeichnungen der Ostsee gefunden werden. Der konstante Wind nach dem periodischen Antrieb bewirkt, dass die Dämpfung kompensiert wird und die angeregten freien Wellen weiter bestehenbleiben.

Für die Zuggeschwindigkeit von Tiefdruckgebieten in mittleren Breiten gibt PICHLER (1984) einen Richtwert von sechs Längengraden pro Tag an. Die Ostsee überdeckt etwa 20 Längengrade, die Beltsee etwa vier. Damit ergeben sich charakteristische Zeitskalen von 3–4 bzw. einem Tag. Für bedeutende Sturmhochwasser der Ostsee in der Zeit von 1954 bis 2002 werden von BENKEL u. MEINKE (2008) Zuggeschwindigkeiten von 17–79 km pro Stunde oder umgerechnet 4,7–21,9 m/s angegeben. Im Vergleich zu charakteristischen Ausbreitungsgeschwindigkeiten langer Wellen in der Ostsee von 14 m/s, 22 m/s und 44 m/s für Tiefen von 20 m, 50 m und 200 m sind sie also niedriger oder von gleicher Größenordnung.

Die Wirkung der Zuggeschwindigkeit von Tiefdruckgebieten auf extreme Sturmfluten wurde ansatzweise in den Arbeiten der GKSS untersucht (BENKEL u. MEINKE, 2009). Allerdings wurde dort das Augenmerk auf eine längere Dauer hoher Windgeschwindigkeiten durch Verzögerung der Zuggeschwindigkeit gelegt.

Abschließend sei noch auf eine von ENDERLE (1981) hervorgehobene Schwingung der Mecklenburger Bucht hingewiesen. Er beschreibt für Winde aus NNW–NNE dort eine stehende Welle, die durch Reflexion der "Stauwelle" an der Küste Mecklenburgs entsteht, mit maximalem Wasserstand in Kiel von etwa 1 m über NN.

4.3.2 Experimente

In den nachfolgenden numerischen Experimenten zum Einfluss von Schwingungen auf die extremen Sturmhochwasser von 1872 und 1971 werden Ausgleichsprozesse nach vorwiegend Wind bedingten Oberflächenauslenkungen betrachtet. Insbesondere wurde zu einem Zeitpunkt mit hohem Wasserstand in St. Petersburg (7.11.1872 und 7.12.1971) der meteorologische Antrieb abgeschaltet, nicht jedoch die Gezeiten (direkte Gezeiten und Mitschwingungsgezeiten). Dadurch bedeutet "frei" (anders als oben) im Potentialfeld von Erde und Himmelskörpern und unter dem Einfluss der Erdrotation. Eine solche Definition ist sinnvoll, da es um die Modifikation von Sturmhochwassern durch Schwingungen der Ostsee geht.

Entsprechende Schwingungen sind auch Teil der Rekonstruktion der Sturmflut von 1872 zum Zeitpunkt des Wetterumschwungs am 10.11.1872. Abb. 21 zeigt den Wasserstandsverlauf für Flensburg. Schwingungen treten auf, sind aber ohne Einfluss auf den Scheitelwasserstand. Ähnliche Störungen treten auch zu Beginn des "Leerlauf"-Experiments und in Wasserstandsverläufen in den Abb. 19a und 20a auf.



Abb. 21: Schwingungen in Flensburg 1872 und in numerischen Experimenten

Interessanter ist das folgende numerische Experiment, welches die extreme Realisation 1971_35b0bv aus Kapitel 3.3 modifiziert. Dabei kam das Sturmtief aus Nordosten auf einer für Hochwasser in St. Petersburg günstigen Bahn (AVERKIEW u. KLEVANNY, 2007). Erst später, als der Sturm über dem Finnischen Meeresbusen schon abgeklungen war, führte das Tiefdruckgebiet zu einem Sturmhochwasser in der westlichen Ostsee. Dieser Fall entspricht also nicht der Vorstellung von einer Schrägstellung der Oberfläche des Systems aus westlicher, südlicher und zentraler Ostsee und Finnischem Meeresbusen, obwohl der Wasserstand in Flensburg (Abb. 22a) und Wismar (Abb. 22c) zur Zeit des Maximums in St. Petersburg (8.12. 00:00) unter NN liegt.

Während der Stunde nach dem maximalen Wasserstand in St. Petersburg wurde der Wind linear auf Null und der Luftdruck auf einen konstanten Wert heruntergefahren. Abbildung 22 zeigt vergleichend die Wasserstandsentwicklung in Flensburg ohne (Abb. 22a) und mit Modifikation des meteorologischen Antriebs (Abb. 22b). Zusätzlich eingefügt ist der Wasserstand in Hirtshals, der etwa die gleiche Gezeitenphase wie Flensburg hat (MÜLLER-NAVARRA, 1983). Offensichtlich tragen freie Schwingungen beim betrachteten Sturmhochwasser in Flensburg nicht zum Scheitelwasserstand bei. Auch in Wismar und Greifswald (Abb. 22c) liegt das Wasserstandsmaximum während des Experiments deutlich vor dem Zeitpunkt des Scheitelwasserstandes.

Das Experiment erlaubt wichtige Folgerungen, wenn auch ohne weitere Untersuchungen nur abgeleitet für dieses eine extreme Sturmhochwasser:

- Das Sturmhochwasser in St. Petersburg war die Folge örtlich günstiger Winde.
- Ausgleichsprozesse in einer Ostsee ohne meteorologischen Antrieb trugen nicht zu den Scheitelwasserständen in Greifswald, Wismar und Flensburg bei.
- Erhöhte Wasserstände in Flensburg treten im Experiment lange vor dem Zeitpunkt des Scheitelwasserstandes des Sturmhochwassers auf und sind in Phase mit dem Wasserstand in Hirtshals.



Abb. 22a–b: Wasserstand St. Petersburg, Flensburg und Hirtshals für Realisation 1971_35b0bv (a) und für numerisches Experiment (b)



Abb. 22c: Wasserstand Wismar und Greifswald für Realisation 1971_35b0bv (dünn) und numerisches Experiment (fett)

5. Unsicherheiten

Im Projekt MUSTOK sind verschiedene ozeanographische und meteorologische Modelle zur Anwendung gekommen. Die ozeanographischen Modelle zeigten im Vergleich für die tatsächliche eingetretenen Sturmhochwasser 2002 und 2006 in der Abweichung des Scheitelwasserstands vom jeweiligen mittleren Wasserstand Unterschiede von etwa 0,1 m in Kiel und Travemünde und etwa 0,25 m in Koserow (BRUSS u. BORK, 2009). In der gleichen Arbeit wurde für das Sturmhochwasser 2002 der Koeffizient im Ansatz für die Windschubspannung variiert. Die Auswirkung war in beiden Modellen ähnlich. Der geringere Koeffizient führte an allen Orten zu einer Reduktion der Abweichung des Scheitelwasserstands vom Mittel von bis zu 0,3 m.

Die Auswahl der extremen Realisationen zur Simulation mit dem Modellsystem des BSH erfolgte anhand der auf das Nullniveau des in SEBOK A verwendeten Modells bezogenen Scheitelwerte. Diese liegen außer für die Realisationen des Sturmhochwassers 1971 deutlich über den auf NN korrigierten Ergebnissen mit dem Modellsystem des BSH. Eine entsprechende (streng genommen nur für das Modellsystem des BSH gültige) Korrektur führt auf ähnliche Unterschiede in den Scheitelwasserständen wie beim Modellvergleich, von unter 0,25 m.

Bedeutender und bis heute nicht befriedigend verstanden (ROSENHAGEN, 2009) ist, wie schon im Projekt MUSE-Nordsee, die Variation im meteorologischen Antrieb bei Verwendung unterschiedlicher meteorologischer Modelle. Wegen der kleinräumigen Land-Wasser-Verteilung wirken sich neben den Unterschieden in der Windgeschwindigkeit schon leichte Änderungen in der Zugbahn des jeweiligen Sturmtiefs auf die Simulation des Wasserstandes in der westlichen Ostsee stärker aus als z.B. in der Deutschen Bucht. Tabelle 8 gibt einige Eigenschaften der verwendeten meteorologischen Modelle (SCHMITZ, 2009; BENKEL u. MEINKE, 2008).

Modell	Ausdehnung	horizontale Auflösung	Besonderheit	
IFS	global	50 km	2 Versionen	
COSMO-EU	Europa	7 km		
COSMO-CLM	Europa	50 km		
COSMO-B	regional	7 km	Rand nahe der Ostsee	
COSMO-CLMN	Europa	50 km	starke Kopplung an IFS	

Tab. 8: Meteorologische Modelle

Da das den EPS-Simulationen zu Grunde liegende Modell IFS eine grobe horizontale Auflösung hat, wurden sechs Realisationen mit dem lokalen Modell COSMO-EU und Randbedingungen an den seitlichen Rändern aus dem IFS wiederholt (SCHMITZ, 2007). Davon wurden drei (zwei extreme und eine nicht extreme) für den Antrieb des BSH-Modellsystems genutzt. Für die beiden extremen Realisationen ergaben sich deutlich niedrigere Scheitelwasserstände in der westlichen Ostsee (Abb. 23).



Abb. 23: Differenz der Scheitelwasserstände bei verschiedenem meteorologischen Antrieb (IFS und COSMO-EU) für zwei extreme Realisationen (1964_48, 1995_34) und eine nicht extreme (1971_45b0by).

Eine ähnliche Erniedrigung der maximalen Wasserstände verursachten auch zwei meteorologische Antriebe durch Daten aus dem COSMO-CLM (BENKEL u. MEINKE, 2008). Da das COSMO-CLM eine ähnlich grobe Auflösung wie das IFS hat, ist zu vermuten, dass andere Unterschiede als die horizontale Auflösung in den meteorologischen Modellen wichtig sind (ROSENHAGEN, 2009). Dazu passt, dass es der GKSS unter starker Anbindung der Felder für Luftdruck und Temperatur (COSMO-CLMN) für die Realisation 2005_45 gelang, meteorologische Felder zu schaffen, die in der Mecklenburger Bucht gleich hohe Scheitelwasserstände erzeugten wie das IFS (Abb. 24). Ebenso erfolgreich war für die gleiche Realisation eine Beschränkung des meteorologischen Modells COSMO-EU auf das Gebiet der Deutschen Bucht und Ostsee (COSMO-B, SCHMITZ, 2007). Hier war die Übereinstimmung der Scheitelwasserstände in der Kieler Bucht besser als bei dem Antrieb mit Daten aus dem COSMO-CLMN, in der Pommerschen Bucht jedoch schlechter (Abb. 24). Beide Modellversionen stellen jedoch keine wirkliche Lösung des Problems dar. Das COSMO-CLMN verliert seinen Sinn als eigenständiges Modell, wenn es derart stark an das IFS gekoppelt wird und das COSMO-B führt mit seinem Rand in der Deutschen Bucht zu Sprüngen in den meteorologischen Feldern über der Nordsee, wenn diese dort durch IFS-Daten ergänzt werden. Außerdem zeigte die COSMO-B-Version für eine andere Realisation (2003_19b0he) Unterschiede zu den IFS-Simulationen von der Größenordnung 0,5 m in der Kieler und Mecklenburger Bucht, etwas weniger in der Pommerschen Bucht (Abb. 25a).



Abb. 24: Scheitelwasserstände Realisation 2005_45 bei Antrieb aus verschiedenen meteorologischen Modellen

Neben verschiedenen Modellen führten auch Simulationen mit verschiedenen Versionen des IFS zu deutlichen Unterschieden in den simulierten Wasserständen. In Abb. 25a liegt z. B. die COSMO-B Variante in ihren Scheitelwasserständen näher an der Realisation mit einer anderen Modellversion (2003_19b0j2) als an der ursprünglichen. Der Vergleich der Starkwindbänder macht deutlich (Abb. 25b – d), dass der Wasserstand sensibel auf durchaus ähnliche Windfelder reagiert. Bei den ebenfalls mit unterschiedlichen Versionen des IFS berechneten Realisationen 1971_45b0bt und 1971_b0bq liegen dagegen die Scheitelwerte in Flensburg näher zusammen (Abb. 26).



Abb. 25a: Scheitelwasserstände Realisation 2003_19 für verschiedene meteorologische Modelle (IFS, COSMO-B) und Modellversionen (b0he IFS, b0j2 IFS)



Abb. 25b-c: IFS 19b0he max (b), IFS 19b0j2 zum gleichen Zeitpunkt (c)



Abb. 25d-e: IFS 19b0j2 max (d), COSMO_B 19b0he max (e)

Zusammenfassend sind in Abb. 26 für Flensburg die maximalen Wasserstände aller Realisationen (IFS) denen mit anderem Antrieb gegenübergestellt. Von den maximalen Realisationen aus Kapitel 3.3 (Tab. 7a) wurden nur zwei (2003_19b0he und 1995_34) mit verschiedenen meteorologischen Modellen untersucht. Als Größenordnung für die Variation der Scheitelwasserstände mit den Modellen kann über alle Vergleiche eine Bandbreite von 0,5 m angenommen werden. Damit liegen die maximalen Wasserstände in der Pommerschen Bucht immer noch deutlich über den gemessenen Werten. Für die Kieler und Mecklenburger Bucht würden um 0,5 m reduzierte Werte noch deutlicher unter denen von 1872 liegen, bei solcher unteren Grenze sogar unter denen ab 1900 gemessenen (Tab. 9a).

Da alle verwendeten meteorologischen Modelle in operationellen und wissenschaftlichen Anwendungen sinnvolle Ergebnisse liefern (ROSENHAGEN, 2009), müssen die mit verschiedenen Modellen simulierten Scheitelwasserstände zur Zeit als obere und untere Grenze akzeptiert werden.



Abb. 26: Scheitelwasserstände aller Realisationen und meteorologischen Antriebe für Flensburg

6. Zusammenfassung

Zu Ursachen und Ablauf von sehr hohen Sturmhochwassern in der westlichen Ostsee gibt es sehr unterschiedliche wissenschaftliche Auffassungen. Deshalb wurden im Teilprojekt MUSE-Ostsee nicht nur physikalisch mögliche Extremhochwasser berechnet, sondern auch das bisher höchste Sturmhochwasser vom 13.11.1872 erstmals rekonstruiert und anhand von numerischen Modellsimulationen analysiert. Es konnte nachgewiesen werden, dass z. B. Eigenschwingungen und Füllungsgrad der Ostsee bei dem Sturmhochwasser 1872 nur untergeordnete Bedeutung hatten. Die These, dass die ganze Ostsee erfassende Schwingungen (Seiches) einen entscheidenden Beitrag zur Maximierung von extremen Sturmhochwassern liefern, konnte an einem typischen Beispiel widerlegt werden.

Numerische Modelle der operationellen Wasserstandsvorhersage für die Ostsee (Modellsystem des BSH und darauf aufbauende skandinavische Modelle) berücksichtigen heute alle in der Literatur diskutierten potentiellen Ursachen für extreme Sturmhochwasser: lokaler und überregionaler Wind, statischer Luftdruck, erhöhter Füllungsgrad der Ostsee, andere Wechselwirkungen mit der Nordsee, Eigenschwingungen und Gezeiten. Das Modellsystem des BSH hat in der im Projekt benutzten Version Sturmhochwasser mit einer Genauigkeit von 0,2 m vorausgesagt. Im Projekt wurde mit globalen meteorologischen Feldern und klimatologischen Werten für die Süßwasserzuflüsse ein Anfangszustand für die Simulationen extremer Sturmhochwasser errechnet. Daher wurden Wasserstände nicht mit der gleichen Genauigkeit reproduziert wie im operationellen Modellbetrieb. Der Einfluss extremer Wetterlagen überwiegt jedoch deutlich gegenüber dem Einfluss von kleinen Ungenauigkeiten im Anfangszustand.

Das Kollektiv der extremen Sturmhochwasser der Ostsee zur statistischen Betrachtung konnte wie erwartet erweitert werden, allerdings nicht so eindeutig wie im Projekt MUSE für Sturmfluten in der Nordsee. Das höchste, durch Pegelaufzeichnungen dokumentierte Sturmhochwasser ist für fast alle Pegel der deutschen Ostseeküste das vom November 1872. Sieht man von historischen Sturmhochwassern ab, so übertreffen die Scheitelhochwasser von 1872 die des nächst niedrigeren um 0,5 bis 1 m (Tab. 9a). Im Vergleich dazu liegen die Scheitelwasserstände für die höchsten Sturmfluten in der Deutschen Bucht (1962, 1976, 1999) näher zusammen, 0,1 bis 0,3 m (Tab. 9b: Nordsee; BORK u. MÜLLER-NAVARRA, 2006; JENSEN et al., 2006).

Ort	HW1872	bHW	HW1872 -bHW	hHW_EPS	<i>bHW_EPS</i> <i>–HW1872</i>	hHW_EPS _hHW
Flensburg	3,08	2,17	0,91	2,84	-0,24	0,67
Eckernförde	3,15	2,12	1,03	2,63	- 0,52	0,51
Kiel-Holtenau	2,97	2,25	0,72	2,62	- 0,35	0,37
Travemünde	3,16	2,16	1,00	2,55	-0,61	0,39
Wismar	2,80	2,11	0,69	2,54	- 0,26	0,43
Warnemünde	2,43	1,90	0,53	2,35	- 0,08	0,45
Stralsund	2,39	1,62	0,77	2,33	- 0,06	0,71
Greifswald	2,79	1,80	0,99	3,34	+ 0,55	1,54

Tab. 9a: MUSE-Ostsee. Höhe simulierter Hochwasser im Vergleich mit denjenigen vom 13.11.1872 und dem höchsten nach 1900 aufgetretenen Hochwasser (Höhenangaben in m über NN)

Tab. 9b: MUSE-Nordsee. Vergleich der beiden höchsten gemessenen HW mit den höchsten HW aus EPS-Simulationen (Höhenangaben in m über NN)

Ort	hHW1	hHW2	hHW1-hHW2	bHW_EPS	hHW_EPS-hHW1
Borkum	3,82	3,32	0,50	4,99	1,17
Emden	4,76	4,58	0,18	6,09	1,33
Wilhelmshaven	5,22	4,87	0,35	6,40	1,18
Bremerhaven	5,35	5,18	0,17	6,74	1,39
Cuxhaven	5,10	4,95	0,15	6,51	1,41
Büsum	5,14	4,93	0,21	6,35	1,21
Husum	5,66	5,37	0,29	6,69	1,03
Wittdün	4,14	4,05	0,09	5,20	1,06

Die extremen Sturmhochwasser aus MUSE-Ostsee (Tab. 7) übertreffen das Sturmhochwasser von 1872 nur in der Pommerschen Bucht. Für die Mecklenburger und die Kieler Bucht werden die Hochwasserstände von 1872 nicht erreicht. Innerhalb der Fehlergrenzen für die Angaben der Wasserstände von 1872 liegen sie jedoch außer für Eckernförde und Travemünde in der Nähe der Werte für 1872. An diesen Orten sind deutliche Veränderungen in der Bodentopographie zu berücksichtigen. Gegenüber den höchsten Hochwassern nach 1900 (hHW in Tab. 9a) ist die Erhöhung in Greifswald etwa vergleichbar der in MUSE (Nordsee). Für die kleiner und reicher strukturierte westliche Ostsee tritt eine geringere, wenn auch für die Ostsee immer noch signifikante Erhöhung der Scheitelwasserstände auf Grund der extremen Wetterlagen um etwa 0,5 m auf. Damit stellte sich besonders für die Mecklenburger und die Kieler Bucht die Frage, was das Sturmhochwasser von 1872 ausgezeichnet hat.

Eine mögliche und hier vertretene Ansicht ist, dass Verlauf, insbesondere die Drehung des Windfeldes (KRÜGER, 1910) und Ausdehnung des Orkans, 1872 eine sowohl für die Mecklenburger Bucht als auch für die Kieler Bucht extreme Situation geschaffen haben. Diese Ansicht wurde insbesondere von COLDING (1881) vertreten. Andere Autoren betonen ganz allgemein die Bedeutung des Zusammenwirkens von Winden über verschiedenen Teilen der Ostsee für die Entstehung extremer Sturmhochwasser (STIGGE, 1995; SAGER u. MIEHLKE, 1956, für die Mecklenburger Bucht; ENDERLE, 1989, für die westliche Ostsee). Als unterstützend wird von mehreren Autoren der behinderte Abfluss durch Belte und Sund in das Kattegat angegeben (PRALLE, 1875; EIBEN, 1992). Die im Projekt auf momentane Wetterlagen ausgerichteten Auswahlkriterien haben eine solche zeitliche Variation möglicherweise nicht optimal erfasst, trotzdem gibt es auch eine Realisation (2005_45) mit sehr ähnlichem Wetterverlauf wie 1872. Meistens sind jedoch in den extremen Realisationen nur Einzelaspekte des Wettergeschehens von 1872 erfasst.

Eine andere mögliche Ansicht macht zusätzliche Ursachen, wie einen erhöhten Füllungsgrad der Ostsee und den ganzen Wasserkörper der Ostsee erfassende Eigenschwingungen für die herausragenden Wasserstände verantwortlich (BAENSCH, 1875; ANONYMUS, 1882; WEISS u. BIERMANN, 2005; FENNEL u. SEIFERT, 2008). Daher werden am Beginn der Kapitel 4.1 und 4.3 diese Phänomene in ihrer Bedeutung für die Ostsee kurz diskutiert. Zusätzlich wurde zusammen mit dem DWD erstmals das Sturmhochwasser 1872 meteorologisch und ozeanographisch rekonstruiert (ROSENHAGEN u. BORK, 2009). So konnte das numerische Modellsystem des BSH genutzt werden, um einzelne Prozesse isoliert zu betrachten. Diese numerischen Experimente stützen die Aussage, dass 1872 allein der Orkan am 13.11. für das extreme Sturmhochwasser verantwortlich war, bei dem wie schon beim Sturm am 12.11. (BAENSCH, 1872) sehr schnell ein nahezu stationärer Zustand erreicht wurde. Ein erhöhter Füllungsgrad der Ostsee vor einem Sturm hatte wenig bis keinen Einfluss auf den Scheitelwasserstand. Lokale Eigenschwingungen treten zwar während der Vorgeschichte des Sturmhochwassers auf, hatten aber keinen erkennbaren Einfluss auf das Geschehen am 12.11. und 13.11.1872.

Der Einfluss von Schwingungen des gesamten Ostseekörpers wurde anhand eines simulierten extremen Sturmhochwassers mit sehr hohem Wasserstand in St. Petersburg im Vorfeld eines Sturmhochwassers in der Mecklenburger und Kieler Bucht untersucht (Dezember 1971). Dieses Sturmhochwasser wurde durch ein für Schwingungen günstig ziehendes, aus Nordost kommendes Tief erzeugt. Auch hier lieferte eine Eigenschwingung keinen Beitrag zum Sturmhochwasser in der westlichen Ostsee.

7. Danksagung

Die Arbeiten wurden von Mitarbeitern des BSH und anderer Institutionen ergänzt und unterstützt. Wir danken insbesondere Herrn Warnecke (BSH) für die Erstellung digitaler Anfangsverteilungen der Eisbedeckung, Herrn Janssen für die statistische Bearbeitung der Modelldaten von 2002, Frau Schmelzer (BSH) für die Bereitstellung von Eisdaten, Frau Perlet (BSH), Herrn Nöthel (WSA Lübeck) und Herrn Hammarklint (SMHI) für die Bereitstellung von Wasserstandsdaten und Frau von Gyldenfeldt (BSH) für die Zusammenstellung von maximalen Wasserständen und Winddaten.

8. Schriftenverzeichnis

- ANONYMUS: Ergebnisse einiger Untersuchungen von A. Colding über die Sturmfluth vom 12. bis 14. November 1872 in der Ostsee und über die Beziehungen der Winde zu den Strömungen und Wasserständen. Annalen der Hydrographie und Maritimen Meteorologie 10, 1–5, 1882.
- ANONYMUS: Täglicher Wetterbericht. Amtsblatt des Deutschen Wetterdienstes D6615A, Frankfurt, 95, 4, Nr. 319–323, 1970 (15.11.–19.11.).
- AVERKIEW, A. S. and KLEVANNY, K. A.: Determining Cyclone Trajectories and Velocities Leading to Extreme Sea Level Rises in the Gulf of Finland. Russian Meteorology and Hydrology, 32, 8, 514–519, 2007.
- BAENSCH, O. F. B.: Die Sturmfluth an den Ostsee-Küsten des Preußischen Staates vom 12./13. November 1872. Separat-Abdruck aus der Zeitschrift für Bauwesen, 25. Jahrgang. Berlin, 1875.
- BAERENS, CH.: Extremwasserstandsereignisse an der deutschen Ostseeküste. Dissertation, Universität Berlin, 1998.
- BENKEL, A. and MEINKE, I.: Variation von sturmfluterzeugenden Tiefdruckgebieten oder Sturmflutwetterlagen. Abschlussbericht 1.2 zum KFKI-Verbundprojekt Modellgestützte Untersuchungen zu extremen Sturmflutereignissen an der deutschen Ostseeküste (MUS-TOK), Geesthacht, 2008.
- BENKEL, A.; MEINKE, I. und STORCH, H. VON: Modellierung sturmflutrelevanter Wetterlagen über der Ostsee und ihre Modifikation in einem regionalen Klimamodell. Die Küste, Heft 75, 2009.
- BAUDLER, H. und MÜLLER, R.: Sturmfluten. In: Hupfer, P.; Harff, J.; Sterr, H. Stigge, H.-J. (eds.): Die Wasserstände an der Ostseeküste. Die Küste, Heft 66, 187–188, 2003.
- BORK, I. und MÜLLER-NAVARRA, S. H.: Simulation und Analyse extremer Sturmhochwasser an der deutschen Ostseeküste. Abschlussbericht 1.3 zum KFKI-Verbundprojekt Modellgestützte Untersuchungen zu extremen Sturmflutereignissen an der deutschen Ostseeküste (MUSTOK), Hamburg, 2009.
- BORK, I. und MÜLLER-NAVARRA, S. H.: Modellgestützte Untersuchungen zu Sturmfluten mit sehr geringen Eintrittswahrscheinlichkeiten (MUSE) – Teilprojekt 2: Sturmflutsimulationen, Abschlussbericht zum BMBF-Forschungsvorhaben 03KIS039, Hamburg, 2005.
- BRUSS, G.; JIMENEZ, N. und MAYERLE, R.: Bestimmung von Bemessungsparametern für Küstenschutzanlagen an der deutschen Ostseeküste aufbauend auf Szenariosimulationen. Abschlussbericht 2.2 zum KFKI-Verbundprojekt Modellgestützte Untersuchungen zu extremen Sturmflutereignissen an der deutschen Ostseeküste (MUSTOK), Kiel, 2009.
- BRUSS, G. und BORK, I.: Vergleichende Betrachtungen der im Projekt MUSTOK verwendeten hydrodynamischen Modelle. Die Küste, Heft 75, 2009.
- CHRYSTAL, G.: On the Hydrodynamical Theory of Seiches. Transactions of the Royal Society of Edinburgh 41, 599–649, 1905.
- COLDING, A.: Nogle Undersøgelser over Stormen over Nord- og Mellem Europa af 12te–14de November 1872 og over den derved fremkaldte Vandflod i Østersøen. Avec un résumé en français. Videnshkabernes Seldkabs Skrifter, 6. Raekke, naturwiderskabelig og mathematisk Afdeling 1, 4, Kopenhagen, 1881.
- DICK, S.; KLEINE, E., MÜLLER-NAVARRA, S. H.; KLEIN, H. and KOMO, H.: The Operational Circulation Model of BSH (BSHcmod) – Model description and validation. Berichte des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie 29, 2001.
- DICK, S.; KLEINE, E. and JANSSEN, F.: First Results of a New Operational Circulation Model for the North Sea and the Baltic Using General Vertical Co-ordinates. Proceedings of Euro-GOOS Conference, (Exeter), 2008 (im Druck).
- EIBEN, H.: Hydrologische Besonderheiten an der Ostseeküste. In: Kramer, J. und Rohde, H. (ed.), Historischer Küstenschutz, Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau, 497–516, 1992.
- ENDERLE, U.: Zur Problematik der Wasserstandsvorhersage für die Küsten der westlichen Ostsee. Fachliche Mitteilungen, Amt für Wehrgeophysik 202, 1981.
- ENDERLE, U.: Ein einfaches Verfahren zur Ermittlung des Windstaus in der westlichen Ostsee. Fachliche Mitteilungen, Amt für Wehrgeophysik 221, 1989.

- ENDRÖS, A.: Der niedrige Wasserstand am 24. November 1938 an der deutschen Ostseeküste. Annalen der Hydrographie 67, 417–421, 1939.
- ERTEL, H. und MAUERSBERGER, P.: Eine Ungleichung für den Windstau an Flachküsten. Acta Hydrophysica 17, 77–82, 1972.
- FENNEL, W. und SEIFERT, T.: Oceanographic Processes in the Baltic. Die Küste, Heft 74, 77–91, 2008.
- FOREL, F. A.: Handbuch der Seenkunde. Stuttgart, 1901.
- GÄSTGIFVARS M.; MÜLLER-NAVARRA, S. H.; FUNKQUIST, L. and HUESS, V.: Performance of Operational Systems with Respect to Water Level Forecasts in the Gulf of Finland. Ocean Dynamics 58, 139–153, 2008.
- GERSTENGARBE, F.-W.; WERNER, P. C. und RÜGE, U.: Katalog der Großwetterlagen Europas (1881–1998) nach Paul Hess und Helmuth Brezowsky. 5. Auflage, Potsdam und Offenbach a. M., 1999.
- GEYER, D.: Eigenschwingungen und Erneuerung des Wassers in der Eckernförder Bucht unter besonderer Berücksichtigung der Sturmlage vom 5.–6. Dezember 1961. Dissertation, Christian-Albrechts-Universität Kiel, 1964.
- GILL, A. E.: Atmosphere Ocean Dynamics. International Geophysics Series 30, Academic Press, New York, 1982.
- GRÜNBERG, H.: Der 13. November 1872. Stralsund, 1873.
- HALBFASS, W.: Der heutige Stand der Seichesforschung. Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin, 5–24, 1907.
- HANSEN, W.: Triftstrom und Windstau. Deutsche Hydrographische Zeitschrift 3, 303–313, 1950.
- HANSEN, C.: Accuracy of the Water Level Predicted by the Operational Models SMHI/HI-ROMB and DaMSA/GETM through the Danish Straits. HIROMB Workshop, Rostock, 2008.
- HUPFER, P.: Wasserstandsschwankungen der Ostsee und ihre Ursachen. In: Hupfer, P.; Harff, J.: Sterr, H. und Stigge, H.-J. (eds.): Die Wasserstände an der Ostseeküste. Die Küste, Heft 66, 22–30, 2003.
- IRISH, J. L.; RESIO, D. T. and RATCLIFF, J. J.: The Influence of Storm Size on Hurricane Surge. Journal of Physical Oceanography 38, 2003–2013, 2008.
- IRISH, S. M. and PLATZMANN, G. W.: An Investigation of Meteorological Conditions Associated with Extreme Wind Tides on Lake Erie. Monthly Weather Review 90, 39–47, 1962.
- JANSSEN, F.: Statistische Analyse mehrjähriger Variabilität der Hydrographie in Nord- und Ostsee. Dissertation, Universität Hamburg, 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. Deutsche Hydrographische Zeitschrift, Supplement 9, 1999.
- JENSEN, J.; MÜLLER-NAVARRA, S. H.; RENNER, V.; MUDERSBACH, CH.; BORK, I. und KOZIAR, CH.: Modellgestützte Untersuchungen zu Sturmfluten mit sehr geringen Eintrittswahrscheinlichkeiten an der deutschen Nordseeküste. Die Küste, Heft 71, 123–167, 2006.
- JENSEN, J. and MÜLLER-NAVARRA, S. H.: Storm surges on the German Coast. Die Küste, Heft 74, 92–124, 2008.
- JÖNSSON, B.; DÖÖS, K.; NYCANDER, J. and LUNDBERG, P.: Standing Waves in the Gulf of Finland and their relationship to the Basin-wide Baltic Seiches. Journal of Geophysical Research 113, C03004, 1–11, 2008.
- KIECKSEE, H.: Die Ostsee-Sturmflut 1872. Westholsteinische Verlagsanstalt Boysen & Co., Heide, 1972.
- KLEINE, E.: Das operationelle Modell des BSH für Nordsee und Ostsee. Konzeption und Übersicht. Bundesamt für Schifffahrt und Hydrographie, 1994.
- KOHLMETZ, E.: Zur Entstehung, Verteilung und Auswirkung von Sturmfluten an der deutschen Ostseeküste. Petermanns Geographische Mitteilungen 111, 89–96, 1967.
- KOLP, O.: Sturmflutgefährdung der deutschen Ostseeküste zwischen Trave und Swine. Seehydrographischer Dienst der DDR, Stralsund, 1955.
- KRAUSS, W.: Wind-driven Oscillations of an Enclosed Basin with Bottom Friction. Deutsche Hydrographische Zeitschrift 26, 1, 1–9, 1973.
- KRAUSS, W.: Baltic Sea Circulation. Encyclopaedia of Ocean Sciences. San Diego. 236–244, 2001.

- KRÜGER, G.: Über Sturmfluten an den deutschen Küsten der westlichen Ostsee. Dissertation, Universität Greifswald, 1910.
- KULIKOV, E. A. and FINE, I. V.: Numerical Modelling of Baltic Sea Level Variability. Computational Technologies 13, Special issue 2, 39–46, 2008.
- LASS, H.-U. and MATTHÄUS, W.: General Oceanography of the Baltic Sea. In: Feistel, R.; Nausch, G. und Wasmund, N. (eds.): State and Evolution of the Baltic Sea, 1952–2005. John Wiley & Sons, Hoboken, New Jersey, 5–43, 2008.
- LEPPÄRANTA, M. and MYRBERG, K.: Physical Oceanography of the Baltic Sea. Praxis Publishing Ltd, Chichester, UK, 2009.
- LEBLOND, P. H. and MYSAK, L. A.: Waves in the Ocean. Elsevier Oceanography Series 20, Amsterdam, 1978.
- LÖWE, P.; SCHMOLKE, S.; BECKER, G.; BROCKMANN, U.; DICK, S.; ENGELKE, C.; FROHSE, A.; HORN, W.; KLEIN, H.; MÜLLER-NAVARRA, S. H.; NIES, H.; SCHMELZER, N.; SCHRADER, D.; SCHULZ, A.; THEOBALD, N. u. WEIGELT, S.: Nordseezustandsbericht 2003. Berichte des BSH 38, 2005.
- MAGAARD, L. u. KRAUSS, W.: Spektren der Wasserstandsschwankungen der Ostsee im Jahre 1958. Kieler Meeresforschungen 22, 155–162, 1966.
- MATTHÄUS, W. and FRANCK, H.: Characteristics of Major Baltic Inflows a Statistical Analysis. Continental Shelf Research 12, 1375–1400, 1992.
- MATTHÄUS, W. and SCHINKE, H.: Mean Atmospheric Circulation Patterns Associated with Major Baltic Inflows. Deutsche Hydrographische Zeitschrift 46, 321–339, 1994.
- MATTHÄUS, W.; NEHRING, D.; FEISTEL, R.; NAUSCH, G.; MOHRHOLZ, V. and LASS, H.-U.: The Inflow of Highly Saline Water into the Baltic Sea. In: FEISTEL, R.; NAUSCH, G. and WAS-MUND, N. (eds.): State and Evolution of the Baltic Sea, 1952–2005. John Wiley & Sons, Hoboken, New Jersey, 265–309, 2008.
- MEINKE, I.: Sturmfluten in der südwestlichen Ostsee dargestellt am Beispiel des Pegels Warnemünde. Diplomarbeit, Universität Marburg, 1998.
- MEINKE, I.: Zugbahnen wasserstandsrelevanter Tiefdruckgebiete. In: Hupfer, P.; Harff, J.: Sterr, H. und Stigge, H.-J. (eds.): Die Wasserstände an der Ostseeküste. Die Küste, Heft 66, 139–144, 2003a.
- MEINKE, I.: Eigenschwingungen. In: Hupfer, P.; Harff, J.; Sterr, H. und Stigge, H.-J. (eds.): Die Wasserstände an der Ostseeküste. Die Küste, Heft 66, 170–179, 2003.
- MERIAN, J. R.: Ueber die Bewegung tropfbarer Flüssigkeiten in Gefässen. Dissertation, Universität Göttingen [1827] Basel, 1828.
- MIEHLKE, O.: Untersuchungen zu den Laufzeiten langer (Schwall-)wellen im Ostseeraum bezüglich der Verzögerung der Auswirkungen von Windfeldänderungen über See auf Wasserstandsänderungen an der DDR-Küste. Bibliothek des BSH, Rostock, 1990.
- MUDERSBACH, CH. und JENSEN, J.: Extremwertstatistische Analyse von historischen, beobachteten und modellierten Wasserständen an der Deutschen Ostseeküste. Die Küste, Heft 75, 2009.
- MUDERSBACH, CH. und JENSEN, J.: Statistische Extremwertanalyse von Wasserständen an der Deutschen Ostseeküste. Abschlussbericht 1.4 zum KFKI-Verbundprojekt Modellgestützte Untersuchungen zu extremen Sturmflutereignissen an der Deutschen Ostseeküste (MUSTOK), Universität Siegen, 2009a.
- MÜLLER, P.: The Equations of Oceanic Motions. Cambridge University Press, New York, 2006.
- MÜLLER-NAVARRA, S. H.: Simulation von Bewegungsvorgängen im Übergangsgebiet zwischen Nord- und Ostsee. Diplomarbeit, Universität Hamburg, 1983.
- MÜLLER-NAVARRA, S. H.: Implementation of the equilibrium tide in a shelf sea model, Environmental and Chemical Physics 24, 127–132, 2002.
- MÜLLER-NAVARRA, S. H.; DICK, S. und KLEINE, E.: Vorhersage mit Hilfe hydrodynamisch-numerischer Modelle. In: Hupfer, P.; Harff, J.; Sterr, H. und Stigge, H.-J. (eds.): Die Wasserstände an der Ostseeküste. Die Küste, Heft 66, 67–78, 2003.
- MÜLLER-NAVARRA, S. H. und BORK, I.: Sturmflutsimulationen. MUSTOK-Workshop, Sturmflutgefährdung der Ostseeküste, Rostock, 2008.
- NEUMANN, G.: Eigenschwingungen der Ostsee. Archiv der Deutschen Seewarte und des Marineobservatoriums 61, 4, 1941.
- PICHLER, H.: Dynamik der Atmosphäre. Bibliographisches Institut, Mannheim, 1984.

- PRALLE: Beobachtungen über den Verlauf der Ostsee-Sturmfluth vom 13. November 1872. Zeitschrift des Architekten- und Ingenieurvereins zu Hannover 21/4, 1875.
- PRYOR, S. C. and BARTHELMIE, R. J.: Long-term Trends in Near-Surface Flow over the Baltic. International Journal of Climatology, 23, 271–289, 2003.
- RAO, D. B.: Response of a Lake to a Time-Dependent Wind Stress. Journal of Geophysical Research 72, 1697–1708, 1967.
- ROSENHAGEN, G.: Die unterschiedlichen Windsimulationsergebnisse von EZMW-EPS und COSMO-EU im KFKI-Projekt MUSTOK. Ergänzung zum Abschlussbericht 1.1 zum KFKI-Verbundprojekt Modellgestützte Untersuchungen zu extremen Sturmflutereignissen an der Deutschen Ostseeküste (MUSTOK), Hamburg, 2009.
- ROSENHAGEN, G. und BORK, I.: Rekonstruktion der Sturmflutwetterlage vom 12./13. November 1872. Die Küste, Heft 75, 2009.
- SAGER, G. und MIEHLKE, O.: Untersuchungen über die Abhängigkeit des Wasserstandes von der Windverteilung über der Nordsee. Annalen der Hydrographie 4, 11–43, 1956.
- SCHMAGER, G.: Ein Beitrag zur Dynamik der aperiodischen Wasserstandsschwankungen und ihrer Vorhersage im Übergangsgebiet zwischen Nordsee und Ostsee. Dissertation, Humboldt-Universität zu Berlin, 1984.
- SCHMAGER, G.: Statistische Verfahren. In: Hupfer, P.; Harff, J.; Sterr, H. und Stigge, H.-J. (eds.): Die Wasserstände an der Ostseeküste. Die Küste, Heft 66, 57–67, 2003.
- SCHMAGER, G.; FRÖHLE, P.; SCHRADER, D.; WEISSE, R. and MÜLLER-NAVARRA, S. H.: Sea State, Tides. In: Feistel, R.; Nausch, G. and Wasmund, N. (eds.): State and Evolution of the Baltic Sea, 1952–2005. John Wiley & Sons, Hoboken, New Jersey, 143–198, 2008.
- SCHMITZ, R.: Vorhersage von historisch aufgetretenen Stürmen über der Ostsee mithilfe des Ensemble Prediction System und COSMO. Abschlussbericht 1.1 zum KFKI-Verbundprojekt Modellgestützte Untersuchungen zu extremen Sturmflutereignissen an der Deutschen Ostseeküste (MUSTOK), Offenbach, 2007.
- SCHMITZ, R.: Modellierung und Auswahl extremer Wetterlagen über der Ostsee. Die Küste, Heft 75, 2009.
- SMITH, S. D. and BANKE E. G.: Variation of the Sea Surface Drag Coefficient with Wind Speed. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 101, 665–673, 1975.
- STIGGE, H.-J.: The Local Effect of Storm Surges on the Baltic Coast. Proceedings of the international workshop on water-related problems in low-lying coastal areas, Hydrocoast 95, 13–17 November, Bangkok, Thailand, 130–137, 1995.
- SZTOBRYN, M.; STIGGE, H.-J.; WIELBINSKA, D.; WEIDIG, B.; STANISLAWCZYK, I.; KANSKA, A.; KRZYSZTOFIK, K.; KOWALSKA, B.; LETKIEWICZ, B. und MYKITA, M.: Sturmfluten in der südlichen Ostsee (westlicher und mittlerer Teil). Berichte des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie 39, 2005.
- WEIDEMANN, H.: Untersuchungen über unperiodische und periodische hydrographische Vorgänge in der Beltsee. Kieler Meeresforschungen 7, 70–86, 1950.
- WEISS, D. u. BIERMANN, S.: Sturmfluten Angriff und Gefahr für die Küste unter besonderer Berücksichtigung des 3. und 4. November 1995. In Dokumentation der Sturmflut vom 3. und 4. November 1995 an den Küsten Mecklenburgs und Vorpommerns. Redieck & Schade, Rostock, 2005.
- WITTING, R.: Tidvattnen i Östersjön och Finska Viken. Fennia 29, 1–84, 1911.
- WÜBBER, CH.: Die zweidimensionalen Seiches der Ostsee. Berichte aus dem Institut für Meereskunde, Christian-Albrechts-Universität, Kiel, 1979.
- WÜBBER, C. and KRAUSS, W.: The Two-dimensional Seiches of the Baltic Sea. Oceanologica Acta 2, 435–446, 1979.

Extremwertstatistische Analyse von historischen, beobachteten und modellierten Wasserständen an der deutschen Ostseeküste

Von Christoph Mudersbach und Jürgen Jensen

Zusammenfassung

Die Ermittlung der Eintrittswahrscheinlichkeiten von Wasserständen stellt eine Grundaufgabe der Hydrologie dar. Für Bemessungsaufgaben im Küsteningenieurwesen sind insbesondere die Eintrittswahrscheinlichkeiten von extrem hohen oder niedrigen Wasserstandsereignissen von Bedeutung. Diese werden durch extremwertstatistische Methoden ermittelt, wobei häufig Wahrscheinlichkeitsaussagen zu Wasserständen getroffen werden sollen, die bisher noch nicht eingetreten sind. Basierend auf der Allgemeinen Extremwertverteilung wurde eine Methodik entwickelt, mit der beobachtete Daten, historische Wasserstände und modellierte Extremereignisse zusammen analysiert werden können, um eine verlässlichere Abschätzung der Eintrittswahrscheinlichkeiten seltener Ereignisse zu erhalten. Es wurden 10 Pegel an der schleswig-holsteinischen und mecklenburg-vorpommerschen Ostseeküste hinsichtlich extremer Wasserstände ausgewertet. Die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit zeigen, dass durch die integrierte extremwertstatistische Analyse von beobachteten, historischen und modellierten Wasserständen eine verbesserte Beurteilung der Eintrittswahrscheinlichkeiten extremer Sturmfluten erfolgen kann. Die vorliegenden Untersuchungen beziehen sich ausschließlich auf den gegenwärtigen klimatischen Zustand. Eventuelle Änderungen im hydrologischen System der Ostsee infolge eines Klimawandels sind nicht berücksichtigt und müssen in weiterführenden Forschungsarbeiten analysiert werden.

Schlagwörter

Ostsee, Sturmflut, Extremwertstatistik, Jährlichkeit, Vorfüllung, Pegelwasserstände, Zeitreihen

Summary

The determination of exceedance probabilities of water levels is one of the main engineering tasks in hydrology. For design purposes in coastal engineering the exceedance probabilities of rare events are of special importance. This can be done by using extreme value statistics, which allow an extrapolation of the water levels beyond the range of observation. In the present study, an extreme value approach was developed, which enables to combine observed data, historical records as well as modelled extreme floods into one statistical analysis. This approach is based upon the Generalized Extreme Value distribution and leads to a better assessment of the exceedance probabilities of rare events at the German Baltic Sea coastline. The water level data of 10 gauges at the German Baltic Sea coastline were investigated. The results point out, that the applied statistical method leads to an improvement of the statistical analyses of storm surges in the Southern Baltic Sea. The investigations refer to present climate state. Possible changes in the hydrologic system due to climate changes have to be investigated in further research activities.

Keywords

Baltic Sea, storm surge, extreme value statistics, return period, initial water level, water level data, time series

Inhalt

1.	Einleitung und Aufgabenstellung	132
2.	Beschreibung der Forschungsaufgabe	132
3.	Systembeschreibung Ostsee.	133
	3.1 Lage und Hydrographie	133
	3.2 Isostatik, Eustatik und mittlere Wasserstände	134
	3.3 Wasserstände in der Ostsee.	135
4.	Pegeldaten	135
	4.1 Lage und Beschreibung der verwendeten Pegel	135
	4.2 Historische Extremwerte	137
5.	Analyse der Vorfüllung der Ostsee	140
6.	Methodik der Extremwertstatistik	142
7.	Datenauswertungen	143
	7.1 Modellierte Extremereignisse	143
	7.2 Vorbemerkungen zu den Pegelauswertungen	145
	7.3 Flensburg	146
	7.4 Eckernförde	147
	7.5 Kiel-Holtenau	149
	7.6 Neustadt i.H.	150
	7.7 Travemünde	151
	7.8 Wismar	153
	7.9 Warnemünde	154
	7.10 Stralsund	155
	7.11 Sassnitz	156
	7.12 Greifswald	157
8.	Diskussion der Ergebnisse.	158
9.	Zusammenfassung	159
10.	Schriftenverzeichnis	160

1. Einleitung und Aufgabenstellung

Extreme Sturmflutereignisse gefährden sowohl die deutsche Nordsee- als auch die Ostseeküste. Dabei sind die Küstengebiete aufgrund der intensiven Nutzung in der Regel sehr anfällig gegenüber solchen Ereignissen. Der Küstenschutz orientiert sich daher maßgeblich an extremen Ereignissen, wobei zum einen ein möglichst hohes Schutzniveau erreicht werden soll, zum anderen jedoch auch ökologische, ökonomische und touristische Ansprüche berücksichtigt werden müssen. Ein Schutz der Küsten gegen jede erdenklich hohe Sturmflut ist nicht möglich, womit bei allen Maßnahmen zugleich ein Restrisiko verbleibt, welches quantifiziert werden muss. Dies kann durch die detaillierte Analyse der Sturmflutereignisse und Zuordnung von Eintrittswahrscheinlichkeiten erfolgen.

Dem Forschungsinstitut Wasser und Umwelt (fwu) der Universität Siegen oblag im KFKI-Verbundprojekt "Modellgestützte Untersuchungen zu extremen Sturmflutereignissen an der deutschen Ostseeküste (MUSTOK)" die Ermittlung von Eintrittswahrscheinlichkeiten von Sturmflutereignissen. Dabei wurden neben den beobachteten Wasserstandsdaten auch historische Extremereignisse und von den Projektpartnern berechnete synthetische Sturmflutereignisse in die Analysen mit einbezogen.

2. Beschreibung der Forschungsaufgabe

Die Ermittlung der Eintrittswahrscheinlichkeiten von Wasserständen stellt eine Grundaufgabe der Hydrologie dar. Für Bemessungsaufgaben im Küsteningenieurwesen sind insbesondere die Eintrittswahrscheinlichkeiten von extrem hohen oder niedrigen Wasserstandsereignissen von Bedeutung. Dies wird durch eine Anwendung von extremwertstatistischen Methoden erreicht, wobei häufig Wahrscheinlichkeitsaussagen zu Wasserständen getroffen werden sollen, die bisher noch nicht eingetreten sind. Die ermittelte Extremwertverteilung muss demzufolge extrapoliert werden. Grundsätzlich basieren alle bekannten extremwertstatistischen Methoden auf der Analyse von beobachteten Daten. Um die Extrapolation der Verteilungsfunktionen nicht nur mathematisch, sondern auch physikalisch zu begründen, können neben den regelmäßig aufgezeichneten Wasserständen auch historische Sturmfluten oder über numerische Modelle berechnete Extremereignisse in die Statistik mit einbezogen werden. Die vorliegende Forschungsaufgabe bestand darin, für die deutsche Ostseeküste eine entsprechende Methodik zu entwickeln, mit der beobachtete Daten, historische Wasserstandsmarken und modellierte Extremereignisse in die Extremwertstatistik integriert werden können (Abb. 1), um eine verlässlichere Abschätzung von Eintrittswahrscheinlichkeiten zu erreichen.



Abb. 1: Verwendete Datengrundlagen für die Extremwertstatistik

Die vorliegenden Untersuchungen basieren im Wesentlichen auf beobachteten und historischen Wasserständen, die von der Wasser- und Schifffahrtsverwaltung (WSV) des Bundes zu Verfügung gestellt wurden, und auf numerischen Modelluntersuchungen, die im Rahmen des Projektes durchgeführt wurden (SCHMITZ, 2007; BENKEL u. MEINKE, 2008; BORK u. MÜLLER-NAVARRA, 2009). Weiterhin bildeten vorhergehende Arbeiten zu extremen Wasserständen an der deutschen Nordseeküste (JENSEN, 2000; JENSEN et al., 2006) eine wesentliche Grundlage. Detalliertere Ausführungen der hier vorgestellten Arbeiten sind dem Abschlussbericht des Forschungsvorhabens zu entnehmen, welcher im Internet als Download zur Verfügung steht (MUDERSBACH u. JENSEN, 2009).

- 3. Systembeschreibung Ostsee
 - 3.1 Lage und Hydrographie

Die heutige Ostsee hat eine Fläche von ca. 415.000 km² (einschl. Kattegat) und eine Tiefe von bis zu 459 m (Landsorttief, südlich Stockholm), wobei die mittlere Tiefe etwa 52 m beträgt. Das Volumen wird mit ca. 22.000 km³ beziffert und ist nur über Belte und Sunde indirekt über die Nordsee mit dem Atlantischen Ozean verbunden und gilt daher

als kleines, intrakontinentales Nebenmeer des Atlantischen Ozeans (HUPFER et al., 2003).

Die Salinität der Ostsee nimmt von Westen nach Nordosten ab; im Skagerrak und Kattegat sind Salzgehaltswerte von 25 PSU (2,5 %) zu finden, im nordöstlichen Bereich sind demgegenüber lediglich Werte von 3 bis 5 PSU (0,3 %–0,5 %) vorhanden. Das Ostseebecken besteht aus einer Reihe von Teilbecken, die durch Schwellen voneinander getrennt sind. Die wesentlichen Becken sind die Mecklenburger Bucht (mittlere Tiefe: 25 m), das Arkonabecken (mittlere Tiefe: 50 m), das Bornholmbecken (mittlere Tiefe: 100 m), das Gotlandbecken (mittlere Tiefe: 230 m) und der Bottnische Meerbusen (mittlere Tiefe: 120 m). Eine besondere hydrographische Bedeutung für die südwestliche Ostsee hat die Darßer Schwelle, die einen sprunghaften Höhenwechsel im Bodenprofil darstellt und nördlich von Rostock liegt. Die Darßer Schwelle stellt die Trennung zwischen Belt und Arkonabecken dar. Die wesentlichen Zuflüsse der Ostsee sind die Oder (Deutschland, Polen), Weichsel (Polen), Memel (Litauen, Russland), Düna (Lettland), Newa (Russland) und Torneälven (Schweden).

3.2 Isostatik, Eustatik und mittlere Wasserstände

Nach MEYER (2002) beginnt die Geschichte der Ostsee ca. 13.000 BP (Before Present). Die Entwicklung des Meeresspiegels ist ab ca. 8.000 BP durch einen schnellen Anstieg des Meeresspiegels gekennzeichnet, welcher als Littorina-Transgression bezeichnet wird. Während dieser Phase waren Anstiegsraten des Meeresspiegels von bis zu 2,5 cm/Jahr vorhanden, was zu einem "Ertrinken" der Küste führte (MEYER, 2002). Die nördliche Ostsee ist dagegen bis in die Gegenwart durch anhaltende Regression gekennzeichnet. Diese unterschiedliche Entwicklung spiegelt sich in gegenläufigen typischen Meeresspiegelkurven für die südliche und östliche Ostsee wieder (Abb. 2).



Abb. 2: Vergleich typischer Relativ Sea Level (RSL)-Kurven aus dem südlichen (A) und nördlichen (B) Teil der Ostsee (MEYER, 2002)

Die rezenten Erdkrustenbewegungen des baltischen Raumes sind durch eine Landhebungszone im nördlichen Bereich geprägt, mit maximalen Hebungswerten im nördlichen Bottnischen Meerbusen von über 8 mm/Jahr. Diese Hebungszone ist von einer Landsenkungszone gürtelartig umgeben, welche die südliche und südöstliche Ostsee beeinflusst (HUPFER et al., 2003). In der Senkungszone sind im Mittel Werte von –0,5 bis –1,0 mm/Jahr zu finden, die auch für die deutsche Ostseeküste gültig sind. In der Danziger Bucht (Polen) sind maximale Senkungswerte von -3,0 mm/Jahr zu finden. Durch eine Landhebung oder Landsenkung ergibt sich eine relative Anderung des mittleren Meeresspiegels. Ein Landsenkungsprozess (isostatischer Effekt) führt somit zu einem relativen Meeresspiegelanstieg, der zusätzlich von einem eustatischen Effekt (z.B. Meeresspiegelanstieg durch Temperaturanstieg infolge Klimaänderung) überlagert werden kann. Eine Trennung dieser beiden Einflüsse ist nicht möglich, jedoch können durch verschiedene Annahmen Abschätzungen der isostatischen Effekte erfolgen. HUPFER et al. (2003) analysierten dazu die Differenzen mittlerer Wasserstände von Pegeln in der nördlichen und südlichen Ostsee. Es wird davon ausgegangen, dass sich eustatische Effekte in einer Nord-Süd-Achse gleich ausprägen und damit vorhandene Trends in den ermittelten Differenzen auf isostatische Effekte zurückzuführen sind. Die Ergebnisse zeigen, dass die Differenzen des mittleren Wasserstandes zwischen Nord und Süd konstant kleiner werden und dies zum überwiegenden Teil auf Landhebungseffekte im Norden zurückzuführen ist.

3.3 Wasserstände in der Ostsee

Die Wasserstände an den Pegeln der Ostsee entstehen aus der Überlagerung verschiedener Anteile. Dies sind (i) der Gezeiteneinfluss, (ii) der Füllungsgrad, (iii) Eigenschwingungen und (iv) Windstauwirkungen. In der vorliegenden Arbeit wurden Pegelwasserstände extremwertstatistisch ausgewertet, in denen alle genannten Anteile enthalten sind. Ausführlichere Hinweise zu Gezeiten in der Ostsee sind z.B. bei SCHMAGER et al. (2008) zu finden. In MUDERSBACH u. JENSEN (2009) sind weitergehende Analysen des Füllungsgrades am schwedischen Pegel Landsort (Abb. 6) durchgeführt worden. Detaillierte Hinweise zu Eigenschwingungen und Windstauwirkungen sind in HUPFER et al. (2003), SCHMITZ (2007) und BORK u. MÜLLER-NAVARRA (2009) enthalten.

4. Pegeldaten

4.1 Lage und Beschreibung der verwendeten Pegel

Im vorliegenden Forschungsvorhaben wurden 10 Pegel an der schleswig-holsteinischen und mecklenburg-vorpommerschen Ostseeküste hinsichtlich extremer Wasserstände ausgewertet (Abb. 3). An der schleswig-holsteinischen Küste sind dies die Pegel: Flensburg, Eckenförde, Kiel-Holtenau, Neustadt in Holstein und Travemünde. An der Küste Mecklenburg-Vorpommerns sind dies die Pegel: Wismar, Warnemünde, Stralsund, Sassnitz und Greifswald.



Abb. 3: Standorte der untersuchten Ostseepegel

Die Pegeldaten stammen von folgenden Quellen:

- Bundesanstalt für Gewässerkunde (bfg), Koblenz
- Ministerium für Landwirtschaft, Umwelt und ländliche Räume (MLUR) des Landes Schleswig-Holstein, Kiel
- Wasser- und Schifffahrtsdirektion (WSD) Nord, Kiel
- Staatliches Amt für Umwelt und Natur (StAUN), Rostock
- Staatliches Amt für Umwelt und Natur (StAUN), Stralsund
- Forschungsinstitut Wasser und Umwelt (fwu) der Universität Siegen

Als Datengrundlage standen die regelmäßigen Wasserstandsaufzeichnungen zur Verfügung, die in Form der Jahreshauptwerte analysiert wurden. Die Zeitreihe der Hochwasserereignisse (HW) besteht somit aus dem höchsten Wert eines hydrologischen Jahres. Die Zeitreihe der mittleren Wasserstände (MW) ist der gemittelte Wert aller Messungen eines Jahres an einem Pegel. Vor der Einführung der automatisierten Wasserstandsmessung entspricht dieser Wert dem Wasserstände um 12 Uhr mittags. Die MW-Zeitreihe wird für die direkte Analyse der extremen Wasserstände nicht benötigt, jedoch erfolgt die Homogenisierung der HW-Zeitreihe mit dem Trend bzw. 19-jährigen gleitenden Mittelwert der MW-Zeitreihe. Die MW-Zeitreihe beinhaltet im Vergleich zur HW-Zeitreihe weniger stochastische Anteile. Da durch eine Homogenisierung im Wesentlichen der Einfluss des langfristigen Meeresspiegelanstieges korrigiert werden soll, eignet sich hierfür der Trend der MW-Zeitreihe besser als derjenige der HW-Zeitreihe. Für die Berechnung des langfristigen Trends wird statt der Verwendung eines linearen Modells die Berücksichtigung der Nodaltide mit einer Periode von 18,6 Jahren empfohlen.

Die verfügbaren Zeitreihen der Pegelaufzeichnungen sind an der deutschen Ostseeküste unterschiedlich lang. Die längste Zeitreihe weist der Pegel Travemünde auf, die 1826 beginnt. Die Mehrzahl der Pegelzeitreihen beginnt zwischen 1901 und 1921, wobei die östlichen Pegel Stralsund und Sassnitz die kürzesten Zeitreihen aufweisen (Abb. 4). Neben den regelmäßigen Wasserstandsdaten liegen für einige Pegel zusätzlich historische Extremwerte vor, die in die Analysen mit einbezogen wurden und hinsichtlich der Abschätzung extremer Zustände wichtige Bausteine innerhalb der Projektbearbeitung darstellten (vgl. Kap. 4.2). In den Daten vorhandene Datenlücken wurden zunächst über Korrelationsrechnungen mit benachbarten Pegeln geschlossen. Alle Wasserstandsdaten wurden weiterhin auf einen einheitlichen Höhenbezug (NN) umgerechnet.



Abb. 4: Verfügbare Zeitreihenlängen der analysierten Ostseepegel

4.2 Historische Extremwerte

Neben der Analyse von beobachteten Pegeldaten ist die Einbeziehung von historischen Daten an der Ostsee von besonderer Bedeutung, um eine statistische Einordnung von extremen Wasserständen (Sturmhochwasserstände) vornehmen zu können. Dies ist deswegen von Bedeutung, da die Sturmflut vom 12./13. November 1872 an der gesamten deutschen Ostseeküste zu extrem hohen Wasserständen geführt hat, dieser Wert jedoch nicht in den Zeitraum der regelmäßigen Pegelaufzeichnungen fällt und damit nicht in den Zeitreihen enthalten ist und nur als historisch überlieferter Wert zur Verfügung steht. Die einzige Ausnahme bildet hier der Pegel Travemünde. Weiterhin sind aus der früheren Überlieferung historische Hochwasserstandsmarken an verschiedenen Pegeln bekannt, wo ebenfalls extreme Wasserstände erreicht wurden.

Erste Überlieferungen über extreme Sturmhochwasserstände an der Ostsee stammen aus dem Jahr 1044 n. Chr., danach finden sich Angaben zu Sturmfluten in den Jahren 1304 und 1320 (JENSEN u. TÖPPE, 1986 und 1990). Es folgt wiederum eine größere zeitliche Lücke bis ins 17. Jahrhundert, wo ab dem Jahr 1625 einige detailliertere Aufzeichnungen zu hohen Wasserständen zu finden sind. Die Wasserstände sollen bei den genannten Ereignissen zwi-

schen 2 m und >3 m über dem Mittelwasser gelegen haben. Ab dem 19. Jahrhundert liegen dann für viele Pegel genauere Aufzeichnungen vor; am Pegel Travemünde sogar schon regelmäßige Wasserstandswerte. Bei den historischen Ereignissen muss beachtet werden, dass in der Regel nicht die Höhe des Wasserstandes der Grund für die Überlieferung war, sondern vielmehr die damit einhergehenden katastrophalen Schäden oder Menschenverluste. So kann es auch vorkommen, dass ein eher niedriger Wasserstand, der aber zu schweren Schäden geführt hat, auch als katastrophale Sturmflut überliefert wird. Ebenso bleiben eventuell extrem hohe Ereignisse, die zu keinen Schäden geführt haben, unerwähnt. Eine Zusammenstellung der in der Literatur vorhandenen historischen Wasserstandsmarken zu den untersuchten Pegelstandorten erfolgt in Tab. 1.

Neben den Unsicherheiten der Höhenangaben von historischen Sturmfluten infolge einer nicht detaillierten Höhenmessung muss beachtet werden, dass die Höhenangaben in der Regel in Zentimetern oder Metern über Mittelwasser (MW) erfolgten, dies jedoch kein zeitlich konstanter Wert ist. Das Mittelwasser ist in Bezug auf NN-Höhen weder zeitlich noch örtlich eine konstante Größe. Aufgrund des positiven Trends des Mittelwassers zwischen 1 und 1,5 mm/a an den untersuchten Pegeln, liegt das Mittelwasserniveau für zurückliegende Zeiträume unterhalb von 0 mNN. Betrachtet man die Entwicklung des Mittelwassers des Pegels Travemünde, so ergibt sich ein langfristiger Trend von 1826 bis 2006 von 1,3 mm/a (Abb. 5), der dazu führen würde, dass bei einer Extrapolation dieses Trends in die Vergangenheit der Mittelwasserstand um 1700 etwa 35 cm unter NN liegt. Damit müsste eine Wasserstandsmarke aus dem Jahr 1700 um ca. 35 cm reduziert werden, um einen korrekten Bezug zu NN-Höhen zu erhalten. Ein etwas anderes Bild stellt sich dar, wenn ein Trend aus der MW-Zeitreihe von 1826 bis 1900 berechnet wird. Hier ergibt sich ein zu vernachlässigender Trend von 0,09 mm/a, so dass das Niveau für das Mittelwasser für diesen Zeitraum näherungsweise als zeitlich konstant angesehen werden kann. Das Mittelwasser für den Zeitraum 1826 bis 1900 liegt ca. 15 cm unter NN, weshalb bei der Umrechnung auf NN-Höhen lediglich eine Korrektur von 15 cm erfolgen müsste.



Abb. 5: Zeitliche Entwicklung des Mittelwassers am Pegel Travemünde von 1826 bis 2006 mit linearen Trends von 1826–1900 und 1826–2006

Für eine statistische Analyse müssen Wasserstände prinzipiell auf das der Auswertung zugrunde liegende Bezugsjahr (hier: 2006) beschickt werden. Die Beschickung ist eine Korrektur der Wasserstände auf das im Bezugsjahr vorhandene Mittelwasserniveau. Aufgrund der ohnehin vorhandenen Unsicherheiten von historischen Extremwerten werden diese in der vorliegenden Arbeit über eine vereinfachte generalisierte Mittelwasserentwicklung der Ostsee auf das Jahr 2006 beschickt. Dabei wird angesetzt, dass bis zum Jahr 1850 das Mittelwasser an der gesamten deutschen Ostseeküste 20 cm unter Normalnull lag und von 1850 bis 2006 mit einer Steigung von 1,3 mm/a auf 0 mNN anstieg. (Anmerkung: Die Wasserstandsdaten der regelmäßigen Pegelaufzeichnungen werden nicht mit der vereinfachten Entwicklung des Mittelwassers beschickt, sondern mit dem tatsächlichen Verlauf des Mittelwassers des jeweiligen Pegels.) In Tab. 1 sind alle in der ausgewerteten Literatur zur Verfügung stehenden historischen Sturmflutereignisse im Bereich der deutschen Ostseeküste zusammengestellt, wobei zum Teil widersprüchliche Angaben vorhanden sind. Bei widersprüchlichen Angaben wurden die maßgeblichen Werte auf Grundlage von Plausibilitätsbetrachtungen zu benachbarten Pegeln ausgewählt. Die jeweils für die statistischen Analysen verwendeten und auf das Jahr 2006 beschickten Extremwerte sind in Tab. 1 fett hervorgehoben.

Schleswig	g-Holstein	[Angaben in cm]			
Jahr	Flensburg	Eckernförde	Kiel-Holtenau	Neustadt	Travemünde
1044					210 ü.NN [1] 230 ü.NN *
1304					210 ü.NN [1] 230 ü.NN *
1320					250 ü.NN [1] 320 ü.MW [5] 320 ü.NN *
1625					280 ü.MW [1] 280 ü.NN [2] 287 ü.NMW [3] 280 ü.NN *
1694	270 ü.MW [1] 270 ü.NN [2] 270 ü.NN *				265 ü.NN [1] 285 ü.NN *
1784					260 ü.NN [1] 280 ü.NN *
1835	254 ü.MW [1] 254 ü.NN [2] 254 ü.NN *				regelmäßige Pegelmessungen
1837					regelmäßige Pegelmessungen
1864					regelmäßige Pegelmessungen
1872	327 ü.MW [1] 308 ü.NN [2] 327 ü.NN *	340 ü.MW [1] 315 ü.NN [2] 340 ü.NN *	330 ü.MW [1] 297 ü.NN [2] 330 ü.NN *		regelmäßige Pegelmessungen
1891					regelmäßige Pegelmessungen
1904	233 ü.MW [1] 223 ü.NN [2] 233 ü.NN *		regelmäßige Pegelmessungen		regelmäßige Pegelmessungen
1905			regelmäßige Pegelmessungen		regelmäßige Pegelmessungen
1908	195 ü.MW [1] 157 ü.NN [2] 195 ü.NN *		regelmäßige Pegelmessungen		regelmäßige Pegelmessungen
1914	167 ü.NN [2] 179 ü.NN *		regelmäßige Pegelmessungen		regelmäßige Pegelmessungen

Tab. 1: Zusammenfassung der in der Literatur vorhandenen Größenordnungen zu historischen Extremwasserständen an den untersuchten Pegelstandorten
Mecklenburg	-Vorpommern		[Angaben in cm]		
Jahr	Wismar	Warnemünde	Stralsund	Sassnitz	Greifswald
1044					
1304	> 250 ü. MW [5] 250 ü.NN *		> 250 ü. MW [5] 250 ü.NN *		
1320	> 250 ü. MW [5] 250 ü.NN *		> 250 ü. MW [5] 250 ü.NN *		
1625	284 ü.NMW [3] 284 ü.NN *	282 ü.NMW [3] 282 ü.NN *			
1694	284 ü.NMW [3] 284 ü.NN *				
1784					
1835					
1837	204 ü.NMW [3] 204 ü.NN *				
1864			182 ü.NMW [3] 180 ü.NN *		
1872	283 ü.NMW [3] 280 ü.NN [4] 297 ü.NN *	270 ü.NMW [3] 243 ü.NN [4] 270 ü.NN *	250 ü.NMW [3] 239 ü.NN [4] 256 ü.NN *		281 ü.NMW [3] 279 ü.NN *
1891	171 ü.NMW [3] 167 ü.NN [4] 182 ü.NN *	150 ü.NMW [3] 148 ü.NN [4] 163 ü.NN *		147 ü.NMW [3] 144 ü.NN *	
1904				212 ü.NMW [3] 209 ü.NN *	241 ü.NMW [3] 239 ü.NN *
1905	226 ü.NMW [3] 226 ü.NN *	188 ü.NMW [3] 188 ü.NN *	211ü.NMW [3] 216 ü.NN [4] 229 ü.NN *		
1908					
1914	regelmäßige Pegelmessungen	regelmäßige Pegelmessungen	233 ü.NMW [3] 231 ü.NN *	189 ü.NMW [3] 186 ü.NN *	226 ü.NMW [3] 224 ü.NN *

[1] Jensen, J. und Töppe, A.: Untersuchungen zu Sturmfluten an der Ostsee unter spezieller Berücksichtigung des Pegels Travemünde, DGM 34. 1990, H.1/2 [2] Generalplan Küstenschutz des Landes Schleswig-Holstein 2001

[3] Staatliches Amt für Umwelt und Natur Rostock, pers. Mitteilung, 2007

[4] Generalplan Küsten- und Hochwasserschutz des Landes Mecklenburg-Vorpommern

[5] DIE KÜSTE, Heft 66 (2003) [6] WSA Lübeck

* auf das Jahr 2006 beschickter und im Projekt MUSTOK verwendeter Wert

5. Analyse der Vorfüllung der Ostsee

Im Forschungsvorhaben MUSTOK ist eine Analyse der Vorfüllungen mit dem Ziel durchgeführt worden, deren Größenordnungen anhand aktueller Wasserstandsdaten zu verifizieren. Untersuchungen von BORK u. MÜLLER-NAVARRA (2009) haben ergeben, dass die Vorfüllung der Ostsee auf die Entstehung von extremen (!) Wasserständen an der deutschen Ostseeküste keinen signifikanten Einfluss hat. Diese Aussage gilt nicht für mittlere oder leicht erhöhte Wasserstände. Eine gesonderte Berücksichtigung der Vorfüllung in der extremwertstatistischen Analyse muss somit nicht erfolgen.

Für die Analyse der Vorfüllung eignet sich der Pegel Landsort – südlich von Stockholm (Abb. 6) –, da er sich in etwa im Knotenbereich der am häufigsten auftretenden einknotigen Eigenschwingung befindet, so dass dort der jeweilige Füllungszustand der Ostsee und die eintretenden Volumenänderungen in den Wasserstandsschwankungen günstig widergespiegelt werden (HUPFER et al., 2003).



Abb. 6: Lage des Pegels Landsort

Da keine einheitliche Definition des Begriffs Vorfüllung der Ostsee existiert, musste diese zunächst im Projekt erfolgen. Nach umfangreicher Literaturrecherche, Abstimmungsgesprächen in der Projektgruppe und Sensitivitätsuntersuchungen wurde eine Vorfüllung definiert als eine Wasserstandserhöhung um mindestens 15 cm ü. MW über mehr als 20 Tage am Pegel Landsort.

Die Zeitreihe des Pegels Landsort von 1886 bis 2006 (1-Stunden-Werte) wurde hinsichtlich dieser Definition analysiert, wobei zunächst ein Tiefpassfilter (gleitendes Mittel über 3 Wochen) angewendet wurde (Abb. 7). Die Glättung durch einen Tiefpassfilter ist notwendig, damit nicht durch Windeinfluss bedingte kurzzeitige Wasserstandsschwankungen das Ergebnis beeinflussen. In der Zeitreihe von 1886 bis 2006 wurden 145 Vorfüllungsereignisse identifiziert, wobei mittlere Wasserstandserhöhungen von 15 cm (per Definition) bis etwa 40 cm erreicht werden. Die Vorfüllungsereignisse haben Dauern von 20 Tagen (per Definition) bis hin zu 119 Tagen. Innerhalb der zur Verfügung stehenden Zeitreihe über 121 Jahre tritt ein Vorfüllungsereignisse eine Höhe von 25 cm ü. MW. Eine durchgeführte Korrelation von Dauern und Wasserstandserhöhungen der Vorfüllungsereignisse ergibt keine signifikante Korrelation (Korrelationskoeffizient = 23 %), womit kein deterministischer Zusammenhang zwischen der Dauer und der Höhe eines Vorfüllungsereignisses abgeleitet werden kann. Mit den vorliegenden Untersuchungen werden frühere Analysen im Wesentlichen bestätigt (z.B. HUBER, 2000).



Abb. 7: Analyse der Vorfüllungsereignisse am Pegel Landsort auf Basis der gefilterten Wasserstandszeitreihe; in rot sind die vorhandenen Vorfüllungsereignisse dargestellt, Definition Vorfüllungsereignis: Wasserstand > 15 cm ü. MW und Dauer > 20 Tage

6. Methodik der Extremwertstatistik

Die hier durchgeführte extremwertstatistische Analyse basiert auf der Allgemeinen Extremwertverteilung (engl.: Generalized Extreme Value distribution, GEV), die in den letzten Jahren insbesondere im Bereich der hydrologischen Statistik breite Anwendung findet, da sie verschiedene Klassen von hydrologischen Verteilungsfunktionen in einer Gleichung vereint. Der Vorteil besteht somit darin, im Vorfeld keine Festlegung auf eine bestimmte Klasse der Extremwertverteilungen vornehmen zu müssen. Die GEV basiert auf den Arbeiten von JEN-KINSON (1955). In den folgenden Jahren wurde die GEV verbreitet angewendet und Verfahren zur Parameterschätzung erarbeitet. Eine ausführliche Zusammenstellung der Arbeiten zur GEV ist in KOTZ u. NADARAJAH (2000) und COLES (2001) zu finden.

Die GEV ist definiert zu:

$$GEV(x) = \begin{cases} exp\left[-\left(1+k\cdot\frac{x-a}{b}\right)^{-\frac{1}{k}}\right] & \text{für } 1+k(x-a)/b > 0 \\ & \text{mit } -\infty < a < \infty, \ b > 0, \ -\infty < k < \infty \\ & \text{exp}\left[-exp\left(-\frac{x-a}{b}\right)\right] & \text{für } -\infty < x < \infty, \ k = 0 \end{cases} \end{cases}$$

Die drei Parameter der Allgemeinen Extremwertverteilung sind der Lageparameter a, der Streuungsparameter b und der Krümmungsparameter k. Der Krümmungsparameter k beschreibt maßgeblich die Form des rechten Endes der Verteilungsfunktion. Für den Fall k > 0 besitzt die Funktion keinen oberen Grenzwert und entspricht damit dem Typ II der Klasse der Gumbel'schen Extremwertverteilungen. Das rechte Ende der Funktion hat eine auslaufende polynomische Form. Das linke Ende der Verteilungsfunktion ist begrenzt durch a-(b/k). Für k < 0 existiert eine obere Grenze der Funktion bei a-(b/k) und definiert somit den Typ III der Gumbel'schen Extremwertverteilungen. Der Spezialfall k = 0 führt auf die bekannte Gumbel'sche Extremwertverteilung des Typ I, welche häufig auch nur als Gumbelverteilung bezeichnet wird und in einem doppelt-logarithmierten Wahrscheinlichkeitsplot eine Gerade ergibt. Es existiert ebenfalls kein oberer Grenzwert. Das rechte Ende der Verteilungsfunktion besitzt eine exponentielle Form (KOTZ u. NADARAJAH, 2000).

Anwendungen der GEV finden sich zum Beispiel bei DE HAAN (1990), COLES u. TAWN (1990), COLES (2001) und MUDERSBACH (2009), die sich eingehend mit der Analyse von extremen Wasserständen und extremem Seegang an der Küste beschäftigt haben. Eine Anwendung der GEV auf Sturmhochwasserstände an der deutschen Nordseeküste mit der Berücksichtigung von physikalischen Grenzzuständen ist bei JENSEN et al. (2006) zu finden.

Die extremwertstatistische Extremwertanalyse wurde im Forschungsvorhaben MU-STOK derart erweitert, dass neben den beobachteten Wasserstandsdaten auch historische und modellierte Extremereignisse mit einbezogen werden können. Für die Berücksichtigung von historischen Sturmflutereignissen wurde ein Ansatz nach SCHUMANN (2007) verwendet. Die Implementierung von modellierten Extremwerten erfolgte nach JENSEN et al. (2006). Der entwickelte Ansatz wird im Weiteren als integrierte Extremwertstatistik bezeichnet. Weitere Ausführungen zur Extremwertmethodik sind dem Abschlussbericht des Vorhabens zu entnehmen (MUDERSBACH u. JENSEN, 2009).

7. Datenauswertungen

7.1 Modellierte Extremereignisse

Innerhalb des vorliegenden Forschungsvorhabens wurden extreme Sturmflutereignisse auf Grundlage theoretisch möglicher Sturmwetterlagen simuliert (SCHMITZ, 2007; BORK u. MÜLLER-NAVARRA, 2009). Der für den jeweiligen Pegel höchste modellierte Wert wird in die statistische Extremwertanalyse mit einbezogen (Abb. 8), wobei diesem Wert eine Eintrittswahrscheinlichkeit zugeordnet wird, die sich aus der Gesamtzahl der modellierten Vorhersagestunden ergibt. In den durchgeführten meteorologischen Analysen beträgt die Summe der modellierten Vorhersagestunden 11,8 Mio. (7,5 Mio. + 4,3 Mio.) Stunden (SCHMITZ, 2007); dies entspricht 1347 Jahren. Damit ist der jeweils höchste modellierte Wasserstand an einem Pegel der Höchstwert aus 1347 Jahren und hat somit eine empirische Unterschreitungswahrscheinlichkeit von $P_{II} = 1 - 1/1347 = 0,999258/a$.

Die aus den EPS-Wetterlagen (EPS: Ensemble Prediction System des Europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage, EZMW) modellierten extremsten Wasserstände liegen teilweise unter den auf das Jahr 2006 beschickten Wasserständen von 1872 (Abb. 8). Dieser Sachverhalt wurde im Vorfeld der Untersuchungen nicht erwartet. Offenbar war bei der Sturmflut 1872 eine derart ungünstig wirkende Kombination von sturmflutrelevanten Faktoren gegeben, die sich in keiner der durchgeführten EPS-Simulationen widerspiegelt. Eine eindeutige Klärung und Begründung dieses Umstandes konnte im Rahmen des For-

144

schungsvorhabens nicht erfolgen. Eine Erklärungsmöglichkeit jedoch ist, dass die Anzahl der EPS-Realisationen nicht groß genug war, um alle ungünstigsten Kombinationen von sturmflutrelevanten Faktoren widerspiegeln zu können. Eine höhere Anzahl von EPS-Realisationen konnte aufgrund von beschränkten Rechnerkapazitäten am EZMW nicht erreicht werden.

Eine weitere im Projekt diskutierte Erklärungsmöglichkeit war, dass der extreme Wasserstand von 1872 durch eine sehr hohe Vorfüllung mit verursacht war. Tatsächlich war eine Vorfüllung zum Zeitpunkt der Sturmflut zu beobachten. Umfangreiche Modellsimulationen haben jedoch ergeben, dass eine Vorfüllung nur einen Einfluss auf mittlere und leicht erhöhte Sturmhochwasserstände hat. Ein Einfluss auf extreme (!) Wasserstände konnte nicht nachgewiesen werden (BORK u. MÜLLER-NAVARRA, 2009). Aufgrund dieser Ergebnisse musste die zweite Erklärungsmöglichkeit verworfen werden.

Da an manchen Pegeln die extremsten Wasserständen aus einer EPS-Simulation resultieren und an anderen Pegeln die Rekonstruktion der Sturmflut von 1872 zu extremsten Wasserständen führt, wurden für alle Pegel beide Extremwerte in die Statistik integriert. Der jeweilige Höchstwert aus den EPS-Simulationen wird mit MAX_{Modell} bezeichnet und derjenige aus der Rekonstruktion von 1872 mit Rea₁₈₇₂. Auch der Reanalysewert von 1872 (Rea₁₈₇₂) erhält in der Extremwertstatistik eine zugeordnete Unterschreitungswahrscheinlichkeit von P_{II} = 0,999258/a, da dieser als Höchstwert aller Realisationen angesehen wird.

In Abb. 8 sind für jeden untersuchten Pegelstandort der auf das Jahr 2006 umgerechnete beobachtete Sturmhochwasserstand von 1872 aufgetragen (soweit verfügbar) und zugleich die Reanalysewerte von 1872 und die jeweiligen Maximalwerte aus den EPS-Simulationen.



Abb. 8: Vergleich der aus EPS-Wetterlagen maximal modellierten Wasserstände mit Reanalyse- und Beobachtungswerten der Sturmflut von 12./13.11.1872

Die Ergebnisse zeigen zum einen, dass eine gute bis hinreichende Übereinstimmung der Reanalysewerte mit den beobachteten Wasserständen von 1872 erzielt werden konnte. Zum anderen ist zu sehen, dass die Maximalwerte aus den EPS-Simulationen an den Pegeln Flensburg bis Warnemünde unter den 1872 erreichten Wasserstandsmarken liegen und diese an den Pegeln Stralsund, Sassnitz und Greifswald darüber liegen.

7.2 Vorbemerkungen zu den Pegelauswertungen

Wie in Kap. 6 bereits beschrieben, lag ein Schwerpunkt der statistischen Analysen in der Entwicklung einer Methodik, bei der beobachtete, historische und modellierte Wasserstände in der Extremwertstatistik kombiniert werden können. Zu den Details der Methodik wird auf den Abschlussbericht verwiesen (MUDERSBACH u. JENSEN, 2009). Um eine vergleichende Betrachtung der statistischen Analysen vornehmen zu können, wurden für jeden Pegel verschiedene Varianten berechnet, sodass der Einfluss der einzelnen Zusatzinformationen (historische Daten oder modellierte Wasserstandsdaten) abgeschätzt werden kann. Für die durchgeführten statistischen Analysen wurden lückenlose Zeitreihen der jährlichen Höchstwasserständen benötigt, die jedoch nicht an allen Pegeln verfügbar waren. An den Pegeln vorhandene Datenlücken wurden über Korrelationsberechnungen zu benachbarten Pegeln geschlossen.

An jedem Pegel (außer am Pegel Neustadt i.H.) wurden somit vier Varianten extremwertstatistisch analysiert:

- V1: Es wurden nur die Daten aus der Zeitspanne der regelmäßigen Pegelaufzeichnungen einer extremwertstatistischen Analyse unterzogen.
- V2: Zusätzlich zur Variante V1 wurden historische Daten mit in die Extremwertstatistik integriert.
- V3: Variante 3 stellt eine weitere Ergänzung zur Variante V2 dar, da der jeweils höchste modellierte Wert (MAX_{Modell}) aus den EPS-Simulationen mit berücksichtigt wurde.
- V4: In Variante 4 wurde statt des Wertes MAX_{Modell} der Reanalysewert der Sturmflut von 1872 (Rea₁₈₇₂) verwendet.

In Abb. 9 ist exemplarisch die extremwertstatistische Auswertung der Variante V4 des Pegels Travemünde dargestellt. Die entsprechenden Grafiken aller untersuchten Pegel für die Varianten V1 bis V4 sind dem Abschlussbericht des Projektes (MUDERSBACH u. JENSEN, 2009) zu entnehmen.

In den folgenden Kapiteln sind die Ergebnisse der vier untersuchten Varianten jeweils zusammenfassend grafisch und tabellarisch für die Jährlichkeiten T = 100, 200, 500, 1.000,4.000 und 10.000 Jahre dargestellt, wobei in den Abbildungen zusätzlich die oberen und unteren 95%-Konfidenzintervalle mit aufgeführt sind.



Abb. 9: Extremwertstatistische Auswertung von beobachteten, historischen und modellierten Wasserständen am Pegel Travemünde

7.3 Flensburg

Die Ergebnisse des Pegels Flensburg (Abb. 10 und Tab. 2) zeigen ähnliche Werte für die Varianten V1 und V2 bei allen Jährlichkeiten. Die Ergebnisse der Varianten V3 und V4 liegen im Vergleich dazu signifikant höher. Daraus leitet sich ab, dass die extremwertstatistische Analyse durch die Einbeziehung von historischen Daten am Pegel Flensburg nicht wesentlich beeinflusst wird. Die historischen Ereignisse werden jedoch nicht gut durch die angepasste Extremwertverteilung beschrieben. Dahingegen hat die zusätzliche Berücksichtigung der modellierten Extremereignisse MAX_{Modell} und Rea₁₈₇₂ einen signifikanten Einfluss auf die Extremwertanalyse. Grundsätzlich führt die Verwendung des Reanalysewertes Rea₁₈₇₂ zu höheren T-jährlichen Werten als die Verwendung des MAX_{Modell}-Wertes. Werden die modellierten Werte mit berücksichtigt, so wird gleichzeitig eine bessere Beschreibung der historischen Daten durch die Extremwertverteilung erreicht.

Für weitere Betrachtungen wird empfohlen, die Ergebnisse aus den Varianten V3 und V4 zu verwenden, womit sich beispielsweise Werte für das 100-jährliche Ereignis von $W_{100} = 224$ bis 233 cm NN ergeben.



Ergebnisse Extremwertstatistik am Pegel Flensburg

Abb. 10: Darstellung der Ergebnisse der Extremwertstatistik am Pegel Flensburg

Flensburg		Wasserstand [cm NN]			
		V1	V2	V3	V4
Eintritts- wahrscheinlichkeit P _E [1/a]	Jährlichkeit T [Jahre]	beob. Werte	beob. Werte + hist. Daten	beob. Werte + hist. Daten + max. Modell- wert	beob. Werte + hist. Daten + Rea ₁₈₇₂
1 · 10 ⁻²	100	196	198	224	233
5 · 10 ⁻³	200	204	207	241	252
2 · 10 ⁻³	500	213	217	262	277
1 · 10 ⁻³	1.000	218	224	277	296
2,5 · 10 ⁻⁴	4.000	228	236	308	334
1 · 10-4	10.000	233	243	328	360

Tab. 2: Zusammenstellung der Ergebnisse der Extremwertstatistik am Pegel Flensburg

7.4 Eckernförde

Die Ergebnisse am Pegel Eckernförde (Abb. 11 und Tab. 3) zeigen jeweils von Variante V1 zu V4 eine Zunahme der T-jährlichen Wasserstände, wobei die Unterschiede bei den großen Jährlichkeiten (>1000 Jahre) sehr hoch werden. Beispielsweise sind bei den 10.000-jährlichen Ereignissen der Varianten V1 bis V4 Unterschiede von 1,42 m vorhanden. Das berücksichtigte historische Ereignis in der Variante V2 wird nicht hinreichend gut von der Extremwertverteilung beschrieben, jedoch wird dies mit den Varianten V3 und V4 verbessert. Der Nachteil bei der Variante V4 besteht in einer nach oben gekrümmten Extremwertverteilung, die sich somit keinem Wasserstand asymptotisch annähert. Hier besteht zunächst scheinbar

ein Widerspruch in der Analyse, da die aufgetretenen Wasserstände offenbar nur mit einer Form der Extremwertverteilung beschrieben werden können, die physikalisch nicht begründet werden kann, da ein Wasserstand nicht bis ins Unermessliche steigen kann, sondern sich einem maximalen – aber weitgehend unbekannten – Wasserstand annähern muss. Die nach oben offene Krümmung der Extremwertverteilung führt jedoch nur bei einer weiteren Extrapolation zu physikalisch unrealistischen Wasserständen. Aus diesem Grund ist wichtig anzumerken, dass aus Sicht der Autoren die Extremwertfunktion am Pegel Eckernförde nicht über die hier maximal verwendete Jährlichkeit von 10.000 Jahren hinaus extrapoliert werden sollte.



Ergebnisse Extremwertstatistik am Pegel Eckernförde

Abb. 11: Darstellung der Ergebnisse der Extremwertstatistik am Pegel Eckernförde

I		1			
Eckernförd	Wasserstand [cm NN]				
		V1	V2	V3	V4
Eintritts- wahrscheinlichkeit P _E [1/a]	Jährlichkeit T [Jahre]	beob. Werte	beob. Werte + hist. Daten	beob. Werte + hist. Daten + max. Modell- wert	beob. Werte + hist. Daten + Rea ₁₈₇₂
1 · 10 ⁻²	100	195	198	214	227
5 · 10 ⁻³	200	201	206	227	245
2 · 10 ⁻³	500	208	215	245	271
1 · 10 ⁻³	1.000	212	221	258	291
2,5 · 10 ⁻⁴	4.000	217	232	283	333
1 · 10 ⁻⁴	10.000	220	238	298	362

Tab. 3: Zusammenstellung der Ergebnisse der Extremwertstatistik am Pegel Eckernförde

7.5 Kiel-Holtenau

Die extremwertstatistischen Ergebnisse am Pegel Kiel-Holtenau (Abb. 12 und Tab. 4) zeigen im Vergleich zu den weiter nördlich gelegenen Pegeln Flensburg und Kiel ein anderes Verhalten in Bezug auf die Integration historischer Daten. Während beim 100-jährlichen Ereignis noch alle vier Varianten V1 bis V4 zu vergleichbaren Wasserständen führen, ist ab dem 200-jährlichen Ereignis ein zunehmender Unterschied zwischen der Variante V1 auf der einen Seite und den Varianten V2 bis V4 auf der anderen Seite zu erkennen. Dieser Unterschied ist unter anderem dadurch zu erklären, da für die Varianten V2 bis V4 keine jährlichen, sondern 4-jährliche Extrema verwendet wurden. Mit diesem Ansatz werden insbesondere niedrigere Ereignisse aus dem Datenkollektiv der jährlichen Maxima entfernt. Beispielsweise finden sich im Datensatz der jährlichen Maxima am Pegel Kiel-Holtenau etliche Ereignisse unterhalb von 100 cmNN, welche nicht die Definition einer Sturmflut erfüllen. Bei dem 4-jährlichen Datensatz sind diese Werte nicht mehr enthalten, und es werden damit die extremen Verhältnisse realistischer beschrieben. Die Autoren empfehlen für die Festlegung T-jährlicher Wasserstände am Pegel Kiel-Holtenau die Ergebnisse aus den Varianten V2 bis V4. Dies führt beispielsweise für den 100-jährlichen Wasserstand zu Werten von W_{100} = 218 bis 234 cm NN.



Abb. 12: Darstellung der Ergebnisse der Extremwertstatistik am Pegel Kiel-Holtenau

Kiel-Holtenau		Wasserstand [cm NN]			
		V1	V2	V3	V4
Eintritts- wahrscheinlichkeit P _E [1/a]	Jährlichkeit T [Jahre]	beob. Werte	beob. Werte + hist. Daten	beob. Werte + hist. Daten + max. Modell- wert	beob. Werte + hist. Daten + Rea ₁₈₇₂
1 · 10 ⁻²	100	210	218	215	220
5 · 10 ⁻³	200	221	238	233	242
2 · 10 ⁻³	500	233	267	259	273
1 · 10 ⁻³	1.000	242	291	279	298
2,5 · 10 ⁻⁴	4.000	257	345	324	358
1 · 10 ⁻⁴	10.000	266	385	357	403

Tab. 4: Zusammenstellung der Ergebnisse der Extremwertstatistik am Pegel Kiel-Holtenau

7.6 Neustadt i.H.

Am Pegel Neustadt i.H. standen keine historischen Daten zu Hochwasserereignissen zur Verfügung, weshalb nur drei Datenkollektive (V1, V3 und V4) extremwertstatistisch ausgewertet werden konnten. Die Ergebnisse in Abb. 13 und Tab. 5 zeigen bei den Varianten V3 und V4 insbesondere bei den höheren Jährlichkeiten eine signifikante Erhöhung der T-jährlichen Ereignisse im Vergleich zur Variante V1. Grundsätzlich werden daher die Ergebnisse der Varianten V3 und V4 für weitere Betrachtungen empfohlen. Dies führt beispielsweise für den 100-jährlichen Wasserstand zu Werten von W₁₀₀ = 210 bis 231 cm NN.



Abb. 13: Darstellung der Ergebnisse der Extremwertstatistik am Pegel Neustadt i.H.

Neustadt	Wasserstand [cm NN]				
		V1	V2	V3	V4
Eintritts- wahrscheinlichkeit P _E [1/a]	Jährlichkeit T [Jahre]	beob. Werte		beob. Werte + max. Modell- wert	beob. Werte + + Rea ₁₈₇₂
1 · 10 ⁻²	100	192		210	231
5 · 10 ⁻³	200	199		226	248
2 · 10 ⁻³	500	205		247	271
1 · 10 ⁻³	1.000	210		263	288
2,5 · 10 ⁻⁴	4.000	216		298	322
1 · 10-4	10.000	219		322	344

Tab. 5: Zusammenstellung der Ergebnisse der Extremwertstatistik am Pegel Neustadt i.H.

7.7 Travemünde

Der Pegel Travemünde (Abb. 14 und Tab. 6) stellt innerhalb aller untersuchten Pegelzeitreihen an der deutschen Ostseeküste eine Besonderheit aufgrund seiner sehr langen Pegelzeitreihe dar. Die regelmäßigen Wasserstandsaufzeichnungen stehen seit 1826 zur Verfügung, womit die Sturmflut von 1872 innerhalb dieses Zeitraumes liegt. Historische Überlieferungen zu extremen Ereignissen reichen sogar zurück bis zum Jahr 1044. Die Problematik der statistischen Auswertung einer beobachteten Zeitreihe mit nur einem sehr extremen Ereignis wird am Pegel Travemünde sehr deutlich. Die Analyse der Variante V1 zeigt, dass das größte Ereignis nicht mit der Extremwertverteilung beschrieben werden kann. Durch die Hinzunahme von weiteren historischen und modellierten Ergebnissen kann dies verbessert werden, wobei auch bei Variante V4 letztlich keine optimale Beschreibung der historischen Daten erreicht werden kann, insgesamt jedoch ein homogeneres Bild im Vergleich zur Variante V1 entsteht. Je nach Variante kann dem Extremereignis von 1872 somit eine Jährlichkeit von etwa 3.000 bis 10.000 Jahren zugeordnet werden. Für die weiteren Betrachtungen werden die Ergebnisse der Variante V4 empfohlen, die sich jedoch erst ab einer Jährlichkeit von etwa 1.000 Jahren signifikant von denjenigen der Variante V1 unterscheiden. Mit der Variante V4 ergibt sich für den auf das Jahr 2006 korrigierte Wasserstand der Sturmflut von 1872 (338 cm NN) eine Jährlichkeit von etwa 3400 Jahren.



Ergebnisse Extremwertstatistik am Pegel Travemünde

Abb. 14: Darstellung der Ergebnisse der Extremwertstatistik am Pegel Travemünde

Travemünde		Wasserstand [cm NN]			
		V1	V2	V3	V4
Eintritts- wahrscheinlichkeit P _E [1/a]	Jährlichkeit T [Jahre]	beob. Werte	beob. Werte + hist. Daten	beob. Werte + hist. Daten + max. Modell- wert	beob. Werte + hist. Daten + Rea ₁₈₇₂
1 · 10 ⁻²	100	234	222	218	226
5 · 10 ⁻³	200	251	239	234	245
2 · 10 ⁻³	500	273	263	255	273
1 · 10 ⁻³	1.000	290	282	271	295
2,5 · 10-4	4.000	322	322	304	344
1 · 10 ⁻⁴	10.000	342	350	327	379

Tab. 6: Zusammenstellung der Ergebnisse der Extremwertstatistik am Pegel Travemünde

Die Ergebnisse des Pegels Wismar sind in Abb. 15 und Tab. 7 zusammenfassend dargestellt. Bei der Betrachtung aller vier berechneten Varianten fällt auf, dass sowohl die Varianten V1 und V3 als auch die V2 und V4 zu ähnlichen Ergebnissen führen. Dass die Variante V3 in etwa gleiche Ergebnisse wie V1 liefert, ist in dem relativ niedrigen MAX_{Modell}-Wert begründet. Durch die Varianten V2 und V4 wird eine gute Beschreibung der beobachteten, historischen und modellierten Werte erreicht, weshalb diese Ergebnisse auch für weitergehende Betrachtungen empfohlen werden. Dies führt beispielsweise für den 100-jährlichen Wasserstand zu Werten von W₁₀₀ = 230 bis 232 cm NN.



Abb. 15: Darstellung der Ergebnisse der Extremwertstatistik am Pegel Wismar

Wismar	Wasserstand [cm NN]				
		V1	V2	V3	V4
Eintritts- wahrscheinlichkeit P _E [1/a]	Jährlichkeit T [Jahre]	beob. Werte	beob. Werte + hist. Daten	beob. Werte + hist. Daten + max. Modell- wert	beob. Werte + hist. Daten + Rea ₁₈₇₂
1 · 10 ⁻²	100	220	230	216	232
5 · 10 ⁻³	200	232	249	230	252
2 · 10 ⁻³	500	247	277	248	281
1 · 10 ⁻³	1.000	257	299	262	305
2,5 · 10 ⁻⁴	4.000	276	348	289	358
1 · 10 ⁻⁴	10.000	288	384	308	398

Tab. 7: Zusammenstellung der Ergebnisse der Extremwertstatistik am Pegel Wismar

7.9 Warnemünde

Die extremwertstatistischen Analysen am Pegel Warnemünde (Abb. 16 und Tab. 8) zeigen für die Variante V4 signifikant höhere Wasserstandswerte als die Varianten V1 bis V3. Auch am Pegel Warnemünde liegt der maximal modellierte Wasserstandswert MAX_{Modell} unterhalb des 1872 aufgetretenen Wertes. Hieraus resultiert, dass die Variante V3 im Vergleich zur Variante V4 deutlich niedrigere Werte liefert. Die Extremwertverteilung in Variante V4 beschreibt sowohl die beobachteten als auch die historischen und modellierten Werte gut. Aus den vorliegenden Untersuchungen werden daher die Ergebnisse der Variante V4 für weitergehende Betrachtungen empfohlen. Dies führt beispielsweise für den 100-jährlichen Wasserstand zu einem Wert von $W_{100} = 197$ cm NN.



Abb. 16: Darstellung der Ergebnisse der Extremwertstatistik am Pegel Warnemünde

Warnemünde		Wasserstand [cm NN]			
		V1	V2	V3	V4
Eintritts- wahrscheinlichkeit P _E [1/a]	Jährlichkeit T [Jahre]	beob. Werte	beob. Werte + hist. Daten	beob. Werte + hist. Daten + max. Modell- wert	beob. Werte + hist. Daten + Rea ₁₈₇₂
1 · 10 ⁻²	100	178	187	185	197
5 · 10 ⁻³	200	185	200	198	215
2 · 10 ⁻³	500	193	219	216	242
1 · 10 ⁻³	1.000	199	234	230	264
2,5 · 10 ⁻⁴	4.000	208	266	261	317
1 · 10 ⁻⁴	10.000	213	289	282	357

Tab. 8: Zusammenstellung der Ergebnisse der Extremwertstatistik am Pegel Warnemünde

7.10 Stralsund

Am Pegel Stralsund (Abb. 17 und Tab. 9) werden die historischen Sturmflutereignisse in der Variante V2 nur unzureichend durch die Extremwertverteilung beschrieben, was durch die Hinzunahme der modellierten Extremwerte (V3 und V4) deutlich verbessert werden kann. Darüber hinaus führen die beiden letztgenannten Varianten zu gleichwertigen Ergebnissen, so dass grundsätzlich die Ergebnisse der Varianten V3 und V4 für weitergehende Betrachtungen empfohlen werden. Dies führt beispielsweise für den 100-jährlichen Wasserstand zu Werten von $W_{100} = 179$ bis 182 cm NN.



Abb. 17: Darstellung der Ergebnisse der Extremwertstatistik am Pegel Stralsund

Stralsund	Wasserstand [cm NN]				
		V1	V2	V3	V4
Eintritts- wahrscheinlichkeit P _E [1/a]	Jährlichkeit T [Jahre]	beob. Werte	beob. Werte + hist. Daten	beob. Werte + hist. Daten + max. Modell- wert	beob. Werte + hist. Daten + Rea ₁₈₇₂
1 · 10 ⁻²	100	168	169	182	179
5 · 10 ⁻³	200	177	179	197	193
2 · 10 ⁻³	500	188	191	218	211
1 · 10 ⁻³	1.000	195	200	234	224
2,5 · 10 ⁻⁴	4.000	209	217	267	253
1 · 10-4	10.000	218	227	289	271

Tab. 9: Zusammenstellung der Ergebnisse der Extremwertstatistik am Pegel Stralsund

7.11 Sassnitz

Am Pegel Sassnitz (Abb. 18 und Tab. 10) konnte ein maximaler Wert MAX_{Modell} modelliert werden, der signifikant über dem 1872 aufgetretenen Wasserstand liegt. Dies führt dazu, dass die Variante V3 zu höheren T-jährlichen Wasserständen führt als die Varianten V1, V2 und V4. Zusätzlich ist zu beachten, dass die Variante V2 den implementierten historischen Wert nicht gut erfasst, so dass grundsätzlich die Ergebnisse der Variante V3 für weitergehende Betrachtungen empfohlen werden können, womit sich beispielsweise für den 100-jährlichen Wasserstand ein Wert von W₁₀₀ = 163 cm NN ergibt.



Abb. 18: Darstellung der Ergebnisse der Extremwertstatistik am Pegel Sassnitz

Sassnitz	Wasserstand [cm NN]				
		V1	V2	V3	V4
Eintritts- wahrscheinlichkeit P _E [1/a]	Jährlichkeit T [Jahre]	beob. Werte	beob. Werte + hist. Daten	beob. Werte + hist. Daten + max. Modell- wert	beob. Werte + hist. Daten + Rea ₁₈₇₂
1 · 10 ⁻²	100	150	146	163	155
5 · 10 ⁻³	200	156	150	174	162
2 · 10 ⁻³	500	163	155	187	170
1 · 10 ⁻³	1.000	168	158	197	177
2,5 · 10 ⁻⁴	4.000	176	163	217	187
1 · 10 ⁻⁴	10.000	180	166	229	194

Tab. 10: Zusammenstellung der Ergebnisse der Extremwertstatistik am Pegel Sassnitz

Der Pegel Greifswald (Abb. 19 und Tab. 11) zeigt ein qualitativ sehr ähnliches Verhalten zum Pegel Sassnitz. Auch hier konnte ein MAX_{Modell}-Wert modelliert werden, der deutlich über dem Ereignis von 1872 liegt. Dementsprechend führt auch beim Pegel Greifswald die Variante V3 zu den höchsten T-jährlichen Wasserständen, weshalb analog zum Pegel Greifswald die Ergebnisse der Variante V3 für weitergehende Betrachtungen empfohlen werden können. Hiermit ergibt sich beispielsweise für den 100-jährlichen Wasserstand ein Wert von W₁₀₀ = 204 cm NN.



Abb. 19: Darstellung der Ergebnisse der Extremwertstatistik am Pegel Greifswald

Greifswal	Wasserstand [cm NN]				
		V1	V2	V3	V4
Eintritts- wahrscheinlichkeit P _E [1/a]	Jährlichkeit T [Jahre]	beob. Werte	beob. Werte + hist. Daten	beob. Werte + hist. Daten + max. Modell- wert	beob. Werte + hist. Daten + Rea ₁₈₇₂
1 · 10 ⁻²	100	190	188	204	195
5 · 10 ⁻³	200	201	199	220	208
2 · 10 ⁻³	500	215	212	242	224
1 · 10 ⁻³	1.000	225	221	260	237
2,5 · 10 ⁻⁴	4.000	243	238	295	261
1 · 10 ⁻⁴	10.000	255	249	320	277

Tab. 11: Zusammenstellung der Ergebnisse der Extremwertstatistik am Pegel Greifswald

8. Diskussion der Ergebnisse

Eine Grundaufgabe der hydrologischen Extremwertstatistik besteht darin, Aussagen zu Wahrscheinlichkeiten von Ereignissen abzuleiten, die bisher noch nicht aufgetreten sind. Häufig liegen Datenreihen aus einer Beobachtungszeitspanne von 50 bis 100 Jahren vor, in seltenen Fällen auch darüber. Aus den empirischen Wahrscheinlichkeiten ergibt sich, dass Ereignisse mit einem mittleren Wiederkehrintervall (Jährlichkeit) von 50 bis 100 Jahren direkt abgeleitet werden können. Diese Wiederkehrintervalle sind jedoch für viele Bemessungsfragen zu gering. Im Bereich des Küsteningenieurwesens ist davon auszugehen, dass zukünftig für die Festlegung von Bemessungswasserständen auch eine Größenordnung von Extremwasserständen mit mittleren Wiederkehrintervallen von bis zu 10.000 Jahren angegeben werden muss.

Die Verteilungsfunktionen müssen demnach über den Bereich der Beobachtungswerte hinaus extrapoliert werden. Nach DVWK (1999) ist eine Extrapolation bis zum 2,5- bis 3-fachen des Beobachtungszeitraumes zulässig. PUGH (2004) gibt eine zulässige Extrapolation bis zum 4-fachen des Beobachtungszeitraumes an. HAWKES et al. (2008) geben einen Überblick über stationäre Verfahren der Extremwertstatistik und diskutieren das Problem, wie aus hydrologischen Messungen über einige Jahrzehnte Bemessungsereignisse mit mittleren Wiederkehrintervallen von 1.000 bis 10.000 Jahren ermittelt werden können. Hierzu geben sie Empfehlungen hinsichtlich der zu verwendenden Verteilungsfunktionen und Parameterschätzungen, jedoch wird keine Einschränkung zur Extrapolationslänge vorgenommen. In STEDINGER et al. (1993) sind ebenfalls keine Angaben zu maximalen Extrapolationslängen vorhanden, wenngleich auf wachsende Unsicherheiten bei zunehmender Extrapolationslänge hingewiesen wird.

Für die in der Literatur angegebenen Beschränkungen des Extrapolationszeitraumes finden sich keine theoretisch begründeten Ansätze. Vielmehr basieren sie auf der Tatsache, dass bei der Verwendung unterschiedlicher Verteilungsfunktionen eine große Divergenz in den Ergebnissen auftritt, die über dem zulässigen Extrapolationszeitraum liegen. Die Extrapolation über den Bereich der beobachteten Daten hinaus kann entscheidend verbessert werden, wenn zusätzliche Informationen über extreme Ereignisse vorliegen und diese in die Extremwertstatistik integriert werden können. Solche zusätzlichen Informationen können historische Ereignisse sein, die vor Beginn der systematischen Aufzeichnungen stattgefunden haben und aufgrund ihrer besonderen Folgen (großflächige Überschwemmungen, starke Schäden) überliefert sind. Eine weitere Möglichkeit zur Verbesserung der Extremwertstatistik ist die Einbeziehung physikalischer Grenzzustände, wie beispielsweise extreme simulierte Wasserstände.

Die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit zeigen, dass durch die Einbeziehung von weiteren Hochwasserinformationen im Vergleich zur alleinigen Analyse der aufgezeichneten Wasserstände signifikante Unterschiede in den Ergebnissen entstehen können. Wie in Kap. 7 dargestellt, lassen sich historische Extremereignisse durch die alleinige Auswertung der regelmäßigen Pegelaufzeichnungen häufig nicht hinreichend gut statistisch beschreiben. Durch die angewendete integrierte Extremwertstatistik wird eine homogenere Beschreibung von beobachteten, historischen und modellierten Extremwasserständen erreicht. Insofern ist diese Methodik als eine Verbesserung im Hinblick auf die statistischen Ergebnisse zu bewerten. Dabei ist jedoch auch zu beachten, dass sowohl die historischen, als auch die modellierten Extremereignisse Unsicherheiten beinhalten. Die Genauigkeit von historischen Wasserstandsaufzeichnungen ist deutlich geringer als diejenige regelmäßiger Pegelaufzeichnungen. Bei den modellierten Extremereignissen besteht eine signifikante Unsicherheitsquelle in der Zuordnung einer möglichen Eintrittswahrscheinlichkeit. Zusammenfassend ist daher festzustellen, dass auch durch die Einbeziehung von historischen und modellierten Wasserständen Unsicherheiten bei der Extrapolation von Extremwertverteilungen vorhanden sind. Eine vergleichende Betrachtung der Ergebnisse unterschiedlicher Datenkollektive – wie sie in der vorliegenden Arbeit durch die Varianten V1 bis V4 vorgenommen wurde – hilft jedoch bei der Bewertung und Interpretation der Ergebnisse. Das Ergebnis der hier durchgeführten integrierten Extremwertstatistik besteht demnach nicht in der Festlegung eines T-jährlichen Wasserstandes auf genau einen deterministischen Wert, sondern in der Angabe eines Bereiches, der nach den vergleichenden Betrachtungen plausibel erscheint.

9. Zusammenfassung

Die Ermittlung der für den Küstenschutz maßgebenden extremen Sturmflutereignisse stellen an der deutschen Ostseeküste eine besondere Herausforderung dar, weil neben der jeweils bedeutsamen regionalen Festlegung derartiger Ereignisse auch die Ereignisse selbst wegen ihrer sehr geringen Wahrscheinlichkeit schwer fassbar sind. Die Ermittlung der Eintrittswahrscheinlichkeiten von Hochwasserständen stellt eine Grundaufgabe der Hydrologie dar. Diese werden durch extremwertstatistische Methoden berechnet, wobei häufig Wahrscheinlichkeitsaussagen zu Wasserständen getroffen werden sollen, die bisher noch nicht eingetreten sind. Die ermittelte Extremwertverteilung muss demzufolge extrapoliert werden. Grundsätzlich basieren alle bekannten extremwertstatistischen Methoden auf der Analyse von beobachteten Daten. Um die Extrapolation der Verteilungsfunktionen nicht nur mathematisch, sondern auch physikalisch zu begründen, können neben den regelmäßig aufgezeichneten Wasserständen auch historische Angaben oder über numerische Modelle berechnete Extremereignisse in die Statistik mit einbezogen werden. Die Forschungsaufgabe bestand darin, für die deutschen Ostseeküste eine entsprechende Methodik zu entwickeln, mit der beobachtete Daten, historische Wasserstandsmarken und modellierte Extremereignisse in die Extremwertstatistik integriert werden können, um eine verlässlichere Abschätzung von Eintrittswahrscheinlichkeiten von Sturmhochwasserständen zu erreichen.

Im vorliegenden Forschungsvorhaben wurden 10 Pegel an der schleswig-holsteinischen und mecklenburg-vorpommerschen Ostseeküste hinsichtlich extremer Wasserstände ausgewertet. Dazu wurden zunächst die Zeitreihen der mittleren und jährlichen Höchstwasserstände zusammengestellt und vorhandene Datenlücken über Korrelationsrechnungen zu benachbarten Pegeln geschlossen. Darüber hinaus wurde eine intensive Literaturrecherche zu historischen Sturmfluten vorgenommen.

Der Schwerpunkt der Arbeiten lag auf der Entwicklung einer extremwertstatistischen Methodik, bei der regelmäßige Pegelaufzeichnungen, historische Wasserstände und im Projekt modellierte Extremereignisse in der Statistik zusammen analysiert werden können. Dies wurde auf Basis der Allgemeinen Extremwertverteilung realisiert und als integrierte Extremwertstatistik bezeichnet. An jedem Pegel (außer am Pegel Neustadt i. H.) wurden vier Varianten (V1 bis V4) extremwertstatistisch analysiert. In Variante V1 wurden nur die Daten aus der Zeitspanne der regelmäßigen Pegelaufzeichnungen einer extremwertstatistischen Analyse unterzogen. Die Variante V2 berücksichtigte zusätzlich historische Daten. In den Varianten V3 und V4 wurden schließlich noch modellierte Extremszenarien in die Statistik mit einbezogen.

Durch die angewendete integrierte Extremwertstatistik wird eine homogenere Beschreibung von beobachteten, historischen und modellierten Extremwasserständen erreicht. Insofern ist dies als eine Verbesserung der bisherigen statistischen Verfahren zu bewerten. Die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit zeigen, dass durch die Einbeziehung von weiteren Hochwasserinformationen in die Extremwertstatistik im Vergleich zur alleinigen Analyse der aufgezeichneten Wasserstände signifikant unterschiedliche Ergebnisse entstehen können. Bei der alleinigen Analyse der beobachteten Wasserstandsdaten kann beispielsweise dem Extremereignis von 1872 am Pegel Travemünde eine Jährlichkeit von über 10.000 Jahren zugeordnet werden. Bei der zusätzlichen Berücksichtigung von historischen und modellierten Extremwasserständen kann eine Jährlichkeit von etwa 3400 Jahren angegeben werden; tendenziell zeigt sich diese Reduzierung der entsprechenden Jährlichkeiten bei allen untersuchten Pegelstandorten.

Die vorliegenden Untersuchungen beziehen sich ausschließlich auf den gegenwärtigen klimatischen Zustand. Eventuelle Änderungen im hydrologischen System der Ostsee infolge eines Klimawandels sind nicht berücksichtigt und müssen in weiterführenden Forschungsarbeiten analysiert werden. Auch wenn im bearbeiteten Projekt Fortschritte hinsichtlich der Implementierung von historischen Hochwasserereignissen und modellierten Extremereignissen in die Extremwertstatistik erzielt wurden, ist beispielsweise bei der unterschiedlichen Gewichtung von historischen Ereignissen und der Berücksichtigung von Instationaritäten (z.B. Einfluss von Baumaßnahmen auf die Pegelwasserstände) weiterer Forschungsbedarf gegeben. Zusätzlich sollten in Zukunft weitergehende Untersuchungen beispielsweise zu Verweilzeiten durchgeführt werden, da längeranhaltende Sturmfluten zu einer erhöhten Belastung der Küstenschutzbauwerke führen.

10. Schriftenverzeichnis

- BENKEL, A. u. MEINKE, I.: Variation von sturmfluterzeugenden Tiefdruckgebieten oder Sturmflutwetterlagen, Abschlussbericht 1.2 zum KFKI-Verbundprojekt Modellgestützte Untersuchungen zu extremen Sturmflutereignissen an der deutschen Ostseeküste (MU-STOK), Geesthacht, 2008.
- BORK, I. u. MÜLLER-NAVARRA, S.: Modellierung von extremen Sturmflutwasserständen an der deutschen Ostseeküste, Die Küste, Heft 75, 2009.
- COLES, S.: An Introduction to Statistical Modeling of Extreme Values, Springer-Verlag, London, 2001.
- COLES, S. G. u. TAWN, J.: Statistics of coastal flood prevention, Phil. Trans. R. Soc. Lond. A, 332, 457–476, 1990.
- DVWK: Statistische Analyse von Hochwasserabflüssen, Merkblatt 251, Parey Verlag, Berlin, 1999.
- HAWKES, P. J.; GONZALES-MARCO, D.; SANCHEZ-ARCILLA, A. u. PRINOS, P.: Best practice for the estimation of extremes: A review, Journal of Hydraulic Research, Vol. 46, Extra Issue 2, 324–332, 2008.
- HUBER, K.: Hochwasserstände an Nord- und Ostseeküsten, Mitteilungen des Franzius-Instituts, Heft 85, Hannover, 2000.
- HUPFER, P.; HARFF, J.; STERR, H. u. STIGGE, H. J.: Sonderheft: Die Wasserstände an der Ostseeküste, Entwicklung – Sturmfluten – Klimawandel, Kuratorium für Forschung und Küsteningenieurwesen (Hrsg.), Die Küste, Heft 66, 2003.
- JENKINSON, A. F.: The frequency distribution of the annual maximum (or minimum) values of meteorological elements, Quaterly Journal Royal Meteorological Society, 81, 158–171, 1955.
- JENSEN, J.: Extremereignisse an Nord- und Ostseeküsten Ermittlung von Bemessungsereignissen, Mitteilungen des Franzius-Instituts, Heft 85, Hannover, 2000.
- JENSEN, J.; MUDERSBACH, CH.; MÜLLER-NAVARRA, S.; BORK, I.; KOZIAR, CH. u. RENNER, V.: Modellgestützte Untersuchungen zu Sturmfluten mit sehr geringen Eintrittswahrschein-

lichkeiten an der deutschen Nordseeküste, Kuratorium für Forschung und Küsteningenieurwesen (Hrsg.), Die Küste, Heft 71, 123–167, 2006.

- JENSEN, J. u. TÖPPE, A.: Zusammenstellung und Auswertungen von Originalaufzeichnungen des Pegels Travemünde/Ostsee ab 1826, Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen, 30. Jhg., Heft 4, 1986.
- JENSEN, J. u. TÖPPE, A.: Untersuchungen über Sturmfluten an der Ostsee unter spezieller Berücksichtigung des Pegels Travemünde, Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen, 34. Jhg., Heft 1/2, 1990.
- KOTZ, S. u. NADARAJAH, S.: Extreme Value Distribution Theory and Applications, Imperial College Press, Imperial College Press, London, 2000.
- MEYER, M.: Modellierung der Entwicklung von Küstenlinien der Ostsee im Holozän Wechselspiel zwischen Isostasie und Eustasie, Dissertation, Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, 2002.
- MUDERSBACH, CH. u. JENSEN, J.: Statistische Extremwertanalyse von Wasserständen an der Deutschen Ostseeküste, Abschlussbericht 1.4 zum KFKI-Verbundprojekt Modellgestützte Untersuchungen zu extremen Sturmflutereignissen an der Deutschen Ostseeküste (MUSTOK), Universität Siegen, 2009.
- MUDERSBACH, CH.: Untersuchungen zur Ermittlung von hydrologischen Bemessungsgrößen mit Verfahren der instationären Extremwertstatistik – Methoden und Anwendungen auf Pegelwasserstände an der Deutschen Nord- und Ostseeküste, Dissertation, Universität Siegen, 2009.
- PUGH, D.: Changing Sea Levels Effects of Tides, Weather and Climate, Cambridge University Press, Cambridge, 2004.
- SCHMAGER, G.; FRÖHLE, P.; SCHRADER, D.; WEISSE, R. u. MÜLLER-NAVARRA, S.: Sea state, Tides, in Feistel, R. et al. (eds.): State and Evolution of the Baltic Sea, 1952-2005. Wiley, 143–198, 2008.
- SCHMITZ, R.: Vorhersage von historisch aufgetretenen Stürmen über der Ostsee mithilfe des Ensemble Prediction System und COSMO, Abschlussbericht 1.1 zum KFKI-Verbundprojekt Modellgestützte Untersuchungen zu extremen Sturmflutereignissen an der Deutschen Ostseeküste (MUSTOK), Offenbach, 2007.
- SCHUMANN, A.: Anwendungen partieller wahrscheinlichkeitsgewichteter Momente zur Berücksichtigung historischer Ereignisse bei der Extremwertstatistik, Hydrology and Water Resources Management, Vol. 51 No. 2, 73–81, 2007.
- STEDINGER, J. R.; VOGEL, R. M. u. FOUFOULA-GEORGIOU, E.: Frequency Analysis of Extreme Events, in: Handbook of Hydrology, Maidment, D.R. (Ed.), McGraw-Hill Inc., New York, 1993.

Die Küste, 75 MUSTOK (2009), 1-271

Bestimmung von Bemessungsparametern für Küstenschutzanlagen an der deutschen Ostseeküste aufbauend auf Szenariosimulationen

Von Gerd Bruss, Nestor Jimenz, Hartmut Eiben und Roberto Mayerle

Zusammenfassung

Der vorliegende Artikel fasst die Entwicklung eines, dem Stand von Wissenschaft und Technik entsprechenden, Verfahrens zur Bestimmung von Bemessungsgrößen für Küstenschutzanlagen entlang der deutschen Ostseeküste zusammen. Die vorgestellte Strategie verbindet eine Anzahl extremer Wetterlagen, generiert mit einer meteorologischen Ensemble-Methode, sowie die rekonstruierten Windfelder des Referenzsturmes vom November 1872 mit hydrodynamisch numerischen Simulationen für Wasserstände und Seegang. Auf Grundlage der Simulationen gesamter konsistenter Sturmverläufe konnten, im Unterschied zu bestehenden Verfahren, die hauptsächlich auf der Betrachtung von Scheitelwerten beruhen, flächendeckend realistische Küstenbelastungen bestimmt werden. Der Vergleich der Ensemble-Szenarien untereinander sowie zu dem Referenzereignis führt zu den örtlich jeweils maßgebenden Belastungen. Im Osten übertreffen einige der Szenarien den derzeitigen Bemessungswasserstand von 1872. Hier konnten neue Bemessungsfälle geschaffen werden. Im Westen wurde das Ereignis von 1872 als für den Bemessungswasserstand maßgebend bestätigt. Die flächendeckende Rekonstruktion der Entwicklung von Wasserstand und Seegang erlaubt erstmals die Bestimmung realistischer Belastungen für das Referenzereignis. Entlang großer Abschnitte der Außenküste ist nun eine Bandbreite unterschiedlicher Belastungsszenarien von sehr schweren Sturmfluten verfügbar. Mit der erarbeiteten Methode können verschiedene Fragestellungen des konstruktiven Küstenschutzes, wie die Bemessung künftiger und die Sicherheitseinschätzung bestehender Schutzanlagen oder die Untersuchung der lokalen Auswirkung eines Meeresspiegelanstieges auf die Hydrodynamik extremer Stürme, mit modernen Werkzeugen untersucht werden.

Schlagwörter

Küstenschutz, Ostsee, Bemessung, Sicherheitsüberprüfung, extreme Stürme, Sturmflut 1872

Summary

This paper summarises the development of a state of the art method for the design and safety assessment of coastal protection structures along the German Baltic Sea coast. In the presented strategy a number of severe storms, generated using a meteorological ensemble method and the reconstructed wind fields of the reference storm of November 1872 are combined with hydrodynamic numerical simulations of water levels and waves. In contrast to existing methods, that mainly consider peak values, more realistic loads are determined, on the basis of the simulations of entire courses of consistent storms. The direct comparison between the reference event and the ensemble scenarios leads to the maximum load for coastal protection. In the East some scenarios exceed the current design water level of the 1872 event. New cases of design loads could be originated in this area. In the West, the Storm of 1872 was confirmed to prevail. The area wide reconstruction of the development of water levels and waves allows for the first time the determination of realistic loads for the reference event. A variety of different load cases of very severe storms are now available for large parts of the German Baltic Sea coastline. The Method permits for a number of coastal protection problems like new design, safety assessment or the analysis of the influences of a sea level rise onto local hydrodynamics of storms, to be investigated applying modern tools.

Keywords

Coastal protection, Baltic Sea, design, safety check, extreme storms, storm surge 1872

Inhalt

1.	Einleitung	164
2.	Beschreibung des Modellsystems	165
	2.1 Überregionale Ebene	165
	2.2 Lokale Ebene	166
3.	Verifikation der Modelle	167
	3.1 Strömungsmodell	167
	3.2 Spektrales Seegangsmodell	168
	3.3 Morphodynamisches Profilmodell	168
4.	Meteorologische Datengrundlage	168
5.	Rekonstruktion 1872	169
6.	Vorlaufrechnungen	170
7.	Szenariorechnungen	171
	7.1 Einfluss des Windschubansatzes	171
	7.2 Scheitelwasserstände entlang der Küste	173
	7.3 Maximaler Seegang entlang der Küste	175
	7.4 Scheitelwasserstände an der Station Kiel	176
	7.5 Maximaler Seegang an der Station Kiel	181
	7.6 Räumliche Verteilung der Scheitelwasserstände	181
	7.7 Zeitliche Verläufe einzelner Stürme	182
8.	Untersuchungen im Küstennahbereich	183
	8.1 Methode zur Abschätzung lokaler Küstenbelastungen	184
	8.2 Analyse des Gefährdungspotentiales der Probstei	185
9.	Schlussfolgerungen	187
10.	Schriftenverzeichnis	188

1. Einleitung

Bemessungsverfahren für Küstenschutzanlagen entlang der deutschen Ostseeküste basieren derzeit noch weitgehend auf dem Extremereignis des Sturmhochwassers von 1872 (MLR-SH, 2001, MBLUV-MV, 2009). Die nur für vereinzelte Standorte vorliegenden Aufzeichnungen des Scheitelwasserstandes von 1872 dienen als Grundlage für die Bestimmung des Bemessungswasserstands. Verlässliche Aufzeichnungen des Seegangs sind für das Referenzereignis nicht verfügbar. Der Bemessungsseegang wird stochastisch bestimmt, wobei Dauer und relatives zeitliches Eintreten von Hochwasser und hohem Seegang nicht angemessen berücksichtigt werden. Ziel des Teilprojektes SEBOK-A (SEegangsBelastung Ostsee Küste Teil A) ist daher die Entwicklung einer neuen Methode sowohl zur Sicherheitseinschätzung bestehender als auch zur realistischen Abschätzung von Bemessungsgrößen für die Planung künftiger Küstenschutzanlagen. Die vorgestellte Strategie verbindet physikalisch konsistente Sturmwetterlagen, generiert mit einem meteorologischen Ensemble Prediction System (EPS) (SCHMITZ, 2007, 2009) mit hydrodynamisch numerischen Simulationen für Wasserstände und Seegang. Das Konzept für die Modellierung wurde so gewählt, dass von großräumigen Zuständen und Ereignissen schrittweise auf kleinräumige Küstenabschnitte hin verfeinert gearbeitet wird. Kap. 8 setzt dabei mit den lokalen Küstenmodellen modelltechnisch den Schlussstein. Die Erfassung und Darstellung der relevanten Küstenbelastungen lässt einen Vergleich der untersuchten Stürme hinsichtlich des lokal ungünstigsten

Ereignisses zu. Die meteorologische Rekonstruktion des Sturmes von 1872 (ROSENHAGEN u. BORK, 2008, 2009) ermöglicht den Vergleich zu dem Referenzereignis und somit eine direkte Sicherheitseinschätzung der aktuellen Situation.

2. Beschreibung des Modellsystems

In SEBOK-A wurden mit Hilfe einer hydrodynamischen Modellkette, unter Verwendung der in Kap. 4 beschriebenen meteorologischen Antriebsdaten, für den lokalen Bemessungsfall relevante Belastungen bestimmt. Das in dieser Studie angewendete Modellsystem basiert auf der MIKE Modellfamilie des "Danish Hydraulic Institute" (DHI). Für detaillierte Beschreibungen des Modellsystems wird auf BRUSS und BORK (2009) und JIMENEZ et al. (2009) verwiesen.

2.1 Überregionale Ebene

Die überregionalen Strömungs- und Seegangsmodelle sind Ausschnitte von am DHI operationell betriebenen Nord-Ostseemodellen (www.waterforecast.com). Die verwendeten Modellausschnitte decken die gesamte Ostsee ab, die offenen Grenzen liegen im Bereich des Kattegat bzw. Skagerrak. Abb. 1 zeigt die beiden Modelltopographien mit den jeweils verwendeten Gittern in schematischer Darstellung, die horizontale Auflösung der verschiedenen Bereiche sowie eine Skizze der verwendeten Kopplungsstrategie. Entsprechend den Projektanforderungen wurden die ursprünglichen Modelle im Bereich der deutschen Ostseeküste weiter verfeinert.



Abb. 1: Überregionales Modellsystem des FTZ und Kopplungsstrategie

Das Strömungsmodell löst auf einem gleichmäßig-rechtwinkligen Gitter die bekannten Bewegungs- und Kontinuitätsgleichungen im Finite-Differenzen Verfahren. Der Einfluss variabler Dichtegradienten, verursacht durch Temperatur- und Salinitätstransporte, wird berücksichtigt. Die horizontale Gitterweite wird mittels wechselseitig gekoppelten Gittern von 3 Seemeilen im Osten bis auf ca. 600 m im Bereich der Kieler und Mecklenburger Bucht angepasst. Die vertikale Auflösung beträgt bis auf die tiefenangepasste unterste Schicht konstant 2 m.

Das zweidimensionale phasenmittelnde spektrale Seegangsmodell basiert auf einem flexiblen Dreiecksgitter, auf dem die Wellenenergiegleichungen im Finite-Volumen Verfahren gelöst werden. Wichtige Faktoren wie Wind, nichtlineare Wellen-Wellen Interaktion sowie Energiedissipation durch Schaumkronenbrecher, Bodenreibung und Wellenbrechen werden berücksichtigt. Die Längen der Dreieckskanten variieren zwischen 25 km in küstenfernen Bereichen der zentralen Ostsee und ca. 900 min der südwestlichen Ostsee.

Die beiden Modelle werden auf überregionaler Ebene gekoppelt. Die Kopplung erfolgt aufgrund der unterschiedlichen Gitter sequenziell, wobei einerseits Wasserstände und Strömungen vom Strömungs- an das Seegangsmodell weitergegeben werden. In umgekehrter Richtung wurden die Ergebnisse des Seegangsmodells als Antriebsdaten für das Strömungsmodell verwendet, um die Unsicherheit empirischer Windschubansätze bei hohen Windgeschwindigkeiten zu vermeiden. Dazu wurden die Windschubspannungen, die im spektralen Seegangsmodell des DHI, ähnlich der im WAM Cycle 4 implementierten "wind-over-waves coupling theory" nach JANSSEN (1989, 1991), iterativ bestimmt werden, im Strömungsmodell direkt als Randbedingung an der freien Oberfläche angesetzt (BRUSS u. MAYERLE, 2009). Der Einfluss verschiedener Windschubansätze auf die berechneten Wasserstände wird in Kap. 7.1 diskutiert.

2.2 Lokale Ebene

Insgesamt wurden für 5 Küstenabschnitte zum einen mit lokalen Verfeinerungen im spektralen Seegangsmodell auf eine Auflösung von ca. 10 m die räumliche Entwicklung von Seegang und mittlerem Wasserstand bis an den Strand bzw. den Fuß von direkt zu bemessenden oder zu überprüfenden Küstenschutzbauwerken bestimmt. Zum anderen wurde mit hochauflösenden Profilmodellen die morphologische Auswirkung der Stürme und damit die Größenordnung des Gesamtenergieeintrages über den jeweiligen Sturmverkauf berechnet. Angetrieben werden die küstennahen Modelle an den offenen Rändern mit den Ergebnissen der überregionalen Modelle in Form von Wasserstands- sowie Seegangszeitreihen.

Die morphodynamischen Profilmodelle haben eine horizontale Auflösung von 1 m und verbinden Hydrodynamische, Sedimenttransport- und Morphologische Modelle. Anhand der im hydrodynamischen Modul berechneten Strömungen (Küstenquerströmungen und welleninduzierte Strömungen, also Orbitalgeschwindigkeiten und Grundströmung) werden Sedimenttransportraten und damit die Veränderung der Topographie abgeschätzt.

Mit Hilfe der beschriebenen küstennahen Modelle lassen sich sowohl Eingangsparameter für konventionelle Bemessungsverfahren am Fuße von Küstenschutzbauwerken als auch der kumulative Energieeintrag gesamter Sturmverläufe auf die Küste bestimmen.

3. Verifikation der Modelle

Eine Verifikation der Modelle wurde für die beiden Stürme Februar 2002 und Oktober 2006 durchgeführt. Für den meteorologischen Antrieb der Modelle wurden jeweils ca. zweiwöchige Reanalysedaten des Deutschen Wetterdienstes (DWD) dieser Zeiträume verwendet. Für eine eingehende Beschreibung der Modellvalidierung sowie den Vergleich zwischen dem Strömungsmodell des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) und dem am Forschungs- und Technologiezentrum (FTZ) Büsum eingesetzten Strömungsmodell wird auf BRUSS und BORK (2009) und JIMENEZ et al. (2009) verwiesen.

3.1 Strömungsmodell

Anfangswasserstände für das Strömungsmodell wurden mit einer am BSH entwickelten Methode als Funktion des Ortes in Korrelation zum Wasserstand in Landsort erzeugt (BORK und MÜLLER-NAVARRA, 2008, 2009). Als Randwerte am offenen Rand im Kattegat wurden Pegeldaten der schwedischen Station Ringhals verwendet. Im Strömungsmodell wurde der für das Projekt maßgebende Parameter Wasserstand mit Messdaten an 17 deutschen Pegelstandorten verglichen. Die Validierung wurde für verschiedene Windschubansätze durchgeführt. Neben dem standardmäßig verwendeten Ansatz nach SMITH und BANKE (1975), der ab 30 m/s konstant angenommen wurde (S&B 2), wurde eine untere Grenze an die Schar empirischer Funktionen gelegt (uG). Weiterhin wurde die Rückkopplung aus dem spektralen Seegangsmodell anhand der dort iterativ bestimmten Windschubspannungen untersucht (SW).



Abb. 2: Verifizierung der Modellwasserstände gegen Pegeldaten, Februar 2002, Standorte siehe Abb. 7

In Abb. 2 sind Messdaten sowie die entsprechenden Modellergebnisse für den Sturm im Februar 2002 an 4 Stationen entlang der deutschen Ostseeküste dargestellt. Der Verlauf des Wasserstandes wird im Modell generell an allen 4 Stationen gut reproduziert. Während die Wasserstandsauslenkung während des Sturmes zwischen dem 19. und dem 22. Februar bei Verwendung des Windschubansatzes nach (S&B 2) etwas überschätzt wird, wird sie vor allem bei der Rückkopplung durch das Seegangsmodell (SW) korrekt wiedergegeben. Die berechneten Standardabweichungen der Differenzen zwischen 7 und 14 cm für die einzelnen Pegelstandorte und die beiden untersuchten Stürme stellen eine gute Aussagekraft des Modells dar.

3.2 Spektrales Seegangsmodell

In Abb. 3 sind signifikante Wellenhöhen, berechnet mit dem überregionalen Seegangsmodell, einer in Ahrenshoop (vgl. Karte in Abb. 7) gemessenen Zeitreihe gegenübergestellt. Sowohl Trend als auch Maximalwert der Messdaten werden erfasst. Im Mittel über mehrere Stationen ergab die Verifikation des überregionalen Seegangsmodells nach der Klassifizierung von VAN RIJN (2002) gute Ergebnisse. Die eingehende Beschreibung des Seegangsmodells findet sich im Beitrag von JIMENEZ et al. (2009).



Abb. 3: Verifizierung der signifikanten Wellenhöhe in Ahrenshoop, Februar 2002

3.3 Morphodynamisches Profilmodell

Eine absolute Verifikation des morphodynamischen Modells war aufgrund fehlender Topographieaufnahmen direkt vor und nach abgelaufenen Stürmen nicht möglich. Der qualitative Vergleich der Energieeinträge bietet gleichwohl und besonders bei der Beurteilung natürlicher Küstenstrukturen die Möglichkeit einer alternativen Einstufung der Sturmeinwirkungen.

4. Meteorologische Datengrundlage

Die dieser Studie zugrundeliegenden meteorologischen Sturmszenarien wurden im Teilvorhaben MUSE-Ostsee vom DWD erzeugt (SCHMITZ, 2007, 2009). Hierbei handelt es sich um physikalisch konsistente, also mögliche Wetterlagen, die jedoch so bisher nicht aufgetreten sind bzw. nicht beobachtet wurden. Zunächst wurde eine große Anzahl von globalen Wettervorhersagen (31.800) mit dem EPS des Europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage (ECMWF, 2001) berechnet. Das EPS basiert auf dem operationell am ECMWF betriebenen globalen meteorologischen Integrated Forecast System (IFS). Durch eine Variation der Parametrisierung im Modell und der daraus resultierenden Veränderung von Intensität und Position der Sturmtiefs sollten möglichst gefährliche Wetterlagen erzeugt werden.

Als Startzeitpunkte wurden zum einen Termine ab 1958, an denen starke Tiefdruckgebiete über der Ostsee aufgetreten sind, ausgewählt, zum anderen wurden Zeitpunkte mit einem erhöhten Füllungsgrad der Ostsee berücksichtigt. Die Vielzahl der zunächst erzeugten Wetterlagen wurde anhand von Windgeschwindigkeit und Richtung sowie anhand des mit der empirischen Formel nach SCHMAGER (1984) berechneten Windstaues gefiltert. Die so ausgesuchten 61 Szenarien wurden für die weiteren Untersuchungen am FTZ verwendet. Aus der Summe der Vorhersagestunden aller 31.800 Einzelensemble (11.8 Mio. Stunden) wurde im Teilvorhaben MUSE-Ostsee die einheitliche Eintrittswahrscheinlichkeit von 1/1347 Jahren bzw. die empirische Unterschreitungswahrscheinlichkeit von 1-1/1347=0.999258/a für die 61 in SEBOK-A untersuchten Szenerien abgeleitet (MUDERSBACH und JENSEN, 2009).

Vom DWD in Hamburg wurde, ebenfalls im Rahmen von MUSTOK, eine Rekonstruktion der Luftdruck- und Windfelder, die zu dem extremen Hochwasserereignis im November 1872 geführt haben, auf Basis historischer Daten vorgenommen. In einem iterativen Prozess wurden die generierten Windfelder anhand von Vergleichen der im Ostseemodell des BSH damit errechneten Wasserstände mit den aufgezeichneten Zeitreihen fortlaufend verifiziert und korrigiert (ROSENHAGEN und BORK, 2008, 2009). Mit den so erzeugten Windfeldern wurde die gesamte Modellkette am FTZ Büsum durchlaufen, was den detaillierten Vergleich des Referenzereignisses mit den Szenarien ermöglicht.

5. Rekonstruktion 1872

In Abb. 4 werden die am FTZ mit den rekonstruierten Windfeldern des Sturmes von 1872 berechneten Scheitelwasserstände mit den historischen Messwerten verglichen. Mit Ausnahme des Pegels Warnemünde liegen die Abweichungen unter 40 cm.



Abb. 4: Scheitelwerte des Wasserstandes und der signifikanten Wellenhöhe (Hm0) der Rekonstruktion des Sturmes von 1872 am FTZ

Die Wasserstände in Warnemünde und an den Pegeln Thiessow und Greifswald werden in der Rekonstruktion etwas überschätzt, im Westen dagegen recht gut getroffen. Die generelle Verteilung wird ebenfalls gut erfasst. Anhand der Windfelder konnte neben dem Wasserstand die Seegangsverteilung über der Ostsee während des Ereignisses rekonstruiert werden. In Abb. 4 sind die maximalen signifikanten Wellenhöhen (Hm0) für Positionen in 10 m Wassertiefe nahe den 9 Stationen aufgetragen. Vor allem in der Kieler Bucht, aber auch in den anderen beiden Buchten, fällt der unterschiedliche Trend zwischen Scheitelwasserstand und maximalem Seegang auf. Entlang der gesamten deutschen Ostseeküste treten in der Rekonstruktion von 1872 maximale signifikante Wellenhöhen zwischen 2,4 und über 4 m nördlich von Rügen auf. Für eine detailliertere Beschreibung der Seegangsmodellierung des Sturmes von 1872 siehe Kap. 7 und JIMENEZ et al. (2009).

6. Vorlaufrechnungen

Die Windfelder der EPS-Szenarien umfassen meist nur wenige Tage. Daher wurden, um die Unabhängigkeit von den Ungenauigkeiten der Anfangszustände zu gewährleisten, Vorläufe über die 3–4 jeweils vorangegangenen Wochen mit Windfeldern aus dem era40 Datensatz gerechnet. Der era40 Datensatz beinhaltet meteorologische Reanalysen der letzten 40 Jahre mit einer zeitlichen Auflösung von 6 Stunden auf dem Gitter des IFS-Modells (ECMWF, 2004). Trends werden damit erfasst, kurzfristige Spitzen z.B. der Windgeschwindigkeit können jedoch fehlen.



Abb. 5: Wasserstände der Vorlaufrechnung 12.75/01.76, angetrieben durch era40 Windfelder

Als Randwerte für die offene Grenze des Strömungsmodells wurden Wasserstandsmessungen der schwedischen Station Ringhals, auf 57,3°N im Kattegat gelegen, sowie für die Zeiträume 1964, '68 und '71, für die keine Messdaten vorliegen, am BSH berechnete Wasserstände verwendet. Anfangsverteilungen von Salzgehalt und Temperatur wurden anhand klimatologischer Monatsmittelwerte (JANSSEN et al., 1999) bestimmt. Anfangswasserstände wurden mit der in Kap. 3.1 beschriebenen Methode erzeugt. Mit diesen Vorlaufrechnungen wurde die Ausgangssituation zu Beginn jedes Szenarios, d.h. die Anfangswerte für den Start der Szenariorechnungen, erzeugt.

Die Ergebnisse der Vorläufe können außerdem verwendet werden, um zu überprüfen, ob das Strömungsmodell mit der offenen Grenze im Kattegat Volumentransporte zwischen Nord- und Ostsee, verursacht durch meteorologische Einflüsse, korrekt erfasst. In Abb. 5 sind am Beispiel der beiden Vorlaufrechnungen Dezember 1975 und Januar 2005 die Ergebnisse des Strömungsmodells, in Form des mittleren Wasserstandes (Füllungsgrad) der gesamten Ostsee incl. Kattegat und des Wasserstandes an der Station Landsort (ca. 60 km südlich Stockholm), dem am Pegel Landsort gemessenen Wasserstand gegenübergestellt. Der Trend des am Pegel Landsort gemessenen Wasserstandes kann als repräsentativ für die Schwankungen des mittleren Wasserstandes der Ostsee angesehen werden (JANSSEN, 2002). In Anbetracht der oben beschriebenen groben zeitlichen Auflösung der Antriebsdaten ist die Übereinstimmung als gut zu bewerten. Volumenänderungen der Ostsee, verursacht durch meteorologische Einflüsse, können demnach mit dem Strömungsmodell angemessen reproduziert werden. Die Korrelation zwischen dem Wasserstand am Pegel Landsort und dem Füllungsgrad der Ostsee wird bestätigt.

7. Szenariorechnungen

Aufbauend auf den im vorigen Kapitel beschriebenen Vorlaufrechnungen wurden auf überregionaler Ebene, d.h. für die gesamte Ostsee, flächendeckend Wasserstände und Seegang für die Sturmszenarien sowie die Rekonstruktion des Sturmes von 1872 berechnet. Diese Ergebnisse liegen in einer zeitlichen Auflösung von 15 Minuten an jedem Modellgitterpunkt vor.

7.1 Einfluss des Windschubansatzes

Zunächst wird kurz auf die Abschätzung der Genauigkeit der Ergebnisse mit Bezug auf den Einfluss des Windschubansatzes eingegangen. Andere Einflussgrößen, wie z.B. Niveauunterschiede, werden in BRUSS und BORK (2009), Unsicherheiten, die durch Unterschiede in den Windfeldern bei der Verwendung verschiedener meteorologischer Modelle entstehen können, in BORK und MÜLLER-NAVARRA (2009) näher diskutiert.

In Kap. 3 wurde bereits die Verifizierung der Modelle für den Sturm im Februar 2002 vorgestellt. Der Wasserstandsverlauf des Sturmes wird vom Strömungsmodell generell gut reproduziert. Jedoch wurde bereits bei diesem Sturm, dessen maximale Windgeschwindigkeiten um 25 m/s und damit noch im Gültigkeitsbereich empirischer Windschubansätze liegen, der Einfluss des Windschubkoeffizienten im Strömungsmodell deutlich.

Um die Unsicherheit empirischer Windschubansätze bei den hohen Windgeschwindigkeiten der Szenarien zu vermeiden, wurde eine Oberflächenkopplung von Seegangs- und Strömungsmodell realisiert (Kopplung SW→HD). Die Windschubspannungen, die im spektralen Seegangsmodells iterativ nach der "wind-over-waves coupling theory" nach JANSSEN (1989, 1991) bestimmt werden, werden als Antriebsdaten an der Wasseroberfläche des Strömungsmodells angesetzt (BRUSS u. MAYERLE, 2009). Die Verifizierung der Methode wurde ebenfalls bereits in Kap. 3.1 vorgestellt. Die so berechneten Wasserstände der Szenarien werden verglichen mit Modellergebnissen unter Verwendung des empirischen Ansatzes nach SMITH und BANKE (1975) mit konstantem Windschub ab 30 m/s (S&B 2). Die zeitlichen Verläufe des Wasserstandes und damit Verweildauer und zeitliches Zusammentreffen mit hohem Seegang weisen zwischen den beiden Windschubansätze (S&B 2 und Kopplung SW→HD) nur geringe Unterschiede auf. Im Wesentlichen wird der Scheitelbereich der Wasserstandsganglinien beeinflusst. Daher werden hier lediglich die lokalen Scheitelwerte betrachtet.



Abb. 6: Vergleich des Einflusses unterschiedlicher Windschubansätze anhand der Scheitelwasserstände von 30 Szenarien an 30 Stationen

In Abb. 6 sind die Scheitelwasserstände von 30 Stürmen an 30 Stationen entlang der deutschen Ostseeküste dargestellt. Die Scheitelwerte der SW \rightarrow HD Kopplung sind über den Scheiteln, berechnet mit dem (S&B 2) Ansatz, aufgetragen. Die Scheitel der SW \rightarrow HD Kopplung liegen tendenziell ca. 8 % niedriger als die Werte nach SMITH und BANKE (1975). Dies bestätigt das Bild der Verifizierung (vgl. Kap. 3.1) von überschätzten Wasserständen bei Verwendung des S&B 2-Ansatzes.

Die Rekonstruktion der Windfelder des Referenzsturmes von 1872 erfolgte iterativ anhand von Wasserstandsberechnungen des BSH mit dem Windschubansatz nach (S&B 2) (ROSENHAGEN u. BORK, 2009). Um für die küstennahen Untersuchungen die Vergleichbarkeit zu dem Referenzereignis zu erhalten, beziehen sich daher alle im Weiteren vorgestellten Ergebnisse ebenfalls auf Berechnungen mit dem Windschubansatz nach SMITH und BANKE (1975) (S&B 2). Zudem können Wasserstände, berechnet nach dem S&B 2-Ansatz, z.B. für Fragen des Küstenschutzes als konservativ und damit relevant angesehen werden. Die beschriebenen Untersuchungen geben jedoch einen Anhaltswert für die Unsicherheit der Scheitelwasserstände als Folge des Windschubansatzes.

7.2 Scheitelwasserstände entlang der Küste

Abb. 8 oben zeigt die Scheitelwasserstände aller Szenarien an 18 Stationen entlang der deutschen Ostseeküste in West-Ost-Richtung in farbcodierter Darstellung. Eine Zeile entspricht einem Sturm, eine Spalte einer Station. Die Positionen der einzelnen Stationen können der Karte in Abb. 7 entnommen werden. Im unteren Teil von Abb. 8 sind die Scheitelwasserstände in zweidimensionaler Form aufgetragen. Zudem ist der Mittelwert aus den Szenarien an jeder Position als durchgezogene Linie dargestellt.

Die Topographie der deutschen Ostseeküste unterliegt einer starken Gliederung. Großräumig betrachtet sind drei Buchten zu unterscheiden: Kieler, Mecklenburger und Pommersche Bucht. Diese werden zum einen durch den Fehmarn-Belt bei Marienleuchte, zum anderen durch die Darsser Schwelle zwischen Rügen (Varnkevitz) und Falster getrennt (Abb. 7). Die für die deutsche Ostseeküste sturmflutwirksame Windrichtung bewegt sich grob zwischen 0° (Nord) und 90° (Ost). Die daraus resultierende Neigung des Wasserstandes in NO-SW-Richtung ist bei dem Vergleich der Scheitelwerte zwischen den Stationen erkennbar. Der höhere Windstau im jeweils südwestlichen Teil der Buchten kann durch geschlossene und flache Topographien zusätzlich verstärkt werden. Aus Abb. 8 ist zu ersehen, dass zwar in manchen Stürmen NN + 1 m im Scheitel nicht erreicht wird, insgesamt werden aber in ca. 17 Szenarien NN + 2,5 m lokal überschritten. Nach BSH-Klassifizierung (MEINKE, 1999) sind diese Stürme als sehr schwere Sturmflut einzustufen. Somit können für die größten Teile der deutschen Ostseeküste die Belastungen von einer Anzahl sehr schwerer Sturmfluten bestimmt werden.

Neben der Konzentration hoher Scheitelwerte in den südwestlichen Teilen der Buchten wird deutlich, dass hohe Wasserstände je nach Art des Sturmes meist auf eine und maximal auf zwei Buchten beschränkt bleiben. Kein einzelner Sturm verursacht extreme Wasserstände entlang der gesamten deutschen Ostseeküste. Das Auftreten extremer Scheitelwerte ist zudem häufiger in der östlichen Pommerschen Bucht, die sich weit zur zentralen Ostsee und damit langen Streichlängen aus NO öffnet.

Im unteren Teil von Abb. 8 sind die während des Sturmes von 1872 maximal aufgezeichneten sowie die in der Rekonstruktion am FTZ berechneten Wasserstände farblich hervorgehoben. Obwohl die historischen Daten in der Mecklenburger Bucht durch die Rekonstruktion etwas überschätzt werden, wird die generelle Verteilung gut wiedergegeben (vgl. Kap. 5). Bemerkenswert an diesem Ausnahmeereignis sind die extrem hohen Wasserstände um und über NN + 3 m westlich von Warnemünde und in der gesamten Kieler Bucht. Keines der untersuchten Sturmszenarien führt zu solch einer großen Ausdehnung von extremen Wasserständen im Westen der deutschen Ostsee. Im Osten wird das Referenzereignis, das in Koserow mit Scheitelwerten um NN + 2,6 m nicht so extrem ausfiel, von 4 Szenarien übertroffen.

Die Hauptursache, warum die hohen Werte des 1872er-Sturmes im Westen von den Szenarien nicht erreicht werden, ist die unterschiedliche räumliche Ausdehnung hoher Windgeschwindigkeiten. In den rekonstruierten Windfeldern des 1872er-Sturmes erstrecken sich Windgeschwindigkeiten über 20 m/s über die gesamte zentrale und südwestliche Ostsee inklusive Kattegat. Obwohl in einigen der Szenarien lokal höhere Windgeschwindigkeiten als in der Rekonstruktion von 1872 auftreten, sind diese hohen Windstärken immer auf deutlich kleinere Gebiete beschränkt (vgl. Kap. 7.4).



Abb. 7: Positionen entlang der Küste zur Analyse der Scheitelwasserstände in Abb. 8 und für die in Abb. 9 dargestellten maximalen signifikanten Wellenhöhen in 10 m Tiefe



Abb. 8: Scheitelwasserstände der 61 Szenarien und der Rekonstruktion von 1872 sowie historische Daten von 1872 an 18 Stationen entlang der deutschen Ostseeküste

7.3 Maximaler Seegang entlang der Küste

Analog zum Wasserstand wurde der Seegang an 18 Positionen entlang der deutschen Ostseeküste analysiert (vgl. rote Punkte in Abb. 7). Die Positionen wurden an repräsentativen Stellen entlang der 10-m-Tiefenlinie angeordnet, womit der Einfluss der lokalen Strandtopographie und eines variablen mittlerer Wasserstands auf die hier vorgestellten Ergebnisse gering bleibt.

In Abb. 9 ist die im Verlauf der Stürme maximal aufgetretene signifikante Wellenhöhe für die Szenarien und die Rekonstruktion des Sturmes von 1872 in einem zweidimensionalen Diagramm dargestellt. Die höchsten Wellenhöhen treten an Orten mit relativ zur sturmflutwirksamen Windrichtung exponierter Lage auf. Da sich die maßgebende Windrichtung in den meisten Stürmen zwischen 0° (Nord) und 90° (Ost) bewegt, ist der Seegang jeweils an der Nordseite der Inseln Rügen und Fehmarn am höchsten. An den im Vergleich deutlich höchsten Wellenhöhen von über 5 m in der Region um Nord-Rügen ist zudem der Einfluss großer Streichlängen in Nordost-Richtung erkennbar. An Orten nahe erhöhter Landabdeckung, wie z.B. vor Timmendorf, erzeugten auch die stärksten Stürme nur vergleichsweise geringen Seegang. Die tendenziell geringeren Wellenhöhen der westlichen Kieler Bucht sind Folge der geringen Streichlängen für nordöstliche Winde. Zudem sind hier die Windgeschwindigkeiten durch die erhöhte Rauheit über Land reduziert. Der geringe Seegang der südlichen Pommerschen Bucht (Thiessow und Koserow) ist hingegen hauptsächlich auf die flache Topographie zurückzuführen. Dieser generellen räumlichen Verteilung des Seegangs ist die Konzentration hohen Seegangs auf einzelne Buchten, abhängig vom individuellen Sturmablauf, überlagert.



Abb. 9: Maximale signifikante Wellenhöhen an den 18 Stationen aus Abb. 7 für alle 61 Szenarien und die Rekonstruktion des Sturmes von 1872

In der Verteilung der maximalen signifikanten Wellenhöhen der Rekonstruktion von 1872, als rote Markierungen in Abb. 9, ist das oben beschriebene Grundmuster ebenfalls erkennbar. Dabei fallen bei der Rekonstruktion von 1872 vor allem die im Vergleich zu den Szenarien hohen Wellenhöhen in der Mecklenburger und Kieler Bucht auf. Im Westen wird der Seegang der Rekonstruktion nur an einzelnen Stationen, vor allem im Norden Fehmarns, durch einige Szenarien übertroffen. Die durch die aufgezeichneten Wasserstände bekannte vor allem westliche Ausrichtung des Referenzereignisses wird in der Seegangsrekonstruktion bestätigt. Dabei ist zu bemerken, dass in der Rekonstruktion des Wasserstandes die histori-
schen Scheitelwerte in der Mecklenburger Bucht etwas überschätzt werden (Kap. 5 und ROSENHAGEN u. BORK, 2009). Dies lässt auf möglicherweise lokal überhöhte Windgeschwindigkeiten im rekonstruierten Windfeld schließen. Damit könnte der rekonstruierte Seegang hier ebenfalls etwas zu hoch sein. Im Osten liegen die Seegangshöhen der Rekonstruktion mit ähnlicher Verteilung wie das Mittel der Szenarien zwar am oberen Rand, jedoch nicht deutlich über den Werten aus den Szenarien.

Die mittlere Verteilung hohen Seegangs ist der Tendenz in der räumlichen Verteilung hoher Wasserstände entgegengesetzt (vgl. Abb. 10). Dies ist aus Sicht des Küstenschutzes positiv zu bewerten. Entlang der deutschen Ostseeküste wird durch die komplexe Topographie im Westen und die geringen Wassertiefen der südlichen Pommerschen Bucht im Osten ein Zusammentreffen von extremen Wasserständen und extremem Seegang zumeist verhindert. Zudem ist das zeitliche Zusammentreffen von hohem Wasserstand und Seegang zu berücksichtigen. Die in Abb. 9 dargestellten Werte repräsentieren den im Verlauf der Stürme maximal aufgetretenen Seegang. Der Seegang, der zeitgleich mit dem Scheitelwassertand auftritt, fällt jedoch meist geringer aus.



Abb. 10: Vergleich der räumlichen Verteilung der Mittelwerte von Scheitelwasserstand und maximaler signifikanter Wellenhöhe in 10 m Tiefe

7.4 Scheitelwasserstände an der Station Kiel

Im Folgenden wird der Einfluss unterschiedlicher Sturmwetterlagen auf die Hydrodynamik der südwestlichen Ostsee am Beispiel der Station Kiel analysiert. Im unteren Teil von Abb. 11 sind die Scheitelwasserstände aller Szenarien und der Rekonstruktion von 1872 der Größe nach aufsteigend angeordnet. Der absolute Scheitelwasserstand wurde in drei Anteile aufgespaltet, die in Abb. 11 durch unterschiedliche Farben dargestellt sind. Die Zerlegung in die Einzelanteile ist in Abb. 12 anhand der zeitlichen Verläufe des Wasserstandes am Pegel Kiel-Holtenau und des mittleren Wasserstandes der Kieler Bucht am Beispiel zweier EPS-Stürme und der Rekonstruktion von 1872 schematisch dargestellt. Abb. 13 zeigt die räumliche Wasserstandsverteilung sowie das Windfeld im Bereich der Kieler Bucht für die Stürme aus Abb. 12 jeweils zum Zeitpunkt des Scheitelwasserstandes in Kiel.

Der mittlere Wasserstand der Kieler Bucht wird aufgrund der Äquidistanz des Gitters als arithmetisches Mittel aller, innerhalb der in Abb. 13 durch schwarze Linien begrenzten Fläche liegenden, Gitterzellen bestimmt. Als lokaler Sturmbeginn für Kiel wurde jeweils das letzte Minimum des 6-stündigen Mittelwertes des mittleren Wasserstandes der Kieler Bucht vor dem Scheitel in Kiel-Holtenau definiert. Die entsprechende Ausgangssituation, d.h. der mittlere Wasserstand der Kieler Bucht zu Beginn des Sturmes, ist in Abb. 11 und Abb. 12 als weißer Balken dargestellt. Mit der verwendeten Definition wird der Ereignisbeginn auf den Anfang der durch den Sturm verursachten signifikanten positiven Volumenänderung innerhalb der Kieler Bucht gelegt. Diese Volumenänderung während des Ereignisbeginn und Zeitpunkt des lokalen Scheitels in Kiel berechnet. Sie wird vor allem durch die großräumigen Windverhältnisse über Ostsee und Kattegat verursacht. Die zusätzliche lokale Neigung des Wasserstandes (rote Balken) ist die Differenz zwischen dem Wasserstand in Kiel und dem mittlerem Wasserstand der Kieler Bucht ebenfalls zum Zeitpunkt des Scheitels in Kiel.

Untersuchungen von BORK und MÜLLER-NAVARRA (2009) legen nahe, dass reine Rückschwingungen ohne Windeinwirkung (Seiches) einen vergleichsweise geringen Anteil am Wasserspiegelanstieg der südwestlichen Ostsee während eines Sturmereignisses ausmachen. Begründet wird dies, basierend auf Experimenten mit einem der EPS-Szenarien sowie der Rekonstruktion von 1872, unter anderem mit der unterschiedlichen Phase zwischen Rückschwingung und Sturmwirkung. Versuche, durch die Modifikation der Sturmtief-Zuggeschwindigkeit einiger Stürme den Phasenunterschied zu reduzieren, führten jedoch nur zu geringen Erhöhungen der Scheitelwasserstände (BENKEL und MEINKE, 2008).

Bei der Betrachtung der 61 Scheitelwasserstände in Abb. 11 ist ebenfalls keine, den Scheitelwert in Kiel erhöhende Wirkung einer bei Ereignisbeginn negativen Volumenauslenkung der Kieler Bucht erkennbar. Im Gegenteil war bei 17 der 20 höchsten Stürme die Kieler Bucht am Ereignisbeginn nicht negativ ausgelenkt. Obwohl nicht generell ausgeschlossen werden kann, dass für andere als die untersuchten Konstellationen von Sturmverlauf und Rückschwingung die Überlagerung ungünstiger ausfallen kann, spielt die Großwetterlage mit entsprechenden Windverhältnissen über der zentralen Ostsee und dem Kattegat bei ex-



Abb. 11: Signifikante Wellenhöhen zu zwei Zeitpunkten und Scheitelwasserstände aufgespaltet in drei Anteile an der Station Kiel für 61 Szenarien und die Rekonstruktion von 1872

tremen Volumenänderungen der Kieler Bucht die entscheidende Rolle. Zudem hat am Beispiel Kiel die Wasserstandserhöhung als Folge des Volumentransportes bei allen betrachteten Szenarien den größeren Anteil am Scheitelwasserstand.



Abb. 12: Erläuterung der Aufspaltung der Scheitelwasserstände in Abb. 11 anhand der zeitlichen Verläufe des mittleren Wasserstandes der Kieler Bucht und des lokalen Wasserstandes in Kiel-Holtenau für 2 Szenarien und die Rekonstruktion von 1872



Abb. 13: Räumliche Verteilung des Wasserstandes der Kieler Bucht zum Zeitpunkt des Scheitelwasserstandes in Kiel für 2 Szenarien und die Rekonstruktion von 1872

Der rote Anteil in Abb. 11 stellt den lokalen Windstau, also die lokale Auslenkung des Wasserstandes um den Mittelwert der Kieler Bucht, dar. Der Sturm 9511_072_29 führt zum größten lokalen Windstau in Kiel von ca. 0,8 m. Durch den Windstau wird gleichzeitig der lokal höchste Wasserstand des Sturmes 9511_072_29 erzeugt. Dieser erste Scheitel ist jedoch eng auf die Eckernförder und Kieler Förden begrenzt und zeitlich nur von kurzer Dauer (vgl. Abb. 13). Er tritt 7,5 Stunden vor der maximalen Volumenerhöhung der Kieler Bucht und dem damit verbundenen zweiten, nur 10 cm niedrigeren Scheitel auf (vgl. Abb. 12). Derart räumlich und zeitlich isolierte hohe Wasserstände sind in den Szenarien selten. In dem Sturm 7011_200_47 tritt der höchste lokale Windstau fast zeitgleich mit dem ersten Scheitel des Buchtenvolumens auf. Die Wasserstände in der gesamten Kieler Bucht liegen über 2,5 m NN, wobei durch die östliche Windrichtung vor allem im Westen, z.B. in Flensburg, hoher lokaler Windstau entsteht.

Extremer lokaler Windstau von über 0,5 m tritt insgesamt nur in 3 der 61 Stürme und nur in 2 Fällen zeitgleich mit dem Scheitel in Kiel auf (vgl. Abb. 11). Er ist die Folge extremer Windgeschwindigkeiten, die meist nur über kurze Zeitspannen auftreten, zudem muss der Wind auf entsprechend staufördernde topographische Formen, wie z.B. die engen u. flachen Förden, gerichtet sein. Das relative zeitliche Eintreten von maximalem lokalen Windstau und maximalen Buchtenvolumen eines Sturmes ist in den untersuchten 61 Stürmen sehr variabel, wobei in den meisten Fällen hoher Windstau vor dem Erreichen des Buchtenmaximums auftritt. In der flachen südlichen Pommerschen Bucht, wo in den Szenarien zudem generell örtlich höhere Windgeschwindigkeiten auftraten, ist der Anteil des lokalen Windstaues am Scheitelwasserstand etwas höher.



Abb. 14: Ein- und Ausstromtransporte sowie die Volumenentwicklung der Kieler Bucht für 2 Szenarien und die Rekonstruktion von 1872

Der 1872 in Kiel-Holtenau aufgezeichnete Scheitelwasserstand, in Abb. 11 als horizontaler grauer Balken dargestellt, wird von zwei Szenarien knapp erreicht. Anderenorts wurden die Werte von 1872 durch die Szenarien zum Teil deutlich überschritten (vgl. Abb. 8 und Abb. 15). Der jeweils ganz rechte Balken in Abb. 11 stellt den mit den rekonstruierten Wind-

feldern berechneten Scheitelwasserstand und Seegang des Ereignisses von 1872 in Kiel dar. Sowohl in der Rekonstruktion von 1872 als auch in den hohen Szenarien werden die extremen Scheitelwasserstände hauptsächlich durch den Anstieg des mittleren Wasserstandes der Kieler Bucht verursacht.

Abb. 14 zeigt die Transporte durch die als schwarze Linien in Abb. 13 markierten Querschnitte für die Stürme aus Abb. 12. Grün dargestellt ist der Durchfluss aus dem Kattegat durch die dänischen Belte in die Kieler Bucht. Braun eingezeichnet sind die Transporte aus der Mecklenburger in die Kieler Bucht durch Fehmarn-Belt und -Sund. Positive Transporte bedeuten jeweils Einstrom in die Kieler Bucht. Die kumulative Summe der beiden Durchflüsse, blau dargestellt, repräsentiert somit die zeitliche Entwicklung des Volumens der Kieler Bucht und ist äquivalent zu dem in Abb. 12 dargestellten Verlauf des mittleren Wasserstandes, wobei hier die Summe ausgehend von dem einheitlichen Volumen von 0 m³ bei Sturmbeginn berechnet wurde. Somit wird, unabhängig von der Ausgangssituation, nur der durch den Sturm verursachte Volumenanstieg verglichen.

Bei allen drei Stürmen wird der Volumenanstieg der Kieler Bucht maßgeblich durch den Zustrom aus Osten verursacht, wobei bei der Rekonstruktion von 1872 ein vergleichsweise geringer Ost-West-Transport stattfindet. Trotzdem ist der Volumenanstieg der Rekonstruktion des 1872er-Sturmes deutlich am höchsten. Der entscheidende Unterschied ist der zusätzliche Zustrom aus dem Kattegat bei der Rekonstruktion. Demgegenüber wird der extrem hohe Ost-West-Transport des Sturmes 7011, als Folge ausgeprägt westlicher Windrichtungen, durch das ebenfalls starke Abfließen nach Norden teilweise kompensiert.

Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass eine entsprechende großräumige meteorologische Situation mit lokal auftretendem Wind zusammenwirken muss, um extreme Wasserstände an der deutschen Ostseeküste zu erzeugen, wobei die großräumigen Volumentransporte meist den größeren Anteil am Scheitelwasserstand ausmachen. Die im Westen der deutschen Ostsee extrem hohen Wasserstände der Rekonstruktion des Sturmes von 1872 sind hauptsächlich eine Folge der durch die speziellen Windverhältnisse sowohl aus der zentralen Ostsee als auch aus dem Kattegat induzierten Wassertransporte in die südwestliche Ostsee und vor allem in die Kieler Bucht.

Die Vorfüllung der Ostsee bei Sturmbeginn, in Abb. 11 als schwarze Balken dargestellt, wird maßgeblich durch die Vorlaufrechnungen bestimmt und unterscheidet sich somit bei EPS-Stürmen mit gleichem Startzeitpunkt, aber unterschiedlichem Ereignisbeginn nur gering. Trotzdem gibt es aufgrund der 17 verschiedenen Starttermine eine große Bandbreite unterschiedlicher Vorfüllungen in den 61 Stürmen. Der Korrelationskoeffizient zwischen der Vorfüllung und dem Scheitelwasserstand in Kiel ist nahezu gleich Null (0,01). Dies sagt jedoch nichts über den Einfluss verschiedener Vorfüllungen auf ein und denselben Sturm aus. Die durch die schwache Korrelation angedeutete stochastische Unabhängigkeit zwischen der Vorfüllung der Ostsee und dem Scheitelwasserstand einzelner Stationen wirft vielmehr die Frage auf, inwieweit die hier untersuchten Sturmwasserstände auf eine einheitliche Vorfüllung korrigiert werden können und sollen. Da im Rahmen von MUSTOK zwar für die Rekonstruktion von 1872 ein gewisser Zusammenhang zwischen einer variablen Vorfüllung und dem Scheitelwasserstand an einzelnen Pegeln festgestellt wurde (BORK u. MÜLLER-NAVARRA, 2009), dieser jedoch nicht übertragbar quantifiziert werden konnte, können entsprechende Korrekturen an dieser Stelle nicht erfolgen.

7.5 Maximaler Seegang an der Station Kiel

Aus den Ergebnissen des überregionalen Seegangsmodells sind in Abb. 11 oben für die Station Kiel Holtenau zwei signifikante Wellenhöhen (Hm0) aufgetragen. Zum einen (schwarz) handelt es sich um die signifikanten Wellenhöhen des Seegangs, der zeitgleich mit dem Scheitelwasserstand aufgetreten ist, und zum anderen (weiß) um den maximal während jedes Szenarios erreichten Seegang an der Station Kiel. Die geringen Größenordnungen von Hm0 < 1.3 m werden durch die geschützte Lage in der Kieler Förde bedingt. Außerhalb der Förde, z.B. am Leuchtturm Kiel, etwa 7 km seewärts der Station Kiel-Holtenau, erreichen die signifikanten Wellenhöhen Werte bis 4,6 m.

Aus Abb. 11 geht hervor, dass nur bei ca. 8 % der Szenarien die beiden Maximalwerte von Wasserstand und Seegang zeitgleich auftreten. Das Auftreten von hohem Seegang scheint außerdem nicht an bestimmte (hohe) Wasserstände gebunden zu sein. Die Korrelation zwischen den beiden Maximalwerten von Wasserstand und Seegang ist schwach. Eine höhere Korrelation besteht zwischen den schwarzen Balken des oberen und den roten Balken des unteren Diagramms in Abb. 11, also dem lokalen Windstau (unten) und dem Seegang zum Zeitpunkt des Scheitelwasserstandes (oben). Beide treten zeitgleich auf und werden vom lokalen Wind bestimmt.

Die Analyse ungünstigster Belastungsfälle lässt sich folglich nicht auf die Betrachtung der beiden Maximalwerte reduzieren. Relatives zeitliches Eintreten von hohem Wasserstand und Seegang sowie die Dauer des Sturmereignisses müssen berücksichtigt werden. Obwohl der lokale Seegang in Kiel für die Rekonstruktion von 1872 vergleichsweise hoch ausfällt, wird dieser durch 4 Szenarien übertroffen. Da die Szenarien in der Kieler Bucht die Scheitelwasserständen von 1872 nur knapp erreichen, jedoch teilweise zu höherem Seegang als in der Rekonstruktion geführt haben, kann die Frage nach dem ungünstigeren lokalen Belastungsfall im Vergleich zwischen Szenarien und 1872 durch die alleinige Betrachtung der Scheitelwerte nicht beantwortet werden.

7.6 Räumliche Verteilung der Scheitelwasserstände

Abschließend für die Diskussion der Scheitelwerte wird die räumliche Verteilung der Maximalwerte analysiert. In Abb. 15 kann die räumliche Verteilung der höchsten Scheitelwasserstände zwischen den Szenarien (oben) und der Rekonstruktion 1872 (unten) verglichen werden. Dargestellt sind die in allen Szenarien bzw. während der Rekonstruktion 1872 maximal erreichten Werte in jeder Gitterzelle des Strömungsmodells.

Wie bei der Verifikation der Rekonstruktion von 1872 gegen historische Daten in Kap. 5 bereits erläutert wurde, werden die Scheitelwerte in Teilen der Mecklenburger und Pommerschen Bucht durch die Rekonstruktion etwas überschätzt. Die generelle Verteilung des Scheitelwasserstandes von 1872 in Abb. 15 ist jedoch durchaus realistisch. Betrachtet man diese Verteilung vereinfacht als die Höhe, auf welche Küstenschutzanlagen derzeit bemessen sind, kann man durch einen Vergleich mit den Szenarien direkt das Gefährdungspotenzial, bezogen auf den Bemessungswasserstand, entlang der gesamten deutschen Ostseeküste ablesen. Die Szenarien erreichen z.B. im Osten, in der Pommerschen Bucht, deutlich höhere Werte als die Rekonstruktion von 1872. Hier würde sich ein vergleichsweise hohes Gefährdungspotential ergeben. In der Kieler Bucht haben die Szenarien mit 1872 vergleichbare Wasserstände erzeugt.



Abb. 15: In den 61 Szenarien (oben) und der Rekonstruktion von 1872 (unten) maximal erreichte Scheitelwasserstände an jeder Gitterzelle

Beim Seegang haben sich bei den Szenarien allgemein etwas höhere Maximalwerte als bei der Rekonstruktion von 1872 ergeben (vgl. Abb. 11 für Kiel und JIMENEZ et al., 2009). Dies liegt daran, dass der Seegang direkter auf lokale Windverhältnisse reagiert als der Wasserstand. In den Szenarien ist an jedem Ort eine deutlich größere Bandbreite an Windverhältnissen mit hohen Windgeschwindigkeiten aufgetreten, die den Wasserstand jedoch nicht extrem beeinflusst haben müssen. Da die physikalische Konsistenz der Szenarien ein entscheidendes Fundament der beschriebenen Methode bildet, ist die simple Überlagerung der beiden Verteilungen von maximalem Wasserstand und maximalem Seegang nicht zulässig. Wie bereits am Beispiel Kiel gezeigt, besteht kein klarer Zusammenhang zwischen den beiden Parametern. Zudem ist das zeitgleiche Eintreten beider Maximalwerte innerhalb eines Sturmes eher selten.

7.7 Zeitliche Verläufe einzelner Stürme

Als Bindeglied zu den weiteren Untersuchungen auf lokaler Ebene zeigt Abb. 16 die zeitlichen Verläufe von Wasserstand und Seegang an drei offenen Grenzen küstennaher Modelle in ca. 10 m Wassertiefe. Die Ergebnisse sind für die Rekonstruktion von 1872 und drei exemplarische Szenarien dargestellt. Probstei und Timmendorf liegen nahe Kiel bzw. Travemünde (vgl. Karte in Abb. 7). Die erhebliche räumliche Variabilität sowie die großen Unterschiede im zeitlichen Ablauf der einzelnen Stürme werden deutlich. Die räumlichen Unterschiede unterstreichen die Notwendigkeit, Untersuchungen zum Küstenschutz lokal individuell durchzuführen. Ein anderer interessanter Aspekt in Abb. 16 ist das relative zeitliche Eintreten von Scheitelwasserstand und maximalem Seegang. Der maximale Seegang tritt meist vor dem Scheitelwasserstand auf. Dies ist ebenfalls die Folge des bereits erwähnten schnelleren Reagierens des Seegangs auf veränderte Windverhältnisse. Zusammen mit der hohen Variabilität der Sturmdauer wird hierdurch einmal mehr die Notwendigkeit betont, gesamte Sturmverläufe für die Untersuchung von Küstenbelastungen heranzuziehen. Für Bereiche, in denen keine Aufzeichnungen des 1872er-Ereignisses existieren, können nun besser fundierte Untersuchungen erfolgen.



Abb. 16: Zeitreihen von Wasserstand und Seegang an drei Stationen (Spalten) für die Rekonstruktion von 1872 und drei Szenarien (Zeilen).

8. Untersuchungen im Küstennahbereich

Im vorigen Kapitel wurde beschrieben, wie auf überregionaler Ebene die Verläufe von Wasserstand und Seegang für die Szenarien sowie die Rekonstruktion von 1872 berechnet wurden. Im Bereich der deutschen Ostseeküste liegen diese Ergebnisse mit einer zeitlichen Auflösung von 10 min und einer horizontalen Auflösung von 600 m für den Wasserstand sowie ca. 900 m für den Seegang vor. Um die räumliche Entwicklung dieser Größen bis in küstennahe, für den Küstenschutz relevante Bereiche verfolgen zu können, wurden höher auflösende lokale Modelle für unterschiedliche Anwendungen aufgebaut. Die den Modellen zugrunde liegenden Theorien wurden bereits in Kap. 2 beschrieben. Die mit den überregionalen Modellen bestimmten Zeitreihen von Wasserstand und Seegangsparametern, wie sie in Abb. 16 dargestellt sind, werden als Antriebsdaten an den offenen Rändern der Küstenmodelle angesetzt.

8.1 Methode zur Abschätzung lokaler Küstenbelastungen

Die Abschätzung der Küstenbelastung erfolgt auf zwei unterschiedliche Arten, um verschiedene örtlich relevante Belastungsfälle abzudecken. Zum einen wurden lokale Verfeinerungen an ausgewählten Gebieten in Schleswig Holstein sowie im Bereich vor Warnemünde in das gröbere Gitter des überregionalen spektralen Seegangsmodells integriert. Auf diese Weise wurden für alle untersuchten Stürme die zeitlichen Verläufe der Seegangsparameter von der 10-m-Tiefenlinie ins flache Wasser an den Fuß des betrachteten Deiches transformiert. Der Wellenauflauf auf den Deich wurde anschließend mit dem Ansatz für die deterministische Bemessung einfacher Böschungen nach dem EUROTOP MANUAL (2007) (PULLEN et al., 2007) bestimmt. Für jeden Sturm liegt somit der zeitliche Verlauf des Wellenauflaufes (Ru2%) und des mittleren Wasserstandes vor. Aus dem Maximalwert der Summe der Zeitreihen beider Parameter wird das für jeden Sturm erforderliche rechnerische Bestick ermittelt.



Abb. 17: Schematische Darstellung des morphodynamischen Profilmodells der Probstei zu einem bestimmten Zeitpunkt eines Szenarios (170 Stunden nach Szenariobeginn). Unten: Randbedingungen, Hm0 und Wasserstand an offenen Rand bei ca. 10 m Tiefe sowie die momentane Erosionsrate. Mitte: vertikale Differenz zwischen dem aktuellen Profil und dem Anfangsprofil. Oben: Aktuelles und Anfangsprofil sowie schematisch der mittlere Wasserstand und die räumliche Entwicklung von Hm0

Zum anderen wird mit Hilfe morphodynamischer Profilmodelle der zeitliche Verlauf von Erosionsraten entlang von Küstennormalprofilen an den gleichen Strandabschnitten bestimmt. In Abb. 17 ist beispielhaft eine solche Änderung der Profiltopographie als Resultat einer morphodynamischen Berechnung dargestellt. Der Deich der Probstei wurde in diesem Fall durch die Vorgabe nicht kohäsiven Bodenmaterials absichtlich als erodierbar angenommen, um die direkte Energieeinwirkung des Sturmes auf das Bauwerk zu bewerten. Die Erosionsrate als Differenz von Anfangs- und Endtopographie des Deiches kann als Maßstab für den Gesamtenergieeintrag des Sturmes angesehen werden. Diese Art der Auswertung ist zudem geeignet, um die Stabilität natürlicher Strukturen wie Dünen, die eher anfällig für Erosionsprozesse sind, abzuschätzen.

Im Folgenden wird die beschriebene Methode für eine Sicherheitsüberprüfung am Beispiel der Probstei angewendet. Die Anwendung zur Bemessung eines virtuellen Deiches vor Warnemünde ist in BRUSS et al., 2009 im Rahmen des Vergleiches der in den beiden Teilprojekten SEBOK-A und SEBOK-B entwickelten Methoden beschrieben.

8.2 Analyse des Gefährdungspotentiales der Probstei

In Abb. 18 sind die beiden Belastungstypen Energieeintrag und während jeden Sturmes maximal erreichtes rechnerisches Bestick, als Summe aus Wasserstand und Wellenauflauf (mwl+Ru2%), für die Szenarien und die Rekonstruktion von 1872 am Beispiel des Landesschutzdeiches der Probstei aufgetragen. Während die Bestickhöhen als absolute Werte aufgetragen sind, ist die Erosionsrate jeweils relativ zum Maximalwert angegeben. Die Szenarien sind nach absteigendem Bestick sortiert.

Aus der Darstellung lassen sich die Bandbreite der hydrodynamischen Bedingungen der untersuchten Stürme sowie die Transformation des Seegangs an den Deichfuß ablesen. An den Zeitpunkten des maximalen Besticks werden durch die Szenarien mittlere Wasserstände zwischen NN + 1,2 m und NN + 2,78 m und signifikante Seegangshöhen im Tiefwasser zwischen 0,6 m und 2,6 m in variablen Kombinationen abgedeckt. Die Tiefenbegrenzung des Seegangs wird in der tendenziell dominierenden Rolle des Wasserstandes auf das rechnerische Bestick deutlich.

Die Rekonstruktion des Ereignisses von 1872 führt an der Probstei mit dem höchsten Wasserstand von NN + 2,95 m und einer vergleichsweise geringen signifikanten Wellenhöhe von ca. 2 m an der 10-m-Tiefenlinie und ca. 1 m am Deichfuß zum höchsten rechnerischen Bestick von NN + 3,85 m, mit Unterschieden zu den vier höchsten Szenarien zwischen 18 cm und 34 cm.

Obwohl die Rekonstruktion des Sturmes von 1872 an der Probstei zum höchsten Scheitelwasserstand führt, ist das relative zeitliche Eintreten von hohem Wasserstand und hohem Seegang und die Verweildauer der beiden Parameter für zwei der Szenarien ungünstiger, so dass in Bezug auf die Erosionsrate zwei Szenarien den für 1872 rekonstruierten Wert überschreiten. Es wird deutlich, dass zwischen dem lokalen Energiepotential eines Sturmes und der höchsten Kombination aus Wellenauflauf und Wasserstand kein direkter Zusammenhang besteht. Zwei in der maximalen Bestickhöhe deutlich niedrigere Stürme übertreffen den Energieeintrag der Rekonstruktion von 1872.

186



Abb. 18: Sicherheitsüberprüfung am Beispiel des Landesschutzdeiches der Probstei. Unten: Hydrodynamische Größen zum Zeitpunkt des während jeden Sturmes maximal erreichten rechnerischen Besticks (mwl+Ru2%). Oben: Über den jeweiligen Sturmverlauf ermittelte Erosionsrate relativ zum Maximalwert



Abb. 19: Landesschutzdeich der Probstei und rechnerisches Bestick für alle Szenarien und die Rekonstruktion des Sturmes von 1872

Da der Seedeich der Probstei als weniger anfällig für Erosionsprozesse als z.B. natürliche Dünenformen angenommen werden kann, ist hier der maximale Wellenauflauf für eine Sicherheitsüberprüfung der eher maßgebende Belastungsparameter. In Abb. 19 sind die Bestickhöhen aus Szenarien und Rekonstruktion (Abb. 18) als waagerechte Linien in Relation zur Deichgeometrie der Probstei dargestellt. Der Vergleich der aktuellen Deichkronenhöhe von NN + 4,5 m zu dem aus der Methode bestimmten maximalen rechnerischen Bestick von NN + 3,83 m lässt auf eine Reserve von ca. 65 cm für die künftige Entwicklung des mittleren Wasserstandes und anderer sturmflutverstärkender Faktoren schließen. Bei einem angenommenen Meeresspiegelanstieg von 50 cm/100 a verbleibt eine Restsicherheit von ca. 17 cm für das Jahr 2110. An anderen Stellen, je nach Küstenstruktur und Art des Küstenschutzes, kann der Energieeintrag die relevantere Belastungsform sein.

9. Schlussfolgerungen

Die vorliegende Arbeit stellt ein Verfahren vor, extreme Belastungen von Küstenschutzanlagen entlang der deutschen Ostseeküste abzuschätzen und daraus neue Bemessungsgrößen abzuleiten oder die Sicherheitslage der aktuellen Situation zu überprüfen. Die vorgestellte Strategie verbindet Sturmwetterlagen, generiert mit einem meteorologischen Ensemble Prediction System sowie die rekonstruierten Windfelder des Referenzereignisses von 1872 mit hydrodynamisch numerischen Simulationen für Wasserstände und Seegang. Der Vergleich der verschiedenen Stürme untereinander sowie zu dem rekonstruierten Referenzereignis von 1872 führt zu den örtlich jeweils höchsten Belastungen.

An der Außenküste der Pommerschen Bucht wurde der bislang maßgebende Sturm von 1872 durch einige der Szenarien, sowohl im Scheitelwasserstand als auch in der Verweildauer, deutlich übertroffen, was hier auf ein erhöhtes Gefährdungspotential schließen lässt. Für diesen Bereich konnten durch die Simulationen verschiedener physikalisch konsistenter Stürme für die Bemessung neue, realistische und extreme Belastungsfälle geschaffen werden. Für den Nordwesten der deutschen Ostsee, z.B. für Flensburg, haben die Szenarien mit 1872 vergleichbare, in der Mecklenburger Bucht nur etwas niedrigere Scheitelwasserstände ergeben. Damit wird für die Kieler und Mecklenburger Bucht der Sturm von 1872 für den Bemessungswasserstand als maßgebend bestätigt. Für dieses Sturmhochwasser wurde erstmals die flächendeckende Entwicklung von Wasserstand und Seegang rekonstruiert, was nun die Bestimmung realistischer Küstenbelastungen für das Referenzereignis erlaubt. Die Anwendung der Methode auf die Sicherheitsüberprüfung des Landesschutzdeiches der Probstei ergab dabei eine Reserve von ca. 20 cm unter Berücksichtigung eines Meeresspiegelanstieges von 50 cm für das Jahr 2110.

Durch die große Bandbreite in den zeitlichen Abläufen der Szenarien mit unterschiedlichen Verweildauern von hohen Wasserständen und hohem Seegang ist nun eine Vielfalt von Küstenbelastungsfällen für sehr schwere Sturmfluten verfügbar. Aus der Seegangsimulation der untersuchten Stürme konnte zudem die Größenordnung und räumliche Verteilung der Seegangsbedingungen bei extremen Ereignissen bestimmt werden. Damit können bislang gebräuchliche stochastisch extrapolierte Seegangsgrößen überprüft und das Datenkollektiv ergänzt werden.

Die hydrodynamischen Modelle am FTZ bilden in Verbindung mit den insgesamt 61 meteorologischen Sturmszenarien und der Rekonstruktion des Sturmes von 1872 ein kompaktes System, das für unterschiedliche Fragestellungen des konstruktiven Küstenschutzes entlang der gesamten deutschen Ostseeküste eingesetzt werden kann. Die direkte Bemessung künftiger Küstenschutzanlagen, die Sicherheitseinschätzung bestehender Strukturen oder die Untersuchung der Auswirkung eines Meeresspiegelanstieges auf die lokale Hydrodynamik extremer Sturmereignisse sind Beispiele möglicher Anwendungen. Im Unterschied zu bestehenden Bemessungsverfahren, die hauptsächlich auf der Betrachtung von Scheitelwerten beruhen, können mit der vorgestellten Methode realistische Küstenbelastungen als Resultat konsistenter Sturmverläufe bestimmt werden.

10. Schriftenverzeichnis

- BENKEL, A. und MEINKE, I.: Variation von sturmfluterzeugenden Tiefdruckgebieten oder Sturmflutwetterlagen. Abschlussbericht 1.2 zum KFKI-Verbundprojekt Modellgestützte Untersuchungen zu extremen Sturmflutereignissen an der Deutschen Ostseeküste (MUSTOK), Geesthacht, 2008.
- BORK, I. und MÜLLER-NAVARRA, S.: Sturmflutsimulationen. In Proceedings of the MUSTOK-Workshop 2008 Sturmflutgefährdung der Ostseeküste, 2008.
- BORK, I. und MÜLLER-NAVARRA, S.: Simulation und Analyse extremer Sturmhochwasser an der Deutschen Ostseeküste. Abschlussbericht 1.3 zum KFKI-Verbundprojekt Modellgestützte Untersuchungen zu extremen Sturmflutereignissen an der Deutschen Ostseeküste (MUSTOK), Hamburg, 2009.
- BRUSS, G. und BORK, I.: Vergleichende Betrachtungen der im Projekt MUSTOK verwendeten hydrodynamischen Modelle. Die Küste, Heft 75, 2009.
- BRUSS, G.; JIMENEZ, N.; EIBEN, H. und MAYERLE, R.: Entwicklung von Methoden zur Bestimmung maßgeblicher Bemessungsparameter für Küstenschutzanlagen an der deutschen Ostseeküste, Abschlussbericht 2.2 zum KFKI-Verbundprojekt Modellgestützte Untersuchungen zu extremen Sturmflutereignissen an der Deutschen Ostseeküste (MUSTOK), Kiel, 2009.
- BRUSS, G. and MAYERLE, R.: Investigations on the influence of the wind drag coefficient in storm surge models. In Proceedings of the 3. International Conference in Ocean Engineering, pages 325–332. IIT Madras, 2009.
- ECMWF: The new 80-km High-Resolution ECMWF EPS. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Newsletter No. 90, 2001.
- ECMWF. Era-40: Ecmwf 45-year reanalysis of the global atmosphere and surface conditions 1957–2002. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Newsletter No. 101, 2004.
- EUROTOP: European Overtopping Manual, Ed. Pullen, T. www.overtopping-manual.com, 2007.
- JANSSEN, P. A.: Wave-Induced Stress and the Drag of Air Flow over Sea Waves. J. Phys. Oceanogr., 19, 745–754, 1989.
- JANSSEN, P. A.: Quasi-linear Theory of Wind-Wave Generation Applied to Wave Forecasting. J. Phys. Oceanogr., 21, 1631–1642, 1991.
- JANSSEN, F.; SCHRUM, C. und BACKHAUS, J. O.: A Climatological Data Set of Temperature and Salinity for the Baltic Sea and the North Sea. Deutsche Hydrographische Zeitschrift, Supplement 9, 1999.
- JANSSEN, F.: Statistische Analyse mehrjähriger Variabilität der Hydrographie in Nord- und Ostsee. Möglichkeiten zur Validation und Korrektur systematischer Fehler eines regionalen Ozeanmodells. Phd-thesis, University of Hamburg. In German, 2002.
- JIMENEZ, N.; BRUSS, G.; EIBEN, H. and MAYERLE, R.: Seegangsmodellierung der Ostsee für Extremereignisse und Rekonstruktion des Sturmes von 1872. Die Küste, Heft 75, 2009.
- MBLU-MV: Generalplan Küsten- und Hochwasserschutz Mecklenburg-Vorpommern. Schwerin, Ministerium für Bau, Landesentwicklung und Umwelt des Landes Mecklenburg-Vorpommern (Hrsg.), 2009.
- MEINKE, I.: Sturmfluten in der südwestlichen Ostsee dargestellt am Beispiel des Pegels Warnemünde. Marburger Geographische Schriften, 134: 1–23. In German, 1999.
- MUDERSBACH, CH. und JENSEN, J.: Statistische Extremwertanalyse von Wasserständen an der Deutschen Ostseeküste. Abschlussbericht 1.4 zum KFKI-Verbundprojekt Modellgestützte Untersuchungen zu extremen Sturmflutereignissen an der Deutschen Ostseeküste (MUSTOK), Universität Siegen, 2009.
- MLR-SH: Generalplan Küstenschutz, Integriertes Küstenschutzmanagement in Schleswig-Holstein. Kiel, Germany. Ministerium für ländliche Räume, Landesplanung, Landwirtschaft und Tourismus des Landes Schleswig- Holstein. In German, 2001.
- PULLEN, T.; ALLSOP, N. W. H.; BRUCE, T.; KORTENHAUS, A.; SCHÜTTRUMPF, H. and VAN DER MEER, J. W.: EurOtop: Wave Overtopping of Sea Defences and Related Structures: Assessment Manual, Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen, Die Küste, Heft 73, 2007.

- ROSENHAGEN, G. und BORK, I.: Rekonstruktion der Sturmflutwetterlage vom 13. November 1872. In Proceedings of the MUSTOK-Workshop 2008 Sturmflutgefährdung der Ostseeküste', 2008.
- ROSENHAGEN, G. und BORK, I.: Rekonstruktion der Sturmflutwetterlage vom 13. November 1872. Die Küste, Heft 75, 2009.
- SCHMAGER, G.: Ein Beitrag zur Dynamik der aperiodischen Wasserstandsschwankungen und ihrer Vorhersage im Übergangsgebiet zwischen Nordsee und Ostsee. Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades, Math.-nat. Fakultät, Humboldt-Universität zu Berlin. In German, 1984.
- SCHMITZ, R.: Vorhersage von historisch aufgetretenen Stürmen über der Ostsee mithilfe des Ensemble Prediction System und COSMO. In German, 2007.
- SCHMITZ, R.: Modellierung von historisch aufgetretenen Sturmereignissen über der Ostsee mithilfe von Vorhersagen eines Ensemblesystems und eines Regionalmodells. Die Küste, Heft 75, 2009.
- SMITH, S. and BANKE, E.: Variation of the sea surface drag coefficient with wind speed. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 101 (429): 665–673, 1975.
- VAN RIJN, L.; WALSTRA, D.; GRASMEIJER, B.; SUTHERLAND, J.; PAN, S. and SIERRA, J.: Simulation of nearshore hydrodynamics and morphodynamics on the time scale of storms and seasons using process-based profile models. In Van Rijn, L., editor, The Behaviour of a Straight Sandy Coast on the Time Scale of Storms and Seasons: Process Knowledge and Guidelines for Coastal Management, pages 1–33. EC MAST Project, 2002.

Die Küste, 75 MUSTOK (2009), 1-271

Seegangsmodellierung der Ostsee für Extremereignisse und Rekonstruktion des Sturmes von 1872

Von Nestor Jimenez, Gerd Bruss, Hartmut Eiben und Roberto Mayerle

Zusammenfassung

Dieser Beitrag stellt die Ergebnisse der Entwicklung und Anwendung eines Seegangsmodells zur Abschätzung von Wellenhöhen in der deutschen Ostsee vor. Die Untersuchungen erfolgten im Rahmen des vom Bundesminister für Bildung und Forschung finanzierten Projekts SEBOK-A. Auf Grundlage eines vom Danish Hydraulic Institute entwickelten Modellsystems sind gekoppelte Strömungs- und Seegangsmodelle der Ostsee verwendet worden. Die Gegenüberstellung von Naturmessungen und Simulationsergebnissen an mehreren Lokalitäten und über mehrere Zeitperioden weisen eine gute Übereinstimmung auf. Für die gesamte deutsche Ostseeküste werden die Ergebnisse der Simulationen für mehrere Extremereignisse, einschließlich der Sturmflut von 1872, vorgestellt. An den exponierten Küstenlinien im Norden von Fehmarn und Rügen wurden an der NN-10 m Tiefenlinie signifikante Wellenhöhen von maximal ca. 5 m und in den südlichen Buchten und Förden Höhen von unter 3 m berechnet. Das hier entwickelte Modell und die zugehörigen Ergebnisse können zur Erweiterung des bestehenden Datenkollektivs für Extremereignisse sowie zur Verbesserung bestehender Kriterien für die Bemessung von Küstenschutzwerken verwendet werden.

Schlagwörter

Sturmflut, Seegang, Ostsee, numerisches Modell

Summary

This paper summarizes results of the development and application of a wave model for prediction of wave heights along the German Baltic Sea. The investigations have been carried out in the framework of the Project SEBOK-A funded by the German Ministry of Education and Research. A coupled flow and wave model implemented on the basis of the modelling system developed by the Danish Hydraulics Institute in Denmark is used. Comparisons of model results and measurements at several locations covering several periods showed good agreement. Results of the model application for several extreme events including the 1872 storm are provided throughout the entire coastline. Maximum significant wave heights of up to about 5 m and 3 m resulted respectively along the more exposed north-eastern coastlines of the islands Fehmarn and Rügen and in the more protected southern bays and fjords. The model developed here and the results obtained may be used for enhancing the existing fundamental criteria in the design of structures of coastal protection as well as fort he existing databases of extreme events.

Keywords

Storm surge, waves, Baltic Sea, numerical model

Inhalt

1.	Einleitung	192
2.	Beschreibung des Seegangsmodells	192
3.	Verifikation	194
4.	Rekonstruktion des Seegangs des historischen Sturmes von 1872	197
5.	Anwendung des Seegangsmodells in SEBOK-A	198
	5.1 Maximale Wellenhöhen entlang der deutschen Ostseeküste	198
	5.2 Räumliche Verteilung des Seegangs	201
6.	Vergleich der Modellergebnisse der Rekonstruktion von 1872 mit beobachteten	
	Zerstörungen	202
7.	Schlussfolgerungen	204
8.	Schriftenverzeichnis	205

1. Einleitung

An der deutschen Ostseeküste verursachte die Sturmflut von 1872 die höchsten jemals aufgezeichneten Wasserstände. Infolgedessen wurde und wird diese Sturmflut auch immer dann zur Bemessung von Küstenschutzanlagen herangezogen, wenn die Anlagen den größtmöglichen Schutz für die Bevölkerung bieten sollen. Die Wasserstände dieser Sturmflut wurden noch vergleichsweise gut aufgezeichnet. Deren konkrete räumliche Verteilung ist dagegen nicht überall an der Ostseeküste ausreichend darstellbar und muss für Orte, für die keine Aufzeichnungen vorliegen, durch Interpolation abgeschätzt werden. Auch konnte meistens nur ein zeitlich kleinerer Teil des Sturmflutverlaufes aufgezeichnet werden. Konkrete Angaben über Seegang während des Sturmes gab es nicht. Die räumliche Verteilung des Seegangsverlaufes bei extremen Sturmfluten wurde bisher für die gesamte deutsche Ostseeküste noch nicht differenziert dargestellt. Lediglich lokale Ereignisse von meist geringerer Wirkung wurden aufgezeichnet. Die Sturmflut von 1872 konnte somit, insbesondere hinsichtlich der Gefährdung der Küstenschutzwerke, bisher nicht konkret genug eingeschätzt und demzufolge nicht mit anderen Stürmen verglichen werden.

Ziel dieses Beitrages ist es, mit Hilfe der Rekonstruktion der Seegangsbedingungen des Sturmes von 1872, auch im Vergleich mit den Seegangssimulationen der im Rahmen von MUSTOK erzeugten extremen Stürme, eine bessere Einschätzung der Größenordnung sowie der räumlichen Verteilung extremer Seegangshöhen entlang der deutschen Ostseeküste zu erlangen. Ferner werden die hydrodynamischen Bedingungen zu den beim Sturm von 1872 verursachten Schäden in Beziehung gesetzt und die Sturmflut hinsichtlich der Gefährdung der Küstenschutzwerke besser eingeordnet.

2. Beschreibung des Seegangsmodells

Das am Forschungs- und Technologiezentrum Büsum (FTZ) im Rahmen von SEBOK-A verwendete Seegangsmodell basiert auf dem am Danish Hydraulic Institute (DHI) entwickelten phasenmittelnden spektralen Seegangsmodell dritter Generation (MIKE21-SW). Das Modell löst die spektrale Wellenenergiebilanzgleichung im FiniteVolumenVerfahren auf einem flexiblen Dreiecksgitter. Dabei wird das Seegangsfeld an jedem Gitterelement durch ein diskretes zweidimensionales Dichtespektrum der Wellenenergie repräsentiert. Die zeitliche Integration wird anhand eines instationären fraktionellen Zeitschrittes in expliziter "Multisequenz-Methode" durchgeführt. Im Seegangsmodell werden folgende physikalische Prozesse erfasst: Windgeneriertes Wellenwachstum, nichtlineare Wellen-Wellen-Interaktion, Dissipation durch Schaumkronenbrechen, tiefeninduziertes Wellenbrechen und Bodenreibung sowie durch Tiefenvariationen verursachte Refraktion und Shoaling. Zudem wird die Interaktion zwischen Seegang und Strömung sowie der Einfluss einer zeitlich veränderlichen Wassertiefe berücksichtigt. Die grundlegende Formulierung der Wellenenergiebilanzgleichung im obengenannten numerischen Modell entspricht dem ursprünglich von KOMEN et al. (1994) und YOUNG (1999) entwickelten Ansatz, der im ersten operationellen Seegangsmodells des Atlantiks, dem "WAve prediction Model" (WAM), implementiert worden ist. Damit ist MIKE21-SW anderen spektralen Seegangsmodellen, wie z.B. dem von Delft Hydraulics entwickelten "Simulating WAves Nearshore" Modell (SWAN), die ebenfalls auf dem Ansatz von WAM basieren, im Grundansatz ähnlich. Unterschiede bestehen hauptsächlich in der Konzeptionierung der Quellterme von Wind-Wellen-Interaktion und Wellenbrechen sowie in der numerischen Implementierung.

Das überregionale Seegangsmodell in SEBOK-A deckt die gesamte Ostsee inklusive Kattegat ab. Die offene Grenze des Modells verläuft entlang des neunten Längengrades im Skagerrak (siehe Abb. 1). Das Modell basiert auf einem flexiblen Dreiecksgitter, dessen Auflösung zwischen 25 km in küstenfernen Gebieten der zentralen Ostsee und 900 m in der südwestlichen Ostsee variiert. Im Rahmen von SEBOK-A wurde zur Bestimmung überregionaler Wasserstände und Strömungen für die hier untersuchten Stürme ein dreidimensionales Strömungsmodell der Ostsee mit einer vertikalen Auflösung von 2 m eingesetzt (BRUSS et al., 2009). Sowohl Strömungs- als auch Seegangsmodell sind Ausschnitte von Nord-Ostseemodellen, die am DHI operationell betrieben werden (www.waterforecast. com).



Abb. 1: Überregionales Modellsystem des FTZ und Kopplungsstrategie

Abb. 1 zeigt in einer Übersicht die beiden Modelltopographien mit den jeweils verwendeten Gittern in schematischer Auflösung sowie das Schema der verwendeten Kopplungsstrategie. Die Kopplung erfolgt aufgrund der unterschiedlichen Gitter sequenziell, wobei Wasserstände und Strömungen vom Strömungsmodell an das Seegangsmodell weitergegeben werden. In umgekehrter Richtung wurden die Ergebnisse des Seegangsmodells als Antrieb für das Strömungsmodell verwendet, um die Unsicherheit empirischer Windschubansätze bei hohen Windgeschwindigkeiten zu vermeiden. Dazu wurden die Windschubspannungen, die im spektralen Seegangsmodell des DHI ähnlich der im WAM Cycle 4 implementierten "wind-over-waves coupling theory" nach JANSSEN (1989, 1991) iterativ bestimmt werden, im Strömungsmodell direkt als Randbedingung an der freien Oberfläche eingesetzt (BRUSS u. MAYERLE, 2009).

3. Verifikation

In Abb. 2 sind von West nach Ost vier Seegangsmessstationen, die für die Validierung des Seegangsmodells verwendet wurden, aufgeführt. Ferner sind für jede Station die Validierungszeiträume angegeben. Station M1 liegt im ufernahen Bereich vor Niendorf. Sie repräsentiert die Position eines ADCP aus einer Gruppe von insgesamt drei ADCP-Einheiten, die vom FTZ Büsum in der inneren Lübecker Bucht ausgelegt wurden. Vor Niendorf sind Seegangsparameter (signifikante Wellenhöhe, Wellenperiode, Wellenrichtung), Wasserstände und Strömungen seit Oktober 2006 aufgezeichnet worden. Die Messdaten an den Stationen M2, M3 und M4 wurden vom Staatlichen Amt für Natur und Umwelt (StAUN) Rostock durch induktive Strömungsmessgeräte und Seegangsmessbojen (ISM-2000 Series) aufgenommen.



	Station	Quelle	Zeitraum der Validierung
M1	Niendorf	FTZ-Büsum	Nov-2006
M2	Boltenhagen	StAUN	Nov-2006
M3	Ahrenshoop	StAUN	Feb-2002
M4	Varnkevitz	StAUN	Nov-2006

Abb. 2: Seegangsmessstationen zur Validierung

In SEBOK-A wurde das Seegangsmodell zur Simulation extremer Sturmverläufe verwendet. Für die Verifizierung wurden daher die Sturmperioden vom Februar 2002 und November 2006, für welche Seegangsaufzeichnungen vorlagen (vgl. Tab. in Abb. 2), untersucht. Für die erste Sturmperiode am 21. Februar 2002 sind in Abb. 3 die signifikanten Wellenhöhen aus Modellergebnissen den gemessenen Wellendaten am Standort Ahrenshoop gegenübergestellt. Das Maximum der aufgezeichneten signifikanten Wellenhöhen lag bei ca. 1,50 m. Der zeitliche Verlauf der modellierten Wellenhöhen folgt den Messdaten zufrieden- stellend, wobei das Maximum am 21.02. leicht unterschätzt wird.



Für den Sturm am 1. November 2006 wurden die drei Stationen Niendorf, Boltenhagen und Varnkevitz zur Verifizierung verwendet. Bei den Gegenüberstellungen in Abb. 4 ist zunächst erkennbar, dass der Trendverlauf der vor Varnkevitz und Boltenhagen gemessenen

und modellierten signifikanten Wellenhöhen ähnlich verläuft.



Abb. 4: Gegenüberstellung signifikanter Wellenhöhen vor Varnkevitz, Niendorf und Boltenhagen für die Sturmperiode im November 2006

Differenzierter betrachtet werden die Wellenhöhen der Simulationen bei niedrigen Windgeschwindigkeiten tendenziell überschätzt. Die für die Fragestellung im Projekt relevanten Spitzen werden durch das Modell jedoch gut wiedergegeben. An der küstennahen Station vor Niendorf wurden die Seegangsmessungen in geringeren Wassertiefen durchgeführt. Die Auflösung des großräumigen Seegangsmodells führt hier zeitweise zur Überschätzung der Wellenhöhen.

In Abb. 5 erfolgt eine Gegenüberstellung des modellierten und gemessenen Seegangs in Streudiagrammen mit Angabe des relativen mittleren absoluten Fehlers (RMAE). Die beste Übereinstimmung von Modellierung und Messung besteht an den Stationen Varnkevitz und Ahrenshoop mit einem RMAE von 0,09 bzw. 0,096. Gemäß statistischen Qualifizierungen von VAN RIJN (2002) ist das benutzte Modell danach als "gut" einzustufen. Nach gleicher Qualifizierung sind die Modellergebnisse der Stationen Niendorf und Boltenhagen als "angemessen" zu bewerten. Die Verifizierung der Wellenperiode ergab RMAE-Werte von 0,04, 0,2 und 0,18 für die Stationen Varnkevitz, Boltenhagen und Ahrenshoop. Für Niendorf ergab sich, mit einem RMAE-Werte von 0,5 auch bei der Periode eine größere Abweichung zu den Messdaten. Dies wird ebenfalls auf die Auflösung des großräumigen Modells in direkter Küstennähe insbesondere vor Niendorf zurückgeführt.



Abb. 5: Streudiagramme für simulierte und gemessene signifikante Wellenhöhen an den betrachteten vier Stationen im Bereich der südwestlichen Ostsee

Da für die im Weiteren vorgestellten Ergebnisse stets Orte im tiefen Wasser (an der 10-m-Tiefenlinie) betrachtet werden, haben die Ungenauigkeiten im lokalen küstennahen Flachwasserbereich der inneren Lübecker Bucht keinen Einfluss auf die getroffenen Aussagen. Für Untersuchungen im Küstennahbereich (BRUSS et al., 2009) wurden kleinräumige lokale Modelle mit deutlich höherer Auflösung in das hier betrachtete Modell der gesamten Ostsee integriert.

4. Rekonstruktion des Seegangs des historischen Sturmes von 1872

Die Sturmflut von 1872 ist als das extremste an der deutschen Ostseeküste beobachtete Sturmereignis eingestuft. Dessen höchste Wasserstände werden auch künftig bei der Bemessung von Deichen mit höchster Schutzwirkung herangezogen werden (Generalplan Küstenschutz in Schleswig-Holstein, MLR 2001). Am Seewetteramt des DWD in Hamburg wurde eine Rekonstruktion der Luftdruck- und Windfelder, die zu dem extremen Hochwasserereignis im November 1872 geführt haben, auf Grundlage historischer Daten vorgenommen (ROSENHAGEN u. BORK, 2008, 2009). Anhand der Windfelder konnten in dieser Studie erstmals die Seegangsverhältnisse des historischen Ereignisses rekonstruiert werden. Das FTZ Büsum modellierte auf Basis dieser Wind- und Luftdruckdaten sowohl die Wasserstandsentwicklung (BRUSS et al., 2009) als auch den räumlichen und zeitlichen Ablauf des Seeganges dieser Sturmflut.



Abb. 6: Zeitliche und räumliche Entwicklung des Seegangs während des Sturmes vom November 1872, dargestellt anhand der signifikanten Wellenhöhe (Konturen [m] und Vektoren). Zeitreihen von Wasserstand [mNN] und signifikanter Wellenhöhe [m] (grüne und blaue Linie) vor Warnemünde

Abb. 6 zeigt die Ergebnisse aus der Seegangsmodellierung der Rekonstruktion für den Bereich der südwestlichen Ostsee in 6 Zeitschritten, und zwar vor, während und nach dem Auftreten der maximalen signifikanten Wellenhöhen in Warnemünde am 13. November um ca. 17 Uhr. In der Kieler und Mecklenburger Bucht ist das Richtungsfeld des Seegangs während des Sturms vorwiegend in südlicher Richtung, in der Pommerschen Bucht eher nach Südwesten orientiert. Hoher Seegang mit ca. 3,5 m Wellenhöhe tritt zuerst in der Mecklenburger Bucht auf. In der Kieler Bucht erreicht der Seegang etwa 6 Stunden später ein etwas geringeres Maximum von ca. 3 m. In der südlichen Pommerschen Bucht ist die seegangsreduzierende Wirkung der geringen örtlichen Wassertiefen erkennbar. Vor Warnemünde blieb die signifikante Wellenhöhe nach dem Maximum von 3,3 m am 12. November um 17 Uhr bis zum 13. November um ca. 13 Uhr, also für ca. 20 Stunden, kontinuierlich über 3,1 m. Ungefähr 2 Stunden vor Erreichen des Scheitelwasserstandes von 3 m beginnt das zügige Abfallen des Seegangs, der um 18 Uhr bereits wieder um 1,6 m liegt. Der hohe Wasserstand von ca. 3 m hält im Vergleich zum Seegang nur relativ kurz an und fällt dann bis 19 Uhr ebenfalls schnell auf 2 m ab. Die rekonstruierte Sturmflut von 1872 bestätigt sich vor allem in der räumlichen Ausdehnung ihres hohen Seegangs entlang der deutschen Ostseeküste als eine maßgebende Sturmflut, die auch im Bereich der Kieler Bucht signifikante Wellenhöhen von etwa 2,5 m hervorrief. Die höchsten signifikanten Wellenhöhen an der 10-m-Tiefenlinie von ca. 4,5 m traten an der Nordseite Rügens auf, jedoch in Verbindung mit lokal relativ geringen Wasserständen von unter NN + 2 m.

5. Anwendung des Seegangsmodells in SEBOK-A

Bei der Entwicklung von Methoden zur Bemessung von Küstenschutzanlagen an der deutschen Ostseeküste wurden im Rahmen von SEBOK-A am FTZ numerische Modelle für Seegang und Wasserstand gekoppelt und mit den 61 Sturmszenarien aus MUSE Ostsee sowie dem rekonstruierten Windfeld des Sturmes von 1872 angetrieben (vgl. BRUSS et al., 2009). Bei den 61 untersuchten Sturmszenarien handelt es sich um physikalisch konsistente, also um mögliche Wetterlagen, die bisher jedoch so nicht aufgetreten sind oder beobachtet wurden. Die Wetterszenarien wurden im Rahmen des MUSTOK-Teilprojektes MUSE Ostsee am DWD mit dem Ensemble Prediction Sytem des Europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage (ECMWF, 2001) berechnet (SCHMITZ, 2007, 2009).

5.1 Maximale Wellenhöhen entlang der deutschen Ostseeküste

Die Topographie der südwestlichen Ostsee ist stark strukturiert und weist damit eine hohe Komplexität in der Land-Seeverteilung auf. Im deutschen Teil der südwestlichen Ostsee lassen sich drei Buchten unterscheiden: Kieler Bucht, Mecklenburger Bucht und Pommersche Bucht. Diese werden durch den Fehmarn Belt bei Marienleuchte und durch die Darsser Schwelle zwischen Rügen (Varnkevitz) und Falster getrennt. Die vertikalen weißen Linien in Abb. 8 markieren diese Grenzen. Zur Analyse der Ergebnisse werden 18 Stationen entlang der deutschen Ostseeküste in West-Ost-Richtung betrachtet. Die Positionen der einzelnen Stationen können der Karte in Abb. 7 entnommen werden. Die Positionen wurden an repräsentativen Stellen entlang der 10-m-Tiefenlinie angeordnet, wodurch der Einfluss der lokalen Strandtopographie und eines variablen mittleren Wasserstandes auf die hier vorgestellten Ergebnisse gering bleibt. In Abb. 8 oben ist die im Verlauf der Stürme maximal aufgetretene signifikante Wellenhöhe für die Szenarien und die Rekonstruktion des Sturmes von 1872 farbcodiert dargestellt. Jede Zeile entspricht einem Sturm, jede Spalte einer Station. In der unteren Grafik von Abb. 8 sind zur besseren Veranschaulichung der Tendenz der räumlichen Verteilung dieselben Werte in einem zweidimensionalen Diagramm dargestellt. Die höchsten Wellenhöhen treten an Orten mit relativ zur sturmflutwirksamen Windrichtung exponierter Lage auf. Da sich die maßgebende Windrichtung bei den meisten Stürmen zwischen 0° (Nord) und 90° (Ost) bewegt, ist der Seegang jeweils an der Nordseite der Inseln Rügen und Fehmarn am höchsten. An den im Vergleich deutlich höchsten Wellenhöhen von über 5 m in der Region um Nord-Rügen ist zudem der Einfluss großer Streichlängen in Nordost-Richtung erkennbar. An Orten nahe erhöhter Landabdeckung, wie z.B. vor Timmendorf, erzeugten auch die

stärksten Stürme nur einen vergleichsweise geringen Seegang. Die tendenziell geringeren Wellenhöhen der westlichen Kieler Bucht sind Folge der eher geringen Streichlängen für nordöstliche Winde. Zudem sind hier die Windgeschwindigkeiten durch die erhöhte Rauheit über Land reduziert. Der geringe Seegang der südlichen Pommerschen Bucht (Thiessow und Koserow) ist hingegen hauptsächlich auf die geringen örtlichen Wassertiefen zurückzuführen. Dieser generellen räumlichen Verteilung des Seegangs, die durch die blaue Linie der Mittelwerte im unteren Diagramm von Abb. 8 repräsentiert wird, ist die Konzentration hohen Seegangs auf einzelne Buchten, abhängig vom individuellen Sturmablauf, überlagert.

In der Verteilung der maximalen signifikanten Wellenhöhen der Rekonstruktion von 1872, die als rote Markierungen im unteren Diagramm von Abb. 8 dargestellt ist, ist das oben beschriebene Grundmuster ebenfalls erkennbar. Dabei fallen bei der Rekonstruktion von 1872 die im Vergleich zu den Szenarien vor allem in Teilen der Mecklenburger und Kieler Bucht hohen Wellenhöhen auf. Im Westen wird der Seegang der Rekonstruktion, vor allem im Norden Fehmarns, durch einige Szenarien übertroffen. Die durch die aufgezeichneten Wasserstände bekannte, vor allem westliche Ausrichtung des Referenzereignisses ist in der Seegangsrekonstruktion ebenfalls erkennbar.

Dabei ist zu bemerken, dass in der Rekonstruktion des Wasserstandes die historischen Scheitelwerte in der Mecklenburger Bucht etwas überschätzt werden (BRUSS et al., 2009, ROSENHAGEN u. BORK, 2009). Dies lässt auf möglicherweise lokal überhöhte Windgeschwindigkeiten im rekonstruierten Windfeld schließen. Damit könnte der rekonstruierte Seegang hier ebenfalls etwas zu hoch liegen. Im Osten liegen die Wellenhöhen der Rekonstruktion, mit einer ähnlichen Verteilung wie das Mittel der Szenarien zwar am oberen Rand, jedoch nicht deutlich über den Werten aus den Szenarien.

Die über die 61 untersuchten Stürme gemittelte Verteilung des jeweils maximalen Seegangs (blaue Linie Abb. 8) ist der Tendenz der über die gleichen 61 Stürme gemittelten Verteilung der Scheitelwasserstände (BRUSS et al. 2009) entgegengesetzt. Durch die komplexe Topographie in der Kieler und Lübecker Bucht und durch die geringen Wassertiefen der südlichen Pommerschen Bucht tritt hier im Vergleich zu den exponierten Küsten an der Nordseite von Fehmarn und Rügen geringerer Seegang auf. Der Wasserstand bei Sturm wird hingegen speziell in den schmalen Förden, in der Lübecker Bucht und in der flachen südlichen Pommerschen Bucht hoch aufgestaut und bleibt an der Nordseite der Inseln eher gering. Die seegangsverstärkende Wirkung der hohen Wasserstände spielt vor allem in den schmalen Förden eine untergeordnete Rolle. Dies ist aus Sicht des Küstenschutzes positiv zu bewerten. Zudem ist das zeitliche Zusammentreffen von hohem Wasserstand und Seegang innerhalb eines Sturmes zu berücksichtigen.



Abb. 7: Positionen entlang der deutschen Ostseeküste, für die die Ergebnisse des Seegangsmodells in Abb. 8 und Abb. 9 dargestellt sind



Abb. 8: Maximale signifikante Wellenhöhen an den 18 Stationen aus Abb. 7 für alle 61 Szenarien und die Rekonstruktion des Sturmes von 1872. Oben: farbcodierte Darstellung; unten: zweidimensionale Darstellung zur Verdeutlichung der Tendenz in der räumlichen Verteilung



Abb. 9: Verweildauer signifikanter Wellenhöhen über 2 m an den 18 Stationen aus Abb. 7 für alle 61 Szenarien und die Rekonstruktion des Sturmes von 1872

Die in Abb. 8 dargestellten Werte repräsentieren den im Verlauf der Stürme maximal aufgetretenen Seegang. Der Seegang, der zeitgleich mit dem Scheitelwassertand auftritt, fällt meist geringer aus (BRUSS et al., 2009). In Abb. 9 ist für die untersuchten Stürme und die Rekonstruktion von 1872 jeweils die Dauer hohen Seegangs (Hs > 2 m) an den 18 Stationen dargestellt.

Die Mittelwerte der Szenarien sind erneut in einer blaue Linie verbunden, die Werte der Rekonstruktion sind rot markiert. In dieser Darstellung wird der singuläre Charakter des Sturmes von 1872 im Vergleich zu den untersuchten Szenarien erneut deutlich. In der Rekonstruktion trat zwischen Kiel und Thiessow, also nahezu entlang der gesamten deutschen Ostseeküste, im Durchschnitt 24 Stunden lang ein Seegang von über 2 m Wellenhöhe auf. Lediglich im Süden der Mecklenburger Bucht, in Timmendorf sowie im äußersten Westen und Osten war die Dauer des hohen Seegangs kürzer. Die lange Dauer hohen Seegangs bei der Rekonstruktion wird nur nördlich Rügens und Fehmarns durch zwei der Szenarien übertroffen. Angesichts der in der Rekonstruktion von 1872 im Vergleich zu den Szenarien vor allem im Westen außergewöhnlich hohen Wasserstände wird die hohe zerstörerische Kraft dieses Sturmes deutlich.

5.2 Räumliche Verteilung des Seegangs

Abb. 10 zeigt Windfelder und Seegangsbedingungen der 9 Szenarien mit den stärksten Auswirkungen im Bereich der Probstei sowie der Rekonstruktion des Sturmes von 1872 jeweils zum Zeitpunkt des maximalen Seegangs. Während des Sturmes von 1872 waren zur Sturmspitze nördliche Winde dominant, während bei den 9 übrigen Extremszenarien eher westliche bis nordwestliche Winde vorherrschten. Die höchsten signifikanten Wellenhöhen der Szenarien in Kieler und Mecklenburger Bucht von über 3 m treten bei den beiden obersten Stürmen mit ausgeprägt westlichen Windrichtungen auf.



Abb. 10: Signifikante Wellenhöhen (Konturen) und Windgeschwindigkeit (Vektoren) zu den 10 extremsten Sturmszenarien

6. Vergleich der Modellergebnisse der Rekonstruktion von 1872 mit beobachteten Zerstörungen

In diese Untersuchung wurde eine vergleichende Analyse zwischen durch den Sturm vom November 1872 verursachten Zerstörungen und dem rekonstruierten Seegang eingeschlossen. Die von KIEKSEE (1972) gesammelten und beschriebenen Informationen über die Sturmschäden werfen ein Licht auf die wahre Größenordnung der Sturmauswirkungen im Beobachtungsbereich. Um die Modellierungsergebnisse mit diesen Informationen zu vergleichen, wurde eine einfache Bewertungsskala in Abhängigkeit von der Schwere und Größenordnung der Sturmschäden eingesetzt. Zunächst werden 3 Schweregrade durch eine Farbscala wie folgt vorgegeben: gelb bezeichnet Bereiche, in denen nur morphologische Strand-, Strandwall- und Dünenveränderungen erfolgten; orange zeigt die Bereiche mit Schäden an Küstenschutzanlagen und Häfen an; rot zeigt die Bereiche an, in denen die Bevölkerung an der Küste direkt betroffen wurde. Zusätzlich zur farblichen Differenzierung des Schweregrades der Schäden wird durch die Radien der Kreise in Abb. 11 und Abb. 12 proportional die Anzahl des Auftretens einer Beschädigung/Zerstörung der folgenden Sachwerte/Strukturen ausgedrückt: Schiff, Hafenanlage, Deich, Brücke, Schiene, Straße, Promenade, Haus, Strand, Düne, Kliff.

Abb. 11 und Abb. 12 zeigen die Orte, an denen Informationen über Zerstörungen gesammelt wurden (farbige Kreise) und geben die örtlichen Maximalwerte der Modellergebnisse zur Sturmflut von 1872 in Bezug auf Wasserstand und signifikanter Wellenhöhe wieder, wobei zu beachten ist, dass die beiden Größen nicht überall zeitgleich aufgetreten sind.



Abb. 11: Beobachtete Schäden an der deutschen Ostseeküste und rekonstruierter maximaler Seegang



Abb. 12: Beobachtete Schäden an der deutschen Ostseeküste und rekonstruierter maximaler Wasserstand

Die angegeben Schadensgrößen für Flensburg und Eckernförde beziehen sich beispielsweise auf gebrochene Deiche, Strandwälle und überflutete Stadtbereiche, was sich mit den Modellergebnissen zu Wasserstand (ca. 3 m) und Seegang (ca. 2,5 m Wellenhöhe) deckt. In der Kieler Bucht lagen die höchsten Wasserstände bei etwa 3 m, die maximale signifikante Wellenhöhe bei 3 m und mehr. Im Westen der Mecklenburger Bucht waren die Schäden vergleichbar mit denen an der Kieler Bucht. Die maximalen Wellenhöhen liefen ebenfalls bis über 3 m auf, während die Wasserstände als höchste Werte in der Rekonstruktion etwa 3,5 m erreichten, wobei die historischen Wasserstände in diesem Bereich durch die Rekonstruktion etwas überschätzt werden (BRUSS et al., 2009). Die berichteten Schäden in den inneren Bereichen der Mecklenburger Bucht (Innere Lübecker Bucht) setzen sich aus Schäden an Küstenschutzanlagen und morphologischen Veränderungen zusammen.

In der östlichen Mecklenburger Bucht sind die Schäden, im Gegensatz zur Kieler, Lübecker und der westlichen Mecklenburger Bucht geringer. In der Pommerschen Bucht decken sich die Ergebnisse aus den Modellierungen in ähnlicher Weise wie in den anderen Bereichen (Schadensbeschreibung Usedom) mit den registrierten Schäden. Hier waren die geringsten Werte für Wasserstand und Seegang festzustellen. Im nördlichen und östlichen Bereich der Insel Rügen trat im tiefen Wasser an der steil abfallenden Küste nach den Modellergebnissen zwar der höchste Seegang auf, jedoch bei eher geringem Wasserstand, so dass die zerstörerische Kraft des Seegangs nicht hoch an die Küste getragen wurde.

Trotz Einschränkungen in der Beurteilung, die hinsichtlich uneinheitlicher Bemessungsgrundlagen und der jeweiligen Unterhaltungszustände der zerstörten/beschädigten Küstenschutzbauwerke zu machen sind, verdeutlichen Abb. 11 und Abb. 12 insgesamt recht eindrucksvoll die Schadensursachen aus Seegang und Wasserstand. In den entsprechenden Schadenspositionen vor der Küste läuft ein Seegang um 3 m Wellenhöhe auf, der in Verbindung mit den Scheitelwasserständen von ebenfalls etwa 3 m NN eine unmittelbare Einwirkung auf Strandwall-, Dünen- und Deichstrukturen bewirkte und zu den berichteten Schäden führte.

7. Schlussfolgerungen

Die hydrodynamische Rekonstruktion der Sturmflut von 1872 auf Basis der Wettermodellierung des DWD nach historischen Wetterdaten konnte mit Erfolg vollzogen werden. Die vom FTZ auf Basis dieser Wettermodellierung durchgeführte Sturmflutmodellierung liefert flächendeckend eine realistische Größenordnung der Ganglinien des Sturmflutwasserstandes und des Sturmflutseegangs vom November 1872.

Mit der vorgenommenen Bestimmung des Seeganges an der 10-m-Tiefenlinie sind die Voraussetzungen weiterführender, vergleichender Modellierungen für den Bemessungsfall 1872 gegeben.

Aus der Seegangsimulation der 61 untersuchten Sturmszenarien konnte die Größenordnung und die räumliche Verteilung der Seegangsbedingungen bei extremen Ereignissen bestimmt werden. Damit können bislang gebräuchliche, stochastisch extrapolierte Seegangsgrößen überprüft und das Datenkollektiv ergänzt werden.

Die in der Rekonstruktion ermittelten Belastungsgrößen sind im Hinblick auf die historisch beschriebenen Schadengrößen plausibel. Allerdings ist zu berücksichtigen, dass bei aller Ortstreue der Darstellungen aus KIEKSEE (1972) nur sehr selten genaue Größenangaben über Schäden vorgenommen wurden. Aus den zugehörigen historischen Bildern lässt sich allerdings ein ungefähres Schadensbild ableiten. Die Sturmflut von 1872 kann besonders im Hinblick auf die zeitliche Entwicklung von Wasserstand und Seegang vor allem im westlichen Teil der deutschen Ostsee im Vergleich zu den Szenarien als singuläres Ereignis eingeordnet werden. In Bezug auf die Dauer der Energieeinwirkung kann im Vergleich mit den anderen extremen Szenarien die Schadenswirkung des Sturmes von 1872 vor allem im Osten durchaus übertroffen werden. Als vergleichendes Ereignis sollte der Sturm von 1872 jedoch nach wie vor in Bemessungen für Küstenschutzanlagen einbezogen werden, wenn an der deutschen Ostseeküste die höchste Schutzwirkung erreicht werden soll.

8. Schriftenverzeichnis

- BRUSS, G. and MAYERLE, R.: Investigations on the influence of the wind drag coefficient in storm surge models. In Proceedings of the 3. International Conference in Ocean Engineering, Madras, 325–332, 2009.
- BRUSS, G.; JIMENEZ, N. und MAYERLE, R.: Bestimmung von Bemessungsparametern für Küstenschutzanlagen an der Deutschen Ostseeküste aufbauend auf Szenariosimulationen. Die Küste, Heft 75, 2009.
- ECMWF: The new 80-km High-Resolution ECMWF EPS. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Newsletter No. 90, 2001.
- JANSSEN, P. A. E. M.: Wave induced stress and the drag of airflow over sea waves. J. Phys. Oceanogr., 19, 745–754, 1989.
- JANSSEN, P. A. E. M.: Quasi-linear theory of wind wave generation applied to wave forecasting. J. Phys. Oceanogr., 21, 1631–1642, 1991.
- KIECKSEE, H. und THRAN, P.: Die Ostsee-Sturmflut 1872. Schriften des Deutschen Schiffahrtsmuseums Bremerhaven, 1972.
- KOMEN, G. J.; CAVALERI, L.; DONELAND, M.; HASSELMANN, K.; HASSELMANN S. and JANSSEN, P. A. E. M.: Dynamics and modelling of ocean waves. Cambridge University Press, UK, 560 pp, 1994.
- MLR-SCHLESWIG-HOLSTEIN: Generalplan Küstenschutz, Integriertes Küstenschutzmanagement in Schleswig-Holstein. Kiel, Germany. Ministerium für ländliche Räume, Landesplanung, Landwirtschaft und Tourismus des Landes Schleswig-Holstein, 2001.
- ROSENHAGEN, G. und BORK, I.: Rekonstruktion der Sturmflutwetterlage vom 13. November 1872. In Proceedings of the MUSTOK-Workshop 2008 Sturmflutgefährdung der Ostseeküste, 2008.
- ROSENHAGEN, G. and BORK, I.: Rekonstruktion des Sturmflutwetterlage vom 13. November 1872. Die Küste, Heft 75, 2009.
- SCHMITZ, R.: Vorhersage von historisch aufgetretenen Stürmen über der Ostsee mithilfe des Ensamble Prediction System und COSMO. Abschlussbericht des Projekts MUSTOK, 2007.
- StAUN: Online Broschüre Internes Messnetz Küste Mecklenburg-Vorpommern. URL: http:// www.um.mv-regierung.de/kuestenschutz/bmessnetz/index.htm, Rostock.
- VAN RIJN, L.; WALSTRA, D.; GRASMEIJER, B.; SUTHERLAND, J.; PAN, S. and SIERRA, J.: Simulation of Nearshore Hydrodynamics and Morphodynamics on the Time Scale of Storms and Seasons Using Process-Based Profile Models. In Van Rijn, L. C, B. G. Ruessink and J. P. M. Mulder (ed.), The Behaviour of a Straight Sandy Coast on the Time Scale of Storms and Seasons: Process Knowledge and Guidelines for Coastal Management: End Document March 2002. EC MAST Project, MAS3 CT97-0086 COAST3D EGMOND, 2002.
- WATERFORCAST: Tailor-made forecast for people at sea. URL: www.waterforecast.com.
- YOUNG, I. R.: Wind generated ocean waves, in Elservier Ocean Engineering Book Series, Volume 2, Eds. R. Bhattacharyya and M. E. McCormick, Elsevier, 1999.

Die Küste, 75 MUSTOK (2009), 1-271

Entwicklung von Methoden zur Bestimmung maßgebender hydrodynamischer Bemessungsparameter für Küstenschutzanlagen an der Ostsee

Von Christian Schlamkow und Peter Fröhle

Zusammenfassung

Die Definition und Ermittlung von Eingangsdaten für den Entwurf und die Bemessung von Bauwerken des Küsten- und Hochwasserschutzes kann immer nur problemabhängig, d.h. abhängig von den geplanten Bauwerken und ortsabhängig erfolgen. Daneben spielt auch das gewählte Bemessungsverfahren (probabilistisch, deterministisch, Modellversuche, etc.) eine wesentliche Rolle.

In diesem Zusammenhang war es das Ziel des Forschungsvorhabens SEBOK B, Methoden zur Bestimmung maßgebender hydrodynamischer Größen als Grundlage für die Bemessung von Küstenschutzanlagen an der deutschen Ostsee zu entwickeln. Im Projekt SEBOK B wurde hierzu ein Ansatz entwickelt, der auf Grundlage von statistischen Analysen möglichst umfassender Zeitserien aus Messungen, statistischen sowie physikalisch-numerischen Modellen basiert. Als Grundlage wurden zunächst vorhandene Messdaten der ozeanographischen und hydrodynamischen Größen wie Wasserstände, Seegang und Wind zusammengestellt, plausibilisiert und – sofern erforderlich – im statistischen Sinne homogenisiert.

Die verfügbaren Seegangsinformationen aus Messungen waren – wie erwartet – für die statistische Analyse der Seegangsverhältnisse nicht ausreichend. Eine wesentliche Aufgabe war es daher, Zeitserien der Seegangsparameter auf der Grundlage von Modellen aus den verfügbaren meteorologischen und ozeanographischen Daten abzuleiten. Hierzu wurden Wind-Wellen-Korrelationsrechnungen für mehrere Lokationen an der deutschen Ostseeküste durchgeführt. Daneben wurden zwei unterschiedliche numerische Langzeit-Seegangsmodelle (SOHIP und WODLM) für die deutsche Ostseeküste entwickelt, verifiziert und angewendet. Im Ergebnis liegen Zeitserien von Seegangsinformationen für einen Zeitraum von 57 Jahren für die gesamte deutsche Ostseeküste vor.

Die Zeitserien der Wasserstände und des Seegangs wurden mit statistischen und extremwertstatistischen Methoden analysiert. Für die Parameter Wasserstand, Dauer von Extremereignissen und Wellenhöhe wurden jeweils mit univariaten Verfahren die Verteilung extremer Ereignisse mit zugehöriger Verteilungsfunktion bestimmt und zu erwartende extreme Ereignisse mit entsprechend geringen Eintrittswahrscheinlichkeiten als Grundlage für die Bemessung abgeleitet. Für die Parameter Wasserstand und Wellenhöhe wurde im Projekt eine Methode zur Ermittlung von kombinierten Eintrittswahrscheinlichkeiten für zwei im statistischen Sinne nicht unabhängige Variablen erfolgreich angewendet. Die Unsicherheiten bei der Ermittlung der kombinierten Eintrittswahrscheinlichkeiten sind derzeit insbesondere wegen der begrenzten Datenlage noch vergleichsweise groß. Hier besteht noch Raum für weitere Untersuchungen und Forschungsarbeiten.

Um Bemessungsgrößen konkret festlegen zu können, wurden im Forschungsvorhaben 24 übergeordnete Küstenabschnitte (13 für Mecklenburg-Vorpommern, 11 für Schleswig-Holstein) definiert. In einem weiteren Schritt wurde die Homogenität der Bemessungsparameter für die Abschnitte überprüft.

Für Warnemünde wurden aus den Ergebnissen der statistischen Analysen Bemessungsgrößen für ausgewählte Bauwerke exemplarisch festgelegt und für konkrete Bemessungsaufgaben bis direkt an die Küstenlinie transformiert.

Für die Bemessung von Bauwerken an der deutschen Ostseeküste stehen als Ergebnis des Projekts SEBOK B Methoden zur Verfügung zur flächenhaften Bestimmung:

- der mittleren Häufigkeitsverteilungen für Wasserstände und Seegang
- von univariaten Verteilungsfunktionen der Wasserstände, Wellenhöhen und Dauern von Sturmhochwassern
- von bivariaten Verteilungsfunktionen für Wasserstände und Wellenhöhen sowie Wasserstände und Dauern von Sturmhochwassern.

Diese können abhängig von der Bemessungsaufgabe und der gewählten Methodik (probabilistisch, deterministisch, modellbasiert) direkt für eine Vielzahl von Bauwerken (Deiche, Dünen, Strandersatz, etc.) eingesetzt werden.

Schlagwörter

Hydrodynamische Bemessungsparameter, Ostsee, Langzeit-Seegangssimulation, Messdaten, Statistik, Extremwertstatistik, Sturmhochwasser

Summary

Input data for the design and dimensioning of coastal- and flood-protection measures has to be defined problem oriented, i.e. depending on the planned structures and the actual location. Besides this, the selected design method (probabilistic, deterministic, hydraulic modeling, etc.) plays an important role.

The aim of the research project SEBOK B was to develop methods for the determination of oceanographic and hydrodynamic conditions for the design and dimensioning of coastal protection structures at the German part of the Baltic Sea coast. The basic approach of SEBOK B is based on statistical analyses of comprehensive long-term time series of the oceanographic and hydrodynamic conditions. The long-term time series are based on measurements and statistical as well as numerical models.

In a first step, the available measurement data (water level, waves and wind) have been compiled, reviewed and in a statistical sense homogenized. As expected, the available period of measured wave data was not satisfactory. Hence, additional wave information have been determined using statistical and numerical models, e.g. wind-wave-correlations and numerical longterm simulations. Two different long-term wave models for the Baltic Sea have been developed, verified and applied. As a result, wave conditions in the Baltic Sea have been determined covering a period of 57 year.

The time series of water levels and sea state parameters have been analysed using statistical methods as well as extreme value statistics. For the parameters water levels and wave conditions the distribution function have been determined, respectively, and extreme values (with low probability) have been estimated. For the parameters water level and wave height, a method for the calculation of combined, bivariate probability of occurrence was successful applied. The uncertainties in the calculation of the combined probability of occurrence are comparatively high at present, mainly since the available data is limited. In this field we see a strong demand for more detailed research.

As a result of the project, methods for determination of design parameters for coastal and flood protection structures at the German part of the Baltic coast are available. This includes the estimation of:

- the average frequency distribution of water levels and wave information (heights, periods and directions),
- the univariate frequency distribution of water levels, wave heights and the durations of flood events and
- the bivariate frequency distribution of water levels and wave heights as well as water levels and durations of storm events.

These information can be directly applied for the design of constructions as for example dykes, dunes and beach replenishments and cover a wide range of design methods (probabilistic, deterministic, hydraulic models).

Keywords

Hydrodynamic design parameters, Baltic Sea, long term simulation of sea state, measured data, statistics, extreme value statistics, storm surge

Inhalt

1.	Einleitung	209
2.	Forschungsansatz	209
3.	Ermittlung der Datengrundlage	210
	3.1 Messdaten	210
	3.2 Wind-Wellen-Korrelationsrechnungen	211
	3.3 Langzeit-Seegangssimulationen	213
	3.3.1 WODLM	213
	3.3.2 SOHIP	216
4.	Definition von Bemessungsdaten	220
5.	Statistische Analyse der Eingangsdaten	222
	5.1 Wasserstand	222
	5.2 Dauer	225
	5.3 Seegang	225
	5.4 Kombination Wasserstand – Wellenhöhe	227
6.	Danksagung	228
7.	Schriftenverzeichnis	228

1. Einleitung und Zielsetzung

Eingangsdaten für den Entwurf und die Bemessung von Bauwerken des Küsten- und Hochwasserschutzes können immer nur problemabhängig und ortsabhängig definiert werden. Zu ihrer Ermittlung werden beispielsweise die Lage des zu schützenden Küstenabschnittes sowie die relevanten und ereignisbezogenen Wind- und Wasserstandsverhältnisse als Funktion des zeitlichen Verlaufes maßgebend. Dies gilt für Hochwasserschutzaufgaben und Bauwerke zur Beeinflussung der Sedimentbewegung in gleicher Weise. Letztendlich kann die Festlegung der Bemessungsgrößen nur auf der Grundlage statistischer Untersuchungen in Kombination mit Wirtschaftlichkeitsbetrachtungen und der Abschätzung des örtlich zu definierenden Risikos für ein Versagen (Funktion, Konstruktion) und daraus abzuleitender technisch-administrativer Schritte. Die gemeinsame, zum Teil statistisch abhängige Wirkung hydrodynamischer Größen muss weiterhin berücksichtigt werden.

Ziel der Untersuchungen im Vorhaben SEBOK B ist die Entwicklung, Verifikation und Anwendung einer Methodik zur Ermittlung maßgebender hydrodynamischer Eingangsdaten als Grundlage für den Entwurf und die Bemessung von Küsten- und Hochwasserschutzbauwerken im Bereich der deutschen Ostseeküste auf der Grundlage statistischer Untersuchungen der Eingangsdaten (Seegang und Wasserstände).

2. Forschungsansatz

Grundsätzlich kommen für die Ermittlung der hydrodynamischen Bemessungsgrößen mehrere methodische Herangehensweisen in Frage. Im Rahmen des Forschungsvorhabens SEBOK B wurden die Eingangsdaten für die Bemessung auf der Grundlage möglichst umfassender Zeitserien der hydrodynamischen Parameter bestimmt. Als Eingangsdaten für die Ableitung der Bemessungsgrößen wurden Seegangs-, Wasserstands- und Strömungsdaten aus verfügbaren Messungen und aus statistischen und numerischen Modellen verwendet (Kap. 3).

Für die Wasserstände stehen vergleichsweise umfangreiche Zeitserien aus Pegelmessungen für mehrere Lokationen an der deutschen Ostseeküste zur Verfügung. Seegangsmessungen über vergleichbar lange Zeiträume sind an der deutschen Ostseeküste nicht verfügbar (vgl. 3.1.3). Die benötigten Seegangsdaten wurden daher mittels Wind-Wellen-Korrelationsrechnungen (Kap. 3.2) sowie Langzeit-Seegangssimulationen (Kap. 3.3) ermittelt.

Aufbauend auf ein kurz gehaltenes Kapitel zum Themenkomplex Eingangsdaten für die Bemessung sowie Sicherheit von Bauwerken (Kap. 4) werden die statistischen Analysen und Bewertungen in Kap. 5 zusammenfassend dargestellt. Hierbei wurden die hydrodynamischen Größen zunächst einzeln (univariat) behandelt (Kap. 5.1–5.3). Die gemeinsame Berücksichtigung von wechselnden Wasserständen und örtlichem Seegang – die weder statisch unabhängig voneinander sind noch einen funktionalen Zusammenhang aufweisen – erfolgt durch die Ermittlung kombinierter (bivariater) Eintrittswahrscheinlichkeiten für Seegang und Wasserstand. Im Kontext des Forschungsvorhabens SEBOK B wurde dazu die kombinierte univariate Methode benutzt. Abschließend wurden die statistischen Beziehungen zwischen der Dauer und dem Maximalwasserstand des jeweiligen Ereignisses ermittelt.

3. Ermittlung der Datengrundlage

Zur Ableitung von Bemessungsgrößen für ausgewählte Lokationen wie sie in SEBOK B angestrebt werden sind hydrodynamische (Mess-)daten als Datengrundlage erforderlich. Der Ermittlung der Datengrundlage mittels numerischer Simulationsrechnungen wurde, insbesondere wegen der vergleichsweise schlechten Datenlage bei Seegangsinformationen, ein maßgebender Anteil der Forschungsarbeit gewidmet. Im Ergebnis dieses Prozesses stehen jetzt für den Bereich der deutschen Ostseeküste verbesserte Seegangsdaten als Grundlage für eine Vielzahl von Bemessungsaufgaben zur Verfügung.

3.1 Messdaten

Im Fachgebiet Küstenwasserbau der Universität Rostock wurden schon im Vorfeld der Projektbearbeitung hydrodynamische und meterologische Messdaten gesammelt, vereinheitlicht, homogenisiert und verifiziert. Im Rahmen der Projektbearbeitung wurden diese Arbeiten intensiviert und auf die für das Projekt verwendbaren Daten konzentriert. Im Projektergebnis bilden Messdaten eine Grundlage für die weiteren Untersuchungen, insbesondere beruhen die statistischen Untersuchungen der Wasserstände vollständig auf gemessenen Daten.

Wasserstände

Im Bereich der Ostseeküste Mecklenburg-Vorpommerns werden Wasserstandsdaten u.a. vom Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH), den Wasser- und Schifffahrtsämtern (WSA) in Stralsund und Lübeck und vom Staatlichen Amt für Umwelt und Natur (StAUN) in Rostock erhoben. Das Fachgebiet Küstenwasserbau hat für das StAUN Rostock in den vergangenen Jahren eine Datenbank aufgebaut, die hydrographische Daten im Land Mecklenburg-Vorpommern zentral zusammenfasst. Der Inhalt dieser Datenbank ist für das Forschungsvorhaben verfügbar und wurde – soweit verfügbar – um Wasserstandsdaten aus Schleswig-Holstein erweitert.

Die im Projekt verfügbaren Pegeldaten wurden in Bezug auf Vollständigkeit und Messumfang analysiert mit dem Ergebnis, dass die längsten Zeitserien für die Pegelstandorte Warnemünde, Wismar und Greifswald mit einem zeitlichen Umfang von 51, 49 und 44 Jahren vorhanden sind.

Wind

Die im Projekt verfügbaren Winddaten (Windgeschwindigkeit [U] und Windrichtung $[\Delta \Theta]$) wurden insbesondere für die Seegangsermittlung mittels Wind-Wellen-Korrelationsrechnungen benutzt. Die Messungen wurden/werden vom StAUN (IMK-Messnetz) und vom Deutschen Wetterdienst (DWD) durchgeführt. Besonders lange Zeitserien sind für Boltenhagen, Arkona und Ueckermünde sowie insbesondere an der Station Warnemünde (>50 Jahre) vorhanden.

Seegang

Im Projekt waren Seegangsdaten aus eigenen Messkampagnen, aus dem Internen Messnetz Küste (IMK) des StAUN Rostock und Messungen des BSH (Station Arkona) verfügbar. Der zeitliche Umfang der Seegangsdaten ist für direkte extremwertstatistische Analysen vergleichsweise gering. Direkte Extrapolationen auf geringe Eintrittswahrscheinlichkeiten sind daher mit großen Unsicherheiten verbunden. Um die Datengrundlage zu verbessern und somit die Unsicherheiten bei der statistischen Analyse zu verringern, wurden im Rahmen des Vorhabens mittels Langzeit-Simulationen mit dem numerischen Modell SWAN sowie Wind-Wellen-Korrelationen möglichst umfassende Ganglinien der Seegangsparameter ermittelt.

3.2 Wind-Wellen-Korrelationsrechnungen

Wind-Wellen-Korrelationsrechnungen sind eine Methode zur Berechnung des nichtlinearen Zusammenhangs zwischen Windfeld und dem daraus resultierenden Wellenfeld (WITTE et al., 1999). Dabei werden statistische Korrelationsverfahren zur Berechnung des Zusammenhangs zwischen der örtlich gemessenen Windgeschwindigkeit (z.B. Winddaten aus Windmessstationen) und den gemessenen Wellenhöhen benutzt. Die Wellenanlaufrichtungen werden mittels Korrelation von Windrichtung und den gemessenen Wellenanlaufrichtungen berechnet. Die Wellenperioden werden zweckmäßigerweise aus der Korrelation der gemessenen Wellenhöhen mit den gemessenen Wellenperioden berechnet. Abb. 1 verdeutlicht die Vorgehensweise.



Abb. 1: Wind-Wellen-Korrelationsrechnung, Schema (nach WITTE et al., 1999)
212

Nachteilig der Wind-Wellen-Korrelationen gegenüber anderen Verfahren wie beispielsweise der numerischen Simulation oder theoretischen Vorhersageverfahren ist, dass für die Anwendung dieser Methode Seegangs-Messdaten und gemessene Windinformationen im Untersuchungsgebiet vorhanden sein müssen.

Von der Universität Rostock wurden Wind-Wellen-Korrelationsrechnungen für mehrere Lokationen an der deutschen Ostseeküste (Warnemünde, Schönhagen, Brodten und Heiligenhafen) durchgeführt. Der zeitliche Umfang der korrelierten Seegangsdaten unterscheidet sich je nach Lokation und ist offensichtlich direkt von den verfügbaren Winddaten abhängig. Für Warnemünde steht beispielsweise eine Zeitserie von 1954 bis 2007 zur Verfügung.

Die Wind-Wellen-Korrelationsrechnungen wurden nicht nur auf Basis der für ihre Erstellung verwendeten Seegangsdaten validiert, sondern auch durch fortgeschriebene Messungen immer wieder verifiziert. Die Extrapolation der Daten über die beobachteten Windgeschwindigkeiten hinaus ist begrenzt (FRÖHLE u. FITTSCHEN, 1999).

Abbildung 2 zeigt ein XY-Diagramm von gemessenen und korrelierten Wellenhöhen an der Station Warnemünde. Abb. 2 zeigt, dass die gemessenen und berechneten Werte eine sehr gute Übereinstimmung aufweisen. Es gibt praktisch keine systematischen Abweichungen, d.h. die Steigung der Ausgleichsgeraden beträgt nahezu m = 1, und die durchschnittliche mittlere Abweichung ist mit 21 cm vergleichsweise sehr gering.



Abb. 2: Vergleich gemessener und korrelierter Wellenhöhen H_{m0} an der Station Warnemünde

Der Vergleich der gemessenen und berechneten Wellenperioden zeigt, dass die Wellenperioden ebenfalls sehr gut wiedergegeben werden. Lediglich für ausgeprägte Dünungsereignisse werden deutliche Abweichungen festgestellt. Dies gilt auch für die berechneten und gemessenen Wellenanlaufrichtungen, insbesondere wenn Ereignisse, bei denen die Wellenhöhe H_{m0} < 0,5 m ist, vernachlässigt werden. Es kann davon ausgegangen werden, dass für Ereignisse mit geringen Wellenhöhen die Wellenanlaufrichtungen stark von zufälligen Ereignissen (Schifffahrt, Fernwellen) beeinflusst sein können. Auf die zugehörigen Vergleichsdarstellungen für Wellenperioden und -anlaufrichtungen wird aus Platzgründen verzichtet.

3.3 Langzeit-Seegangssimulationen

Der zeitliche Umfang von gemessenen Seegangsdaten ist für eine direkte extremwertstatistische Analyse zu gering. Daher sind direkte statistische Extrapolationsrechnungen mit großen Unsicherheiten verbunden. Lange Ganglinien der Seegangsparameter können mittels Wind-Wellen-Korrelationsrechnungen erzeugt werden, wenn die Datengrundlage im Berechnungsgebiet ausreichend ist (vgl. Kap. 3.2). Für viele Abschnitte der deutschen Ostseeküste gibt es keine oder keine ausreichend umfassenden Seegangsmessungen, um Wind-Wellen-Korrelationsrechnungen durchführen zu können.

Im Rahmen des Forschungsvorhabens wurden daher zwei Langzeit-Seegangssimulationen, basierend auf dem numerischen Seegangsmodell SWAN (BOOIJ et al., 2001), entwickelt und betrieben.

Für das erste Langzeitmodell wurde der Name "WODLM" (Westliche Ostsee, angetrieben durch DWD LM-Modell Windfelder) gewählt. Das Modell wurde auf der Grundlage einer Bathymetrie mit der Auflösung $\Delta x \approx \Delta y \approx 1$ km und Winddaten aus dem LM-Modell des DWD aufgebaut. Es wird detaillierter in Kap. 3.3.1 vorgestellt.

Der zeitliche Umfang der hoch aufgelösten Windfelder die durch den Deutsche Wetterdienst aus dem LM-Modell zur Verfügung gestellt werden konnten ist vergleichsweise begrenzt (1998–2006), daher wurde ein weiteres instationäres Seegangsmodell entwickelt. Grundlage des zweiten Modells sind eine Bathymetrie mit der Auflösung $\Delta x \approx \Delta y \approx 2$ km und Windfelder die im Rahmen des HIPOCAS-Projektes von der GKSS (WEISSE et al., 2003) berechnet wurden. Diese Windfelder stehen über einen relativ langen Zeitraum (1948–2006) zur Verfügung. Für dieses Seegangsmodell wurde der interne Name "SOHIP" (Südliche Ostsee, Angetrieben durch HIPOCAS-Wind) gewählt. Das Modell wird in Kap. 3.3.2 detaillierter vorgestellt.

3.3.1 W O D L M

Datengrundlage

Das WODLM-Modell wurde auf der Grundlage einer Bathymetrie der Ostsee (SEIFERT et al., 2001) in der Auflösung $\Delta x \approx \Delta y \approx 1$ km. aufgebaut. In Abb. 3 sind die Wassertiefen im Simulationsgebiet dargestellt. Das Simulationsgebiet umfasst den gesamten dargestellten Abschnitt der westlichen Ostsee bis Bornholm. Es umfasst ein Gebiet von rd. 400 km x 350 km. Das heißt es wurden insgesamt 133.200 Rechengitterpunkte im Modell berücksichtigt.

Die als Antrieb für das Seegangsmodell erforderlichen Winddaten wurden vom Deutschen Wetterdienst beschafft. Es wurde der Modellwind des sog. LM-Modells (heute



Abb. 3: Bathymetrie des numerischen Modells "WODLM"

COSMO-EU) mit einer zeitlichen Auflösung von $\Delta t = 1$ h und einer räumlichen Auflösung von $\Delta x \approx \Delta y \approx 7$ km für einen Zeitraum von 7 Jahren (1998–2006) geliefert und in das Seegangsmodell integriert. Dabei wurden für die Seegangssimulation die Ergebnisse des so genannten "Reanalyselaufes" verwendet, bei dem Messungen der Klimabeobachtung in die Modellierung integriert werden.

Simulationsparameter

Um das numerische Modell aufzubauen, wurden umfangreiche Voruntersuchungen durchgeführt. Dabei wurde der Einfluss verschiedener Längen der Zeitschritte (Δt), die Anzahl der zugelassenen Iterationen je Zeitschritt, die Frequenz- und Richtungsauflösung für die Abbildung des Seegangs (Δf , $\Delta \Theta$) und die Auflösung der Bathymetrie umfassend untersucht. Als Ergebnis wurde festgelegt, dass Zeitschritte von $\Delta t = 1$ h ausreichend sind, wenn dabei wenigstens 20 Iterationen zugelassen werden. Die Seegangsspektren werden mit 41 Frequenzen von $f_{min} = 0,02$ Hz bis $f_{max} = 1$ Hz über $\Delta \Theta = 10^{\circ}$ aufgelöst. Für die Auflösung der Bathymetrie wurden die Originalwerte der Ausgangsbathymetrie ($\Delta x \approx \Delta y \approx 1$ km) von SEIFERT et al. (2001) beibehalten.

Berechnungen

Die Durchführung von Langzeit(-Seegangs)simulationen benötigt relativ viel Rechenzeit. Die Erfahrung zeigt, dass der Betrieb der Modelle und der entsprechenden Rechner nicht immer vollkommen störungsfrei verläuft, daher ist es sinnvoll während der Berechnung Zwischenergebnisse abzuspeichern, um im Falle eines Rechnerausfalls die Simulation weiterlaufen lassen zu können. Das numerische Modell SWAN bietet einen solchen Mechanismus selbst nicht an. Um die Langzeit-Seegangssimulationen trotzdem durchführen zu können wurde ein System erarbeitet, dass die Unterbrechung und Wiederaufnahme des Simulationslaufs ermöglicht und dabei den Anfangszustand der Berechnung sichert. Die Ausführung der Simulation wurde weitgehend optimiert. Die reine Rechenzeit von WODLM betrug etwa 9 Monate (2 x XEON, 3 Ghz-Prozessor).

Um die bei der Simulation entstehenden Datenmengen handhabbar zu machen, wurde ein Datenspeichersystem auf Basis des NetCDF-Formates (network Common Data Form) entwickelt. Dadurch konnten signifikante Seegangsparameter für alle Berechnungspunkte im Simulationsgebiet gespeichert werden und stehen für die weitere Auswertung zur Verfügung.

Verifikation

Das WODLM-Modell wurde vergleichsweise umfangreich validiert. Dabei wurden die berechneten Seegangsdaten mit an verschiedenen Stationen gemessenen Seegangsdaten verglichen. Um die berechneten und gemessenen Daten besser vergleichen zu können wurde dafür statt einer Zeitreihendarstellung eine Darstellung in einem XY-Diagramm gewählt. Dabei wurden die gemessenen Werte auf der Abszisse und der berechnete Wert auf der Ordinate aufgetragen.



Abb. 4: Vergleich gemessener und mit dem WODLM-Modell berechneter Wellenhöhen H_{m0}

216

Abb. 4 zeigt dies für die Stationen Warnemünde, Damp, Börgerende und Göhren am Beispiel der Wellenhöhen H_{m0} . Es wird deutlich, dass die Genauigkeit der Simulationsergebnisse für die verschiedenen Lokationen unterschiedlich ist. In Warnemünde, Damp und Börgerende werden die gemessenen Wellenhöhen sehr gut wiedergegeben. Einzelne Ausreißer im Bereich höherer Wellen sind auf Abweichungen im Windfeld zurückzuführen.

An der Lokation Börgerende kommt ein Abschattungseffekt hinzu, der bei Winden aus West auftritt. Dieser Abschattungseffekt wird in der Simulation überschätzt, da die räumliche Diskretisierung der realen Bathymetrie im Bereich der Messlokation zu großer Landabdeckung geführt hat. Die für die spätere Berechnung der Bemessungswerte ausgewählten Punkte haben einen größeren Abstand zur Küste, daher hat diese Überschätzung keinen wesentlichen Einfluss auf die Bemessungswerte.

An der Station Göhren werden hohe Wellen mit dem Modell WODLM systematisch unterschätzt. Grund dafür ist die Lage der Station in der relativen Nähe des Randes des Simulationsgebietes. Dieses Ergebnis überraschte, da Voruntersuchungen in einem stationären Modell auch für den Bereich Usedom und Rügen keinerlei systematische Unterschätzung der Wellenhöhen aufwiesen. Beim Aufbau der SOHIP-Simulation wird auf dieses Problem eingegangen und der Berechnungsrand entsprechend weiter in Richtung Osten verlegt.

Die berechneten und gemessenen Wellenperioden wurden ebenfalls an mehreren Stationen miteinander verglichen, auf eine Darstellung wird hier verzichtet. Die berechneten Wellenperioden sind durchweg zu kurz. Dies gilt auch für die weiteren betrachteten Lokationen. Das Problem ist auch von anderen SWAN-Simulationen bekannt (vgl. auch SCHLAM-KOW u. FRÖHLE, 2008 sowie FRÖHLE u. SCHLAMKOW, 2004) und konnte im Rahmen der Projektbearbeitung nicht komplett gelöst werden. Die Wellenperioden die als Grundlage für die Bemessungsparameter benutzt werden sollen, werden auf anderem Wege aus der direkten Korrelation mittels Seegangsmessungen ermittelt.

Die gemessenen und mit WODLM berechneten Wellenanlaufrichtungen zeigen eine gute Übereinstimmung, insbesondere wenn wiederum auf den Vergleich bei Wellenhöhen $H_{m0} < 0,5$ m verzichtet wird. Auf die Darstellung dieses Vergleichs wird hier verzichtet.

3.3.2 SOHIP

Datengrundlage

Das SOHIP-Modell wurde auf Grundlage einer Bathymetrie der Ostsee (SEIFERT et. al, 2001) mit der Auflösung $\Delta x \approx \Delta y \approx 2$ km aufgebaut. Die Bathymetrie ist in Abb. 5 dargestellt. Um den Seegang an der Ostküste Rügens besser als im WODLM-Modell abbilden zu können wurde das Simulationsgebiet nach Osten erweitert, damit sichergestellt ist, dass der Einfluss des offenen Randes auf das Gebiet um die Ostküste Rügens gering bleibt. Hierzu wurden Untersuchungen zum Einfluss unterschiedlicher Fetchlängen auf die Wellenhöhen (mittels des Seegangsvorhersageverfahrens nach SPM84) durchgeführt. Es wurde ermittelt, dass der Einfluss der Fetchlänge auf die Wellenhöhen ab etwa 500 km vernachlässigbar ist. Der Abstand der Ostküste Rügens zum Rand des Simulationsgebietes wurde auf etwa 550 km festgelegt.

Die Windfelder die von der GKSS im Rahmen des HIPOCAS-Projektes berechnet wurden, weisen bei einer zeitlichen Auflösung von $\Delta t = 1$ h eine räumliche Auflösung von etwa $\Delta x \approx 33$ km und $\Delta y \approx 56$ km auf und sind über eine Zeitraum von 1948 bis 2006 verfügbar.



Abb. 5: Bathymetrie der Ostsee und Ausschnitt des numerischen Modells SOHIP

Die Daten wurden von der GKSS in Form von netCDF-Dateien geliefert. Die Daten umfassen ein Gebiet von 9,5°W bis 22°W und 53,5°N bis 58°N. Zur Integration in das Seegangsmodell wurden die Daten in ein von SWAN lesbares Format umgewandelt.

Simulationsparameter

Das SOHIP-Modell wurde mit einer räumlichen Auflösung von $\Delta x = 0,033^{\circ}$ und $\Delta y = 0,0166^{\circ}$ aufgebaut. Das entspricht etwa $\Delta x = 3,7$ km und $\Delta y = 1$ km (bei 55°N) und der Auflösung der verwendeten Bathymetrie. Wie bei WODLM wurde festgelegt, dass Zeitschritte von $\Delta t = 1$ h ausreichend sind, wenn dabei wenigstens 20 Iterationen zugelassen werden. Die Seegangsspektren werden mit 41 Frequenzen von $f_{min} = 0,02$ Hz bis $f_{max} = 1$ Hz über $\Delta \Theta = 10^{\circ}$ aufgelöst.

Es wurde die Berücksichtigung sämtlicher relevanter physikalischer Effekte (Schaumkronenbrechen, tiefeninduziertes Wellenbrechen, Bodenreibung, Triad und Quadruplet Wellen-Wellen-Interaktion) im Modell aktiviert.

Die Modellergebnisse wurden als Felder der wichtigsten Seegangsparameter (H_{m0} , T_{01} , T_{02} , T_p , Θ_M) für alle Punkte des Berechnungsgebietes ausgegeben. Zusätzlich wurden die vollen zweidimensionalen Seegangsspektren an ausgewählten Punkten ausgegeben.

Berechnungen

Die Berechnung der Langzeit(-Seegangs)simulationen über einen Zeitraum von 58 Jahren konnten nicht mehr in einer einzelnen Simulation durchgeführt werden. Stattdessen wurde für jedes Jahr eine eigene Simulation angelegt. Um den Anfangszustand des vorherigen Jahres so gut wie möglich wiederzugeben, wurde ein Zeitraum von 10 Tagen zum Be218

ginn jeder Simulation überlappend gerechnet. Die 10-tägige zeitliche Überlappung wurde in der Annahme gewählt, dass Seegang über ein Gebiet von etwa 800 km Länge (Ost-West-Ausdehnung des Simulationsgebietes) eine Ausbreitedauer von maximal 5 Tagen besitzt, wie theoretische Vorüberlegungen zeigen.

Die Berechnungen wurden auf mehreren Hochleistungscomputern durchgeführt. Es wurde auf Rechnern des Fachgebietes Küstenwasserbau, auf dem PC-Cluster des Rechenzentrums der Universität Rostock und auf einem Hochleistungsrechner des Marineamtes in Rostock gerechnet. Das Modell wurde für jedes der genannten Systeme angepasst und optimiert. Insgesamt wurde für die Simulationen ein Netto-Rechenzeitaufwand von ca. drei Jahren verbraucht.

Der größte Anteil der Berechnungen wurde im Marineamt Rostock durchgeführt. Dort wurde für die Projektbearbeitung zeitnah und unbürokratisch entsprechende Rechenleistung zur Verfügung gestellt, zudem wurde der Simulationsbetrieb auch durch die Mitarbeiter überwacht und unterstützt.

Die unkomprimierten Simulationsergebnisse benötigen ca. 3,5 Terabyte Speicherplatz. Durch den Einsatz geeigneter Kompressionsprogramme konnte der Speicherplatzbedarf auf 131 Gigabyte gesenkt werden. Zur Auswertung wurden die Berechnungsergebnisse ins Net-CDF-Formate (network Common Data Form) überführt. Um das Datenvolumen zu reduzieren wurde hierbei ein Online-Kompressionsmodus verwendet (möglich ab NetCDF4).

Insgesamt wurde mit den Simulationsrechnungen ein Zeitraum von 58 Jahren (1948–2005) simuliert. Leider konnten die Simulationsrechnungen für die Jahre 2000, 2002 und 2003 nicht durchgeführt werden, da die gelieferten Windfelder in diesen Jahren Inkonsistenzen aufweisen. Abb. 6 gibt einen Überblick über die mit den SOHIP-Simulationen ermittelte Zeitserie der Wellenhöhen vor Warnemünde.



Abb. 6: Zeitserie der Wellenhöhen H_{m0} vor Warnemünde (SOHIP-Simulationen)

Validierung

Das SOHIP-Modell wurde methodisch analog zum WODLM-Modell validiert. Abbildung 7 zeigt XY-Diagramme für die Wellenhöhen an den Stationen Warnemünde, Schönhagen, Heiligenhafen und Göhren. Es wird deutlich, dass SOHIP die Wellenhöhen mit wesentlich größeren Abweichungen zu den gemessenen Wellenhöhen berechnet als das WODLM-Modell. Da der grundsätzliche Modellaufbau ähnlich zum WODLM-Modell ist, kann die Ursache für dieses Ergebnis nur mit Ungenauigkeiten im verwendeten Windfeld begründet liegen. Untersuchungen der GKSS, die beobachtete und gemessene Windgeschwindigkeiten vergleichen (Abb. 8), bestätigen die Streuungen für die Windgeschwindigkeiten. Die simulierten Seegangsparameter zeigen an einzelnen Vergleichspunkten vergleichbare Streuungen. Im Rahmen der statistischen Analysen (Kap. 5) wird geprüft, inwiefern diese Streuungen einen Einfluss auf die daraus abgeleiteten Eingangsdaten für die Bemessung von Küstenschutzanlagen haben.



Abb. 7: Vergleich gemessener und mit dem SOHIP-Modell berechneter Wellenhöhen H_{m0} für ausgewählte Stationen in der Ostsee



Abb. 8: Beobachtete und modellierte Windgeschwindigkeiten an der Lokation K13 (in der westl. Nordsee) aus: WEISSE et al., 2003

Abb. 7d zeigt, dass im SOHIP-Modell die Wellenhöhen im Bereich "östlich Rügen" nicht mehr systematisch unterschätzt werden. Die Verlagerung des Modellrandes in Richtung Osten hat hier, wie erwartet, signifikante Verbesserungen bewirkt.

Für die Wellenperioden können für das SOHIP-Modell dieselben Aussagen wie für WODLM getroffen werden. Die berechneten Wellenperioden sind durchweg zu kurz. Die Wellenperioden die als Grundlage für die Bemessungsparameter benutzt werden sollen, werden auf anderem Wege aus der direkten Korrelation mittels Seegangsmessungen ermittelt.

Die Wellenanlaufrichtungen zeigen – wie auch die im WODLM-Modell – eine gute Übereinstimmung zwischen den gemessenen und den berechneten Werten.

4. Definition von Bemessungsdaten

Wie bereits einleitend dargestellt, hängt die Festlegung von Bemessungsgrößen für Küstenschutzanlagen wesentlich von der Problemstellung, dem Bauwerk selbst aber auch von der erwarteten Lebenszeit des zu bemessenden Bauwerks ab. Den einen Bemessungswasserstand oder die eine Bemessungswellenhöhe als eine feste Größe in einem Küstenabschnitt – wie vielfach vom Küstenwasserbauer abgefordert – gibt es nicht.

Zudem werden vielfach unterschiedliche Bemessungsansätze gewählt, aus denen weitere Randbedingungen für die Ableitung von Bemessungsgrößen resultieren. Da eine probabilistische Bemessung von Küstenschutzanlagen vielfach sehr komplex ist und eine Vielzahl von Eingangsgrößen – die oft nicht verfügbar sind – benötigt, wird die Bemessung im Allgemeinen deterministisch durchgeführt. Bei der deterministischen Bemessung wird versucht, die statistische Variabilität der hydrodynamischen Größen durch die Ermittlung der Verteilungsfunktion einzelner Größen zu berücksichtigen. Vielfach ist von 50-jährlichen (mittlere Eintrittswahrscheinlichkeit p = 0,02) oder 100-jährlichen (mittlere Eintrittswahrscheinlichkeit p = 0,01) Ereignissen die Rede. Es ist festzuhalten, dass diese Größen im statistischen Mittel innerhalb des Wiederholzeitraums einmal auftreten. Bei realen Abfolgen natürlicher Größen ist es durchaus nicht unmöglich, dass auch deutlich extremere Ereignisse innerhalb der Lebenszeit eines Bauwerks auftreten. Beispielsweise tritt ein Ereignis mit einer Eintrittswahrscheinlichkeit von p = 0,001 (1000-jährliches Ereignis) mit einer Wahrscheinlichkeit von ca. 5 % innerhalb der nächsten 50 Jahre mindestens einmal ein.

Vielfach ist es daher zweckmäßig, die Eintrittswahrscheinlichkeit eines Ereignisses für einen vorgegebenen Nutzungszeitraum vorzugeben bzw. zu ermitteln (vgl. Abb. 9). Das gewählte Sicherheitsniveau hängt dabei von den zu schützenden Gütern ab.



Abb. 9: Statistischer Zusammenhang zwischen Bemessungszeitraum, mittlerem Wiederkehrintervall und Eintrittswahrscheinlichkeit

Für die Bemessung von Küstenschutzanlagen werden in Abhängigkeit von der Fragestellung folgende Eingangsgrößen benötigt:

Grundsätzlich werden für die funktionelle Bemessung von Anlagen zur Beeinflussung des Sedimenttransports mit dem Ziel des Erhalts der Küstenlinie benötigt:

• langfristige mittlere Verteilung von Seegang und Seegangsparametern in Kombination mit zugehörigen Wasserständen und deren Eintrittshäufigkeiten

Für die konstruktive Bemessung von Anlagen:

Probabilistische Bemessung

- Extremwertverteilung hydrodynamischer Größen mit zugehöriger Verteilungsfunktion sowie den jeweiligen Konfidenzintervallen
- Kombinierte Eintrittswahrscheinlichkeiten statistisch abhängiger hydrodynamischer Größen
- Dauer und Verlauf extremer Ereignisse (ggf. kombinierte Eintrittswahrscheinlichkeiten)
- Statistische Verteilung des zeitlichen Abstands zwischen Extremereignissen
- Ansätze zur Verknüpfung statistisch unabhängiger Größen

Deterministische Bemessung (auf Grundlage statistischer Bewertung der Eingangsgrößen):

- Extreme hydrodynamische Einzelereignisse mit definierter Eintrittswahrscheinlichkeit (z.B. Wasserstand mit einer mittleren Eintrittswahrscheinlichkeit von 100 Jahren – 100-jährlicher Wasserstand)
- zugehörige statistisch abhängige Größen

Hierbei hängt die gewählte Eintrittswahrscheinlichkeit von den zu schützenden Gütern bzw. von der erforderlichen Sicherheit ab.

Deterministische Bemessung (allgemein):

- Beobachtete oder abgeschätzte Maximalwerte (z.B. Wasserstand 1872)
- Physikalisch begrenzte Maximalwerte (z.B. maximale wassertiefenbegrenzte Wellenhöhe mit ungünstiger Wellenperiode aus ungünstiger Anlaufrichtung)

In den folgenden Kapiteln wird die Ableitung der o.g. Größen als Grundlage für die Bemessung beispielhaft für den Küstenabschnitt Warnemünde dargestellt.

5. Statistische Analyse der Eingangsdaten

Um Bemessungswerte für den Bau und die Bemessung von Küstenschutzanlagen zu definieren, müssen mit den in Kap. 3 beschriebenen Eingangsdaten umfangreiche statistische Berechnungen durchgeführt werden. Der dabei verwendete Forschungsansatz unterscheidet sich von der im Teilvorhaben MUSE Ostsee entwickelten Methode, die historische und modellierte Extremwasserstände einbezieht (MUDERSBACH, CH. u. JENSEN, J., 2009) Exemplarisch wurden die Berechnungen im Rahmen des Forschungsvorhabens SEBOK B für die Lokation Warnemünde durchgeführt. Diese Auswahl erfolgte, weil die Datenlage für Warnemünde vergleichsweise sehr gut ist. Grundsätzlich können die beschriebenen Untersuchungen in allen Küstenabschnitten durchgeführt werden (URCE, 2009).

Für die Wasserstände liegen Daten über einen Zeitraum von 49 Jahren (1957–2006) als stündliche Werte vor. Extremwerte liegen grundsätzlich sogar über einen Zeitraum von 383 Jahren (1625–2008) vor, allerdings gibt es in dieser Zeitreihe erhebliche Datenlücken. Zwischen 1625 und etwa 1872 gibt es keinerlei Informationen zu den Wasserständen.

Der Umfang der analysierten Seegangsdaten ist ebenfalls vergleichsweise groß. Neben den sehr gut abgesicherten Berechnungen die mittels Wind-Wellen-Korrelationsverfahren berechnet wurden, sind die Daten des WODLM und SOHIP-Modells für Warnemünde verfügbar. Die mittels Wind-Wellen-Korrelation berechneten Seegangsdaten sind über einen Zeitraum von 53 Jahren (1954–2007) verfügbar. Die SOHIP-Simulationen sind für einen Zeitraum von 55 Jahren verfügbar (vgl. Kap. 3.3.2).

Wasserstände, Seegang und Dauer der Extremereignisse wurden zunächst einzeln untersucht. Anschließend wurden die kombinierten Eintrittswahrscheinlichkeiten von Wasserstand und Wellenhöhe berechnet.

5.1 Wasserstand

Extremwertstatistische Analysen können grundsätzlich mit unterschiedlichen Stichproben durchgeführt werden. Im Rahmen des Forschungsprojektes wurden zwei Stichproben aus den verfügbaren Daten für die Analysen verwendet:

- Maximalwerte mit definiertem Zeitabstand (Jahresmaxima, Monatsmaxima, etc.)
- Maximalwerte über einem vorher festgelegten Grenzwert (Peak over Threshold Values)

Im Rahmen des Forschungsvorhabens wurden beide Stichproben verwendet und die Ergebnisse verglichen. Dabei wurden unterschiedliche Extremwertfunktionen (Weibullverteilung, Log-Normal-Verteilung, Gumbelverteilung, Generalisierte Extremwertverteilung, Generalisierte Paretoverteilung) an die Stichproben angepasst und damit Extremwerte berechnet und bewertet. Aus Platzgründen kann hier nur die Anpassung einer Stichprobe/ Extremwertfunktion dargestellt werden. Hierzu wurde die im Abschlussbericht des Vorhabens empfohlene Generalisierte Extremwertverteilung an die Peak over Threshold (POT)-Werte von 1872 bis 2008 ausgewählt.

Für die Untersuchungen der POT-Werte wurden die amtlichen Extremwerte des BSH benutzt. Diese Extremwerte liegen nicht nur ab 1957 vor (wie die stündlichen Wasserstandsaufzeichnungen), sondern beinhalten auch die Werte historischer Sturmfluten, u.a. auch die Extremsturmflut von 1872 (2,70 m über NMW). Der höchste Wert der Datenreihe wird durch die Sturmflut vom 10. 02. 1625 mit 2,82 m über NN markiert. Der Wert von 1625 wurde für die weiteren Auswertungen ausgeschlossen, da zwischen 1625 und 1872 keine weiteren Extremwerte aufgezeichnet wurden und dieser Einzelwert somit die Ergebnisse zu stark beeinflusst hätte.

Um die Daten trendbereinigt auszuwerten, wurden die Daten mit dem säkularen Meeresspiegelanstieg beschickt. Dabei wurde ein Wert von 1,2 mm/Jahr verwendet (nach DIET-RICH u. LIEBSCH, 2000).

Als Grenzwert für die Auswahl der Stichprobe wurde ein Wert von 1,4 m über NN (entspricht 6,4 m PN) verwendet. Der Wert von 6,4 m PN wurde nach Vergleichsrechnungen als günstigster Wert ermittelt. Die Ergebnisse mit benachbarten Grenzwerten (6,3 m ... 6,5 m) sind vergleichbar, und die Maximum-Likelihood-Anpassung liefert noch stabile Ergebnisse. Für den Zeitraum 1872 bis 2008 wurde aus den Daten des BSH mit einem Grenzwert von 6,4 m PN eine Stichprobe von 14 Werten (extreme Hochwasserereignisse) ausgewählt.

Mehrere unterschiedliche Extremwertverteilungen (Weibullverteilung, Log-Normal-Verteilung, Gumbelverteilung, Generalisierte Extremwertverteilung, Generalisierte Paretoverteilung) wurden mittels der Maximum-Likelihood-Methode an die Stichprobe der POT-Werte angepasst.

Da die einfachen Extremwertverteilungen (Weibull-, Log-Normal-, Gumbelverteilung) in Voruntersuchungen durchgängig schlechtere Anpassungen als die generalisierten Extremwertverteilungen aufweisen, wurden die weiteren Auswertungen ausschließlich mit den generalisieren Extremwertverteilungen GEV und GPD durchgeführt.

Im Schrifttum (z.B. SCHÖLZEL, 2009) werden mittels Peak over Threshold gewonnene Stichproben i.a. mit der generalisierten Paretoverteilung (GPD) beschrieben. Von SCHÖLZEL wird die generalisierte Extremwertverteilung (GEV) prinzipiell eher für "Block-maxima"-Stichproben, d.h. Maximalwerte in bestimmten Zeiträumen (z.B. Jahresmaxima) vorgeschlagen. Im Forschungsvorhaben wurden zunächst immer beide generalisierte Verteilungen (GEV und GPD) untersucht. Aufgrund der besseren Anpassungsgüte werden in diesem Zusammenhang lediglich die Anpassungen mit der GEV dargestellt (Abb. 10).

224



Abb. 10: Anpassung der generalisierten Extremwertverteilung an die Stichprobe der Peak over Threshold-Werte Wasserstände von 1872 bis 2008 in Warnemünde (Plotting Positionen: GOEL and DE, 1993)

Tab. 1 zeigt die für ausgewählte Wiederkehrintervalle berechneten Unterschreitungswahrscheinlichkeiten und zugehörige Extremwasserstände. Die Unterschreitungswahrscheinlichkeiten wurden dabei nach dem Konzept von MISES mittels folgender Formel berechnet:

$$P_u = 1 - \frac{B}{n \cdot W}$$
 mit

P_u Unterschreitungswahrscheinlichkeit

B Beobachtungszeitraum der Stichprobe

W Wiederholungszeitraum

N Gesamtzahl der Werte der Stichprobe

Tab. 1: Wasserstände mit unterschiedlichen Eintrittswahrscheinlichkeiten vor Warnemünde (Unterschreitungswahrscheinlichkeiten) Lokation Warnemünde, Datenbasis POT 1872–2008

Unterschreitungswahrscheinlichkeit p _u	Wiederkehrintervall [Jahre]	Wasserstand [m PN]
0,043	10	6,47
0,809	50	6,89
0,904	100	7,09
0,962	250	7,43
0,98	500	7,76
0,990	1000	8,18

Es ist zu beachten, dass Extrapolationen auf sehr geringe Eintrittswahrscheinlichkeiten (größer als der dreifache Zeitraum der Datenerhebung) im Allgemeinen als unzulässig angesehen werden, auch wenn Untersuchungen von FRÖHLE (2000) etwas anderes andeuten und entsprechende Unsicherheiten eher in den Unsicherheiten bei der Bestimmung der Verteilungsfunktionen sehen. Die mutmaßlich unzulässigen Extrapolationswerte sind in Tab. 1 grau hinterlegt.

Die Berechnung der Extremwerte mit unterschiedlichen Stichproben/Verteilungsfunktionen ergab erwartungsgemäß auch unterschiedliche Extremwasserstände. Als Grundlage für die Auswahl von Bemessungsgrößen wird die Verwendung der Extremwerte auf Basis der Stichprobe aller "Peak over Threshold-Werte" ab 1872 (POT 1872–2008) vorgeschlagen. Als Verteilungsfunktion wird die Generalisierte Extremwertverteilung (GEV) empfohlen. Die gewählte Stichprobe enthält den Extremwert von 1872, der Grundlage für die derzeitige Bemessungspraxis ist. Bei den dargestellten Analysen ergab sich für den Wasserstand von 1872 ein mittleres Wiederkehrintervall von etwa 500 Jahren (vgl. Tab. 1).

5.2 Dauer

Die Belastung von Deichen und Dünen wird neben dem höchsten Wasserstand insbesondere von der Dauer einer Sturmflut bestimmt, entsprechend wurde im Rahmen des Forschungsvorhabens auch die Dauer von Sturmfluten extremwertstatistisch untersucht. Die Dauer einer Sturmflut wurde dabei als derjenige Zeitraum definiert, während dessen der Wasserstand höher als ein bestimmter Grenzwasserstand W_{Grenz} ist. W_{Grenz} wurde im Rahmen der Projektbearbeitung und in Absprache mit dem StAUN Rostock auf $W_{Grenz} = 6,0$ m PN festgelegt, da eine signifikante Belastung von Deichen und Dünen in der Ostsee erst für Wasserstände oberhalb dieses Wasserstands zu erwarten ist. Auf eine Darstellung der Ergebnisse dieser Untersuchungen wird hier aus Platzgründen verzichtet. Details hierzu finden sich im Abschlussbericht zum Forschungsvorhaben (University of Rostock, Coastal Engineering, URCE 2009).

5.3 Seegang

Als Grundlage für die Berechnung extremer Seegangbedingungen sind für die Lokation Warnemünde mehrere Datensätze verfügbar, die sich somit auch für vergleichende Betrachtungen eignen:

- die mittels Wind-Wellen-Korrelationsrechnungen berechneten Seegangsparameter (1954–2006)
- die mit den SOHIP-Simulationen berechneten Seegangsparameter (1948–2005) und
- die mit den WODLM-Simulationen berechneten Seegangsparameter (10/1998– 08/2006)

Im Zuge der Projektbearbeitung wurden extremwertstatistische Berechnungen vergleichend mit Stichproben aus allen drei Datensätzen durchgeführt. Für die Ableitung der Extremwerte wird die Verwendung einer Stichprobe der Jahresmaxima der mittels Wind-Wellen-Korrelationsrechnungen berechneten Seegangsparameter empfohlen. Die generalisierte Extremwertverteilung (GEV) wurde mittels der Maximum-Likelihood-Methode an diese Stichprobe angepasst (Abb. 11). Mit der angepassten GEV wurden darauf aufbauend Extremwerte berechnet (Tab. 2).

226



Abb. 11: Anpassung der generalisierten Extremwertverteilung an die Stichprobe der Jahresmaxima der Wellenhöhen vor Warnemünde (Plotting Positionen: GOEL and DE, 1993)

Tab. 2: Extremwerte der signifikanten	1 Wellenhöhe vor	Warnemünde (§	grau hinterlegt:	Werte außerhalb
des er	laubten Extrapola	ktionszeitraums	5)	

Wiederkehrintervall [Jahre]	Wellenhöhe H _{m0} [m]
2	3,13
5	3,60
10	3,89
50	4,49
100	4,72
250	5,02
500	5,22
1000	5,43

5.4 Kombination Wasserstand-Wellenhöhe

Zur Berechnung von kombinierten Eintrittswahrscheinlichkeiten Wasserstand–Wellenhöhe ist zunächst zu klären, ob im statistischen Sinne Abhängigkeiten zwischen den beiden Parametern existieren. Aus den Erfahrungen wird eine solche Abhängigkeit zunächst vermutet, da hohe Wasserstände genau wie hohe Wellen häufig von Starkwindereignissen (Stürmen) ausgelöst werden.

Es konnte gezeigt werden, dass in Warnemünde hohe Wasserstände in Kombination mit praktisch beliebigen Wellenhöhen auftreten. Umgekehrt treten hohe Wellenhöhen auch bei beliebigen Wasserständen auf. Die höchsten gemessenen Wasserstände traten in Kombination mit mittleren Wellenhöhen auf. Umgekehrt traten die höchsten Wellenhöhen in Kombination mit mittleren Wasserständen auf. Ein funktionaler oder annähernd funktionaler Zusammenhang (Korrelation) ist demnach nicht vorhanden.

Weiterhin konnte gezeigt werden, dass sich die statistischen Verteilungen der Wellenhöhen unter der Annahme extrem hoher, extrem niedriger oder mittlerer Wasserstände deutlich unterscheiden. Hieraus wird ein möglicher statistischer Zusammenhang abgeleitet, der aber unbekannt ist. Zudem konnte gezeigt werden, dass sich kein funktionaler oder annähernd funktionaler Zusammenhang (Korrelation) zwischen Wellenhöhen und Wasserständen in Bezug auf einzelne Windrichtungen ergibt.

Für Warnemünde müssen demnach Wasserstände und Wellenhöhen als statistisch abhängige Größen betrachtet werden. Dies ist auch für andere Lokationen an der deutschen Ostseeküste zu erwarten, ist jedoch im Einzelfall zu überprüfen. Details zu den durchgeführten vergleichenden Untersuchungen sind dem Abschlussbericht des Forschungsvorhabens (URCE 2009) zu entnehmen.

Um die kombinierten Eintrittswahrscheinlichkeiten von Wellenhöhe und Wasserstand zu berechnen, wurde die sog. "kombinierte univariate" Methode verwendet. Dabei wurde als vorgegebene Zufallsvariable der Wasserstand genutzt. Die Wellenhöhen wurden der Wasserstandsverteilung mit einer Auflösung von Δ Wst = 0,5 m zugeordnet. Die berechneten kombinierten Eintrittswahrscheinlichkeiten wurden für die graphische Darstellung in einem zweidimensionalen Gitter diskretisiert und für ausgewählte (kombinierte) Eintrittswahrscheinlichkeiten dargestellt. Aus Abb. 12 können die bivariaten Eintrittswahrscheinlichkeiten von Wasserständen und Seegang für weiterführende Analysen ermittelt werden.

228



Abb. 12: Kombinierte Eintrittswahrscheinlichkeiten Wasserstand/Wellenhöhe

6. Danksagung

Das Vorhaben SEBOK B ist ein KFKI Forschungsvorhaben im Verbundprojekt MU-STOK und wurde gefördert vom BMBF (03KIS054). Die Autoren danken dem KFKI und dem BMBF für die finanzielle und administrative Unterstützung der Arbeiten. Daneben danken die Autoren auch allen am Projekt MUSTOK direkt und indirekt beteiligten Kollegen für die gute Zusammenarbeit und die produktiven fachlichen Diskussionen.

7. Schriftenverzeichnis

- BOOIJ, N.; HOLTHUIJSEN, L. and BATTJES, J.: "Ocean to Near-Shore Wave Modelling with SWAN", Delft University of Technology, 2001.
- CERC: U.S. ARMY CORPS OF ENGINEERS (HRSG.): "Coastal Engineering Manual part II: Coastal Hydrodynamics". Coastal Engineering Research Center, Washington D.C., U.S.A., 2003.
- DIETRICH, R. und LIEBSCH, G.: Zur Variabilität des Meeresspiegels an der Küste von Mecklenburg-Vorpommern, Zeitschrift für geologische Wissenschaften, 2000, Bd. 28, Heft 6, 615–623.
- EAK 2002: Empfehlungen für Küstenschutzwerke, erschienen in: Die Küste, Archiv für Forschung und Technik an der Nord- und Ostseeküste, Heft 65, 2002.

- FRÖHLE, P.: Messung und statistische Analyse von Seegang als Eingangsgröße für den Entwurf und die Bemessung von Bauwerken des Küstenwasserbaus. In: Rostocker Berichte: Fachbereich Bauingenieurwesen. Heft 2. Rostock, 2000. – ISBN ISSN 1438-7638, 1–164.
- FRÖHLE, P. and FITTSCHEN, T.: Analysis of Short Term Directional Wave Measurements with respect to Long – Term Statistical Assessment. In: COPEDEC V: Fifth International Conference on Coastal and Port Engineering in Developing Countries. Cape Town, South Africa, 1999.
- FRÖHLE, P. and SCHLAMKOW, C.: High Resolution Numerical Wave Simulations Compared to Wave Measurements and Wave Hindcast Methods. In: Proc. Second Sino-German Joint Symposium on Coastal and Ocean Engineering: Beitrag. Hohai University, Nanjing, China, 2004.
- GOEL, N. K. and DE, M.: Development of unibiased plotting position formula for General Extreme Value distribution, in: Stochastic Hydrology and Hydraulics, Springer-Verlag, 1993.
- HOLTHUIJSEN, L. H.; BOOIJ, N.; RIS, R. C.; HAAGSMA, IJ. G.; KIEFTENBURG, A. T. M. M.; KRIEZI, E. E. M. and ZIJLEMA: "SWAN Cycle III version 40.20 – User Manual", http://fluidmechanics.tudelft.nl/swan/, 2003.
- MUDERSBACH, C. und JENSEN, J.: Extremstatistische Analyse von historischen, beobachteten und modellierten Wasserständen an der Deutschen Ostseeküste, 2009.
- SCHLAMKOW, C. and FRÖHLE, P.: Wave period forecasting and hindcasting: Investigations for the improvement of numerical models. In: Galappatti et al. ; PIANC (Hrsg.): PICANC-COPEDEC VII, Proceedings, 2008.
- SCHLAMKOW, C. und FRÖHLE, P.: Entwicklung einer Methode zur Bestimmung maßgebender hydrodynamischer Bemessungsparameter für Küstenschutzanlagen an der Ostsee: SEBOK B. In: Hafentechnische Gesellschaft e.V.: Tagungsband HTG-Kongress 2007.
- SCHLAMKOW, C. und FRÖHLE, P.: Numerische Simulation von Seegang im Vergleich zu Seegangsmessungen und Vorhersageverfahren. In: HTG-Kongress: Tagungsband. Bremen, 2005.
- SCHLAMKOW, C. und FRÖHLE, P.: Gegenüberstellung ausgewählter Verfahren der Seegangsvorhersage. In: Institut für Bauingenieurwesen: Rostocker Berichte aus dem Institut für Bauingenieurwesen, Heft 13, Rostock, 2004.
- SCHLAMKOW, C.; FRÖHLE, P.; RADOMSKI, J.; KOHLHASE, S.; CHENG, H.-Y.; YEH, S.-P. and KAO, C.-C.: Numerical on-line modelling of sea state in coastal areas for engineering purposes. In: Kao, C.C.; ZANKE, U; YAN, Y.: Proc. Third Chinese-German Joint Symposium on Coastal and Ocean Engineering, Tainan, Taiwan, 2006.
- SCHÖLZEL, C.: Extremereignisse im Klimasystem; Vortrag; Meteorologisches Institut der Universität Bonn, 2009.
- SEIFFERT, T.; TAUBER, F. and KAYSER, B.: A High Resolution Spherical Grid Topography of the Baltic Sea revised edition, Proceedings of the Baltic Sea Science Congress, 25–29, Stockholm, 2001.
- URCE 2009: Verbundprojekt MUSTOK, Vorhaben: SEBOK B: Entwicklung von Methoden zur Bestimmung maßgebender hydrodynamischer Bemessungsparameter für Küstenschutzanlagen an der Ostsee, Abschlussbericht, Universität Rostock, Fachgebiet Küstenwasserbau, Rostock, 2009.
- WALLINGFORD, H. R.: The Joint Probability of Waves and Water Levels: JOIN-SEA, Report SR 537, November 1998, Re-issued May 2000.
- WEISSE, R. et al.: Wind- und Seegangsklimatologie 1958–2001 für die südliche Nordsee basierend auf Modellrechnungen, GKSS, 2003/10,. 2003.
- WITTE, J.-O.; FRÖHLE, P.; FITTSCHEN, T. and KOHLHASE, S.: Assessment of Long-Term Directional Wave Conditions based on Nearshore Wind-Wave Correlations. In: MEDCOAST CONFERENCE: The International MEDCOAST Conference on Wind and Wave Climate of the Mediterrean and the Black Sea. Antalya, Turkey, 1999.

Die Küste, 75 MUSTOK (2009), 1-271

Vergleichende Betrachtungen der im Projekt MUSTOK verwendeten hydrodynamischen Modelle

Von GERD BRUSS und INGRID BORK

Zusammenfassung

Zur Simulation extremer Sturmhochwasser wurden im Rahmen von MUSTOK zwei unterschiedliche hydrodynamische Modelle angewendet. Zum einen wurde am FTZ Büsum ein Modell der Ostsee auf Basis des am DHI entwickelten Modellsystems eingesetzt. Zum anderen wurde das am BSH operationell betriebene Modellsystem der Nord- und Ostsee benutzt. Inhalt dieses Artikels ist der Vergleich der beiden Modelle. Die Unterschiede in den simulierten Wasserständen waren gering und wesentlich kleiner als Unterschiede zwischen Simulationen angetrieben mit Wind- und Luftdruckfeldern aus verschiedenen meteorologischen Modellen.

Schlagwörter

HN-Modelle, Vergleich, Sturmflut, Ostsee

Summary

Within the framework of MUSTOK, two different hydrodynamic models were used to simulate extreme storm surge events. One of the models is the Baltic Sea model used at FTZ Büsum, which is based on a model system developed at DHI. The other model is the BSH's operational model system of the North Sea and Baltic Sea. This contribution deals with a comparison of the two models. The differences between the simulated water levels were small; they were considerably smaller than the differences found when forcing the hydrodynamic models with wind and pressure fields from different meteorological models.

Keywords

HN models, comparison, storm surge, Baltic Sea

Inhalt

1.	Einleitung	232
2.	Gegenüberstellung der Modellsysteme	232
	2.1 Auflösung	232
	2.2 Physikalische Parametrisierung	234
	2.3 Anfangs- und Randbedingungen	236
	2.4 Bezugsniveau	237
3.	Verifizierung und Vergleich der modellierten Wasserstände	237
	3.1 Sturm Februar 2002	239
	3.2 Sturm November 2006	242
4.	Einfluss der unterschiedlichen Berücksichtigung des Wasseraustausches zwischen	
	Nord- und Ostsee.	244
	4.1 Füllungsgrad und Massentransporte	246
	4.1.1 Hindcast Stürme 2002 und 2006	246
	4.1.2 Vorlaufrechnungen zu den EPS-Stürmen	250
	4.2 Wasserstände in der südwestlichen Ostsee	251
5.	Zusammenfassung	253
6.	Danksagung	253
7.	Schriftenverzeichnis	253

1. Einleitung

Im Projekt MUSTOK sind ursprünglich eigenständige Projektanträge zusammengefasst worden. Davon haben insbesondere die beiden Teilvorhaben MUSE-Ostsee und SEBOK-A profitiert. In SEBOK-A konnte zur Bestimmung von Bemessungsgrößen für Küstenschutzanlagen auf Szenarien aus der meteorologischen Datenbasis sowie auf hydrodynamische Anfangs- und Randwerte aus dem Teilprojekt MUSE-Ostsee zurückgegriffen werden. MUSE-Ostsee konnte ozeanographische Modellergebnisse aus SEBOK-A zur Vorauswahl für eigene Modelluntersuchungen extremer Sturmhochwasser und ihrer statistischen Bewertung nutzen. Beide Teilprojekte wollten jedoch nicht auf die Verwendung gewohnter hydrodynamischer Modellsysteme verzichten. In MUSE-Ostsee wurde das operationelle Modellsystem des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) (DICK et al., 2001 und DICK et al., 2008) verwendet. In SEBOK-A wurde am Forschungs- und Technologiezentrum Westküste (FTZ) ein Modell der Ostsee auf Basis der am Danish Hydraulic Institute (DHI) entwickelte Modellfamilie MIKE eingesetzt. Dadurch ergibt sich die Notwendigkeit und die Chance beide Modellsysteme zu vergleichen.

Zunächst werden die Modelle anhand ihrer wesentlichen Merkmale beschrieben und gegenübergestellt und anschließend die Ergebnisse von Wasserstandssimulationen und Transporten verglichen. Dazu wurden mit beiden Modellsystemen die jüngeren Sturmhochwasser vom Februar 2002 und November 2006 simuliert.

Ein wesentlicher Unterschied zwischen beiden Modellsystemen ist die unterschiedliche Berücksichtigung des Einflusses der Nordsee auf die Wasserstände der Ostsee. Im letzten Teil wird daher der Einfluss der unterschiedlichen Modellgebiete auf die im Rahmen von MU-STOK untersuchten extremen Sturmhochwasser untersucht.

2. Gegenüberstellung der Modellsysteme

Das Modellsystem des BSH hat sich in der operationellen Wasserstandsvorhersage für die Ostsee bewährt (GÄSTGIFVARS et al., 2008). Das am FTZ verwendete Strömungsmodell ist ein die Ostsee inklusive Kattegat abdeckender Ausschnitt eines am DHI operationell betriebenen Nord-Ostseemodellsystems (www.waterforecast.com). Der Hauptunterschied beider Modelle liegt in der Ausdehnung des Modellgebietes (Abb. 1). Das BSH-Modellsystem umfasst ein zweidimensionales barotropes Modell des Nordostatlantiks, ein dreidimensionales baroklines Modell der Nord- und Ostsee und beidseitig gekoppelt ein dreidimensionales baroklines Modell der Deutschen Bucht und der westlichen Ostsee. In SEBOK-A sind dreidimensionale barokline Modelle der Ostsee einschließlich Kattegat, der südwestlichen Ostsee und der Kieler und Mecklenburger Bucht in unterschiedlichen Auflösungen dynamisch miteinander gekoppelt.

2.1 Auflösung

Die horizontale Auflösung der die gesamte Ostsee überdeckenden Modelle ist mit 5 km im BSH-Modell und 5,5 km im FTZ-Modell etwa gleich. In der westlichen Ostsee unterscheiden sich die Gebiete mit höherer Auflösung durch Ausdehnung und Gitterabstand mit einheitlich 0,9 km im BSH-Modell sowie 1,8 km und 0,6 km im FTZ-Modell (Abb. 2). In den groben Modellen weist die Topographie, besonders im Bereich von Schwellen und in Küsten-



Abb. 1: Modellgebiete, Topographien und horizontale Auflösung der beiden Modelle bei ähnlicher Farbskala. Oben: das am FTZ eingesetzte Modell auf Basis der MIKE3 Software des DHI; unten: das am BSH entwickelte und operationell betriebene Modell BSHcmod v4

234



Abb. 2: Topographie der beiden Modelle in der westlichen Ostsee bei gleicher Farbskala und Modelltiefen an 17 deutschen, sechs schwedischen und einem russischen Pegelort

nähe, Unterschiede auf. Auch die Topographien der feineren Modelle sind nicht identisch. Unterschiede treten hier vor allem im Bereich der Belte und im Sund auf (Abb. 2).

Das Balkendiagramm in Abb. 2 unten vergleicht die Tiefen der beiden Modelle an den Pegelorten. Die großen Unterschiede bei einigen der schwedischen Pegel sind unter anderem darauf zurückzuführen, dass die Position von Pegelorten im groben Gitter des BSH-Modells zum Teil in repräsentativere Gitterzellen verlegt wurde. An den meisten anderen Pegeln haben die Modelle ähnliche Tiefen, wobei keines der Modelle im Trend höher oder tiefer liegt.

Bei der vertikalen Auflösung gibt es ebenfalls Unterschiede zwischen den Modellen. Das BSH-Modell benutzt verallgemeinerte vertikale Koordinaten (DICK et al., 2008). Die Koordinaten des DHI-Modells folgen der Topographie. Praktisch haben beide in den benutzten Versionen in den oberen 20 m eine Auflösung von etwa 2 m. In tieferen Schichten nimmt die Schichtdicke im BSH-Modell zu, schließt aber mit einer dünnen Bodenschicht ab.

2.2 Physikalische Parametrisierung

In Tab. 1 sind die wichtigsten Merkmale der Modellsysteme sowie ihre numerische Realisation zusammengestellt. Physikalisch interessante Unterschiede betreffen die Turbulenz- und die Eismodellierung. Die Beschreibung der Turbulenz erfolgt in MIKE3 anhand eines gemischten Smagorinsky/k-& Modells, im Modell des BSH anhand eines Mischungswegsansatzes. Eisbildung wird im BSH-Modell mit einem gesonderten Eismodell prognostiziert, für die Simulationen mit MIKE3 wurde der Impulseintrag aus der Atmosphäre in Bereichen mit Eisabdeckung modifiziert.

Über eisfreien Flächen wurde die Parametrisierung des Impulseintrages aus der Atmosphäre für den Modellvergleich in beiden Modellen gleich definiert. In Abb. 3 sind verschiedene empirische Windschubansätze sowie neuere Messdaten von Sturmtiefs aufgetragen. Zum einen wurde der gebräuchliche Ansatz von SMITH und BANKE (1975) gewählt, wobei der Windschubkoeffizient für Windgeschwindigkeiten ab 30 m/s konstant gehalten wurde (cd1). Um den Einfluss unterschiedlicher Windschubkoeffizienten zu betrachten, wurde ein zweiter Ansatz benutzt, der sich eher an den Sturmtiefmessdaten orientiert und zu etwas geringeren Windschubkoeffizienten führt (cd2) (BRUSS et al., 2009).

In SEBOK-A wurde zusätzlich der Impulseintrag aus der Atmosphäre als Rückkopplung aus dem am FTZ verwendeten spektralen Seegangsmodell anhand der dort iterativ bestimmten Windschubspannungen untersucht (BRUSS u. MAYERLE, 2009). Ein Vergleich dieses Ansatzes konnte im Rahmen des Modellvergleiches nicht stattfinden. Gekoppelte Strömungs-Seegangs-Simulationen wurden am BSH nur zur Rekonstruktion des Sturmes von 1872 ausgeführt.

	FTZ (MIKE3)	BSHcmod v4	
Modellgleichungen	3D reynoldgem. Navier-Stokes (artificial compressibility), Massenerhaltung	primitive, nichtlineare Flachwassergleichungen	
Turbulenz	Turbulenzmodell	Mischungswegansatz	
Gitter	Arakawa – C – Gitter		
hor. Koordinaten	х, у	λ,φ	
vert. Koordinaten	z, "bottom fitted"	Spezifikation genereller Vertikalkoordinaten	
Schichtdicke	2m, unterste variabel	Ostsee: bis 20m Tiefe etwa 2m	
prognostische Variablen	u, v, z, T, S, Turbulenzparameter	u, v, Δz, T, S, Eisparameter	
Anfangswerte T, S	Klimatologie - Monatsmittel		
Anfangswert Wasserstand	$\begin{aligned} z(x,y,Tag) &= BSH_{cmod} (x,y,\overline{2002}) - \\ BSH_{cmod} (L,\overline{2002}) + Pegel(L,\overline{Jahr}) + \\ \alpha(x,y) * (Pegel(L,Jahr,\overline{Tag}) - Pegel(L,\overline{Jahr})) \end{aligned}$	$\zeta(\lambda, \varphi, \operatorname{Tag}) = \operatorname{BSH}_{\operatorname{cmod}}(\lambda, \varphi, \overline{2002}) + \alpha(\lambda, \varphi) * \operatorname{Pegel}(L, \operatorname{Jahr}, \overline{\operatorname{Tag}})$	
Randbedingung Ostsee/Nordsee	Pegeldaten Ringhals oder aus BSHcmod	berechnet, innerhalb des Modellgebietes	
Windschubbeiwert Cd	Cd=0.63*10 ⁻³ +0.066 W , konstant ab W=30m/s		
Cd unter Eis	Null	modifiziert durch Eis	
Korrektur Modellnull/NN	keine Korrektur (im Kattegat ist Modellnull=NN)	-(BSH _{cmod} ($\lambda, \varphi, \overline{2002}$)+ $\alpha(\lambda, \varphi)$ *BSH _{cmod} (L, $\overline{2002}$))	

Tab. 1: Gegenüberstellung der wesentlichen Merkmale der beiden Modelle



Abb. 3: Empirisch bestimmte Windschubkoeffizienten und neuere Sturmtiefmessdaten

2.3 Anfangs- und Randbedingungen

Die Anfangsbedingungen für Temperatur und Salzgehalt sind, wie bei allen Simulationen in MUSTOK, in beiden Modellen klimatologische Monatsmittel (JANSSEN et al., 1999). Eisparameter werden im BSH-Modell als Anfangswerte für die Eismodellierung und im FTZ-Modell direkt und zeitlich konstant für die Modifikation des Impulseintrags aus der Atmosphäre genutzt. Sie wurden für den Starttermin der Modellrechnungen am BSH nach Eiskarten digitalisiert. Die Verteilung des Anfangswasserstandes wurde über Archivdaten (Jahr 2002, Modellversion v3) aus der Wasserstandsvorhersage des BSH an das in Landsort gemessene Tagesmittel des Wasserstands gekoppelt. Experimente mit unterschiedlichen Startbedingungen zeigen in BSH-Simulationen eine schnelle Abnahme der Differenzen in den Wasserständen mit zunehmender Simulationsdauer (BORK u. MÜLLER-NAVARRA, 2009a).

Der offene Rand liegt für das BSH-Modell der Nord- und Ostsee im Norden auf Höhe der Shetlandinseln, im Westen bei Plymouth. Dort erhält es Wasserstandsinformationen aus dem barotropen Nordostatlantikmodell des BSH-Systems und aus Gezeitenvorausberechnungen für 14 Partialtiden. In SEBOK-A wird am offenen Rand auf Höhe der Pegelstation Ringhals im Kattegat der Wasserstand vorgeschrieben. Für die beiden Hindcastrechnungen der Stürme Februar 2002 und November 2006, die zum Modellvergleich dienen, wurden im FTZ-Modell gemessene Wasserstände des Pegels Ringhals (Daten SMHI) am offenen Rand angesetzt. Der Einfluss der unterschiedlichen Modellgebiete auf die Austauschprozesse zwischen Nord- und Ostsee wird in Kap. 4 ausführlich beschrieben. Zuflüsse aus dem Binnenland wurden im Projekt MUSTOK in beiden Modellen einheitlich durch mittlere Werte berücksichtigt.

2.4 Bezugsniveau

Aufgrund des physikalischen Unterschieds zwischen Nullflächen im Modell und NN-Flächen besteht in hydrodynamisch-numerischen Modellen eine modellimmanente, räumlich variable Abweichung des Modellniveaus von NN. Zum Vergleich mit Wasserstandsbeobachtungen wurden deshalb die mit dem BSH-Modell simulierten Wasserstände auf NN korrigiert (BORK u. MÜLLER-NAVARRA, 2009a). Die Korrekturwerte entsprechen etwa dem mittleren Modellwasserstand des Jahres 2002 und variieren zwischen 0,16 m in Ringhals und 0,26 m in Koserow. In Landsort beträgt der Korrekturwert 0,33 m.

Bei Vorgabe des Wasserstandes am offenen Rand von hydrodynamischen Modellen wird das Modellnullniveau von den Randwerten bestimmt. Eine Korrektur für die Ergebnisse der Simulationen mit dem Modell am FTZ wird nicht durchgeführt, da hier das Modellniveau im Kattegat durch die Vorgabe von Pegeldaten mit NN übereinstimmt und damit in der südwestlichen Ostsee nur geringe Unterschiede zwischen Modellnullniveau und NN bestehen.

Der Vergleich mittlerer oder absoluter Wasserstände zwischen den beiden Modellen wird von den unterschiedlichen Modellnullflächen bzw. deren Korrektur erschwert. Da die korrekte Reproduktion von Wasserstandsauslenkungen für die Untersuchung von Sturmverläufen jedoch entscheidender ist, wurden neben den graphischen Vergleichen hauptsächlich die Standardabweichungen der Differenzen zu den Messdaten betrachtet.

3. Verifizierung und Vergleich der modellierten Wasserstände

Zum Vergleich der simulierten Wasserstände beider Modelle untereinander sowie zur Verifizierung der Modellergebnisse mit Hilfe von Beobachtungen wurden vier deutsche Pegel (Kiel-Holtenau, Travemünde, Warnemünde und Koserow [Abb. 2], Daten WSA Kiel und Lübeck) verwendet. Ein Vergleich der Wasserstände an der Schwedischen Station Landsort (Daten SMHI) erfolgt in Kap. 4.

Erstes Kriterium für die Güte einer Wasserstandssimulation ist die Güte der Reproduktion des meteorologischen Antriebs. Für den Modellvergleich wurden die jüngeren Sturmhochwasser vom Februar 2002 und November 2006 simuliert. Als Antrieb wurden jeweils die ersten 12 Stunden der zeitnächsten Vorhersage mit Modellen des DWD (2002 GM/LM bzw. 2006 GME/COSMO-EU) genutzt. Abb. 5 gibt einen Eindruck der Wind- und Luftdruckverteilungen der Stürme jeweils zum Zeitpunkt der höchsten Windgeschwindigkeiten.

Die stündlichen meteorologischen Vorhersagen wurden auf die jeweiligen Modellgitter interpoliert. Zum einen unterscheiden sich, wie oben beschrieben die Modellgitter, d.h. die Gitterpunkte liegen in beiden Modellen an unterschiedlichen Orten, zum anderen wurden unterschiedliche Interpolationsverfahren verwendet. Beides kann bei der kleinräumigen und komplexen Land-Wasser-Verteilung in der westlichen Ostsee zu unterschiedlicher Gewichtung der Werte an den Gitterpunkten der meteorologischen Modelle (Gitterabstand LM und COSMO-EU etwa 7 km) führen. Daher wurden zunächst die beiden auf die jeweiligen Modellgitter interpolierten Windfelder miteinander und mit Messdaten verglichen. Für den Vergleich mit Messungen wurde die küstennahe Messstation Fehmarn (Daten DWD) sowie Daten der Messboje Darss (BSH) ausgewählt (Abb. 4). An der Station Messboje Darss ist dabei ein geringerer Landeinfluss zu erwarten.



Abb. 4: Stationen für den Vergleich der Winddaten



Abb. 5: Windverteilung über der südlichen Ostsee am 21. 2. 2002 um 3 Uhr UTC und am 1. 11. 2006 um 13 Uhr UTC (Windgeschwindigkeiten >10 m/s in jedem 10 Wasserpunkt, im Hintergrund der Bodenluftdruck in hPa)

3.1 Sturm Februar 2002

Das Sturmhochwasser am 21. 2. 2002 wurde durch Nordoststürme über der Ostsee verursacht (Abb. 5). Es war neben dem Ereignis vom 1. 11. 2006 und dem vom 3./4. 1995 das schwerste Sturmhochwasser der letzten 50 Jahre. Die Windgeschwindigkeit in der Zeit vom 18. 2. 2002 bis zum 23. 2. 2002 wurde an der Messboje Darss (Abb. 6) gut durch die Modelldaten wiedergegeben. An der Station Fehmarn wird die Windgeschwindigkeit vor allem auch während des eigentlichen Sturms am 21. Februar tendenziell überschätzt. Die Darstellungen auf den beiden Modellgittern unterscheiden sich kaum. Beim Vergleich der Windrichtungen an der Messboje Darss in Abb. 6 unten ist die Übereinstimmung beider Modelle mit den Messdaten, abgesehen von den Schwankungen während der Phase niedriger Windgeschwindigkeiten zwischen dem 17. und 18. sehr gut.

In Abb. 7 sind gemessene sowie unter Verwendung des Windschubansatzes nach SMITH und BANKE (1975) modellierte Wasserstandsverläufe des Sturmes vom Februar 2002 für vier deutsche Pegel dargestellt. Im Falle des BSH-Modells wurden die Wasserstände anhand der oben beschriebenen Korrekturwerte, die an den betrachteten Pegeln zwischen –0,17 cm und –0,26 cm variieren, korrigiert.



Abb. 6: Vergleich der Windgeschwindigkeiten und Richtungen interpoliert auf beide Modellgitter mit Messdaten für den Sturm Februar 2002

240



Abb. 7: Wasserstand an vier deutschen Pegeln für beide Modelle unter Verwendung des modifizierten Windschubansatzes nach SMITH und BANKE 1975 im Vergleich mit Messungen für den Sturm 2002

Der generelle Verlauf des Wasserstandes wird in beiden Modellen ähnlich gut wiedergegeben. Sowohl die Schwankungen vor, als auch die Variation des Wasserstandes während des Sturmes am 21. Februar werden zufriedenstellend erfasst. Die Amplitude des maximalen Wasserstandsanstieges wird durch beide Modelle überschätzt.

Abb. 8 stellt graphisch die statistische Verifikation der Modelle gegen die Messdaten für den Zeitraum vom 13. bis zum 23. Februar dar. Die Balken im oberen Diagramm entsprechen der Abweichung der Scheitelwasserstände (oberer Balkenrand) vom Mittelwert über den betrachteten Zeitraum (unterer Balkenrand). Dargestellt sind grau die Messdaten, blau und rot die Modellergebnisse unter Verwendung des modifizierten Windschubansatzes nach SMITH und BANKE (1975) (cd1), wie sie in Abb. 7 zu sehen sind, und cyan und magenta die Modellergebnisse unter Verwendung des in Kapitel 2.2 beschriebenen zweiten, etwas niedrigeren Windschubansatzes (cd2).

Bei der Betrachtung der mittleren gemessenen Wasserstände (unterer grauer Balkenrand) fällt auf, dass dieser von West nach Ost um ca. 10 cm ansteigt. Dies lässt sich durch die, außer während des Sturmes, vornehmlich westlichen Windrichtungen über der westlichen Ostsee im Zeitraum zwischen dem 13. 2. und 23. 2. erklären (vgl. Abb. 6 unten). Beide Modelle folgen diesem Trend. Die mittleren Wasserstände im FTZ-Modell liegen mit Abweichungen zwischen –2,8 cm und +7 cm tendenziell über, im BSH-Modell mit Abweichungen zwischen –1,6 cm und –8,9 cm unter den Messwerten.

Die Wasserstandsamplitude, also die maximale Auslenkung über dem Mittelwert, ist bei beiden Modellen, unter Verwendung des Windschubansatzes nach SMITH und BANKE (cd1), etwas zu groß. Eine Ursache hierfür sind vermutlich die Abweichungen des Modellwinds von der Beobachtung (Abb. 6). Um die andere mögliche Ursache, den Einfluss des Windschubkoeffizienten, zu untersuchen, wurden mit beiden Modellen Rechnungen mit einem zweiten Ansatz (cd2) durchgeführt. In Abb. 8 ist die resultierende Reduktion der Amplituden deutlich erkennbar. Die Variationen des Wasserstandes bei unterschiedlichem Ansatz für den Windschubkoeffizienten sind in beiden Modellen von etwa gleicher Größenordnung. Die Wasserstandsauslenkungen der Messdaten werden durch die Modelle, besonders durch das des FTZ mit (cd2) tendenziell besser als mit dem ersten Ansatz wiedergegeben. Die Kompensation der teilweise zu hohen Windgeschwindigkeiten durch die Reduktion des Windschubkoeffizienten führte, vor allem während des Sturmes, zu einer Verbesserung der Modellergebnisse.

Die größten Unterschiede zwischen den beiden Modellen treten unter den ausgewählten Stationen während des Sturmes in Koserow auf. Durch die kleinen Wassertiefen in weiten Bereichen der Pommerschen Bucht ist der Einfluss von Topographiedifferenzen zwischen den Modellen hier vergleichsweise groß. Aus Abb. 2 ist zu entnehmen, dass die Topographie des FTZ-Modells um Koserow etwas flacher ist, was lokale Topographieunterschiede als Ursache für die höhere Wasserstandsauslenkung im Süden der Pommerschen Bucht plausibel erscheinen lässt.

Im unteren Diagramm von Abb. 8 sind die Standardabweichungen der Differenzen zwischen Modell und Messdaten dargestellt. Im Mittel liegen die Werte um 11 cm und immer unter 16 cm. Damit sind alle Modellergebnisse für die Simulation eines Sturmereignisses als gut zu bewerten. Im Vergleich zwischen den einzelnen Stationen liegen die Fehler vor allem in Travemünde vergleichsweise hoch. Ursache hierfür kann die Lage des Pegels im Bereich der komplexen Geometrie der Travemündung sein, die mit beiden Modellauflösungen nicht hinreichend abgebildet wird. Im Vergleich zwischen den beiden Windschubkoeffizienten ergeben sich für den niedrigeren Ansatz (cd2) aus oben genannten Gründen besonders im



Abb. 8: Statistische Verifikation der Modelle für den Zeitraum 13.–23. Februar 2002, unter Verwendung zweier unterschiedlicher Windschubansätze

Modell des FTZ die etwas besseren Werte. Im Mittel haben die Modelle des FTZ und des BSH an allen vier Stationen für die beiden Windschubansätze für den Sturm im Februar 2002 vergleichbare Ergebnisse erzeugt.

3.2 Sturm November 2006

Dem eigentlichen Sturm am 1. November 2006 gingen einige Tage mit wechselhaften und teilweise stürmischen Winden und entsprechend deutlichen Schwankungen im Wasserstand voraus. Die gemessenen Windgeschwindigkeiten am 1. November sind zwar in der Größenordnung den Windverhältnissen des Sturmes vom Februar 2002 vergleichbar, jedoch ist das Windfeld hier während des Sturmes deutlich nördlicher ausgerichtet (vgl. Abb. 5 und Abb. 9).

In Abb. 9 sind an den Stationen Fehmarn und Messboje Darss die beiden Modellwinde den gemessenen Daten gegenübergestellt. Die Übereinstimmung von gemessenen und modellierten Windgeschwindigkeiten ist generell gut. Zwischen den Modellwinden gibt es ebenfalls nur geringe Unterschiede. Abweichungen gibt es während des Sturmes am 1. November. Zum einen wird die gemessene Windspitze von 24 m/s an der Messboje Darss bei beiden



Abb. 9: Vergleich der Windgeschwindigkeiten und Richtungen interpoliert auf beide Modellgitter mit Messdaten für den Sturm November 2006

Modellwinden um ca. 5 m/s unterschätzt. Zum anderen liegen die Windgeschwindigkeiten des Modellwindes des BSH-Modells am 1. November kurzfristig in Fehmarn ca. 3 m/s über dem FTZ-Modellwind und den Messdaten.

Die Übereinstimmung der Windrichtung beider Modelle mit den Messdaten an der Messboje Darss (Abb. 9 unten) ist über den gesamten Zeitraum sehr gut.

In Abb. 10 sind die Wasserstandszeitreihen der beiden Modelle den Pegeldaten an den vier Stationen im Zeitraum 20. Oktober bis 2. November 2006 gegenübergestellt. Die Simulationen wurden unter Verwendung des modifizierten Windschubansatzes nach SMITH und BANKE (cd1, 1975) durchgeführt. Zunächst fallen die großen Schwankungen vor dem eigentlichen Sturm zwischen 25. und 1. November als Folge der oben beschriebenen variablen Windbedingungen auf. Die Schwankungen des aufgezeichneten Wasserstandes mit sowohl negativen als auch positiven Auslenkungen, die eine komplexe Reaktion auf unterschiedliche treibende Kräfte darstellen, werden von beiden Modellen gut reproduziert. Die negativen Auslenkungen am 29. in Warnemünde und Koserow werden im BSH-Modell etwas besser erfasst. Das Hochwasser vom 1./2. November, das durch starken Nordwind verursacht wurde, wird im Verlauf ebenfalls gut getroffen, wobei die Scheitelwerte unterschätzt werden.

In Abb. 11 ist die statistische Verifikation der Modelle gegen die Messdaten für den Zeitraum vom 19. Oktober bis zum 4. November graphisch dargestellt. Im oberen Diagramm ist wie in Abb. 8 die Differenz zwischen Scheitelwasserstand und Mittelwert des betrachteten Zeitraumes als Balken aufgetragen. Bei der Betrachtung der mittleren Wasserstände (unterer Balkenrand) zeigen beide Modelle nur geringe Abweichungen. Die Wasserstände des FTZ-Modells liegen wieder tendenziell und vor allem im Osten etwas höher als die durch die oben beschriebenen ortsabhängigen Korrekturwerte angepassten BSH-Modelldaten. Die Amplituden der Wasserstände der Pegeldaten werden an allen 4 Stationen durch beide Modelle und etwas stärker durch das FTZ-Modell unterschätzt.



Abb. 10: Wasserstand an vier deutschen Pegeln für beide Modelle unter Verwendung des Windschubansatzes nach SMITH und BANKE 1975 im Vergleich mit Messungen für den Sturm 2006

244

Ursache für die Unterschätzung der Amplituden kann das Fehlen der kurzen Windspitze am 1. November in den Modellwindfeldern sein (vgl. Abb. 9 Windvergleich Messboje Darss). Die im Vergleich zum BSH-Modell kleinere Amplitude für Kiel und Travemünde im FTZ-Modell kann zudem eine Folge der lokal (um Fehmarn) kleineren Windspitze im FTZ-Modell sein. Die Standardabweichungen der Fehler beider Modelle im unteren Diagramm liegen mit 10 cm im Mittel und maximal 13 cm sogar unter den Werten der bereits guten Simulation des Sturmes vom Februar 2002. Vor allem in der Mecklenburger und Pommerschen Bucht zeigt das BSH-Modell etwas kleinere Fehler.



Abb. 11: Statistische Verifikation der Modelle für den Zeitraum 19. Oktober bis 4. November 2006

4. Einfluss der unterschiedlichen Berücksichtigung des Wasseraustausches zwischen Nord- und Ostsee

Das am FTZ eingesetzte Strömungsmodell deckt die Ostsee inklusive Kattegat ab und hat die offene Grenze auf Höhe der schwedischen Station Ringhals im Kattegat. Das Modell des BSH umfasst Nord- und Ostsee. Ein wesentlicher Unterschied der hier vorgestellten Modellsysteme ist somit die Ausdehnung des Modellgebietes. Konkret bedeutet dieser Unterschied, dass im ersten Fall Randbedingungen am offenen Rand zur Nordsee definiert werden müssen, während im zweiten Fall der Austausch zwischen Nord- und Ostsee innerhalb des Modells berechnet wird. In diesem Kapitel wird untersucht, inwieweit die Ausdehnung des Modellgebiets einen Einfluss auf die berechneten Wasserstände der Ostsee während Sturmereignissen hat. Hierzu werden im Wesentlichen zwei Aspekte betrachtet: Volumentransporte zwischen Nord- und Ostsee, welche den Füllungsgrad der Ostsee beeinflussen und Wasserstände bei extremen Sturmhochwassern an einzelnen Stationen der südwestlichen Ostsee. Der Wasserhaushalt der Ostsee wird bestimmt durch Flusswasserzufuhr, Niederschlag, Verdunstung und Wassertransport durch Belte und Sund. In beiden Modellen ist der Einfluss von Niederschlag und Verdunstung auf die Volumenbilanz vernachlässigt. Die Flusswasserzufuhr wurde in beiden Modellen für die Simulation 2002 (8. 2.–23. 2.) durch mittlere Werte beschrieben. In der Simulation 2006 (17. 10.–4. 11.) wurden im Modell des BSH abweichend aktuelle Werte aus einem hydrologischen Modell des SMHI für die Flusszufuhr in die Ostsee einschließlich Skagerrak und Kattegat gewählt. Daher werden in Kap. 4.1 Transporte nur für die Simulation 2002 verglichen.

Der Transport am offenen Rand im FTZ-Modell wird durch den Gradienten zwischen der Randbedingung und dem Wasserstand innerhalb des Modellgebietes bestimmt. Im Projekt MUSTOK wurde dazu der in Ringhals beobachtete Wasserstand räumlich konstant über den offenen Rand vorgegeben. Zum Vergleich oder bei fehlenden Beobachtungen wurden Wasserstände aus dem Modell des BSH als Randwerte genutzt. Abb. 12 zeigt für den Zeitraum im Februar 2002 beobachtete Wasserstände für Ringhals (SMHI), wie sie im FTZ-Modell als Randwerte vorgegeben werden, im BSH-Modell simulierte Wasserstände an der Station Ringhals und Wasserstände des BSH-Modells entlang der offenen Grenze des FTZ-Modells, die für eine Vergleichsrechnung ebenfalls zum Antrieb des FTZ-Modells verwendet wurden. Nach den ersten beiden Tagen liegt der im BSH-Modell simulierte Wasserstand an der Pegelposition Ringhals vorwiegend 0,1–0,2 m unter dem gemessenen. In anderen Bereichen des FTZ-Modellrandes treten jedoch größere Unterschiede zu den Pegeldaten auf. Während der Wasserstand am östlichen Rand die meiste Zeit gut durch den simulierten Wasserstand in Ringhals repräsentiert wird, liegt der westliche Randwert deutlich darunter, d.h. im BSH-Modell wird eine Neigung für den Wasserstand im Kattegat berechnet.

Ein Vergleich beider Modelle untereinander und mit gemessenen Werten umfasst Aussagen zur Güte der angenommenen Flusswasserzufuhr, der Güte der mit dem Modell des BSH simulierten Wasserstände in Ringhals und am offenen Rand des vom FTZ benutzten Modells und Aussagen zum Einfluss von über den Rand variierenden Wasserständen im Vergleich mit räumlich konstant angenommenen Wasserständen. In Kap. 4.2 werden zusätz-



Abb. 12: Pegeldaten Ringhals (SMHI, grau) und Modellergebnisse des BSHcmod in Ringhals (schwarz), sowie Modellergebnisse des BSHcmod am offenen Rand des FTZ-Modells (blau und rot)

lich zeitliche Variationen des Wasserstands in Ringhals während der Modifikation einer ausgewählten Wetterlage betrachtet. Alle aufgeführten Aspekte des Vergleichs können hier in keiner Weise umfassend behandelt werden.

4.1 Füllungsgrad und Massentransporte

Im Projekt MUSTOK wurde der Einfluss des mittleren Wasserstandes der Ostsee auf Sturmhochwasser intensiv diskutiert. Der Trend des am Pegel Landsort gemessenen Wasserstands kann als repräsentativ für die Schwankungen des mittleren Wasserstands der Ostsee angesehen werden (JANSSEN, 2002; BRUSS et al., 2009). Daher wurden die Wasserstände in Landsort und die Transporte durch Belte und Sund sowie durch verschiedene Schnitte innerhalb der westlichen Ostsee verglichen.

4.1.1 Hindcast Stürme 2002 und 2006

Abb. 13 und Abb. 14 stellen die modellierten Wasserstandsverläufe am Pegel Landsort gemessenen Daten für die Zeiträume der beiden oben beschriebenen Hindcast Stürme gegenüber. Bei Berücksichtigung aller Zu- und Abflüsse in die Ostsee verlaufen in der operationellen Version des BSH die simulierten kumulativen Transporte und der Wasserstand in Landsort zeitlich parallel (MÜLLER-NAVARRA et al., 2003).

Im Oktober/November 2006 (Abb. 13) sind die beiden Modellwasserstände in Landsort ähnlich im Verlauf und Mittelwert und folgen den Pegeldaten des SMHI gut. Der Anstieg des Wasserstandes ab dem 30. Oktober wird in beiden Modellen wiedergegeben. Am Pegel Ringhals, dessen Pegeldaten als Randwerte des FTZ-Modells verwendet wurden, zeigte der Vergleich mit den Wasserständen des BSH-Modells eine gute Übereinstimmung.

Im Zeitraum des Februar 2002 sind am Pegel Landsort (Abb. 14) größere Unterschiede erkennbar. Der Anfangswasserstand der Ostsee wird für beide Modelle mit der in (BORK u. MÜLLER-NAVARRA, 2009a) beschriebenen Methode aus einer räumlichen Korrelation von Jahresmittelwerten zum Pegel Landsort berechnet, so dass das FTZ-Modell zu Beginn der Simulation in Landsort mit den gemessenen Daten übereinstimmt. Im BSH-Modell wird nur ein Teil der Unterschiede in den Anfangswerten berücksichtigt. Ein zeitlich konstanter Teil wird als Korrektur der Modellergebnisse verwendet (BORK u. MÜLLER-NAVARRA, 2009). Beim Start der Modellrechnungen am 8. Februar ist der gemessene Wasserstand in Landsort mit 42 cm bereits deutlich erhöht. Vom 8. bis zum 13. steigt er weiter bis auf ca. 0,6 m an. Dieser Anstieg wird in beiden Modellen und speziell im BSH-Modell etwas zu gering wiedergegeben. Danach fällt der gemessene Wasserstand bis zum 17. wieder bis auf ca. 0,4 m ab. In dieser Phase reagieren die Modelle unterschiedlich. Der am 13. noch zu geringe Wasserstand im FTZ-Modell passt sich bis zum 17. dem gemessenen Wert in Landsort durch geringes Abfallen an. Im BSH-Modell fällt der am 13. ebenfalls noch zu geringe Wasserstand bis zum 17. stärker, in der Tendenz ähnlich den Messwerten ab, wodurch die Differenz vom 13. noch etwas verstärkt wird. Vom 17. bis zum 22. folgen wieder beide Modelle den Schwankungen der gemessenen Daten, wobei der Mittelwert im BSH-Modell um etwa 15 cm konstant zu niedrig bleibt. Die hauptsächlich windbedingte starke Auslenkung des Wasserstandes in Landsort im Verlauf des 22. wird vom FTZ-Modell etwas besser erfasst.

Unter Verwendung der Randbedingungen aus dem Modell des BSH ergeben sich auch für die FTZ-Simulation niedrigere Wasserstände in Landsort als beobachtet. Ab dem 15. ist der weitere Wasserstandsverlauf jedoch der ursprünglichen FTZ-Simulation näher als der des BSH. Ein Teil der Abweichungen könnte unabhängig von Modell und Randbedingungen dadurch erklärt werden, dass die Flusswasserzufuhr in dem betrachteten Zeitraum wahrscheinlich deutlich über mittleren Verhältnissen lag. Daten liegen nur für die Oder vor. Dort variierte der Zufluss zwischen 1158 und 1233 m³/s. Der Modellwert für den Oderzufluss betrug dagegen nur 522 m³/s.



Abb. 13: Modellwasserstände und Pegeldaten in Landsort Oktober/November 2006



Abb. 14: Modellwasserstände und Pegeldaten in Landsort Februar 2002

Der Unterschied zwischen den Modellergebnissen liegt wahrscheinlich im Umgang mit der Abweichung der Nullfläche des jeweiligen Modells von NN. Ähnlich wie das BSH-Modell (BORK u. MÜLLER-NAVARRA, 2009) strebt auch das FTZ-Modell bei einem auf NN bezogenen Anfangszustand der Nullfläche des Modells zu. Allerdings ist im FTZ-Modell der Unterschied zwischen Modellnull und NN geringer, da das Modellniveau aufgrund der Randsteuerung im Kattegat mit Pegeldaten, dort mit dem NN-Niveau übereinstimmt.


Abb. 15: Lage der Schnitte zur Berechnung der Transporte

Abb. 15 zeigt die ungefähre Lage der Schnitte, über welche die Transporte berechnet wurden. Entsprechend der unterschiedlichen Modellgitter sind die Schnitte im BSH-Modell entlang von geographischen Längen- bzw. Breitengraden, im FTZ-Modell entlang UTM-32-Projektionskoordinatenlinien orientiert. Der Schnitt über den Sund liegt im FTZ-Modell im Norden etwa bei Helsingborg und im BSH-Modell abweichend im Süden (Drogden-Schwelle). In Abb. 16 und Abb. 17 sind die kumulativen Volumentransporte beider Modelle in m³ durch die Schnitte T1–T6 für den simulierten Zeitraum im Februar 2002 dargestellt. Abb. 16 zeigt die Ergebnisse des FTZ-Modells angetrieben durch gemessene Pegeldaten, für die in Abb. 17 dargestellte Simulation wurden auf NN korrigierte Randwerte aus dem BSH-Modell verwendet. Die Transporte sind jeweils positiv nach Osten und Süden, also als Einstrom in die Ostsee, definiert.

Der Wasserstand in Landsort spiegelt näherungsweise den Füllungsgrad der Ostsee und damit Austauschprozesse zwischen Nord und Ostsee wider. Dem entsprechend sind die oben am Beispiel des Wasserstandes in Landsort diskutierten Unterschiede der Modelle für den Februar 2002 in den kumulativen Transporten noch deutlicher zu sehen. Zwischen 8. und 13. findet über alle Schnitte Einstrom nach Süden bzw. Osten statt. Der Einstrom ist in beiden Modellen deutlich ausgeprägt, jedoch im FTZ-Modell in der Summe am 13. ca. doppelt so groß wie im BSH-Modell. Unter Verwendung der Randbedingungen aus dem BSH-Modell ist er etwas niedriger (Abb. 17), aber immer noch deutlich höher als in der BSH-Simulation. Zwischen 13. und 18. ist der Unterschied in der Tendenz noch deutlicher ausgeprägt. Der eher geringe Ausstrom in die Nordsee im FTZ-Modell steht den vergleichsweise hohen negativen Transporten des BSH-Modells gegenüber. Bei Randbedingungen aus dem Modell des BSH nimmt der kumulative Transport in der FTZ-Simulation nach dem 13. zwar ebenfalls deutlich ab, jedoch langsamer als in der BSH-Simulation. Nach dem 18. verhalten sich die aktuellen Transporte der Modelle ähnlich was auch in den kumulativen Transporten in Abb. 16 und Abb. 17 zu erkennen ist.

Ursachen für die Unterschiede in den Transporten können unter anderem die Anfangsphase der Modelleinschwingung nach dem Simulationsstart sowie Unterschiede im Modellniveau sein. Der Einfluss der Randbedingungen zeigt sich ebenfalls deutlich in den kumulativen Transporten der beiden FTZ-Simulationen (Abb. 16 u. 17). Grund für die Annäherung des FTZ-Modells an die BSH-Transporte sind die im Vergleich zu den Pegeldaten in Ringhals niedrigen Wasserstandsrandwerte aus dem BSH-Modell, die zu einem größeren Gefälle zwischen Ostsee und Kattegat und damit zu erhöhtem Ausstrom führen. Vor allem im Westen des Kattegats, nahe dem dänischen Festland, sind die Wasserstände des BSH-Modells durch eine verstärkte Ost-West-Neigung niedrig. Als eine Ursache für die verbleibenden Unterschiede werden die in Kap. 2.1 beschriebenen Unterschiede in der Topographie vermutet. Für



Abb. 16: Kumulative Transporte durch die Schnitte aus Abb. 15.



Abb. 17: Kumulative Transporte durch die Schnitte aus Abb. 15

die Transporte selber bestanden jedoch keine Vergleichsmessungen. Aus der Tatsache, dass die Wasserstände in Landsort mit beobachteten Ringhals-Wasserständen als Randsteuerung des FTZ-Modells besser reproduziert wurden, kann nicht abschließend auf die Güte der Transporte geschlossen werden.

4.1.2 Vorlaufrechnungen zu den EPS-Stürmen

Die Windfelder der in MUSTOK untersuchten EPS-Szenarien umfassen meist nur wenige Tage. Daher wurden, um die Unabhängigkeit von den Ungenauigkeiten der Anfangszustände zu gewährleisten, Vorläufe jeweils über die 3 bis 4 vorangehenden Wochen mit Windfeldern aus dem Era40-Datensatz (ECMWF, 2004) gerechnet. Der Era40-Datensatz beinhaltet meteorologische Reanalysen der letzten 40 Jahre mit einer zeitlichen Auflösung von 6 Stunden auf dem Gitter des IFS-Modells. Trends werden damit erfasst, kurzfristige Spitzen z.B. der Windgeschwindigkeit können jedoch fehlen. Als Randwerte für die offene Grenze des FTZ-Modells wurden Pegeldaten der Station Ringhals, sowie für die Zeiträume in 1964, 1968 und 1971, für die keine Messdaten vorliegen, am BSH berechnete Wasserstände verwendet. Anfangsverteilungen von Salzgehalt und Temperatur wurden anhand klimatologischer Monatsmittelwerte (JANSSEN et al., 1999) bestimmt. Anfangswasserstände wurden mit der in (BORK u. MÜLLER-NAVARRA, 2009a) beschriebenen Methode erzeugt. Mit diesen Vorlaufrechnungen wurde die Ausgangssituation zu Beginn jedes Szenarios, d.h. die Anfangswerte für den Start der Szenariorechnungen erzeugt.

Als ein Beispiel, in dem in beiden Modellen Era40-Winde und mittlere Flusswassereinträge benutzt wurden, ist der Wasserstand in Landsort für die Zeit vom 25. 10.–21. 11. 1970 in Abb. 18 dargestellt. In diese Zeit fallen drei extreme Sturmhochwasser (vergleiche Kapitel 4.2.). In Anbetracht der oben beschriebenen groben zeitlichen Auflösung der Antriebsdaten und unbekannter aktueller Flusswassereinträge ist die Übereinstimmung mit den Messdaten in beiden Modellen als gut zu bewerten. Volumenänderungen der Ostsee, verursacht durch



Abb. 18: Modellwasserstände und Pegeldaten der Vorlaufsimulation Oktober/November 1970, angetrieben durch Era40-Windfelder, mit mittleren Flusseinträgen

meteorologische Einflüsse, können demnach mit dem Strömungsmodell des FTZ und der Randsteuerung im Kattegat angemessen reproduziert werden. Wieder führt die Vorgabe gemessener Wasserstände in Ringhals als Randwerte für das FTZ-Modell zu einer etwas besseren Reproduktion der Wasserstände in Landsort.

4.2 Wasserstände in der südwestlichen Ostsee

Bei den im Rahmen von MUSTOK vom DWD für die HN-Simulation ausgewählten EPS-Sturmszenarien (SCHMITZ, 2007) handelt es sich zwar um physikalisch konsistente, also mögliche Wetterlagen, die anhand ihrer Startzeitpunkte in die reale Zeit eingeordnet werden, die Stürme weichen jedoch von der ursprünglichen Wettersituation ab. Damit kann auch der Wasseraustausch mit der Nordsee vom realen Verlauf abweichen. Da aufgrund der kürzeren Berechnungszeiten des reinen Ostseemodells die Vorauswahl der EPS-Szenarien für MUSE-Ostsee vom FTZ durchgeführt wurde, wurden zunächst auch für die EPS-Szenarien reale Pegeldaten der Station Ringhals als Randwerte verwendet. Um die Unsicherheiten in den am FTZ berechneten Wasserständen, bedingt durch eine mögliche Abweichung zwischen dem realen, durch den Pegel Ringhals repräsentierten, und einem mit der EPS-Wettersituation im Gleichgewicht stehenden Austausch zwischen Nord und Ostsee zu untersuchen, wurden am FTZ Simulationen mit Wasserständen aus dem BSH-Modell als Randwerte im Kattegat, für die am BSH nachgerechneten Szenarien durchgeführt. Anhand der Ergebnisse dieser Simulationen konnte der Einfluss der Randwerte auf die berechneten Wasserstände verifiziert werden.

In Abb. 19 sind die Wasserstände des BSH-Modells in Ringhals für drei der EPS-Simulationen im November 1970 den Pegeldaten des gleichen Zeitraumes gegenübergestellt. In diesen EPS-Simulationen treten die größten Unterschiede zu den Pegeldaten, mit bis zu 30 cm um den 19. November im EPS-member 7011-200-47 auf. Diese Realisation führte auch zu den größten Unterschieden bei den Wasserständen des FTZ-Modells zwischen Rechnungen mit Pegeldaten als Randsteuerung und Rechnungen mit Randwerten aus dem BSH-Modell.

Abb. 20 zeigt die beiden Zeitreihen der Wasserstände in Flensburg, bei denen die Differenzen am größten waren. Die beiden Kurven haben im Wesentlichen den gleichen Verlauf und unterscheiden sich nur in kleinen Schwankungen. Der Scheitelwert unter Verwendung



Abb. 19: Pegeldaten und Modellwasserstände des BSH für 3 EPS-Stürme in Ringhals (Bezeichnungen in BORK u. MÜLLER-NAVARRA [2009]: 1970_31b0c2, 1970_35b0cw und 1970_47b0d1)

252



Abb. 20: Wasserstände des FTZ-Modells in Flensburg



Abb. 21: Vergleich von Scheitelwasserständen an der deutschen Ostseeküste berechnet mit dem FTZ-Modell unter Verwendung unterschiedlicher Randwerte

von BSH-Randwerten liegt ca. 9 cm tiefer. Weiterhin nimmt die Differenz der Scheitelwerte nach Osten hin bis auf unter 1 cm in der Pommerschen Bucht ab.

In Abb. 21 sind die Scheitelwasserstände für 9 EPS-Stürme an 30 Stationen entlang der deutschen Ostseeküste dargestellt. Modellergebnisse aus Rechnungen mit Ringhals-Pegeldaten sind über Modellergebnissen aus Rechnungen mit Randwerten aus dem BSH-Modell aufgetragen. Die Abweichungen zwischen den Scheitelwasserständen liegen stets unter 10 cm. Damit kann die Unsicherheit in den EPS-Ergebnissen, bedingt durch Unsicherheiten der Wasserstände im Kattegat, als untergeordnet angesehen werden. Hauptgründe für den geringen Einfluss der Randwerte sind zum einen die meist kurze Dauer der untersuchten Ereignisse sowie die teilweise geringen Unterschiede zwischen den Randwerten aus dem BSH-Modell und den Pegeldaten. Zum anderen wird der Einfluss von Wasserstandsgradienten im Kattegat auf extreme Wasserstandsschwankungen bei Sturmhochwasser an der deutschen Ostseeküste durch die Belte gedämpft.

5. Zusammenfassung

In Hinblick auf die Simulationen extremer Sturmhochwasser im Projekt MUSTOK sind die hier beschriebenen Unterschiede zwischen den hydrodynamischen Modellen des BSH und des FTZ eher gering. Ein wesentlicher Aspekt des Vergleichs war der Einfluss der Randbedingungen zwischen Nord- und Ostsee. Der Modellvergleich anhand der beiden Stürme von 2002 und 2006 hat für Hindcastrechnungen gezeigt, dass reine Wasserstandssimulationen auch ohne gekoppeltes Modell der Nord- und Ostsee möglich sind. Bei den in MUSTOK untersuchten extremen Stürmen war der Einfluss der Randsteuerung auf die Wasserstände der deutschen Ostseeküste gering.

Bei diesem Modellvergleich wurde ein einheitlicher meteorologischer Antrieb verwendet. Im Projekt MUSTOK wurden auch verschiedene meteorologische Modelle benutzt, um den gleichen Sturm zu simulieren (SCHMITZ, 2007). Die Unterschiede bei den Wasserständen waren beträchtlich (BORK u. MÜLLER-NAVARRA, 2009) und deutlich höher als die Modellunterschiede der beiden hydrodynamischen Modelle.

6. Danksagung

Wir danken Herrn Warnecke (BSH) für die Erstellung digitaler Eisanfangsverteilungen, Herrn Janssen für die statistische Bearbeitung der Modelldaten von 2002, Frau Schmelzer (BSH) für die Bereitstellung von Eisdaten, Frau Perlet (BSH), Herrn Nöthel (WSA Lübeck) und Herrn Hammarklint (SMHI) für die Bereitstellung von Wasserstandsdaten und Frau von Gyldenfeldt (BSH) für die Zusammenstellung von maximalen Wasserständen und Winddaten.

7. Schriftenverzeichnis

- BORK, I. und MÜLLER-NAVARRA, S. H.: Modellierung von extremen Sturmhochwassern an der Deutschen Ostseeküste. Die Küste, Heft 75, 2009.
- BORK, I. und MÜLLER-NAVARRA, S. H.: Simulation und Analyse extremer Sturmhochwasser an der Deutschen Ostseeküste. Abschlussbericht 1.3 zum KFKI-Verbundprojekt MUSTOK, Hamburg, 2009a.
- BRUSS, G.; JIMENEZ, N. und MAYERLE, R.: Bestimmung von Bemessungsparametern für Küstenschutzanlagen an der Deutschen Ostseeküste aufbauend auf Szenariosimulationen. Abschlussbericht 2.2 zum KFKI-Verbundprojekt MUSTOK, Kiel, 2009.
- BRUSS, G. and MAYERLE, R.: Investigations on the influence of the wind drag coefficient in storm surge models. In Proceedings of the 3. International Conference in Ocean Engineering, pages 325–332. IIT Madras, 2009.
- DICK, S.; KLEINE, E.; MÜLLER-NAVARRA, S. H.; KLEIN, H. und KOMO, H.: The Operational Circulation Model of BSH (BSHcmod) – Model description and validation. Berichte des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie 29, 2001.
- DICK, S.; KLEINE, E. und JANSSEN, F: First Results of a New Operational Circulation Model for the North Sea and the Baltic Using General Vertical Co-ordinates. Proceedings of Euro-GOOS Conference, (Exeter), 2008 (in Druck)
- ECMWF: Era-40: Ecmwf 45-year reanalysis of the global atmosphere and surface conditions 1957-2002. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Newsletter No. 101, 2004.
- GÄSTGIFVARS, M.; MÜLLER-NAVARRA, S. H.; FUNKQUIST, L. und HUESS, V.: Performance of Operational Systems with Respect to Water Level Forecasts in the Gulf of Finland. Ocean Dynamics, 58, 139–153, 2008.

- JANSSEN, F.; SCHRUM, C. und BACKHAUS, J. O.: A Climatological Data Set of Temperature and Salinity for the Baltic Sea and the North Sea. Deutsche Hydrographische Zeitschrift, Supplement 9, 1999.
- JANSSEN, F.: Statistische Analyse mehrjähriger Variabilität der Hydrographie in Nord- und Ostsee. Dissertation, Universität Hamburg, 2002.
- MÜLLER-NAVARRA, S. H.; DICK, S. und KLEINE, E.: Vorhersage mit Hilfe hydrodynamischnumerischer Modelle. In: HUPFER, P.; HARFF, J.: STERR, H. UND STIGGE, H.-J. (eds.): Die Wasserstände an der Ostseeküste. Die Küste, Heft 66, 67–78, 2003.
- SCHMITZ, R.: Vorhersage von historisch aufgetretenen Stürmen über der Ostsee mithilfe des Ensemble Prediction System und COSMO. Abschlussbericht 1.1 zum KFKI-Verbundprojekt MUSTOK, Offenbach, 2007.
- SMITH, S. D. und BANKE, E. G.: Variation of the Sea Surface Drag Coefficient with Wind Speed. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 101, 665–673, 1975.

Schlussfolgerungen und Empfehlungen aus dem Verbundprojekt MUSTOK und zukünftiger Forschungsbedarf

Von Jürgen Jensen, Peter Fröhle, Roberto Mayerle, Sylvin Müller-Navarra und Hans von Storch

Zusammenfassung

Im Rahmen des Forschungsverbundprojektes MUSTOK wurden umfangreiche Studien zu Küstenbelastungen und deren Eintrittswahrscheinlichkeiten durchgeführt. Dazu zählen Sturmflutwasserstände ebenso wie Seegang, Wellenauflauf oder resultierende morphologische Auswirkungen. Das Projekt MUSTOK hat zu einem besseren Verständnis zur Genese von extremen Sturmflutwasserständen an der deutschen Ostseeküste geführt und es konnten regionale Besonderheiten bei der Modellierung der Küstenbelastungen berücksichtigt werden. Die erzielten Ergebnisse werden in dem vorliegenden Beitrag zusammenfassend bewertet und es werden Empfehlungen für den zukünftigen Forschungsbedarf gegeben.

Schlagwörter

Ostsee, Sturmfluten, Bemessung, Küstenschutz, Forschungsbedarf

Summary

Within the framework of the research project MUSTOK intensive studies on coastal loads and probabilities have been carried out. These loads are extreme water levels as well as swell, wave run-up and morphological impacts. The project yields a better understanding of the genesis of extreme storm surges in southern Baltic Sea. Moreover, regional characteristics of the coastline have been taken into consideration in the hydrodynamic models. In this paper, the results are discussed and some recommendations are given for further research.

Keywords

Baltic Sea, storm surges, design, coastal protection, research needs

Inhalt

1.	Einleitung	256
2.	Schlussfolgerungen, Empfehlungen und Forschungsbedarf	257
	2.1 Allgemeines	257
	2.2 Meteorologie und Modellierung von Starkwindfeldern	257
	2.3 Modellierung von Sturmflutwasserständen	257
	2.4 Verfahren zur Sicherheitsüberprüfung und Bemessung von Küstenschutzanlagen	
	an der deutschen Ostseeküste (SEBOK A)	260
	2.5 Verfahren zur Sicherheitsüberprüfung und Bemessung von Küstenschutzanlagen	
	an der deutschen Ostseeküste (SEBOK B)	262
	2.6 Statistische Analysen von Wasserständen und Seegang	263
3.	Schriftenverzeichnis	264

1. Einleitung

Extreme Sturmflutereignisse gefährden sowohl die deutsche Nordsee- als auch die Ostseeküste. Dabei sind die Küstengebiete aufgrund der intensiven Nutzung in der Regel sehr vulnerabel gegenüber solchen Ereignissen. Die Länge der Außenküste Mecklenburg-Vorpommerns beträgt insgesamt 354 km, wovon 226 km Flachküste und 128 km Steilküste sind. 70 % der mecklenburg-vorpommernschen Küstenlinie befinden sich in einem stetigen Abrasionsprozess (MBLU-MV, 2009). Die Länge der Ostseeküste in Schleswig-Holstein beträgt etwa 637 km, wovon 491 km Flachküsten sind (MLR, 2001). Der Küstenschutz orientiert sich maßgeblich an extremen Ereignissen, wobei zum einen ein möglichst hohes Schutzniveau erreicht werden soll, zum anderen jedoch auch ökologische, ökonomische und touristische Ansprüche berücksichtigt werden müssen (JENSEN et al., 2007). Ein Schutz der Küsten gegen jede erdenklich hohe Sturmflut ist nicht möglich, womit bei allen Maßnahmen zugleich ein Restrisiko verbleibt, welches quantifiziert werden muss. Dies kann unter anderem durch die detaillierte Analyse der Sturmflutereignisse und Zuordnung von Eintrittswahrscheinlichkeiten erfolgen (MUDERSBACH u. JENSEN, 2008). Für die Bemessung von Küstenschutzbauwerken sind jedoch nicht in jedem Fall nur die extremsten Wasserstände von Bedeutung. Für vielfältige Bemessungsaufgaben ist die Kombination von Wasserstand und Seegang von besonderer Bedeutung.

Für den Küstenschutz maßgebende extreme Sturmflutereignisse sind an der deutschen Ostseeküste nur schwer zu definieren, weil neben der jeweils bedeutsamen regionalen Ausprägung derartiger Ereignisse auch die Ereignisse selbst wegen ihrer sehr geringen Eintrittswahrscheinlichkeit schwer fassbar sind. Für die Bemessung von Küstenschutzanlagen besteht das Problem in der Festlegung eines für die gesamte Ostseeküste gültigen Verfahrens zur Bestimmung von Bemessungsgrößen, bei dem die regionalen Gegebenheiten mit berücksichtigt werden. Für die Bestimmung regionaler Bemessungsgrößen müssen als Grundlage überregionale Bemessungsparameter bestimmt werden, die gleichzeitig Aussagen über Eintrittswahrscheinlichkeiten zulassen. Zur Bearbeitung dieser Fragestellungen wurde das KFKI-Verbundprojekt

Modellgestützte Untersuchungen zu extremen Sturmflutereignissen an der Deutschen Ostseeküste (MUSTOK)

genehmigt.

Das KFKI-Verbundvorhaben MUSTOK wurde vom Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) unter den Fördernummern 03KIS052 (MUSE Ostsee), 03KIS053 (SEBOK A) und 03KIS054 (SEBOK B) von 07/2005 bis 12/2008 gefördert. Die fachliche Begleitung erfolgte durch das Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen (KFKI-Fördernummern 84–86).

Das KFKI-Verbundprojekt gliederte sich in die drei folgenden Teilvorhaben:

- [1] Modellgestützte Untersuchungen zu Sturmhochwasserständen mit sehr geringen Eintrittswahrscheinlichkeiten an der deutschen Ostseeküste (MUSE Ostsee)
- [2] Entwicklung von Methoden zur Bestimmung maßgebender hydrodynamischer Bemessungsparameter für Küstenschutzanlagen an der Ostsee – Projektgebiet: Küste Schleswig-Holstein (SEBOK A)
- [3] Entwicklung von Methoden zur Bestimmung maßgebender hydrodynamischer Bemessungsparameter für Küstenschutzanlagen an der Ostsee – Projektgebiet: Küste Mecklenburg-Vorpommern (SEBOK B)

2. Schlussfolgerungen, Empfehlungen und Forschungsbedarf

2.1 Allgemeines

Für die im Verbundprojekt MUSTOK gestellte Forschungsaufgabe musste ein transdisziplinärer Ansatz gewählt werden. Den Ausgangspunkt der Analysen bildeten meteorologische Simulationen zur Erzeugung sturmflutrelevanter Wetterlagen. Daran anschließend wurden Wasserstands- und Seegangsimulationen durchgeführt. Die Ergebnisse der Modellsimulationen wurden zusammen mit beobachteten Wasserstands- oder Seegangsdaten statistisch analysiert, um Sicherheitsüberprüfungen bestehender Küstenschutzanlagen und Aussagen zu Eintrittswahrscheinlichkeiten vornehmen zu können. Für die Forschungsfelder

- Meteorologie und Modellierung von Starkwindfeldern
- Modellierung von Sturmflutwasserständen und Seegang
- Sicherheitsüberprüfungen bestehender Küstenschutzanlagen
- Statistische Analysen von Wasserständen und Seegang

werden im Folgenden Synthesen der erzielten Ergebnisse dargestellt und Empfehlungen, sowie der zukünftige Forschungsbedarf abgeleitet.

2.2 Meteorologie und Modellierung von Starkwindfeldern

Eine der Fragen des Projektes war, inwieweit geringfügige, physikalisch denkbare Modifikationen der Eigenschaften des auslösenden Sturmes, insbesondere im Hinblick auf die Zuggeschwindigkeit der Tiefdruckgebiete, zu Veränderungen in den Sturmfluthöhen führen können. Dazu wurden mit einem globalen Vorhersagemodell erzeugte Sturmlagen mithilfe des regionalen Atmosphärenmodells COSMO-CLM herunterskaliert und durch eine spezielle Steuerung etwas verlangsamt, in der Annahme, dass die damit einhergehende erhöhte Wirkzeit auch zu höheren Wasserständen in der südwestliche Ostsee führen würde. Diese Modifikation wurde durch die "Anbindung" ("spectral nudging") der simulierten dreidimensionalen, großskaligen Struktur an die zeitlich manipulierte vorgegebene globale Entwicklung der Modelldaten erreicht. Eine Verlangsamung der Verlagerung des Tiefdrucksystems um 6 Stunden binnen 18 Stunden bewirkte tatsächlich eine erhöhte Wirkzeit und damit höhere Sturmfluthöhen in der südwestlichen Ostsee als in der Simulation ohne Verlangsamung. Die Wirkung war aber mit 5-10 cm in der südwestlichen Ostsee im Wesentlichen vernachlässigbar (BENKEL et al., 2009). Damit ist die ursprüngliche Hypothese zwar grundsätzlich positiv beantwortet worden, aber der Effekt muss für den Fall der Ostsee als weniger gravierend, oder nur von 2. Ordnung, bezeichnet werden.

2.3 Modellierung von Sturmflutwasserständen

Ziele der Arbeiten am Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) (BORK u. MÜLLER-NAVARRA, 2009) im Rahmen von MUSE Ostsee waren Modellberechnungen extrem hoher Wasserstände als Beitrag zur Datenbasis der statistischen Analyse des Forschungsinstituts Wasser und Umwelt (fwu) (MUDERSBACH u. JENSEN, 2009) und die Analyse großräumiger und lokaler Einflüsse auf diese Wasserstände. Im DWD-Teilprojekt (SCHMITZ, 2009) wurden aus 31.800 Realisationen lediglich 21 gewonnen, die extreme Sturmhochwasser für große Teile der deutschen Ostseeküste oder regional für die Kieler Bucht, die Mecklenburger Bucht und die Pommersche Bucht generierten. Trotz der enormen Fallzahl meteorologischer Wetterentwicklungen übertrafen die extremen Wasserstände bei diesen Simulationen nur in der Pommerschen Bucht die im November 1872 aufgetretenen. Daher wurde das Projekt MUSTOK um eine Rekonstruktion und Analyse des Sturmhochwassers von 1872 erweitert (ROSEN-HAGEN u. BORK, 2009).

Mathematisch betrachtet ist die Modellierung von Sturmhochwassern der Ostsee die numerische Behandlung eines Anfangs-Randwertproblems der Hydrodynamik. Damit ist auch klar, dass die Wahl der Anfangs- und Randwerte besonders in Extremfällen – und um solche geht es hier – sorgfältig zu bedenken ist.

Die meteorologischen Randwerte an der Meeresoberfläche werden aus den Atmosphärenmodellen eingespeist. Der laterale, offene Rand ist im BSH-Modellsystem weit weg vom Untersuchungsgebiet an den Nordrand der Nordsee bzw. an den Westrand des Englischen Kanals gelegt. Damit ist gewährleistet, dass Austauschprozesse durch Belte und Sund auch bei z. B. meteorologisch bedingten, extremen Wasserstandsunterschieden zwischen Kattegat und westlicher Ostsee realistisch abgebildet werden. Den Wasseraustausch beeinflussen auch die Gezeiten, die über den Großen Belt in der Kieler Bucht bei Sturmhochwassern Wirkung zeigen, während weiter östlich deren Einfluss stark abnimmt. Ein wesentlich vereinfachtes zweidimensionales Modell des Nordostatlantiks ist dem dreidimensionalen Modell der Nord- und Ostsee vorgeschaltet, so dass auch Fernwellen aus dem Nordostatlantik berücksichtigt werden können

Bei der Wahl der Anfangswerte wurde bei den Simulationen eine Vorlaufzeit von mindestens 12 Tagen realisiert, um realistische Anfangsbedingungen für die zum Teil sehr kurzen EPS-Läufe (Ensemble Prediction System) zu schaffen, insbesondere auch um die "Vorfüllung" abzubilden, deren Bedeutung in der vorliegenden Literatur viel diskutiert wird, ebenso wie eine postulierte Schrägstellung der Wasseroberfläche als Ausgangslage für Ausgleichsprozesse.

Die hier benutzten, numerischen Modelle sind Basis der operationellen Wasserstandsvorhersage des BSH für Nord- und Ostsee und berücksichtigen alle in der Literatur diskutierten potentiellen Ursachen für extreme Sturmfluten bzw. Sturmhochwasser: lokaler und überregionaler Wind, statischer Luftdruck, Füllungsgrad der Ostsee, andere Wechselwirkungen mit der Nordsee, Ausgleichsprozesse und Gezeiten.

Insgesamt konnte mit dem hier beschriebenem Modellkonzept des BSH unter Verwendung der modellierten Starkwindfelder das Kollektiv extremer Sturmhochwasser für die deutsche Ostseeküste zwar erweitert werden, höhere als bisher schon erreichte Wasserstände wurden jedoch nur für die Pommersche Bucht gefunden. Dabei wurde mit einer Simulation in Greifswald der bisher höchste, gemessene Wasserstand um 0,55 m überschritten. In Travemünde blieb der maximale Wasserstand aller betrachteten Realisationen um 0,61 m unter dem von 1872 (Tab. 1). Damit stellte sich besonders für die Mecklenburger und Kieler Bucht die Frage, was das Sturmhochwasser von 1872 gegenüber den extremen Realisationen ausgezeichnet haben könnte.

Bei der Betrachtung nicht-lokaler Einflüsse auf Sturmhochwasser ist zu unterscheiden zwischen einem tatsächlichen Massentransport in die Westliche Ostsee hinein, dem Auflaufen winderzeugter, langer Oberflächenwellen z. B. aus der südlichen Ostsee und etwaigen Eigenschwingungen des vielzitierten Systems Westliche Ostsee/zentrale Ostsee/Finnischer Meerbusen. Zu diesen Themenbereichen wurden eine Reihe von numerischen Experimenten durchgeführt. Einmal wurde z. B. die Ostsee mit einer festgehaltenen Einstrom-Wetterlage "vorgefüllt". Darauf unmittelbar aufsetzende Sturmhochwasser-Simulationen zeigten dann die relativ kleine Bedeutung dieser manipulierten Anfangsbedingungen für die Scheitelwasserstände. In einem anderen Experiment mit einem hohen Wasserstand in St. Petersburg wurde nach dem Eintreten des dortigen Scheitelwasserstandes der meteorologische Antrieb abgeschaltet. Während der Ausgleichsprozesse traten zwar Schwingungen auf, waren aber ohne Einfluss auf den Scheitelwasserstand in der westlichen Ostsee. In der südlichen und zentralen Ostsee durch Wind und Luftdruck erzeugte, lange Oberflächenwellen, deren Wirkungen sich erst nach etwa 4–8 h an den Küsten der westlichen Ostsee zeigen, sind hingegen von großer Bedeutung für die Wasserstände.

Durch die Untersuchungen im MUSE-Ostsee-Projekt existiert nun eine klarere Vorstellung darüber, welchen atmosphärischen Antrieb Sturmhochwasser in der Westlichen Ostsee benötigen, damit dort extrem hohe Scheitelwerte auftreten können. Die Westliche Ostsee ist ein Gebiet mit komplexer, kleinräumiger Land-Wasser-Verteilung, und es gibt räumlich sehr unterschiedliche Wetterlagen und Windrichtungen mit Potential für Sturmhochwasser. Aus diesem Grunde sind empirische Verfahren zur Wasserstandsvorhersage nur sehr eingeschränkt nutzbar, weshalb in der Praxis eine Kombination aus Empirie und numerischen Vorhersagemodellen verwendet wird.

Als Erkenntnisse aus dem Projekt können angeführt werden, dass

- Sturmhochwasserstände sehr von der Ausdehnung und zeitlichen Entwicklung der Starkwindfelder abhängen,
- die Bandbreite optimaler Starkwindfelder f
 ür die Mecklenburger Bucht und besonders f
 ür die Kieler Bucht gering ist,
- die Bandbreite optimaler Starkwindfelder f
 ür Sturmhochwasser in der Pommerschen Bucht relativ groß ist,
- extrem hohe Scheitelwasserstände wenig von der jeweiligen Vorgeschichte abhängen,
- in der Rekonstruktion des Sturmhochwassers im November 1872 die Ostsee nicht extrem angefüllt war und
- dass die Scheitelwasserstände beim Sturmhochwasser am 13. 11. 1872 nicht von dem Sturm am Vortage abhingen.

Bestätigt wurden vereinzelt in der Literatur geäußerte Vermutungen über die Genese von Ostsee-Sturmhochwassern, z. B.

 dass in der Kieler Bucht die Gezeitenphase zu Beginn einer Simulation die Höchstwasserstände bei Sturmhochwassern beeinflusst und ein Abfließen des Wassers durch den Großen Belt durch Windstau im südlichen Kattegat zusätzlich behindert sein kann.

Kontrovers diskutiert und nun durch MUSE-Ostsee bestätigt wurde,

 dass Ablauf und Entwicklung extremer Sturmhochwasser der westlichen Ostsee nicht mit den einfachen physikalischen Konzepten "Vorfüllung" und "Eigenschwingungen" der Ostsee kompatibel oder gar erklärbar sind.

Anders als bei MUSE-Nordsee waren im Projekt MUSE Ostsee bisher eingetretene Sturmhochwasser-Wetterlagen kaum hilfreich für das Auffinden extremer noch nicht eingetretener Sturmhochwasser. Eine mögliche Erklärung hierfür ist die festgestellte, besondere Sensibilität der Scheitelwasserstände bei Sturmhochwassern in der Kieler und Mecklenburger Bucht gegenüber kleinen Abweichungen von den "optimalen" Sturmhochwasser-Wetterlagen. Deshalb sind hier die Simulationsergebnisse aus dem BSH-Teilprojekt, erzielt mit dem atmosphärischen Antrieb aus dem "Ensemble Prediction System" (EPS) tabellarisch den bisher höchsten gemessenen Wasserständen gegenübergestellt (Tab. 1). 260

Westliche Ostsee				Deutsche Bucht			
	HW1872	hHW_ EPS	hHW_EPS minus HW1872		hHW	hHW_ EPS	hHW_EPS minus hHW
Flensburg	3,08	2,84	- 0,24	Borkum	3,82	4,99	1,17
Eckernförde	3,15	2,63	- 0,52	Emden	4,76	6,09	1,33
Kiel-Holtenau	2,97	2,62	- 0,35	Wilhelmshaven	5,22	6,40	1,18
Travemünde	3,16	2,55	- 0,61	Bremerhaven	5,35	6,74	1,39
Wismar	2,80	2,54	- 0,26	Cuxhaven	5,10	6,51	1,41
Warnemünde	2,43	2,35	- 0,08	Büsum	5,14	6,35	1,21
Stralsund	2,39	2,33	- 0,06	Husum	5,66	6,69	1,03
Greifswald	2,79	3,34	+ 0,55	Wittdün	4,14	5,20	1,06

Tab. 1: MUSE Ostsee und MUSE Nordsee (JENSEN et al., 2006); Vergleich der Höhe simulierter Höchstwasserstände (hHW_EPS) mit gemessenen (HW1872 bzw. hHW)

2.4 Verfahren zur Sicherheitsüberprüfung und Bemessung von Küstenschutzanlagen an der deutschen Ostseeküste (SEBOK A)

Derzeit basiert die Bemessung und Sicherheitsüberprüfung des Küstenschutzes an der deutschen Ostseeküste weitgehend auf dem Extremereignis des Sturmhochwassers vom November 1872 (MLR, 2001; MBLUV-MV, 2009). Die Bestimmung des Bemessungswasserstandes orientiert sich an den Aufzeichnungen der Scheitelwasserstände dieses Ereignisses, die nur für vereinzelte Standorte vorliegen. Verlässliche Aufzeichnungen des Seegangs sind für den Bemessungssturm und generell für Extremereignisse nicht verfügbar. Der Bemessungsseegang wird stochastisch bestimmt; Dauer und relatives zeitliches Eintreten von Hochwasser und hohem Seegang sind dabei nicht angemessen berücksichtigt. Auch wird ein prognostizierter Anstieg des mittleren Meeresspiegels dem Bemessungswasserstand bislang ohne Berücksichtigung nichtlinearer Wechselwirkungen rein additiv überlagert. Andere Aspekte, wie die Beschaffenheit des Meeresgrundes und im Speziellen die langfristige Sedimentverfügbarkeit im Küstenvorfeld werden bei Bemessungsaufgaben gewöhnlich ebenfalls nicht berücksichtigt.

Im Rahmen dieses Teilprojektes wurde ein Verfahren zur Sicherheitsüberprüfung und Bemessung von Küstenschutzanlagen an der deutschen Ostseeküste entwickelt, das dem heutigen Stand von Wissenschaft und Technik entspricht (BRUSS et al., 2009). Das Verfahren verbindet Sturmwetterlagen, die mit einem meteorologischen Ensemble Prediction System erzeugt wurden (SCHMITZ, 2009), und die rekonstruierten Windfelder des Referenzereignisses von 1872 (ROSENHAGEN u. BORK, 2009) mit hydrodynamisch- und morphodynamisch-numerischen Simulationen. Bei den 61 am DWD ausgewählten Ensemble-Szenarien handelt es sich um physikalisch konsistente, also um mögliche Wetterlagen, die jedoch in dieser Form bisher nicht aufgetreten oder beobachtet worden sind. Die am Forschungs- und Technologiezentrum (FTZ) Büsum entwickelten hydrodynamischen und morphodynamischen Modelle wurden mit Hilfe von Messdaten kalibriert und verifiziert. Die Simulationsergebnisse weisen gute Übereinstimmung mit Naturdaten auf (BRUSS et al., 2009; JIMENEZ et al., 2009).

Im Wesentlichen impliziert das Verfahren zwei Schritte: Zunächst wird die Höhe der Küstenschutzanlage (z. B. Deich) auf Grundlage der extremen Belastungsszenarien unter Berücksichtigung der lokalen Topographie und der geplanten oder vorhandenen Geometrie des Bauwerkes definiert oder überprüft. Hierzu werden hochauflösende Strömungs- und Seegangsmodelle des jeweiligen Küstenabschnittes verwendet. Für jeden Sturm wird der zeitliche Verlauf des Wellenauflaufes auf das Bauwerk gemäß dem EUROTOP-MANUAL (2007) bestimmt, wobei Wasserstand und Seegangsparameter am Deichfuß mit den lokalen Modellen ermittelt werden. Deichquerschnitte können auf diese Weise anhand unterschiedlicher Belastungsfälle optimiert werden. Die Topographie wird in diesem Schritt als unveränderlich angenommen.

Um den ungünstigsten Fall der Sturm-Gesamtbelastung auf die Küste abschließend bestimmen zu können, werden danach in einem zweiten Schritt die morphodynamischen Reaktionen des Strandes und Vorstrandes sowie ihr interaktiver Einfluss auf die Seegangsentwicklung während des Sturmereignisses mit berücksichtigt. Zu diesem Zweck werden morphodynamische Modellsimulationen in Verbindung mit den meteorologischen Sturmszenarien und der Rekonstruktion des Sturmes von 1872 verwendet. Durch diese differenzierte Betrachtung des zeitlichen Ablaufes einzelner Stürme können sowohl akkumulierte Sturmwirkungen, etwa in Form des Energieeintrages auf den betrachteten Strandabschnitt, als auch die zeitliche Entwicklung von Wasserstand und Wellenauflauf, und damit die Dauer der Belastung, berücksichtigt werden. Danach werden die Simulationen im Küstenvorfeld mit morphodynamischen Modellen über längere Zeitperioden von 5 bis 10 Jahren unter Einbeziehung der Beschaffenheit des Meeresgrundes und einer Abschätzung der langfristigen Sedimentverfügbarkeit durchgeführt. Dies erlaubt eine optimierte Bemessung der Küstenschutzanlagen, bei der die dauerhafte Standfestigkeit in der Strandzone gewährleistet werden kann.

Für das Sturmhochwasser von 1872 wurde erstmals die flächendeckende Entwicklung von Wasserstand und Seegang rekonstruiert (BRUSS et al., 2009; JIMENEZ et al., 2009). Der Vergleich der ausgewählten Sturmszenarien mit dem Ereignis von 1872 führt zu den örtlich jeweils höchsten Belastungen. Aus der Analyse der resultierenden Scheitelwasserstände und des Seegangs konnten die folgenden Erkenntnisse für die deutsche Ostseeküste gewonnen werden: An der Außenküste der Pommerschen Bucht wurde der bislang maßgebende Sturm von 1872 durch einige der Szenarien sowohl in den Scheitelwerten als auch in den Verweildauern deutlich übertroffen. Daraus lässt sich hier auf ein erhöhtes Gefährdungspotential für die Deichsicherheit schließen. Für den Nordwesten der deutschen Ostsee, z. B. für den Bereich um Flensburg, haben die Szenarien mit dem Ereignis von 1872 vergleichbare, in der Mecklenburger Bucht dagegen etwas niedrigere Scheitelwasserstände ergeben. Damit wird für die Kieler und die Mecklenburger Bucht der Sturm von 1872 als maßgebendes Ereignis für den Bemessungswasserstand bestätigt. In den Szenarien sind dennoch für die meisten Strandabschnitte der Außenküste mehrere Sturmereignisse mit Scheitelwasserständen über 2,5 m NN enthalten, die gemäß der Klassifikation nach MEINKE (1999) als sehr schwere Sturmfluten einzustufen sind. Aus der Seegangsimulation der untersuchten Stürme wurde zudem die Größenordnung und räumliche Verteilung der Seegangsbedingungen entlang der gesamten deutschen Ostseeküste bei extremen Ereignissen bestimmt. Maximale signifikante Wellenhöhen an der 10-m-Tiefenlinie liegen in den geschützteren Bereichen der Außenküste

262

zwischen 2 und 3 m und an exponierten Küstenabschnitten von Rügen und Fehmarn um ca. 4 bis 5 m.

Bei der Sicherheitsüberprüfung des Landesschutzdeiches der Probstei zeigen die Ergebnisse, dass der Sturm von 1872 hier mit einem Wasserstand von 2,95 m NN und einer signifikanten Wellenhöhe von ca. 1 m am Deichfuß zum höchsten rechnerischen Bestick führt. Die Unterschiede zum maximalen Bestick der vier höchsten Szenarien liegen zwischen 18 cm und 34 cm. Der Vergleich der aktuellen Deichkronenhöhe von 4,5 m NN mit dem aus der Methode bestimmten maximalen rechnerischen Bestick von 3,85 m NN lässt in der Probstei auf eine Reserve von ca. 65 cm für die künftige Entwicklung des mittleren Wasserstandes und anderer sturmflutverstärkender Faktoren schließen. Beim Vergleich der Erosionsraten führen in der Probstei aufgrund unterschiedlicher Sturmverläufe zwei der Szenarien zu einem höheren Gesamtenergieeintrag als das Ereignis von 1872.

Die am FTZ Büsum entwickelte hydrodynamische und morphodynamische Modellfamilie bildet in Verbindung mit den meteorologischen Sturmszenarien und der Rekonstruktion des Sturmes von 1872 ein integriertes System, das für verschiedene Fragestellungen des konstruktiven Küstenschutzes entlang der gesamten deutschen Ostseeküste angewendet werden kann. Aufgrund der großen Bandbreite in den zeitlichen Abläufen der Szenarien mit unterschiedlichen Verweildauern von hohem Wasserstand und Seegang ist nun eine Vielfalt unterschiedlicher und extremer Küstenbelastungsszenarien verfügbar. Die Kopplung von hydrodynamischen und morphodynamischen Modellen erlaubt die Überprüfung der Standsicherheit von Küstenschutzanlagen sowohl für Extremereignisse als auch für mittelfristige Zeiträume. Zudem wird mit fortschreitender Entwicklung auf diesem Gebiet auch die Einschätzung längerfristiger morphologischer Entwicklungen für Bemessungsaufgaben möglich. Beispiele möglicher Anwendungen sind die direkte Bemessung künftiger Küstenschutzanlagen, die Sicherheitseinschätzung bestehender Strukturen oder die Untersuchung der lokalen Auswirkung eines Meeresspiegelanstiegs auf die Hydrodynamik extremer Sturmereignisse. Daraus können Prioritäten zur Verbesserung der Sicherheitslage definiert werden.

2.5 Verfahren zur Sicherheitsüberprüfung und Bemessung von Küstenschutzanlagen an der deutschen Ostseeküste (SEBOK B)

Im Teilvorhaben SEBOK B wurden zwei numerische Modelle zur Langzeit-Simulation von Seegang in der Ostsee (WODLM und SOHIP) auf der Grundlage des numerischen Modells SWAN als Basis für die Ableitung von Seegangseingangsgrößen für die Bemessung von Küstenschutzwerken entwickelt, mit verfügbaren Seegangsmessungen (Messungen Universität Rostock und GKSS) verifiziert und angewendet. Daneben wurde ein bekanntes statistisches Verfahren zur Ermittlung von Seegangsdaten auf der Grundlage von Messungen genutzt. Im Ergebnis liegen Ergebnisse aus Seegangssimulationen für einen Zeitraum von maximal 57 Jahren (1948–2005) für die gesamte deutsche Ostseeküste vor, die in Kombination mit verfügbaren Wasserstandsinformationen aus Messungen und Modellrechnungen die Grundlage für die statistischen Analysen sind.

Insgesamt wurde im Rahmen der Verifikation festgestellt, dass die zu erwartende Genauigkeit der Ergebnisse numerischer Seegangsmodelle sehr stark von der Qualität und Genauigkeit der Eingangs-Windfelder abhängt. Die mit dem WODLM ermittelten Seegangsparameter (Wellenhöhe, Wellenperiode und Wellenanlaufrichtungen sowie das Wellenspektrum) waren bei der Betrachtung einzelner Ereignisse um eine Größenordnung genauer im Vergleich zu Wellenmessungen als die mit dem SOHIP-Modell ermittelten Seegangsparameter. Im Mittel stimmten jedoch die simulierten und die gemessenen Werte vergleichsweise gut überein. Die in WODLM verwendeten Windfelder stammen aus dem aktuellen Windmodell des DWD (LM-Modell/COSMO-EU-Modell, räumliche Auflösung ca. 7 km × 7 km) und basieren auf Beobachtungen. Demgegenüber sind die in dem SOHIP-Modell verwendeten HIPOCAS-Windfelder deutlich geringer aufgelöst (33 km × 56 km). Es ist zu vermuten, dass die räumliche Auflösung der Windfelder bei der Vorhersage/Nachhersage von Seegangsinformation eine große Rolle spielt. Leider stand für systematische Untersuchungen des Einflusses der Auflösung auf die Vorhersageergebnisse im MUSTOK-Projekt nicht ausreichend Zeit zur Verfügung. Hier wird weiteres Untersuchungspotential für die Zukunft gesehen.

Demgegenüber spielte die räumliche Auflösung des Wellenmodells selbst – zumindest für die ausgewählten Vorhersagepunkte in Wassertiefen von etwa 10 m – keine so entscheidende Rolle. Für Auflösungen von 500 m × 500 m, 1 km × 1 km und 2 km × 2 km wurden für die ausgewählten Vorhersagepunkte praktisch die gleichen Ergebnisse ermittelt.

Bei der Verifikation der Langzeit-Seegangssimulationen wurden erneut die Unsicherheiten des Modells SWAN bei der Ermittlung von Wellenperioden insbesondere im Seegangsvorhersagemodus deutlich (siehe auch SCHLAMKOW u. FRÖHLE, 2008). Die Wellenperioden werden praktisch immer deutlich unterschätzt. Dieses Problem wird derzeit von der Universität Rostock intensiv bearbeitet. Für die Arbeiten im Projekt MUSTOK wurden die Wellenperioden auf der Grundlage von Messungen aus Korrelationsrechnungen ermittelt.

2.6 Statistische Analysen von Wasserständen und Seegang

Die bisherigen Ergebnisse zu Eintrittswahrscheinlichkeiten von extremen Wasserständen zeigten, dass dringender Forschungsbedarf vorhanden war; dieser Forschungsbedarf leitete sich vorwiegend aus dem Sturmflutereignis von 1872 ab, da dieses Ereignis auf der einen Seite maßgebend für den aktuellen Küstenschutz ist, auf der anderen Seite aber große Defizite bei der statistischen Einordnung dieses Ereignisses vorhanden waren. Im Rahmen des Verbundprojektes MUSTOK wurde ein Ansatz gewählt, der es ermöglichte, neben den beobachteten Wasserständen auch historische Ereignisse und modellierte Extremwerte in die Analysen zu integrieren (MUDERSBACH u. JENSEN, 2009). Dabei zeigte sich, dass die zusätzliche Einbeziehung von historischen Wasserstandsereignissen zu einem besseren Verständnis und zu einer belastbareren Schätzung der Eintrittswahrscheinlichkeiten führt. Gleichzeitig muss jedoch beachtet werden, dass historische Ereignisse oft mit sehr großen Unsicherheiten versehen sind. Wenn die Unsicherheiten zu groß sind, können diese den Mehrgewinn wiederum kompensieren oder sogar überkompensieren. Der wesentliche Arbeitsaufwand liegt bei der Verwendung von historischen Zusatzinformationen somit weniger in der methodischen Anwendung, sondern vielmehr in der Datenrecherche und der Datenaufbereitung, um eine fundierte Beurteilung der Unsicherheiten vornehmen zu können. Ein Forschungsbedarf ergibt sich hierbei bei der unterschiedlichen Gewichtung mehrerer historischer Hochwasserereignisse. Wenn beispielsweise mehrere historische Sturmfluten bekannt sind, so können einige mit größeren Unsicherheiten behaftet sein als andere. Diese Unterschiede können zum gegenwärtigen Zeitpunkt nicht in der Extremwertstatistik berücksichtigt werden.

Die Einbeziehung von modellierten Extremwerten hat, zusätzlich zur Verwendung von historischen Ereignissen, zu einer Verbesserung der Extremwertstatistik geführt. Mit Hilfe von modellierten Extremwerten kann die Extrapolation der Verteilungsfunktionen in den Bereich der sehr kleinen Überschreitungswahrscheinlichkeiten physikalisch begründet werden. Mit dieser Methodik ist es möglich, Aussagen über sehr geringe Eintrittswahrscheinlichkeiten zu treffen. Auch bei diesem Ansatz ist jedoch ein weiterer Optimierungsbedarf vorhanden. Für die extremwertstatistischen Analysen wurden den modellierten Extremereignissen Wahrscheinlichkeiten aus der Anzahl der meteorologischen Simulationsstunden zugeordnet. Diese Methodik stellt lediglich eine Näherungslösung dar, da ein entsprechend großes Datenkollektiv von extremen Wasserständen nicht zur Verfügung steht. Des Weiteren ist nicht abschließend geklärt, wie stark die modellierten Extremwerte im Vergleich zu den beobachteten Wasserständen zu gewichten sind.

Abschließend sind aus Sicht der Autoren die Datengrundlagen für statistische Extremwertanalysen an der deutschen Ostseeküste mit dem vorliegenden Verbundprojekt deutlich verbessert worden. Die angewendeten Methoden führen ebenso zu einer verbesserten Beurteilung der Eintrittswahrscheinlichkeiten extremer Wasserstände. Bei allen extremwertstatistischen Methoden muss jedoch beachtet werden, dass eine Verifikation der statistischen Ergebnisse immer schwierig ist.

Neben den statistischen Untersuchungen zu extremen Wasserständen wurden auch Analysen zu Häufigkeiten von Seegang und zur Eintrittswahrscheinlichkeit von extremen Seegangsereignissen, sowie zur Dauer von extremen Ereignissen und zur kombinierten Eintrittswahrscheinlichkeit von Wasserständen und Seegang durchgeführt. Die Ergebnisse sind im Detail dem Beitrag von SCHLAMKOW und FRÖHLE (2009) in diesem Sonderheft der KÜSTE bzw. dem Abschlussbericht zu entnehmen. Insgesamt liegen als Ergebnis des MUSTOK-Vorhabens mittlere Verteilungen des Seegangs für die gesamte deutsche Ostseeküste vor. Daneben wurde für ausgewählte Punkte die gemeinsame Eintrittswahrscheinlichkeit von Wasserständen und Seegang sowie von Wasserständen und der Dauer einzelner Ereignisse ermittelt. Hier zeigte sich, dass insbesondere für die Bewertung der Eintrittswahrscheinlichkeit extrem seltener Ereignisse die Datengrundlage derzeit noch etwas dürftig ist und dass dementsprechend die Unsicherheiten der Ergebnisse der statistischen Auswertungen noch vergleichsweise groß sind. Für die Zukunft könnten diese Unsicherheiten verringert werden, einerseits durch eine Verbesserung der Datengrundlage und andererseits durch eine direkte Kopplung der statistisch abhängigen Größen Wasserstand und Seegang (bzw. Wasserstand und Dauer) mit einer entsprechend direkten Ermittlung der gemeinsamen Eintrittswahrscheinlichkeiten auf der Grundlage kombinierter, bivariater Verteilungsfunktionen.

Die statistischen Auswertungen der Seegangsdaten sowie der kombinierten Eintrittswahrscheinlichkeiten von Wasserständen und Wellenhöhen sowie Wasserständen und Sturmdauern können direkt für praktische Bemessungsprobleme aufbereitet werden. Beispiele hierfür sind in den o. a. Veröffentlichungen angegeben.

3. Schriftenverzeichnis

- BENKEL, A. und MEINKE, I.: Variation von sturmfluterzeugenden Tiefdruckgebieten oder Sturmflutwetterlagen, Abschlussbericht 1.2 zum KFKI-Verbundprojekt Modellgestützte Untersuchungen zu extremen Sturmflutereignissen an der deutschen Ostseeküste (MUSTOK), Geesthacht, 2008.
- BORK, I. und MÜLLER-NAVARRA, S. H.: Modellierung von extremen Sturmhochwassern an der deutschen Ostseeküste. Die Küste, Heft 75, 2009.
- BRUSS, G.; JIMENEZ, N.; EIBEN, H. und MAYERLE, R.: Bestimmung von Bemessungsparametern für Küstenschutzanlagen an der deutschen Ostseeküste aufbauend auf Szenariosimulationen, Die Küste, Heft 75, 2009.

- BRUSS, G.; JIMENEZ, N. und MAYERLE, R.: Bestimmung von Bemessungsparametern für Küstenschutzanlagen an der deutschen Ostseeküste aufbauend auf Szenariosimulationen. Abschlussbericht 2.2 zum KFKI-Verbundprojekt Modellgestützte Untersuchungen zu extremen Sturmflutereignissen an der Deutschen Ostseeküste (MUSTOK), Kiel, 2009.
- EUROTOP: European Overtopping Manual, Ed. Pullen, T. www.overtopping-manual.com, 2007.
- JENSEN, J.; MUDERSBACH, Ch.; MÜLLER-NAVARRA, S.; BORK, I.; KOZIAR, CH. und RENNER, V.: Modellgestützte Untersuchungen zu Sturmfluten mit sehr geringen Eintrittswahrscheinlichkeiten an der deutschen Nordseeküste. Die Küste, Heft 71, 123–167, 2006.
- JENSEN, J.; FRÖHLE, P.; HOFSTEDE, J.; GÖNNERT, G.; MUDERSBACH, CH.; MÜLLER-NAVARRA, S.; OUMERACI, H.; ROSENHAGEN, G.; RUDOLPH, E.; THORENZ, F. und WEISSE, R.: A1 – Sturmflutwasserstände und Seegang – Mögliche Extremereignisse und Klimaänderungen. HANSA International Maritime Journal, Nr. 4, 144. Jahrgang, Hamburg, 2007.
- JIMENEZ, N.; BRUSS, G.; EIBEN, H. und MAYERLE, R.: Seegangsmodellierung der Ostsee für Extremereignisse und Rekonstruktion des Sturmes von 1872, Die Küste, Heft 75, 2009.
- MBLU-MV: Generalplan Küsten- und Hochwasserschutz Mecklenburg-Vorpommern. Schwerin, Ministerium für Bau, Landesentwicklung und Umwelt des Landes Mecklenburg-Vorpommern (Hrsg.), 2009.
- MEINKE, I.: Sturmfluten in der südwestlichen Ostsee dargestellt am Beispiel des Pegels Warnemünde. Marburger Geographische Schriften, 134: 1–23, 1999.
- MLR: Generalplan Küstenschutz Integriertes Küstenschutzmanagement in Schleswig-Holstein, Ministerium für ländliche Räume, Landesplanung, Landwirtschaft und Tourismus des Landes Schleswig-Holstein, Kiel, 2001.
- MUDERSBACH, Ch. und JENSEN, J.: Zur Risikoermittlung in Küstenregionen mit probabilistischen Methoden – Ein Beitrag zur Beschreibung und Bewertung, KW Korrespondenz Wasserwirtschaft, 1. Jahrgang, Nr. 5, GFA – Gesellschaft zur Förderung der Abwassertechnik e.V., Hennef, S. 260-266, DOI: 10.3243/kwe2008.05.004, 2008.
- MUDERSBACH, Ch. und JENSEN, J.: Extremwertstatistische Analyse von historischen, beobachteten und modellierten Wasserständen an der deutschen Ostseeküste, Die Küste, Heft 75, 2009.
- ROSENHAGEN, G. und BORK, I.: Rekonstruktion der Sturmflutwetterlage vom 13. November 1872, Die Küste, Heft 75, 2009.
- SCHLAMKOW, C. und FRÖHLE, P.: Entwicklung von Methoden zur Bestimmung maßgebender hydrodynamischer Bemessungsparameter für Küstenschutzanlagen an der Ostsee, Die Küste, Heft 75, 2009.
- SCHLAMKOW, C. and FRÖHLE, P.: Wave period forecasting and hindcasting : Investigations for the improvement of numerical models. In: Galappatti et al.; PIANC (Hrsg.): PIANC-COPEDEC VII, DubaiProceedings., 2008.
- SCHMITZ, R.: Modellierung von historisch aufgetretenen Sturmereignissen über der Ostsee mithilfe von Vorhersagen eines Ensemblesystems und eines Regionalmodells, Die Küste, Heft 75, 2009.

Die Küste, 75 MUSTOK (2009), 1-271

Nachruf Dr. Otto Miehlke (21. Oktober 1920 – 17. Juni 2008)

Dieser Nachruf auf den am 17. Juni 2008 verstorbenen langjährigen Leiter des Wasserstands- und Eisdienstes der Deutschen Demokratischen Republik Dr. Otto Miehlke wurde aus zwei ganz unterschiedlichen Blickwinkeln verfasst. I. Perlet war kurze Zeit Mitarbeiterin des Verstorbenen und hat den Kontakt bis zuletzt aufrechterhalten; S. Müller-Navarra hat Otto Miehlke erst 3 Jahre vor dessen Tod persönlich kennengelernt.

Bis zuletzt hat Otto Miehlke die Forschung zu Sturmhochwassern der Ostsee interessiert verfolgt und auch noch wenige Wochen vor seinem Tode kommentiert. Nicht allein deswegen ist dieser Sonderband der "Küste" zum MUSTOK-Projekt der geeignete Ort für diesen Nachruf.

Otto Miehlke kam am 21. Oktober 1920 in Demmin in Vorpommern zur Welt. Er hatte eine jüngere Schwester und einen jüngeren Bruder (gefallen im 2. Weltkrieg). Der Vater war Bahnangestellter, und die Familie siedelte alsbald nach Barth am Darsser Bodden um. Das Abitur erwarb O. Miehlke an der Oberschule für Jungen in Stralsund. Dann wurde er 1939 zum Reichsarbeitsdienst nach Ummanz/Rügen eingezogen, wo er sich eine Rippenfellentzündung zulegte, die er mehr schlecht als recht auskurierte. Wie viele Andere seines Jahrganges auch, wurde er nach Ausbruch des 2. Weltkrieges und Ableistung des Arbeitsdienstes Anfang 1940 zum Kriegsdienst eingezogen. Noch gesundheitlich beeinträchtigt und als Abiturient für technisch anspruchsvollere Dienste prädestiniert, war er längere Zeit in der Flakartillerie eingesetzt. Vom Umgang mit den gewaltigen Flugabwehrkanonen und von Luftangriffen konnte er 65 Jahre später noch detailliert berichten. Bei Kriegsende hatte er einerseits das Pech, dass tschechische Partisanen ihm am 8. Mai 1945 in den linken Unterarm schossen, andererseits kam er dadurch schon am 23. August 1946 als "unnützer Esser" verletzt aus russischer Kriegsgefangenschaft frei und konnte nach Barth zurückkehren.

Nun bot sich zunächst eine Schullaufbahn an, die ein Jahr Lehrerausbildungskursus, 1½ Jahre im Schuldienst und 6 Semester Studium an der Pädagogischen Fakultät an der Universität Greifswald beinhaltete. Während des Studiums heiratete er 1950 die in Berlin geborene Dora Nimz, mit der er bis zu ihrem Tode zusammenlebte. Aus der Ehe ging ihre Tochter Petra-Gabriele hervor.

Seine Zeit als Lehrer für Physik und Mathematik endete im September 1952 abrupt, als ihn Hans von Petersson, ein ehemaliger Kapitän aus Barth, zum Ostseeobservatorium des Seehydrographischen Dienstes der Volksmarine der DDR nach Warnemünde holte, wo er fortan "Oberreferent für Wasserstände" war. Damit hatte Otto Miehlke seine Lebensaufgabe gefunden, es sollten später aber noch weitere küstenhydrologische Fragen hinzutreten.

Zunächst ging es darum, ein verlässliches Vorhersageverfahren für die Wasserstände an der DDR-Küste zu entwickeln, welches sowohl für kleine Abweichungen von Mittelwasser zu gebrauchen war als auch für Sturmhochwasser. Im ersten Falle ging es vornehmlich um die Sicherung der Schifffahrt mit besonderem Focus auf die Seestreitkräfte, bei Sturmhochwassern stand die Katastrophenabwehr im Vordergrund. Zusammen mit seinem Kollegen Günther Sager gelang Otto Miehlke die Aufstellung eines empirischen Vorhersageverfahrens, welches auch die Windverhältnisse in der zentralen Ostsee mit berücksichtigte. Miehlke pflegte die in der Praxis der Wasserstandsvorhersage so wichtige gedeihliche Zusammenarbeit mit den Seemeteorologen, deren synoptischen Fähigkeiten er gern vertraute.



Abb. 1: Dr. Otto Miehlke in den 1960er Jahren vor der Baracke der Wasserwirtschaftsdirektion Warnemünde

1957/58 belegte er als Gasthörer Vorlesungen an der Universität Greifswald um dann als Externer sein Examen als Diplom-Physiker abzulegen. Seine 1959 vorgelegte, auch heute noch sehr lesenswerte Diplomarbeit zur Genauigkeit der dritten deutschen Gezeitenrechenmaschine ist typisch für den Wissenschaftler Otto Miehlke. Sehr systematisch, jedes möglicherweise wichtige Detail beachtend, löste er eine praktische, technisch ausgerichtete Fragestellung. Aus seinem schon reichen beruflichen Erfahrungsschatz zum Thema Wasserstände der Ostsee schöpfend, konnte er schon ein Jahr später mit einer Arbeit "Über die Berechnung des statischen Luftdruckeffektes auf den Wasserstand abgeschlossener Meeresbecken" an der Universität Greifswald promoviert werden. Die Zugehörigkeit "seines" Wasserstandsvorhersagedienstes für die Ostsee zu übergeordneten Dienststellen der DDR wechselte bis zu Otto Miehlkes Berufsende mehrfach, die Arbeitsinhalte blieben aber immer küstenbezogen. Seine Fachaufgaben waren meist praxisbezogen und mündeten deshalb weniger in wissenschaftlichen Veröffentlichungen als in gutachterlichen Stellungnahmen. Bei den Gutachten ging es z. B. um Fragen des Bemessungswasserstandes von Küstenschutzwerken, die Eisverhältnisse an der DDR-Küste, die Reinhaltung der Boddengewässer, Strömungsverhältnisse in der Unterwarnow, die Routung auf der Fährlinie Klaipeda–Mukran, hydraulische Probleme und die Vertriftung von Oberflächenverschmutzungen auf der Ostsee vor der DDR-Küste. Kollegen und Mitarbeiter beteiligten sich gern an diesen Studien, auch wenn eine Veröffentlichung der Ergebnisse zu DDR-Zeiten aus Geheimhaltungsgründen nicht möglich war. Heute befinden sich diese Traktate in der Bibliothek des BSH in Rostock.

Kollegen, die Jahrzehnte im Wasserstandsdienst mit ihrem Chef Dr. Otto Miehlke arbeiteten, beschreiben ihn als korrekten und toleranten Menschen. Seine Devise lautete "Der Laden muss laufen." Alles was dabei den Arbeitsablauf betraf, handhabte er großzügig. Bei den Arbeitsergebnissen erwartete er Korrektheit und Tiefgründigkeit. Mit Vorliebe gab er sein umfangreiches Wissen weiter und erklärte geduldig naturwissenschaftliche Zusammenhänge. Schützend stellte Dr. Miehlke sich vor seine Mitarbeiter, wenn es Nachfragen aus der übergeordneten Direktion Stralsund oder anderer Institutionen gab.



Abb. 2: *Miehlkella cribroporata Schallreuter*, ein fossiler Muschelkrebs (Ostrakod), der vor 455 Mio. Jahren im Raum der heutigen Ostsee lebte. Überliefert wurde er in einem durch das Inlandeis aus dem Ostseebett nach Norddeutschland verfrachteten Gesteinsbrocken (Geschiebe), aus dem er mittels Flusssäure herausgelöst wurde (Schallreuter, R. E. L.: On Miehlkella cribroporata SCHALLREUTER gen. et sp. nov. Stereo-Atlas of Ostracod Shells 4 (2) 9–16, Llandudno, Wales.1977)

Die Geschicklichkeit im Umgang mit dem Staatsapparat der DDR konnte Otto Miehlke unter Beweis stellen, als es darum ging, Roger E. L. Schallreuter, dem Sohn seines Greifswalder Doktorvaters Prof. Walter Schallreuter, zu helfen. Der Geologe Roger Schallreuter war an der Universität Greifswald als wissenschaftlicher Assistent in Ungnade gefallen, da er nicht willens war, der Sozialistischen Einheitspartei Deutschlands (SED) beizutreten. Otto Miehlke, selbst Mitglied der SED und aktiver Funktionär, gab ihm trotzdem einen Platz in

270

seinem im Jahre 1970 aus etwa 60 Mitarbeitern bestehenden "Büro für Forschung und Entwicklung (Nord)". R. Schallreuter hatte mit einfachsten Techniken Fragen der künstlichen Strandernährung (Aufspülungen) zu bearbeiten. Diese Forschungen erfolgten als Auftragsarbeit des Rates für gegenseitige Wirtschaftshilfe (RGW) zusammen mit russischen Wissenschaftlern. Selbst nachdem R. Schallreuter bei Vorbereitungen zu einer "Republikflucht" ertappt wurde und im September 1973 von der Straße weg ins Untersuchungsgefängnis Rostock in Einzelhaft kam, stand Otto Miehlke zu seinem Mitarbeiter. Er ließ Arbeitsmaterialien in das Gefängnis bringen, damit R. Schallreuter dort den Abschlussbericht fertigen konnte. Wenn auch teils in Eigeninteresse Miehlkes, so ist es doch für einen inhaftierten Wissenschaftler, der nicht weiß, wie lange er noch ausharren muss, eine große Hilfe, als Sträfling geistig weiterarbeiten zu dürfen. Vermutlich benutzte Miehlke gegenüber den Justizbehörden das Argument, dass die gemeinsame Forschungsarbeit mit den Wissenschaftlern der Sowjetunion nicht unter diesen besonderen Umständen leiden durfte und erfolgreich abzuschließen war. R. Schallreuter kam im Januar 1974 aus der Haft und wurde ein Jahr später unter Mitwirkung des bekannten Ostberliner Rechtsanwaltes Dr. Wolfgang Vogel aus der Staatsbürgerschaft der DDR entlassen und gegen D-Mark in die Bundesrepublik Deutschland abgeschoben. Von 1975 bis 2002 forschte R. Schallreuter dann am Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Hamburg weiter, und benannte den von ihm entdeckten Muschelkrebs nach O. Miehlke (Abb. 2).

Der Mensch Otto Miehlke blieb seinen ehemaligen Mitarbeitern auch im Ruhestand wichtig. Seine Geburtstage waren immer wieder Treffpunkt für einige Kollegen. Erstaunt haben uns oft Erzählungen aus seinem erlebnisreichen Leben unter schwierigen Umständen. Bis zuletzt konnte er lebhaft von seinen wissenschaftlichen Projekten erzählen oder passende Zitate aus Fachbüchern wiedergeben. Wenige Tage vor seinem Tode im 88. Lebensjahr haben wir zusammen mit der hilfsbereiten Kollegin Steffi Grosch an der Kaffeetafel in seiner Wohnung in Warnemünde noch einmal viel gelacht. Seinem Wunsche entsprechend wurde er auf See bestattet, in der Ostsee, von der er so viel wie kaum ein anderer zu berichten wusste.

Sylvin H. Müller-Navarra, Hamburg und Ines Perlet, Rostock

Schriftenverzeichnis Otto Miehlke

- SAGER, G. und MIEHLKE, O.: Zum Problem der Handlotleinenkurve in strömenden Gewässern. Ann. Hydrographie 2, 11–43, 1955.
- SAGER, G.; OEHMISCH, W. und MIEHLKE, O.: Gezeitenvoraussagen und Gezeitenrechenmaschinen. Seehydrographischer Dienst der DDR. 126 S., 1955.
- SAGER, G. und MIEHLKE, O.: Untersuchungen über die Abhängigkeit des Wasserstandes in Warnemünde von der Windverteilung über der Ostsee. Ann. Hydrographie 4, 11–43, 1956.
- SAGER, G. und MIEHLKE, O.: Über die Wasserstandsentwicklung an der Küste der DDR im Zusammenhang mit der Sturmflut am 3. und 4. Januar 1954. Ann. Hydrogr. 5/6, 22–42, 1956.
- MIEHLKE, O.: Was registriert ein Schreibpegel wirklich? Einige ergänzende Bemerkungen zum Aufsatz von Günther Sager: "Einfluß von Wasserstandsveränderungen auf Registrierpegel." Ann. Hydrogr. 5/6, 112–118, 1956.
- MIEHLKE, O.: Ein Beitrag zur Theorie des Hochseepegels des VEB Geräte- und Reglerwerke Teltow. Ann. Hydrogr. 7, 60–70, 1956.
- ROGGE, H. und MIEHLKE, O.: Verlauf und Auswirkung der Sturmflut vom 13. Januar 1957 an der mecklenburgischen Küste. Z. angew. Geol. 3, 409–412, 1957.
- ROGGE, H. und MIEHLKE, O.: Zu den jüngsten Küstenrückgängen bei Kühlungsborn und Graal-Müritz-Neuhaus. Z. angew. Geol. 4, 332–337, 1958.

- MIEHLKE, O.: Die dritte deutsche Gezeitenrechenmaschine. Eine Untersuchung ihrer Fehlerquellen und Leistungsgrenzen. Diplomarbeit am Physikalischen Institut der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald. 129 S., 1959.
- MIEHLKE, O.: Die dritte deutsche Gezeitenrechenmaschine. Eine Untersuchung ihrer Fehlerquellen und Leistungsgrenzen. Wiss. Z. Univ. Greifswald IX, 249–260, 1960.
- MIEHLKE, O.: Über die Berechnung des statischen Luftdruckeffektes auf den Wasserstand abgeschlossener Meeresbecken. Dissertation, Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald. 56 S., 1959.
- MIEHLKE, O. und OEHMISCH, W.: Studium der Übereinstimmung des Mittelwassers der Ostsee mit dem neunen Höhennullpunkt und Analyse der Pegelstände zur Feststellung von Vertikalbewegungen an der Ostseeküste. Seehydrographischer Dienst der DDR, Rostock. 25 S., 1959.
- MIEHLKE, O.: Über die Berechnung des statischen Luftdruckeffektes auf den Wasserstand abgeschlossener Meeresbecken. Vermessungstechnik 10, 272–276, 1962.
- MIEHLKE, O.: Zur Methodik der Berechnung des statischen Luftdruckeffektes auf den Wasserstand abgeschlossener Meeresbecken. Intern. Symposium über rezente Erdkrustenbewegungen, Berlin 174–179, 1962.
- MIEHLKE, O.: Aufgaben und Perspektiven der Küstenforschung in der Deutschen Demokratischen Republik. Acta Hydrophysica XII, 115–132, 1968.
- MIEHLKE, O.: Abschätzung der Veränderlichkeit der Konzentration gelöster Inhaltsstoffe in Wasserreservoiren. Acta Hydrophysica XIV, 307–314, 1969.
- MIEHLKE, O.: Zur ökonomischen Beurteilung von Hochwasserschutzmaßnahmen. Acta Hydrophysica XIV, 165–179, 1969.
- MIEHLKE, O.: Hans-Joachim Stigge (1947–2004). Die Küste, Heft 71, 269–271, 2006.