

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

Von GERD BRUSS, NESTOR JIMENZ, HARTMUT EIBEN und ROBERTO MAYERLE

## Z u s a m m e n f a s s u n g

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.

## S c h l a g w ö r t e r

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

## S u m m a r y

*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 Sturmweatherlagen, 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 Seegangmodelle sind Ausschnitte von am DHI operationell betriebenen Nord-Ostseemodellen ([www.waterforecast.com](http://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.

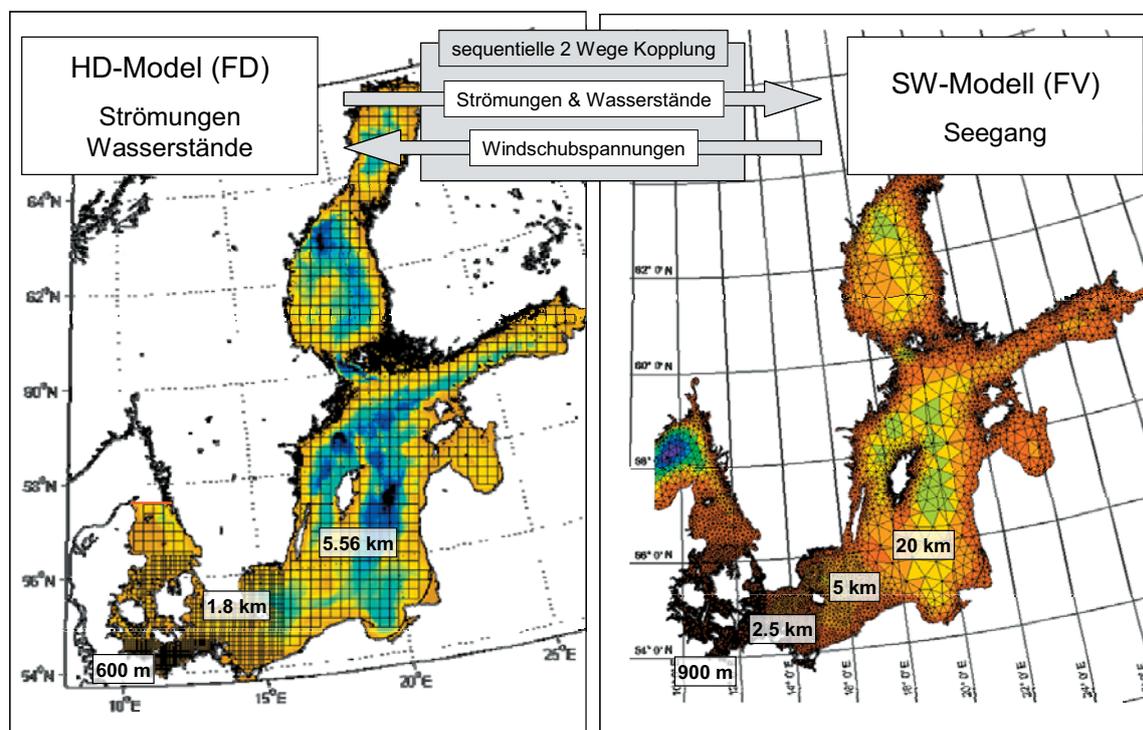


Abb. 1: Überregionales Modellsystem des FTZ und Kopplungsstrategie

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 Seegangmodell 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 m in 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 Seegangmodell weitergegeben werden. In umgekehrter Richtung wurden die Ergebnisse des Seegangmodells als Antriebsdaten für das Strömungsmodell verwendet, um die Unsicherheit empirischer Windschubansätze bei hohen Windgeschwindigkeiten zu vermeiden. Dazu wurden die Windschubspannungen, die im spektralen Seegangmodell 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 Seegangmodell 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 Sturmverlauf 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 Pegeldata 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 Seegangmodell anhand der dort iterativ bestimmten Windschubspannungen untersucht (SW).

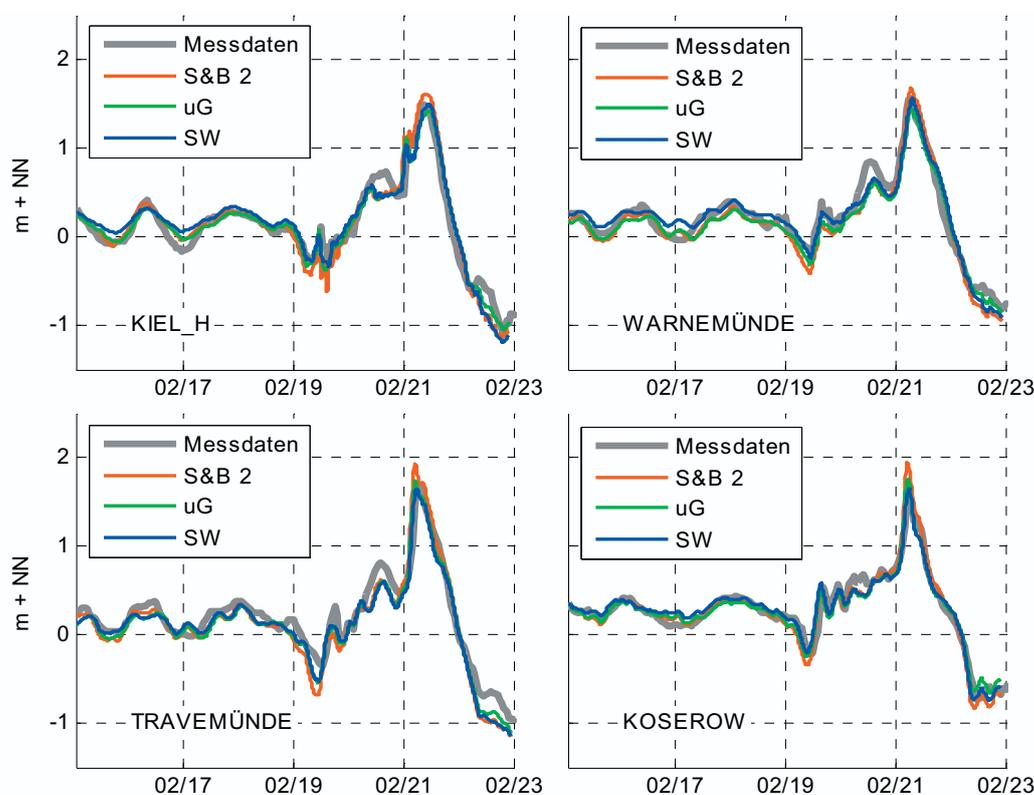


Abb. 2: Verifizierung der Modellwasserstände gegen Pegeldata, Februar 2002, Standorte siehe Abb. 7

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 Seegangmodell (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 Seegangmodell

In Abb. 3 sind signifikante Wellenhöhen, berechnet mit dem überregionalen Seegangmodell, 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 Seegangmodells nach der Klassifizierung von VAN RIJN (2002) gute Ergebnisse. Die eingehende Beschreibung des Seegangmodells findet sich im Beitrag von JIMENEZ et al. (2009).

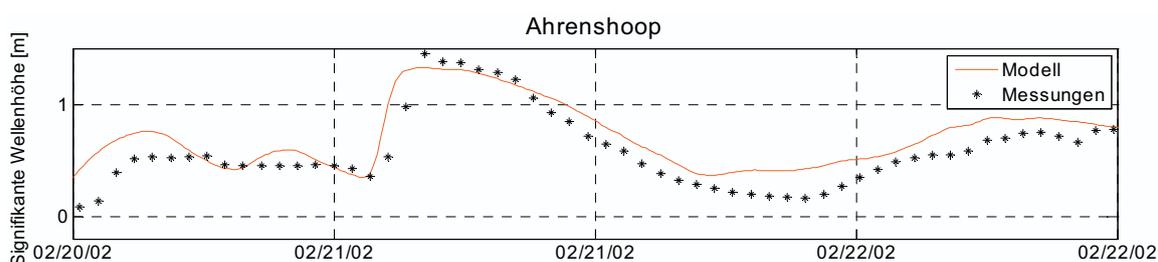


Abb. 3: Verifizierung der signifikanten Wellenhöhe in Ahrenshoop, Februar 2002

### 3.3 Morphodynamisches Profilmmodell

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 Sturmwirkungen.

## 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 Windstaus 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 Szenarien 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.

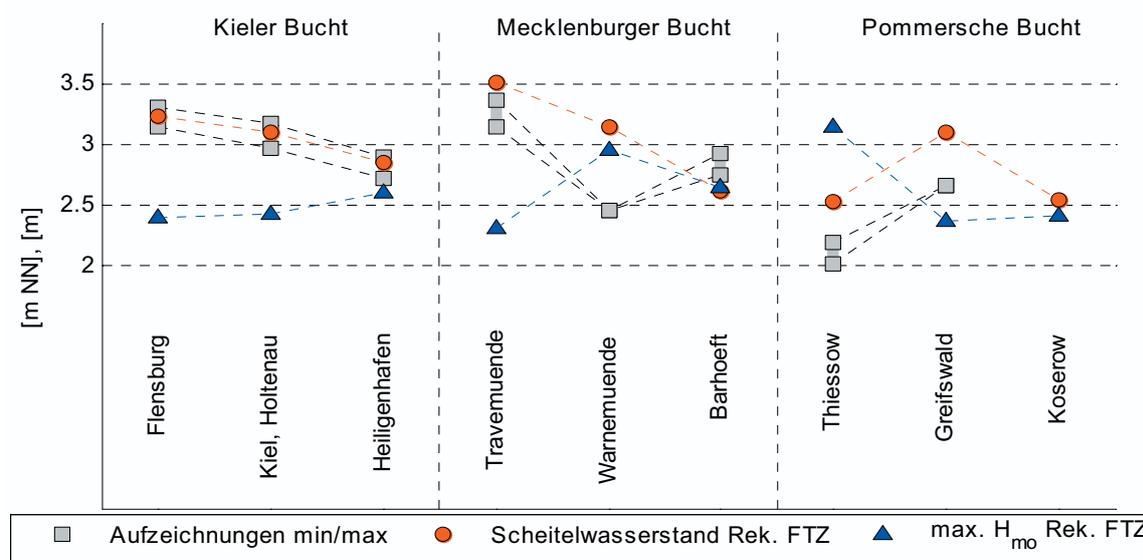


Abb. 4: Scheitelwerte des Wasserstandes und der signifikanten Wellenhöhe (H<sub>mo</sub>) der Rekonstruktion des Sturmes von 1872 am FTZ

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 ( $H_{m0}$ ) 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 Seegangmodellierung 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.

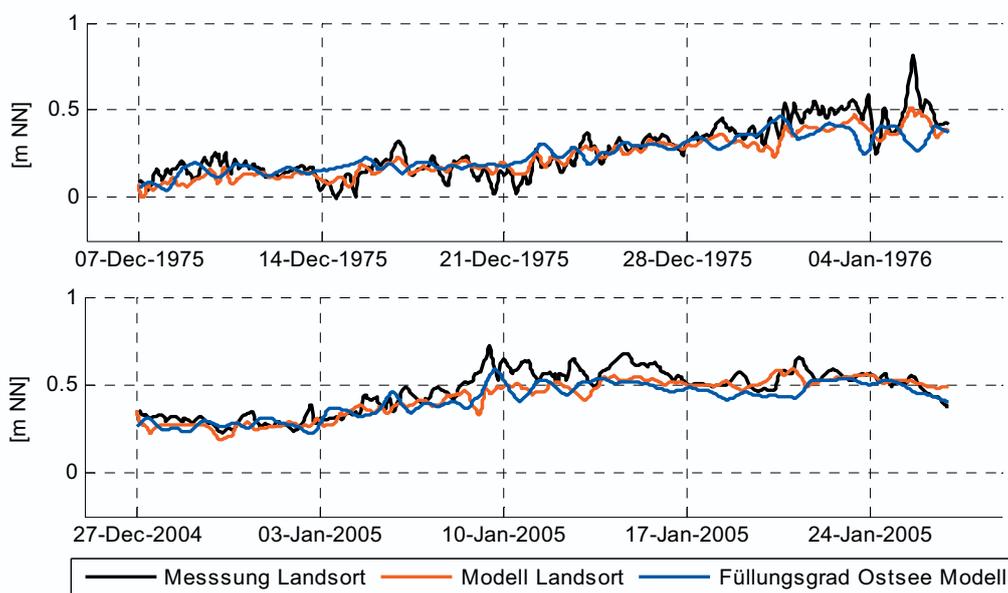


Abb. 5: Wasserstände der Vorlaufrechnung 12.75/01.76, angetrieben durch era40 Windfelder

Als Randwerte für die offene Grenze des Strömungsmodells wurden Wasserstandsmessungen der schwedischen Station Ringhals, auf  $57,3^{\circ}\text{N}$  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 Seegangsmodell 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.

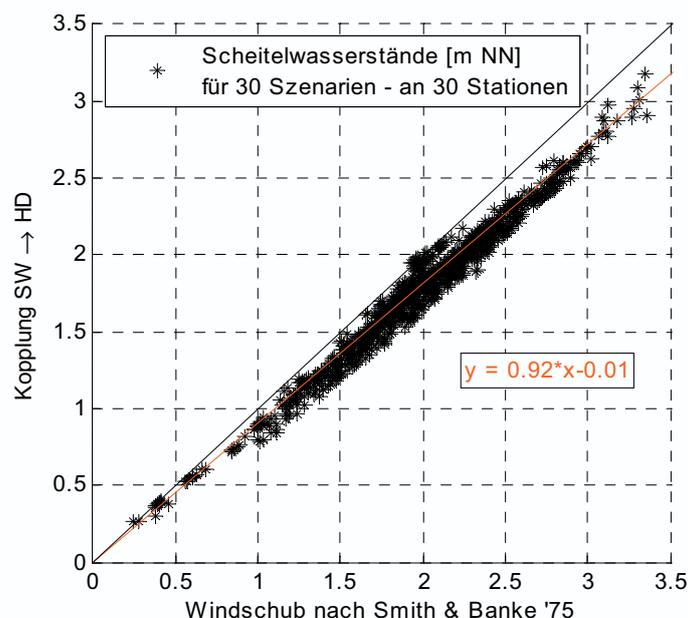


Abb. 6: Vergleich des Einflusses unterschiedlicher Windschubansätze anhand der Scheitelwasserstände von 30 Szenarien an 30 Stationen

In Abb. 6 sind die Scheitelwasserstände von 30 Stürmen an 30 Stationen entlang der deutschen Ostseeküste dargestellt. Die Scheitelwerte der SW → HD Kopplung sind über den Scheiteln, berechnet mit dem (S&B 2) Ansatz, aufgetragen. Die Scheitel der SW→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 (Varnkevitze) und Falster getrennt (Abb. 7). Die für die deutsche Ostseeküste sturmflutwirksame Windrichtung bewegt sich grob zwischen  $0^\circ$  (Nord) und  $90^\circ$  (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).

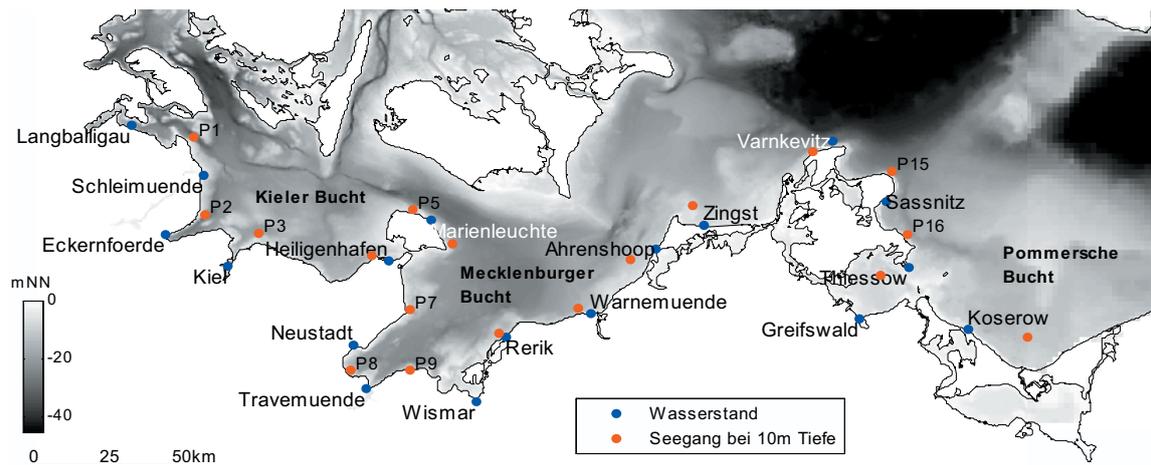


Abb. 7: Positionen entlang der Küste zur Analyse der Scheitelwasserstände in Abb. 8 und für die in Abb. 9 dargestellten maximalen signifikanten Wellenhöhen in 10 m Tiefe

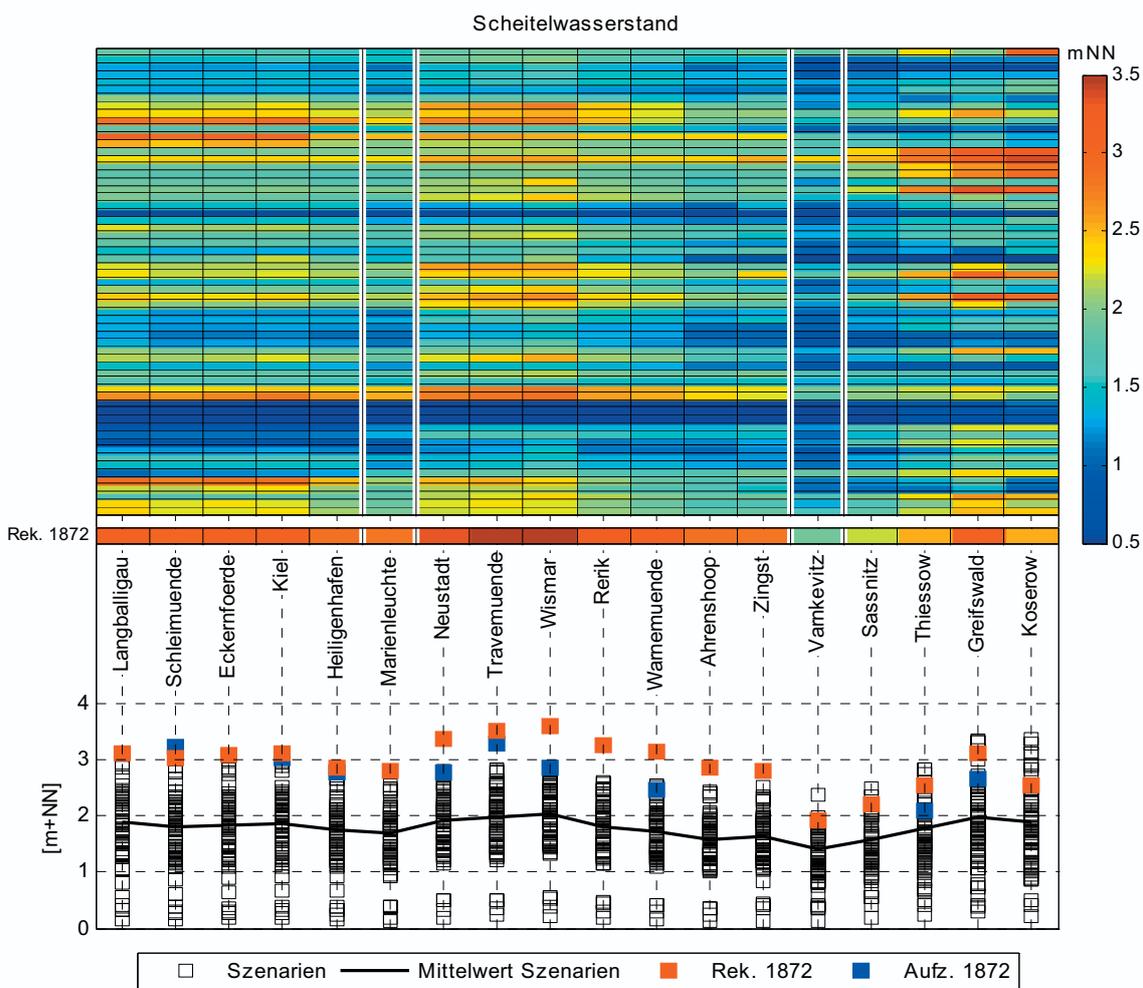


Abb. 8: Scheitelwasserstände der 61 Szenarien und der Rekonstruktion von 1872 sowie historische Daten von 1872 an 18 Stationen entlang der deutschen Ostseeküste

### 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.

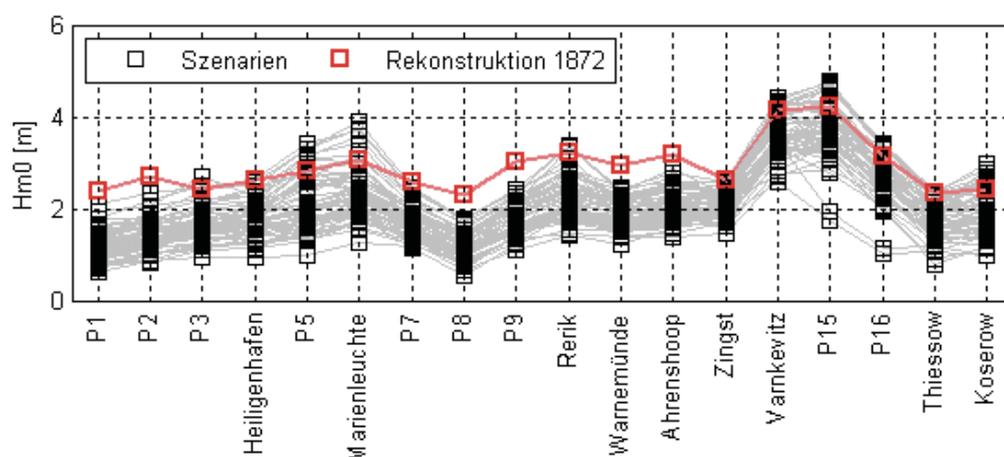


Abb. 9: Maximale signifikante Wellenhöhen an den 18 Stationen aus Abb. 7 für alle 61 Szenarien und die Rekonstruktion des Sturmes von 1872

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 Scheitelwasserstand auftritt, fällt jedoch meist geringer aus.

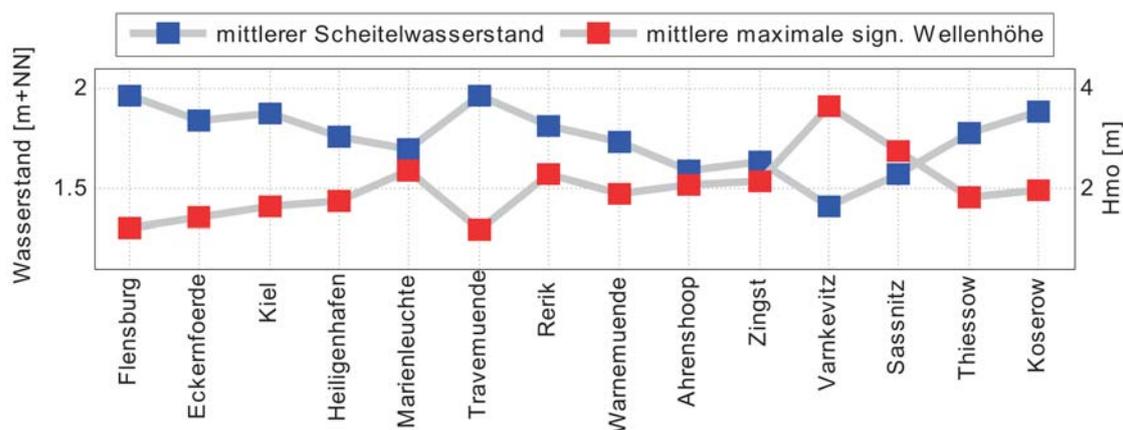


Abb. 10: Vergleich der räumlichen Verteilung der Mittelwerte von Scheitelwasserstand und maximaler signifikanter Wellenhöhe in 10 m Tiefe

#### 7.4 Scheitelwasserstände an der Station Kiel

Im Folgenden wird der Einfluss unterschiedlicher Sturmweatherlagen 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 Ereignisses (blaue Balken) wird als Differenz des Mittelwertes der Kieler Bucht zwischen 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-

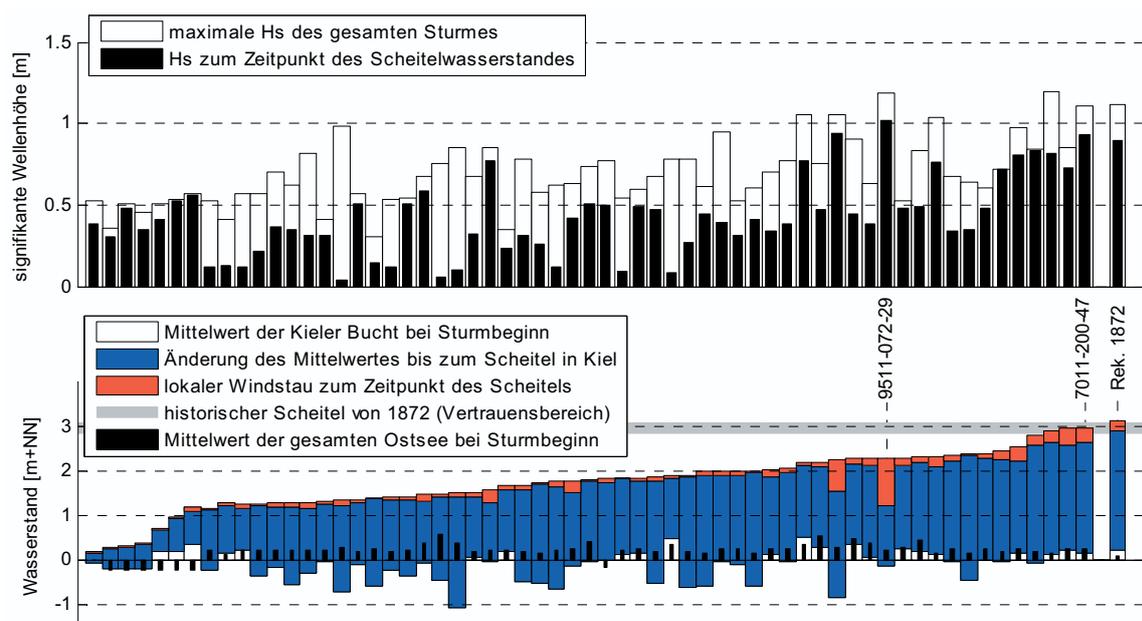


Abb. 11: Signifikante Wellenhöhen zu zwei Zeitpunkten und Scheitelwasserstände aufgespaltert in drei Anteile an der Station Kiel für 61 Szenarien und die Rekonstruktion von 1872

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.

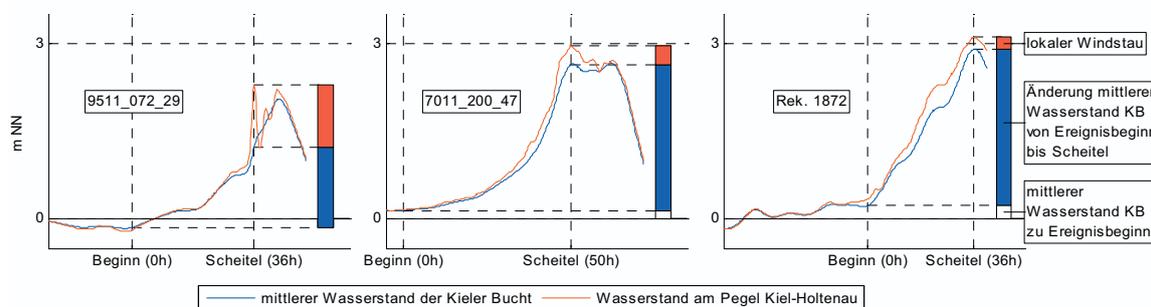


Abb. 12: Erläuterung der Aufspaltung der Scheitelwasserstände in Abb. 11 anhand der zeitlichen Verläufe des mittleren Wasserstandes der Kieler Bucht und des lokalen Wasserstandes in Kiel-Holtenau für 2 Szenarien und die Rekonstruktion von 1872

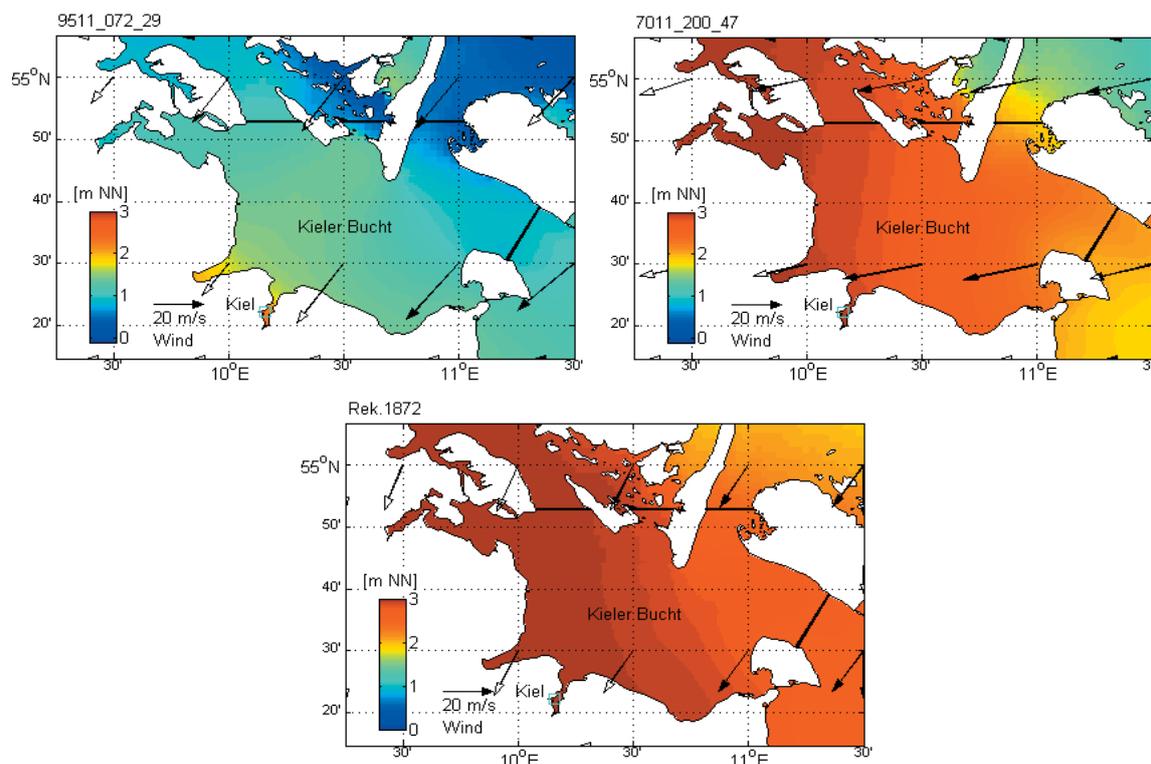


Abb. 13: Räumliche Verteilung des Wasserstandes der Kieler Bucht zum Zeitpunkt des Scheitelwasserstandes in Kiel für 2 Szenarien und die Rekonstruktion von 1872

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 lokalem 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 Windstaus am Scheitelwasserstand etwas höher.

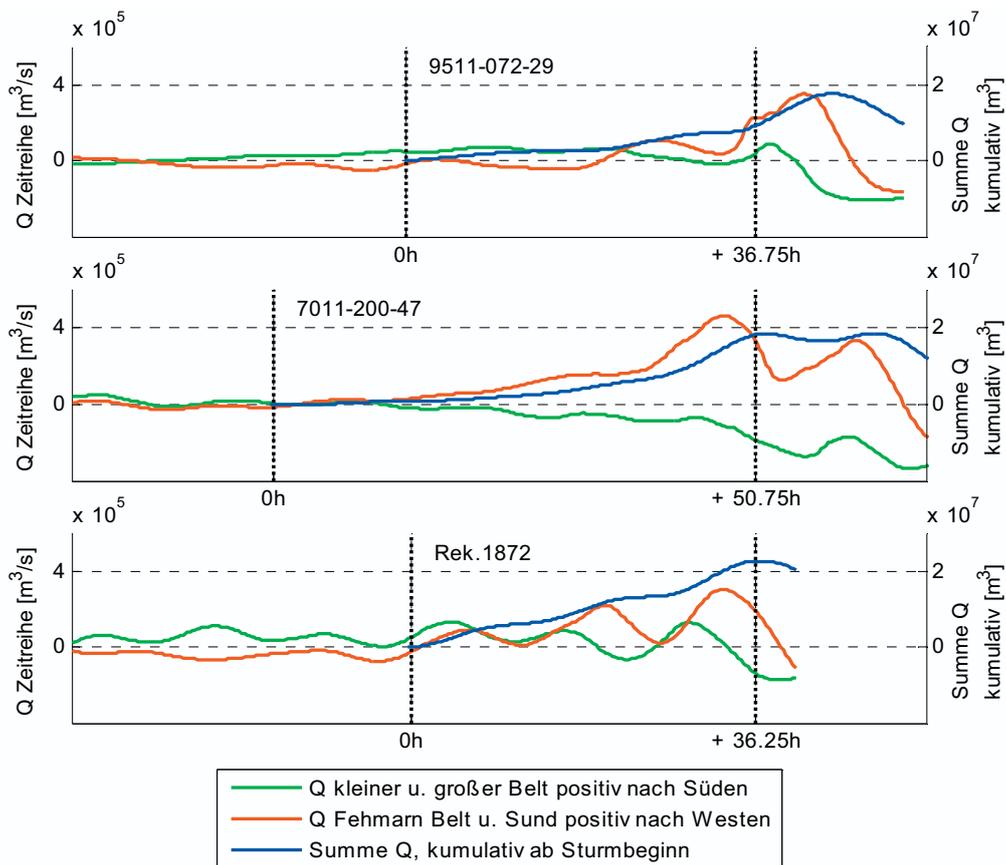


Abb. 14: Ein- und Ausstromtransporte sowie die Volumenentwicklung der Kieler Bucht für 2 Szenarien und die Rekonstruktion von 1872

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  $0 \text{ m}^3$  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 Vorfällung 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 Vorfällungen in den 61 Stürmen. Der Korrelationskoeffizient zwischen der Vorfällung und dem Scheitelwasserstand in Kiel ist nahezu gleich Null (0,01). Dies sagt jedoch nichts über den Einfluss verschiedener Vorfällungen auf ein und denselben Sturm aus. Die durch die schwache Korrelation angedeutete stochastische Unabhängigkeit zwischen der Vorfällung der Ostsee und dem Scheitelwasserstand einzelner Stationen wirft vielmehr die Frage auf, inwieweit die hier untersuchten Sturmwasserstände auf eine einheitliche Vorfällung korrigiert werden können und sollen. Da im Rahmen von MUSTOK zwar für die Rekonstruktion von 1872 ein gewisser Zusammenhang zwischen einer variablen Vorfällung 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 Gefährdungspotenzial ergeben. In der Kieler Bucht haben die Szenarien mit 1872 vergleichbare Wasserstände erzeugt.

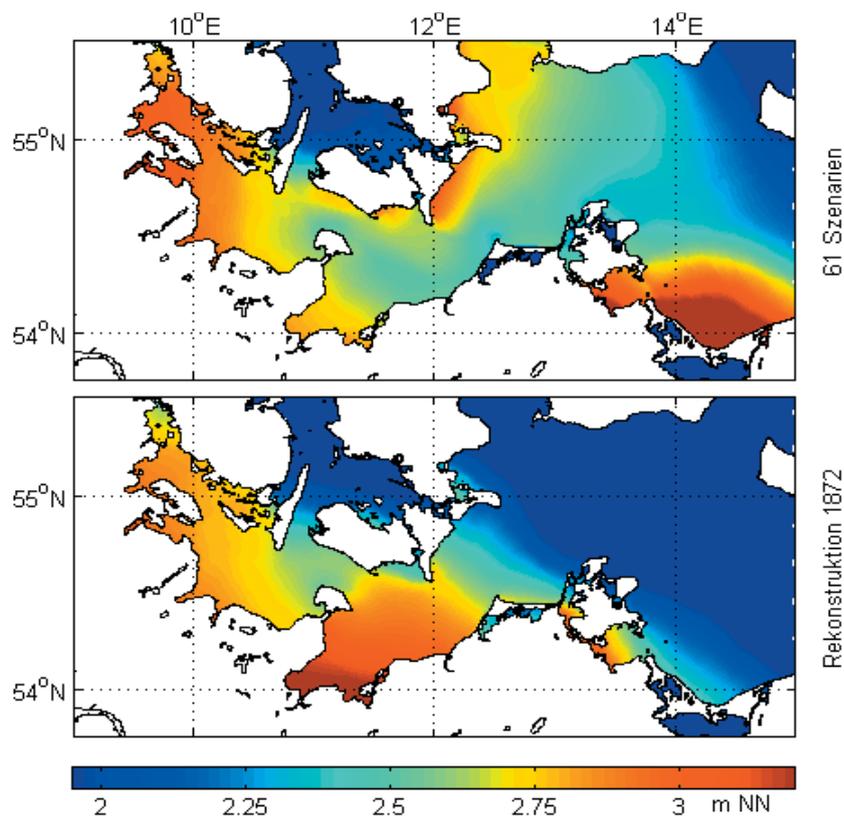


Abb. 15: In den 61 Szenarien (oben) und der Rekonstruktion von 1872 (unten) maximal erreichte Scheitelwasserstände an jeder Gitterzelle

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.

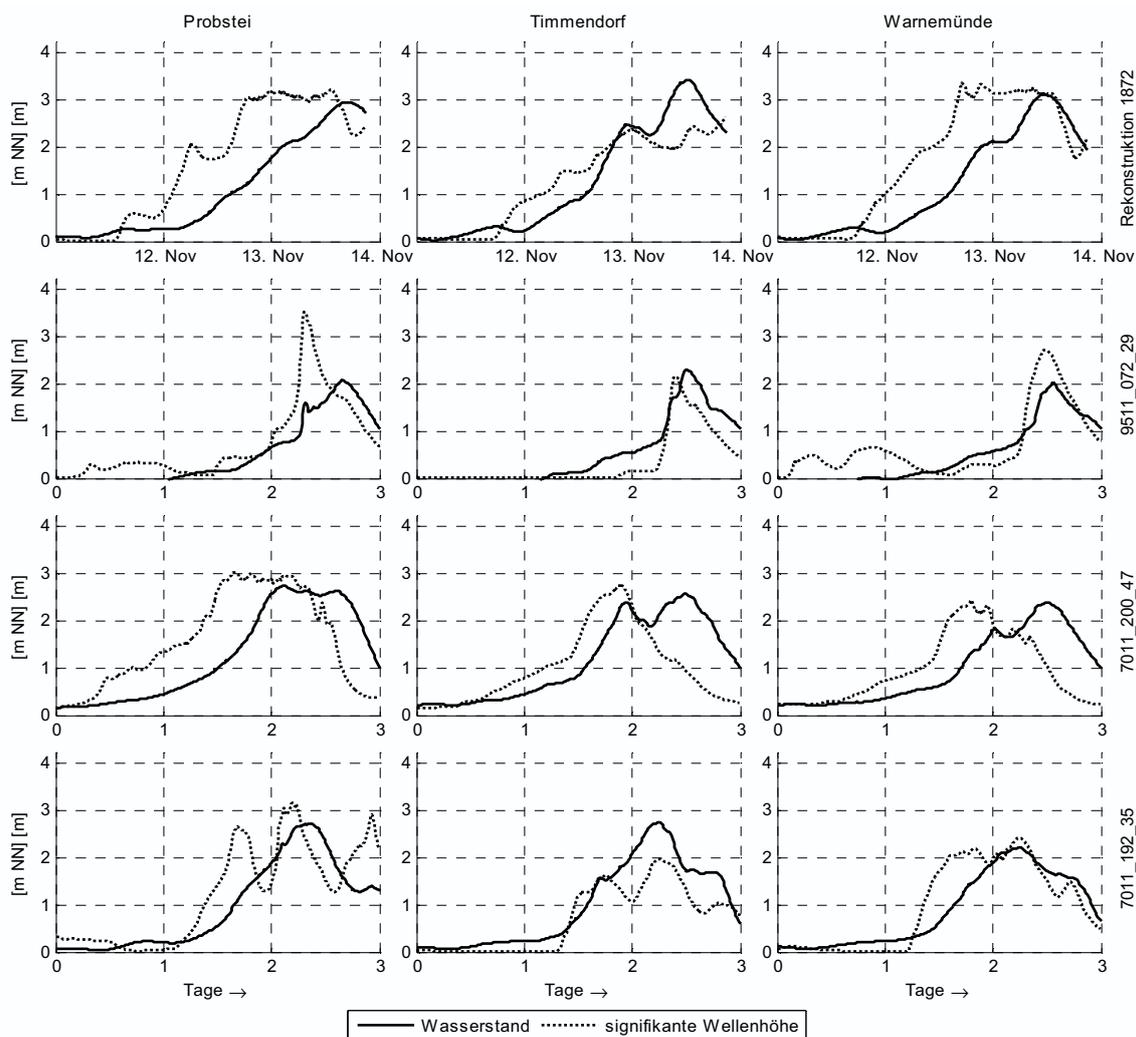


Abb. 16: Zeitreihen von Wasserstand und Seegang an drei Stationen (Spalten) für die Rekonstruktion von 1872 und drei Szenarien (Zeilen).

## 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 Seegangparametern, 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 Seegangmodells integriert. Auf diese Weise wurden für alle untersuchten Stürme die zeitlichen Verläufe der Seegangparameter 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.

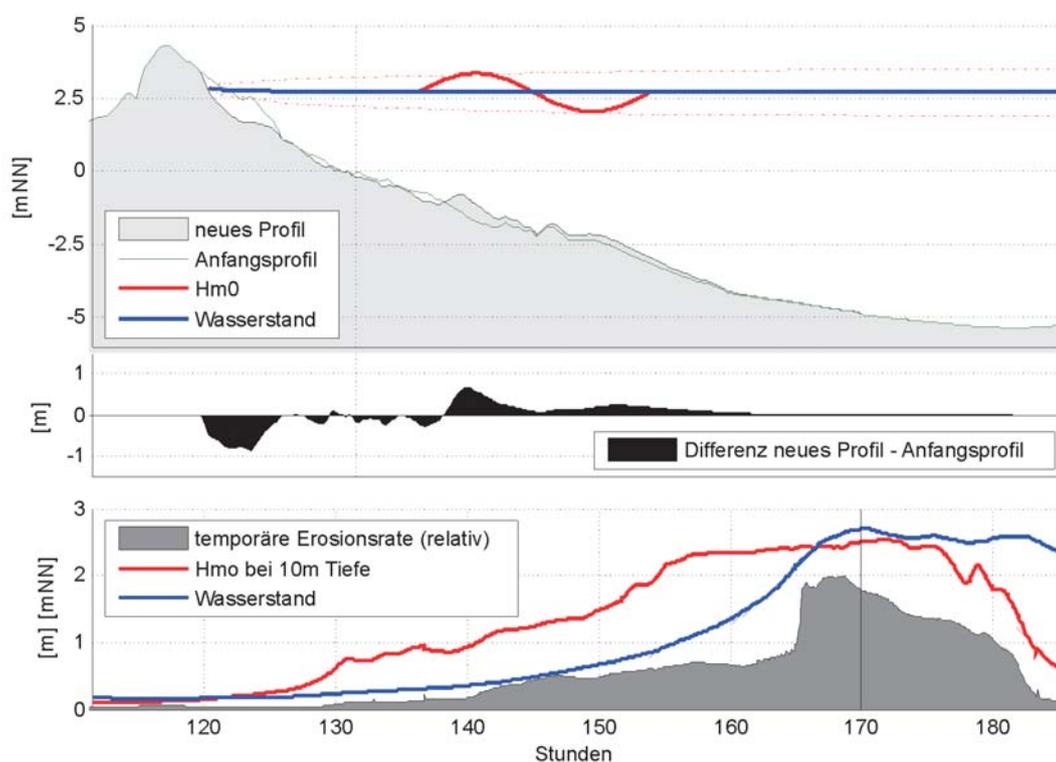


Abb. 17: Schematische Darstellung des morphodynamischen Profilmodells der Probstei zu einem bestimmten Zeitpunkt eines Szenarios (170 Stunden nach Szenariobeginn). Unten: Randbedingungen, Hm0 und Wasserstand an offenen Rand bei ca. 10m Tiefe sowie die momentane Erosionsrate. Mitte: vertikale Differenz 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 Landeschutzdeiches 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.

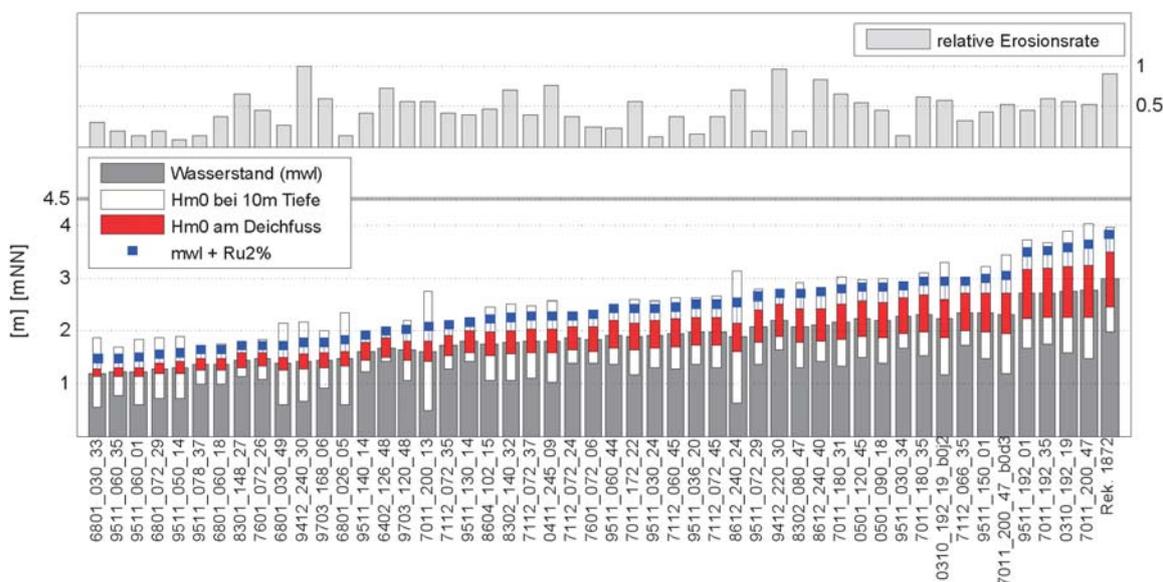


Abb. 18: Sicherheitsüberprüfung am Beispiel des Landesschutzdeiches der Probstei. Unten: Hydrodynamische Größen zum Zeitpunkt des während jeden Sturmes maximal erreichten rechnerischen Besticks (mwl+Ru2%). Oben: Über den jeweiligen Sturmverlauf ermittelte Erosionsrate relativ zum Maximalwert

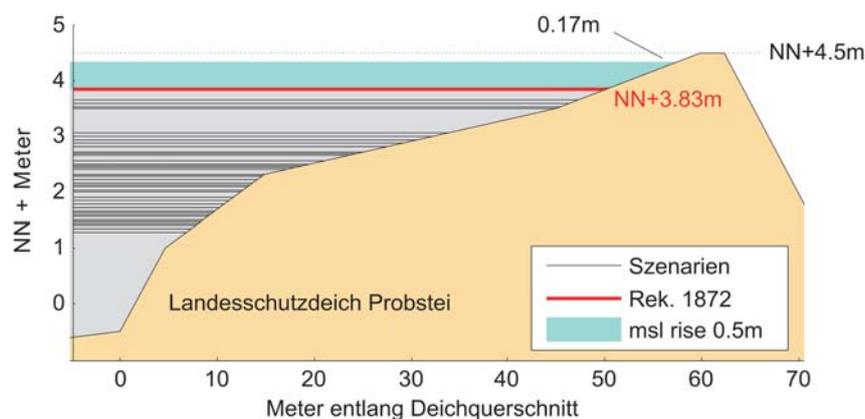


Abb. 19: Landesschutzdeich der Probstei und rechnerisches Bestick für alle Szenarien und die Rekonstruktion des Sturmes von 1872

Da der Seedeich der Probstei als weniger anfällig für Erosionsprozesse als z.B. natürliche Dünenformen angenommen werden kann, ist hier der maximale Wellenaufwurf 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 Sturmvetterlagen, 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](http://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.: Seegangmodellierung 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.