

Sturmflutsimulationen

Dr. Sylvin Müller-Navarra¹, Dipl.-Ozean. Ingrid Bork²

¹Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH), e-Mail: sylvin.mueller-navarra@bsh.de

² Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH), e-Mail: ingrid.bork@bsh.de

1. Zielsetzung der BSH-Untersuchungen im Teilprojekt MUSE-Ostsee

Das BSH betreibt operationelle Vorhersagemodellsysteme als Entscheidungshilfen bei Wasserstandsvorhersagen für Nord- und Ostsee. Das aufwendigste System ist ein baroklines Modell der Nord- und Ostsee, das die wesentlichen meeresphysikalischen Parameter dreidimensional als prognostische Variablen beschreibt (Dick et al., 2001 u. 2006). An der deutschen Küste hat es eine horizontale Auflösung von ca. 0,9 km. Dieses Simulationsmodell wird mit Daten der Vorhersagemodelle des DWD (Globalmodell GME, Lokalmmodell Europa COSMO-EU) und im Projekt MUSE-Ostsee mit Daten des EZMW (Ensemble Prediction System EPS) gespeist.

Eine ältere Version des Nord-Ostseemodells des BSH ist für das MUSE-Nordsee-Projekt bereits erfolgreich verwendet worden (Jensen et al., 2006). Im Jahr 2006 wurde zusätzlich ein Seegangsmodul im dreidimensionalen Modell in einer Hindcast-Version erfolgreich implementiert (Murawski, 2007). Es bot sich an, die bewährte Modellkette auch für die Fragestellung extremer Sturmhochwasser in der Ostsee anzuwenden. Zwei Schwerpunkte wurden am BSH im Rahmen von MUSE-Ostsee behandelt:

- Modelluntersuchungen zur Genese von Sturmhochwassern der Ostsee.
- Detaillierte Simulationen ausgewählter Sturmhochwasser extremer Wetterlagen: Re-Analyse November 1872 und extreme Realisationen aus EPS-Läufen

2. Einleitung

In Hinblick auf die Modellierung extrem hoher Wasserstände unterscheidet sich die Ostsee von der Sturmflutexposition der Nordsee deutlich. Aufgrund dieser Unterschiede waren die Ergebnisse des MUSE-Projekts für die Nordsee nur teilweise auf die Ostsee übertragbar und neue Anforderungen kamen hinzu. Die

Konzeption des dreidimensionalen operationellen Modells des BSH (BSHcmod) erlaubt es, alle genannten Problemfelder näher zu untersuchen. Bei einigen Punkten, z. B. Füllungsgrad und Gezeiten, ist es dabei wichtig, dass Nord- und Ostsee als Verbundsystem simuliert werden.

Zu Sturmhochwassern der Ostsee gibt es eine ganze Reihe von umfangreichen Untersuchungen, die fast alle im Band 66 der Zeitschrift „Die Küste“ über „Die Wasserstände an der Ostseeküste“ Erwähnung finden (Hupfer et al., 2003).

Gerade wegen der Einzigartigkeit des lange zurückliegenden, verheerenden Sturmhochwassers des Jahres 1872 blieben aber noch grundlegende Fragen offen, die auch bei Diskussionen im Projektteam des Verbundprojekts MUSTOK immer wieder hervortraten. Kern dieser Diskussionen sind unterschiedliche physikalische Vorstellungen der Genese von Sturmhochwassern. Besonders bei zwei Teilproblemen scheiden sich die Geister. Das sind Seiches (Eigenschwingungen) des ganzen Wasserkörpers der Ostsee und der Füllungsgrad, wobei entweder der mittlere Wasserstand der gesamten Ostsee oder der südlichen Ostsee zu Beginn des Sturms gemeint ist. Diese beiden Problemkreise wurden in empirischen Studien zu Sturmhochwassern der Ostsee immer wieder thematisiert; eine physikalisch konsistente Darstellung, quantitativ nutzbar für Extremwertstatistiken, steht jedoch noch aus. Zur Beurteilung der Frage, welche extremen Wasserstände bei einer möglichen extremen Wetterlage resultieren, muss man eine klare konzeptionelle Vorstellung der Abhängigkeiten etwaiger Einzelphänomene entwickeln. Zu dieser konzeptionellen Vorstellung möchte das Teilprojekt am BSH zu MUSE-Ostsee unter Verwendung von Simulationsmodellen einen Beitrag leisten.

Es werden im Folgenden zunächst die in der Literatur genannten Einzelursachen diskutiert und anschließend einige Simulationsergebnisse zur Beleuchtung von deren dynamischer Abhängigkeit gezeigt.

3. Ursachen von Wasserstandsschwankungen

Es lassen sich 11 Ursachen für Wasserstandsschwankungen in der Westlichen Ostsee ausmachen, die in den folgenden 9 Abschnitten abgehandelt werden. Diese lassen sich noch in kurzfristige Änderungen des Wasserspiegels und in Wasserstandsänderungen in längeren Zeiträumen aufteilen. Hier ist ein enger Bezug zu Zeitskalen derjenigen Wetterlagen zu beachten, die zu Sturmhochwassern führen können. Diese sind meist kurzlebige Teilphasen recht unterschiedlicher, wechselhafter Wetterlagen. Beim Sturmhochwasser 1872 waren nur die kurzfristigen Ursachen bestimmend, wenn allerdings aus diesem bisher singulärem Ereignis Bemessungswasserstände abgeleitet werden, müssen auch die langfristigen Prozesse berücksichtigt werden.

Auch für die meteorologische und ozeanographische Rekonstruktion und Simulation dieses Sturmhochwassers müssen weitgehend die im Folgenden beschriebenen Ursachen berücksichtigt werden.

3.1. Lokaler Windstau

Bereits Colding (1881) gibt eine Formel für die Abhängigkeit des lokalen Windstaus vom Wind an. Das ist überhaupt der erste Ansatz, der auch die örtliche Wassertiefe mit einbezieht. Ertel (1972) hat das später noch theoretisch weiter ausgearbeitet, eine Ungleichung für den Windstau an Flachküsten angegeben und lieferte auch ein schönes Bild des Prozesses mit Oberflächenströmung und Kompensationsströmung in der Tiefe.

Mit multipler linearer Regression lässt sich für jeden Ort der Ostseeküste ein empirischer Zusammenhang zwischen meteorologischen Größen (vornehmlich lokaler Wind) und dem Windstau ermitteln. Ein Beispiel dafür liefert Abb. 1. Voraussetzung für die Anwendung derartiger Diagramme in praxi ist eine gewisse Stationarität des Windfeldes, welche nicht immer gegeben ist. Deshalb sind heute numerische Simulationsmodelle mit zeitlich ausreichend aufgelösten meteorologischen Randbedingungen den empirischen Verfahren bei der Vorhersage meist überlegen.

Der lokale Windstau liefert zum Gesamtwasserstand den entscheidenden Beitrag (Stigge, 1995), weil die westliche Ostsee nur geringe Wassertiefen aufweist.

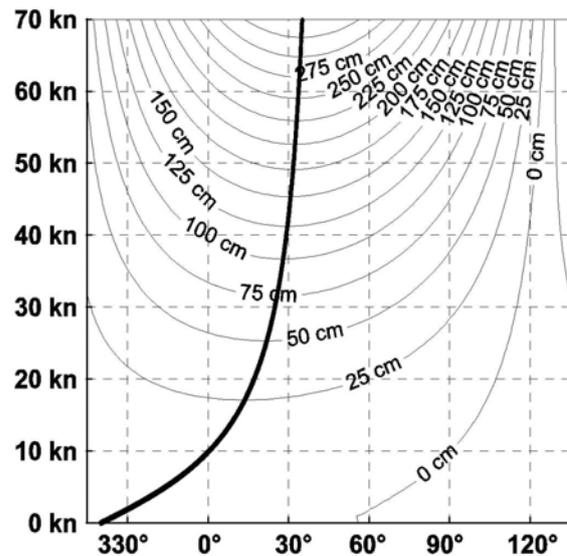


Abbildung 1: Windstaudagramm für Warnemünde (nach Schmager, 1984), Abhängigkeit des Windstaus von Richtung und Geschwindigkeit des beobachteten Windes bei Arkona 6 h vor dem Scheitelwasserstand des Sturmhochwassers

3.2. Ferneinwirkungen durch Windschub in der zentralen Ostsee oder Anstau im Kattegatt

Windstauanalysen von Sager und Miehle (1956) sowie von Enderle (1989) haben gezeigt, dass auch die Windwirkung auf entfernte Seegebiete Einfluß auf den lokalen Windstau in der Westlichen Ostsee haben kann. Erstgenannte Autoren schließen die zentrale Ostsee mit ein, Enderle das Skagerrak und das Kattegatt.

Die Ergebnisse von MUSE-Nordsee zeigten, dass die Landmasse Großbritanniens auf die maximalen Windgeschwindigkeiten in der Deutschen Bucht limitierend wirkt. Dieses muss umso mehr für Skandinavien gelten, wodurch der Sektor stauwirksamer Windrichtungen und auch die Zugbahnen von Orkantiefs eingeschränkt sind. Bei Zugbahnen von Nord nach Süd z. B. müssen die Orkantiefs die hohen, ausgedehnten Landmassen Skandinaviens überwinden, bis sie das intrakontinentale Mittelmeer Ostsee erreichen. Der Prozess, extreme physikalisch in sich konsistente Wetterlagen zu berechnen, wird erheblich komplexer als in der Nordsee sein.

Große Teile des Bottnischen und des Finnischen Meerbusen sind in jedem Winter eisbedeckt. Dadurch wird insbesondere der Impulsbeitrag durch den Wind auf diesen Flächen abgeschwächt. Es ist daher wahrscheinlicher,

dass eine Extremsturmflut wie 1872 im Spätherbst auftritt und nicht während der Eissaison. Bekannt ist auch, dass ein breiter Festeisgürtel an der deutschen Küste Sturmfluten abgeschwächt hat (Schützler, 1963).

3.3. Gezeiten

Die Gezeiten führen in der Nordsee zu höheren Sturmflutwasserständen als in der Ostsee, vereinfachen aber die Vorhersage der Eintrittszeit des Sturmflutscheitels. In der Ostsee, wo ein ausgeprägtes Gezeitensignal fehlt, kann nur schwer vorhergesagt werden, wann der höchste Wasserstand eintritt und wie lange er dann anhält.

Gezeiten lassen sich überall in der Ostsee nachweisen. Während sich früher aus harmonischer Analyse und/oder Spektralanalyse von Wasserstandszeitreihen von Pegeln nur ein ungenügendes Bild der Ostseegezeiten ableiten ließ (Lisitzin, 1943 u. 1944, Witting, 1911, Magaard et al., 1966), bildet das hier benutzte numerische Modell (BSHcmod) die Gezeiten nun auch in der Fläche hinreichend ab (Müller-Navarra, 2003). Die Gezeiten der westlichen Ostsee mit Hüben bis etwa 20 cm sind primär Mitschwingungsgezeiten, die aus dem Nordatlantik über Skagerrak und Kategatt sowie die Belte eindringen. Je weiter man nach Osten und Norden in die Ostsee vordringt, desto mehr gewinnen die selbständigen Gezeiten die Oberhand (Witting, 1911).

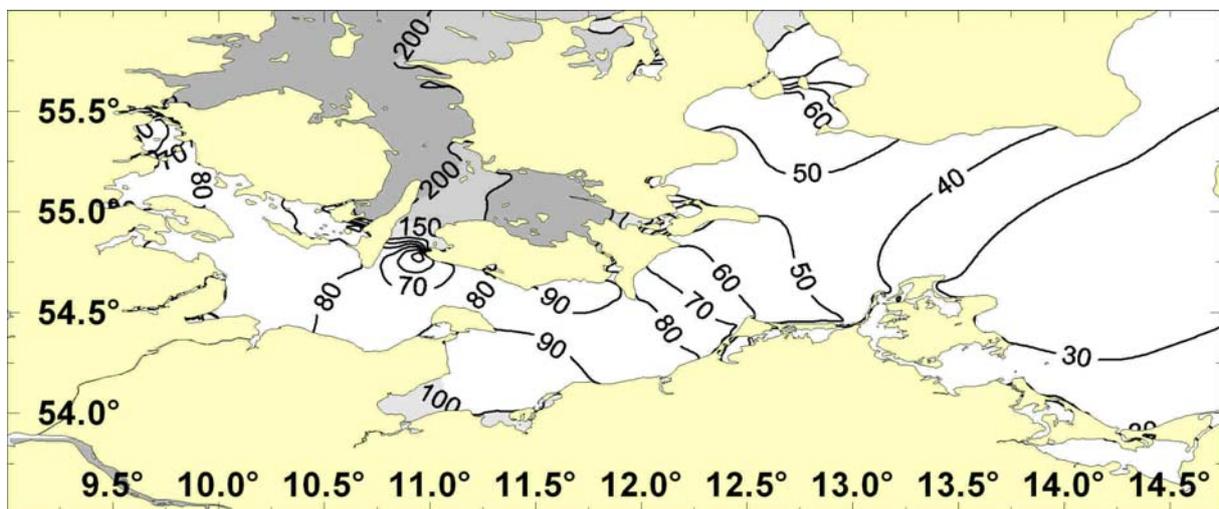


Abbildung 2: Intensität [mm] der Gezeiten in der Westlichen Ostsee, Summe der Amplituden $I=K_1+O_1+M_2+S_2$; Gebiete mit einer Intensität größer als 100 mm sind grau unterlegt.

Addiert man die Gezeitenamplituden der 4 wichtigsten Partialtiden erhält man die Intensität der Gezeiten. Südlich der Belte und des Sundes gibt es nur wenige Gebiete wo diese 100 mm überschreitet (Abb. 2). Am Südausgang des Großen Beltes deutet sich die Amphidromie der M_2 -Gezeit an (Müller-Navarra, 1983).

Bei schweren Sturmfluten haben die Gezeiten keinen wesentlichen Einfluss auf die Höhe der Scheitelwasserstände in der Westlichen Ostsee. Die durch die lokalen Winde erzeugten Strömungen „pflügen die Gezeiten unter“, wie es der langjährige Leiter des DDR-Wasserstandsdienstes in Warnemünde treffend auszudrücken pflegt (Otto Miehke, pers. Komm.)

3.4. Volumenströme von Wasser aus dem Kategatt durch Belte und Sund in die Westliche Ostsee, Vorfüllung

Belte und Sund sind eng und wirken als Tiefpassfilter. Damit schwächen sie aus der Nordsee in die Ostsee vordringende Fernwellen.

Es treten Wetterlagen auf, bei denen über mehrere Tage sehr viel Wasser durch die Belte und den Sund in die Ostsee hineinströmt und den mittleren Wasserstand um mehrere Dezimeter anhebt (Füllungsgrad). Diese Vorgeschichte kann im Extremfall bedeutend sein. Dabei ist zu unterscheiden, ob man den Füllungsgrad der Westlichen Ostsee betrachtet oder die südliche oder gar die gesamte Ostsee.

Für die Nachrechnung bestimmter Wettersituationen, ist der Zeitraum zu bemessen, wie lange eine Einstromlage anhalten kann und auf welches Niveau dann der mittlere Wasserspiegel der Ostsee gehoben ist. Es gibt eine Reihe von Untersuchungen zu größeren Salzwassereinbrüchen, die ebenfalls einige Tage Einstrom erfordern (Matthäus et al., 1992). Weidemann (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.

Ein Modellvorlauf von 15 bis 30 Tagen wird daher für ausreichend gehalten, Füllungsgrad und Entwicklung der Wetterlage dynamisch konsistent in der Simulation abzubilden. Für die statistische Auswertung der Sturmhochwasser ist zudem die Persistenz des Füllungsgrades wichtig.

3.5. Eigenschwingungen des Systems Kieler Bucht bis Finnischer Meerbusen oder Bottnischer Meerbusen

Es können stark gedämpfte Eigenschwingungen (Seiches) ohne ausgezeichnete Eigenfrequenz auftreten. Die stark vereinfachende Modellvorstellung einer stehenden uninodalen Oberflächenwelle in der Ostsee (Seiches), für die in der Literatur Periode von etwa 26 bis 31 h angegeben werden, ist nicht ohne weiteres auf die Naturverhältnisse übertragbar. Die Anregung und das Abklingen von Seiches der Ostsee ist sehr komplex und im Einzelfall nur mit numerischen Modellen zu beschreiben.

Jede Wasseransammlung, sei es im Labormaßstab oder auf geophysikalischer Skala, ist ein schwingungsfähiges System, wobei das Schwerfeld der Erde für die rücktreibende Kraft sorgt. Ein aus der Ruhelage durch Wind oder Luftdruckgradienten ausgelenkter Wasserspiegel strebt wieder der Äquipotentialfläche der Schwere zu, wobei es an einem bestimmten Ort vorübergehend zu periodischen Wasserstandsschwankungen kommen kann. In Gefäßen oder in Seen ist dieser Vorgang seit langem wohldokumentiert (Merian, 1828; Forel, 1895). Nach einer Anfangsanregung schwingt der Wasserkörper mit charakteristischen Eigenfrequenzen abhängig von etwaigen Randbedingungen (offen, geschlossen). Auf geophysikalischer Skala, unter dem Einfluss der Erdrotation, ist es schwierig, Lösungen der Eigenfunktionen anzugeben, welche die Randbedingungen erfüllen (Rao, 1976; Simons, 1980; LeBlond et al., 1978). Es gibt le-

diglich analytische Lösungen für einfache Kanäle und Becken.

Nachdem Witting (1911) im Rahmen seiner Gezeitenanalysen auch Eigenschwingungen der Ostsee diskutierte, wies Endrös (1939) auf deren möglichen Einfluss hin, als er einen besonders niedrigen Wasserstand am 24.11.1938 in der Westlichen Ostsee zu erklären versuchte. Ein viel zitiertes Werk über Eigenschwingungen der Ostsee hat wenig später dann Neumann (1941) verfasst. Er findet anhand von Fallbeispielen eine starke Dämpfung der als Eigenschwingungen interpretierten Wasserstandsschwankungen der im Ostseebecken befindlichen Wassermasse (logarithmisches Dekrement $\gamma=0,5$). Weidemann (1950) findet später anlässlich von Strommessungen am Feuerschiff „Fehmarnbelt“ ein erheblich größeres Dekrement von 0,82 und führt dieses auf „die Enge und Seichtheit der westlichen Ostsee im Vergleich zur zentralen Ostsee“ zurück. Eine wichtige Rolle spielt die Bodenreibung und die komplizierte Beckenstruktur der Ostsee (Magaard et al., 1966).

Die Frage der ablenkenden Kraft der Erdrotation (Coriolis-Effekt) behandelt Neumann unbefriedigend. Für eine geschlossene Ostsee hat Wübbler (1979) Eigenfrequenzen und Schwingungsmuster numerisch ermittelt. Die Schwingungsmuster der Ostsee bei niedrigen Frequenzen, größer als die Trägheitsperiode, zeigen deutlich den Einfluss der Erdrotation und unterscheiden sich damit gänzlich von ein- und mehrknotigen Seiches, die man von kleineren trogförmigen Seen her kannte (Halbfaß, 1907).

Der Realität auf großen Skalen entsprechen gedämpfte, erzwungene Schwingungen. Ein einfaches harmonisches System schwingt mit der erzwungenen Periode. Die Amplitude ist Funktion von Dämpfung und von der Differenz von erzwungener und freier Periode. Dadurch ist die Möglichkeit von Resonanz gegeben. Die Phase ist eine Funktion von Dämpfung und erzwungener Periode. Für einfache Kanäle mit erzwungener Periode sehr viel kleiner als die Trägheitsperiode, finden sich bei Simons (1980) und Chapman et al. (2001) Informationen. Neben der internen Dämpfung ist bei offenen und halboffenen Kanälen (Ostsee) auch die Abstrahlung von Energie durch den Rand („radiation damping“) wichtig (Chapman et al. 2001).

Für windbedingte Bewegungen ist periodischer Antrieb keine angemessene Analogie. Untersuchungen mit Stufenfunktion oder Überlagerung solcher Funktionen zu einem sich mit

konstanter Geschwindigkeit bewegendem Starkwindband gegebener Breite geben Bedingungen dafür, wann Gravitationswellen angeregt werden in Abhängigkeit von Zuggeschwindigkeit und Bandbreite (Simons, 1980, Rao, 1967). Auf solchen Überlegungen beruht der GKSS-Teil von MUSE-Ostsee.

Da auch in neuerer Literatur den Seiches eine entscheidende Rolle bei Sturmhochwassern der Ostsee zugesagt wird (Meinke, 1999; v. Storch et. al, 2008), sich hierfür aber keine wirklich überzeugenden Darstellungen finden, sind hier noch einmal Pegelzeitreihen analysiert und numerische Modellexperimenten durchgeführt werden.

Wüßner und Krauss (1979) geben für die ersten 10 Eigenschwingungen der Ostsee folgende Perioden an: 31., 27.7, 26.4, 23.8, 22.4, 19.8, 18.6, 17.1, 13.4, 13.0, 10.7, 10.0, 8.8, 7.9 h. Diese Eigenperioden werden bei Spektralanalysen über einen endlichen Periodenbereich verschmiert und treten deshalb im Spektrum nicht hervor. Tatsächlich zeigte weder eine Spektralanalyse (Baur et al., 1970) 19jähriger Zeitreihen vom Pegel Landsort noch vom Pegel Sassnitz (Abb. 3) Peaks bei den angegebenen verdächtigen Perioden. Die wesentlichen Gezeitenperioden sind hingegen deutlich zu erkennen.

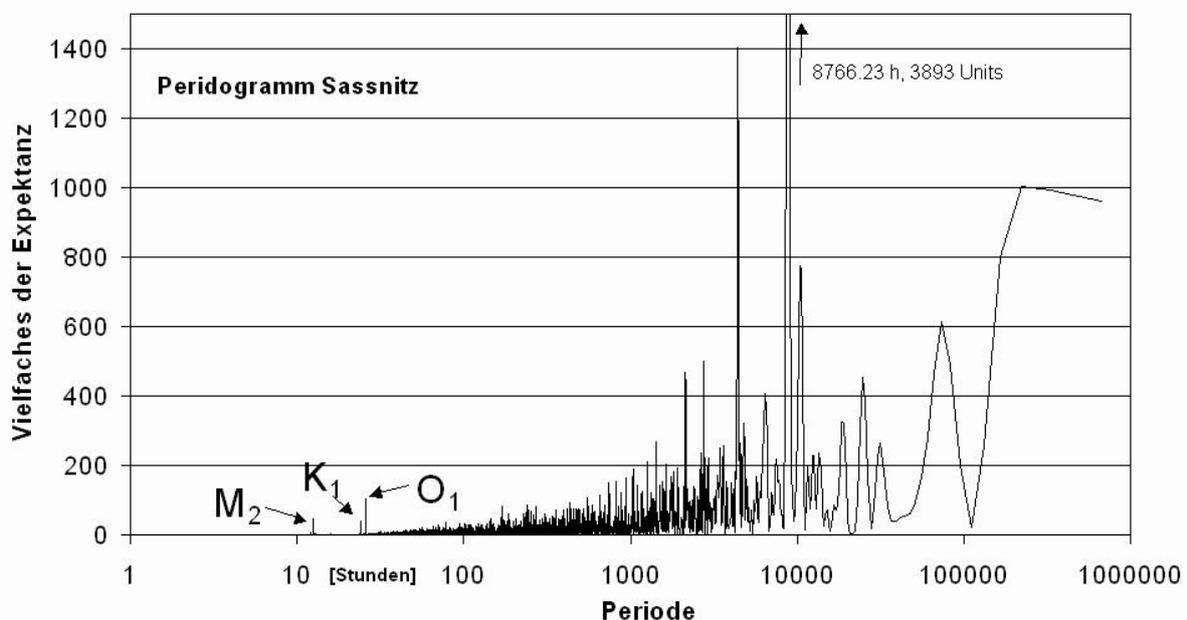


Abbildung 3: Periodogramm einer 19jährigen Zeitreihe stündlicher Wasserstandsdaten vom Pegel Sassnitz (1.1.1974, 0:00 – 31.12.1992, 23:00 UTC)

Auch eine Hauptkomponentenanalyse sehr viel kürzerer Zeiträume, die einzelne Sturmhochwasserperioden beinhalten, förderte keine eindeutigen, im Spektrum scharf abgegrenzten Perioden zutage (Beckmann, 1997).

Im Zusammenhang mit Sturmhochwassern ist die Vorstellung hilfreich, dass Schwerewellen angeregt werden, wenn ein Windfeld sich längs der Ostsee verlagert. Resonanz tritt auf, wenn es sich mit derjenigen Geschwindigkeit verlagert, die der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Schwerewellen in der Ostsee entspricht (Rao, 1967). Diese Form der Erzeugung hoher Wasserstände ist in jedem Falle im vorhandenen Modellkonzept enthalten. Eine

weitere separate Diskussion von Eigenschwingungen jedweder Art muss nicht erfolgen.

3.6. Eigenschwingungen der Buchten und Förden

Auch die Buchten und Förden sind schwingungsfähige Systeme, die bei entsprechender Windanregung höherfrequente Wasserstandsschwankungen zeigen können. Dadurch können die Sturmflutscheitel lokal um einige zusätzliche Zentimeter schwanken, wenn sie einige Stunden anhalten. Abb. 4 zeigt solche Eigenschwingungen in der Unterwarnow bei Rostock mit einer Periode von etwa 2 Stunden.



Abbildung 4: Eigenschwingungen in der Unterwarnow bei Rostock, 25.11.2007 00:01 bis 29.11.2007 00:01, Wasserstand über Pegel Null

3.7. Statische Luftdruckeffekte

Luftdruckbedingte Wasserstandsabweichungen vom ungestörten Niveau sind in praxi nicht leicht von den windbedingten Anteilen zu trennen. Überhaupt gelingt das nur in überwiegend abgeschlossenen Meeresgebieten, zu denen die Ostsee gehört. Man kann sich das so vorstellen, dass unter einer Zyklone ein „Wasserberg“ entsteht, sich also durch die Luftdruckgradienten Massenverlagerungen im Meere einstellen. Indem diese Massenverlagerungen in halbwegs abgeschlossenen Meeresgebieten quantifizierbar sind, lassen sich auch die luftdruckbedingten Wasserstandsabweichungen an Küstenpegeln im Einzelfall bestimmen. Miehle (1962) berechnete am Beispiel der schweren Sturmflut am 4.1.1954 für Warnemünde einen Anstieg von -19 cm auf $+12$ cm innerhalb von knapp zwei Tagen, während derer sich die Zyklone mit ihrem Kern von Mittel-Norwegen, durch den Bottnischen Meerbusen und die zentrale Ostsee nach Vorpommern verlagerte.

Beim hier verwendeten Verfahren ist der statische Luftdruckeffekt in den Bewegungsgleichungen als meteorologische Randbedingung enthalten und muss nicht separat berücksichtigt werden.

3.8. Seegang

Der Seegang bei Sturmflutwetterlagen in der Deutschen Bucht kann im Sektor der stauwirksamen Windrichtungen ausreifen. Das trifft nicht für alle Küstenabschnitte der südlichen Ostsee zu. Es sind komplexe Seegangsverhältnisse bei Sturmfluten zu erwarten. Je nach Windrichtung und Küstenabschnitt variiert die Wirklänge des Windes und damit der Seegang. Wechselwirkungen zwischen Wasserstand/Strömung und Seegang sind wahrscheinlich, und damit genügt es nicht, den Seegang bei Sturmflutverhältnissen rein statistisch zu berücksichtigen.

3.9. Klimatologische Einflüsse

In diesem Abschnitt wird kurz auf die Einflüsse 9 bis 11 eingegangen, die zu Sturmhochwassern wenig beitragen. Kleinere Wasserstandsschwankungen resultieren aus Dichteausgleichsströmungen und Zufuhr von Flusswasser. Diese beiden Effekte sind im numerischen Modell abgebildet. Im Modell sind Massenänderungen durch Niederschlag und Verdunstung nicht berücksichtigt. Diese sind verglichen mit den aktuellen Volumentransporten durch Belte und Sund so klein, dass sie nur für langfristige Wasserhaushaltsbetrachtungen relevant ist.

4. Modellbeschreibung und Vorgehen

Zur Simulation von Sturmfluten in der Ostsee wird am BSH ein Modellsystem (Dick et al. 2001) genutzt, das den Einfluss von Nordostatlantik und Nordsee auf den Wasserstand berücksichtigt. Im Bereich der Nord- und Ostsee ist es ein baroklines dreidimensionales hydrostatisches Modell. Die prognostischen Variablen sind neben Wasserstand, 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 et al. 1975) wird für Windgeschwindigkeiten über 30 m/s konstant gehalten. Meteorologische Grundlage zur Berechnung von Windschub sowie Wärmefluss sind numerische Simulationen mit dem globalen Modell (GME) und dem lokalen Modell (COSM-EU) des Deutschen Wetterdienstes (DWD).

Abflussdaten für in die Deutsche Bucht und in

die Ostsee mündende Flüsse werden vom Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG) und vom Schwedischen Meteorologischen und Hydrologischen Institut (SMHI) zur Verfügung gestellt. Für den offenen Rand der Nordsee berechnet ein barotropes Modell des Nordostatlantik Wasserstandsänderungen auf Grund von Fernwellen. Bezüglich Temperatur und Salzgehalt ist bei kurzzeitigen Änderungen garantiert, dass zurückkehrendes Wasser seine Eigenschaften behält, bei langandauerndem Einstrom am Nordrand werden klimatologische Monatsmittel genutzt.

Gezeiten sind in den Modellgleichungen als direkte Gezeiten berücksichtigt. Mitschwingungsgezeiten werden am offenen Rand der Nordsee in Form von 14 Partialtiden vorgeschrieben.

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.

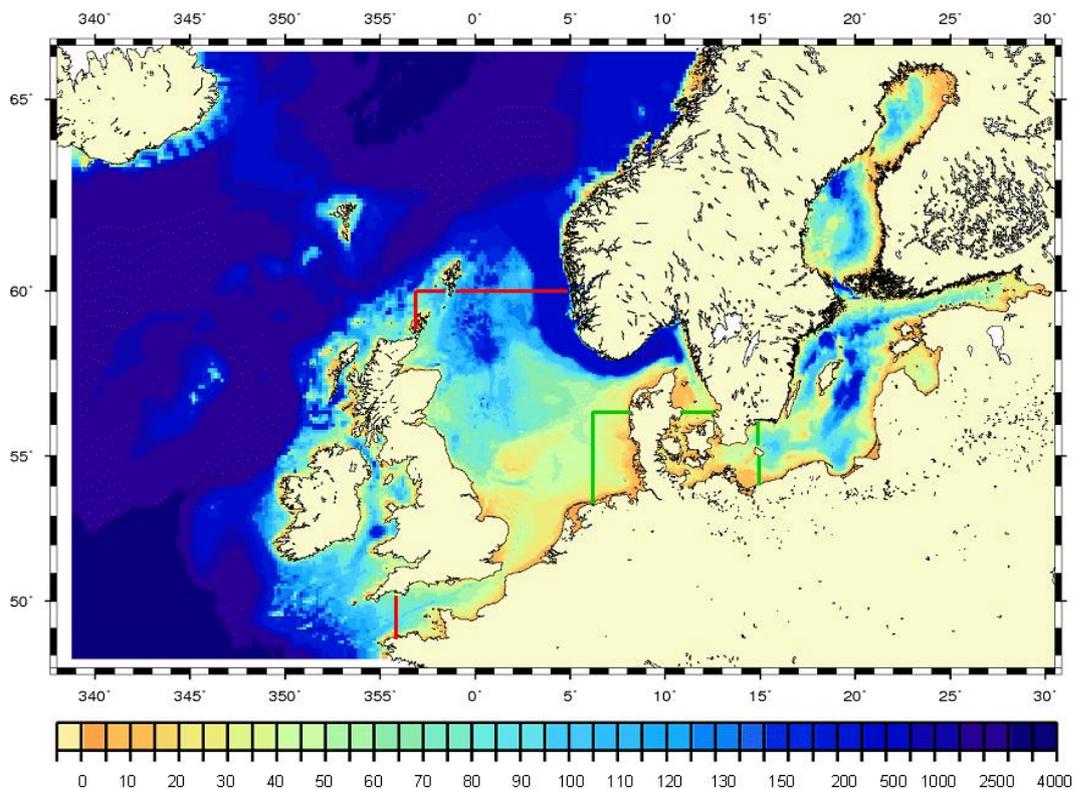


Abb. Modelltopographie [m] des Modellsystems aus drei interaktiv gekoppelten Teilbereichen

Eine Besonderheit der letzten Version (v4) des BSH-Modellsystems sind verallgemeinerte, mitbewegte Vertikalkoordinaten (Kleine, 2004), bei bis zu 25 Referenzschichten in der Deutschen Bucht und in der westlichen Ostsee und bis zu 30 Referenzschichten in der restlichen Nord- und Ostsee.

Jede Modellversion wird einmal von klimatologischen Werten und aus der Ruhelage gestartet und läuft dann ohne weitere Änderung. Die vorletzte Version (v3) ist über 8 Jahre gelaufen und hat Sturmfluten in der Ostsee gut simuliert. Die Modelldaten sind archiviert bieten einen vollständigen Datensatz für weitere Analysen.

In MUSE-Ostsee wurde die neueste Version (v4) des BSH-Modellsystems genutzt. Abweichend vom operationellen Betrieb muss hier für jede Simulation einer extremen Sturmflut ein Anfangszustand konstruiert werden. Temperatur und Salzgehalt werden mit klimatologischen Monatsmittelwerten initialisiert und Eisdaten wurden nach alten Eiskarten am BSH digitalisiert.

Da die Simulationsdauer in MUSE-Ostsee im Vergleich zur baroklinen Zeitskala kurz ist, wurde der Anfangswasserstand über Modellarchivdaten (v3) an das zum Starttag gemessene Tagesmittel des Wasserstands in Landort gekoppelt (Janssen pers. Mitteilung, SMHI). Für die barotropen Simulationen des Nordostatlantiks wurde der Wasserstand hydrostatisch an die Anfangsluftdruckverteilung angepasst. Als Abflussdaten wurden zeitlich konstante klimatologische Werte vorgegeben.

Hinsichtlich des meteorologischen Antriebs sind zwei Phase bei der Simulation extremer Sturmfluten zu unterscheiden, entsprechend der Erzeugung und Auswahl extremer Wetter-situationen (Schmitz, 2007). Der erste Schritt ist die Auswahl von Wetterlagen, die bei einer Vorhersage mit dem Ensemble Prediction System das Potential für über der Ostsee extremen Stürmen haben, sogenannter Zielermine. Im zweiten Teil wurden aus den Membern der EPS-Simulation eines Zielermins nach bestimmten Kriterien solche ausgewählt, die potentiell zu hohen Wasserständen in der südlichen Ostsee führen.

Ozeanographisch gehört zu jedem Zielermin, bzw. zu der entsprechenden Wetterlage eine Wasserstandsverteilung in Nord- und Ostsee. Auf der barotropen Zeitskala stellt sich der Wasserstand während 10 bis 30 Tagen auf den Impulseintrag an der Wasseroberfläche und den am offenen Rand vorgegebenen Wasserstand ein und das Modell hat nach dieser Zeit seinen Anfangszustand weitgehend vergessen. Für diese Vorläufe stehen sechsstündige meteorologische Re-Analysen (ERA40) zur Verfügung, ab 2000 auch Archivdaten einstündiger Vorhersagen des DWD. Diese sechsstündigen Re-Analysen eignen sich wegen der geringen zeitlichen Auflösung nicht für die Analyse zurückliegender Stürme, extreme Wasserstände werden damit nur zufällig reproduziert (Abb. 5). Für die Berechnung von Anfangsverteilungen vor einem Sturmhochwasser sind sie aber geeignet.

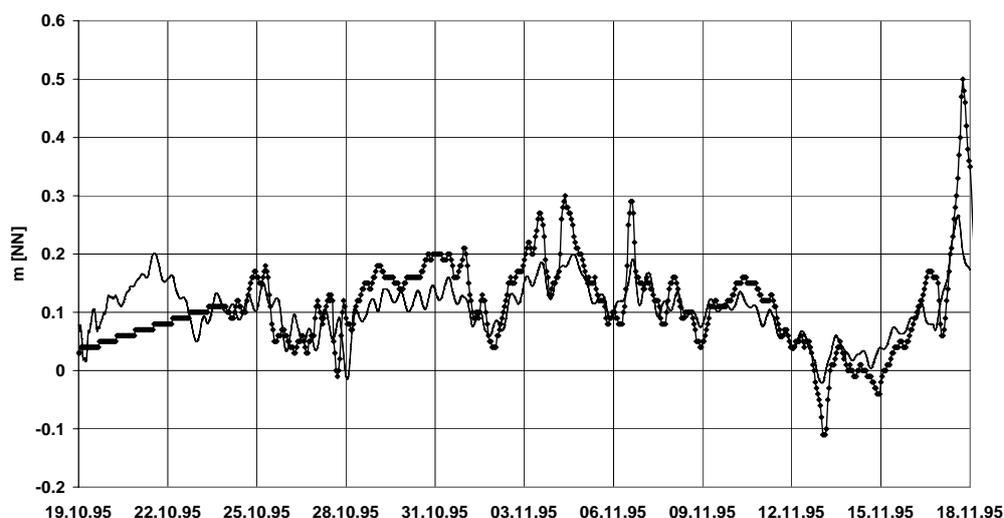


Abbildung 5: Stündlicher gemessener (mit Symbolen) und berechneter Wasserstand (durchgezogene Linie) in Landort 1995

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

Zur Simulation ausgewählter extremer Sturmfluten wurde sowohl der direkte Antrieb mit den Daten aus dem im EPS genutzten Modell verwendet, als auch Daten von Simulationen mit dem Modell COSMO-EU des DWD. Da die letzteren Daten systematisch zu niedrigeren Wasserständen führten, wird zur Diskussion der COSMO-Ergebnisse auf den Bericht zum MUSTOK-Projekt (Sommer 2008) verwiesen.

Eine weitere Selektion unter den extremen Members verschiedener Zieltermine erfolgte auf Grund von Wasserstandssimulationen mit dem Ostseemodell des Dänischen Hydrographischen Instituts (DHI) im Teilprojekt SEBOK-

A. Für diese Rechnungen wurde der Wasserstand am offenen Rand der Ostsee zur Nordsee an gemessene Wasserstände in Ringhals (SMHI) gekoppelt. Teilweise wurden auch schon Randwerte aus vorläufigen BSH-Simulationen genutzt.

5. Extreme Sturmfluten

Das Verfahren zum Auffinden extremer Sturmfluten, das in MUSE-Nordsee problemlos zu Wasserständen signifikant über den bisher beobachteten geführt hat, war in MUSE-Ostsee weniger erfolgreich. Problemlos konnten extreme Wasserstände östlich von Rügen erzeugt werden. Bei günstiger Windrichtung führt dort eine lange Wirklänge des Windes leicht zu sehr hohen Wasserständen. Für Schleswig-Holstein führten dagegen nur sehr wenige EPS-Simulationen zu extremen Wasserständen (Abb. 6).

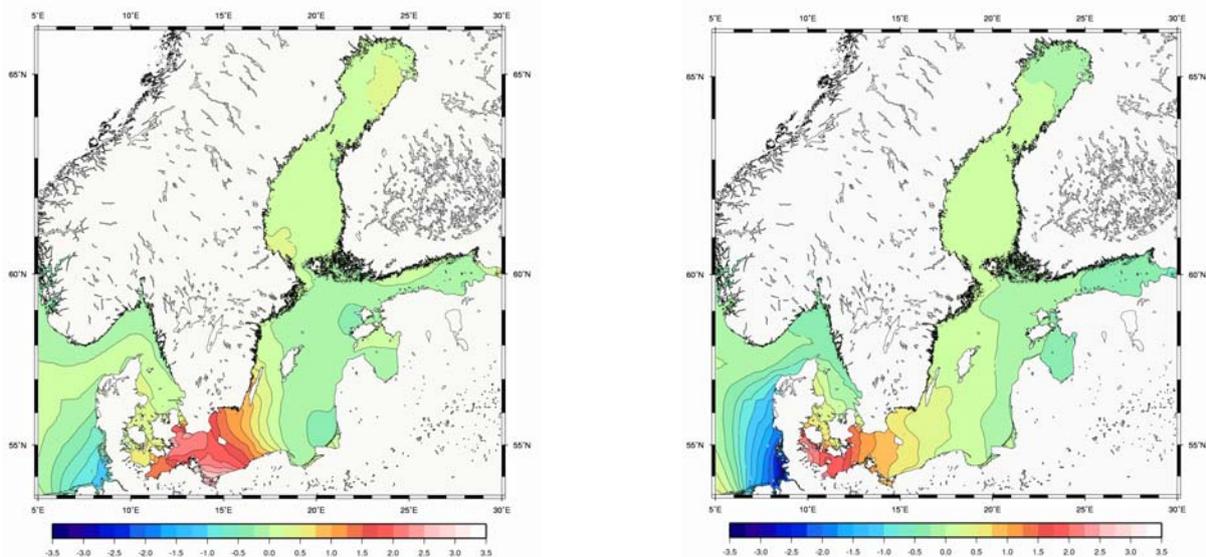


Abbildung 6: Berechneter Wasserstand. Links: EPS-48, 06.02.1964, 23:00 UTC; rechts: EPS-47b0d1, 17.11.1970, 19:45 UTC

5.1. Sturmflut 1872

In der westlichen Ostsee liegen die durch EPS-Stürme erzeugten extremen Wasserstände deutlich unter den während der herausragenden Sturmflut von 1872 erreichten (Abb. 14). Der Verlauf dieser Sturmflut ist von mehreren Autoren untersucht worden (z. B. Baensch, 1875 und Kohlmetz, 1967). Diese Autoren unterscheiden drei Abschnitte. Danach strömen vom 1.–9.11.1872 erhebliche Wassermassen aus der Nordsee in die Ostsee und führen trotz Westwind ab dem 7.11. in der südlichen Ostsee zu Wasserständen über NN.

Am 10.–12.11. erfolgt ein „Ausschwingen“ der Ostsee, wobei die Abflüsse durch Belte und Sund wegen anhaltender Südwinde erst am 12.11. erfolgt. Dadurch fließt in der südlichen Ostsee mehr Wasser zu als ab. Am 13.11. führt schließlich ein Nordostorkan zusätzlich zu einem Stau an den Küsten der südlichen Ostsee.

Die Rekonstruktion der Sturmflut von 1872 (Rosenhagen et al. 2008) bietet die Möglichkeit, einzelne Ursachen (s. Abschn. 3) in numerischen Experimenten zu separieren. Hier werden zwei Experimente vorgestellt. Als Erstes wurde der Wasserstandsverlauf bei zeitlich

konstanter Westwindlage ab dem 4.11. 00:00 berechnet. Bis zum 14.11. stellt sich ein quasistationärer Zustand ein (Abb. 7 u. 9). Insbesondere erreicht der Wasserstand in Flens-

burg jedoch nicht NN. In Landsort hat sich nach 10 Tagen ein quasistationärer Zustand bei etwa +40 cm eingestellt.

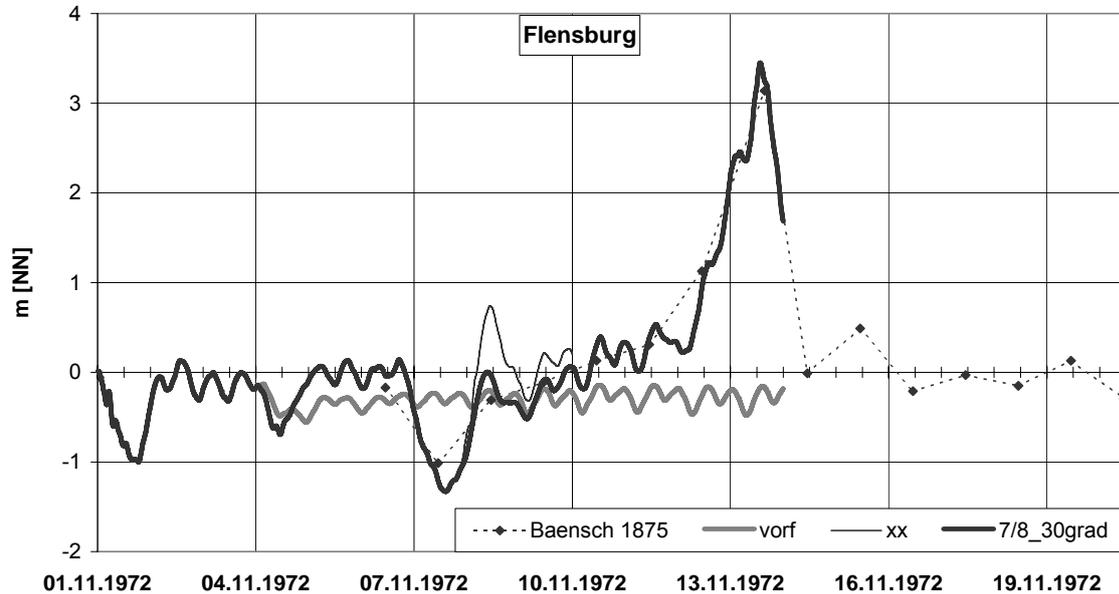


Abbildung 7: Wasserstand in Flensburg. Rekonstruktion (7/8_30grad), Experiment zum Füllungsgrad (vorf) und zum „Ausschwingen“ (xx)

Die Rekonstruktion der Sturmflut 1872 zeigt, dass der maximale Wasserstand im Norden der Ostsee bereits am 7.11. erreicht wird. In einem zweiten Experiment wurde ab dem 7.11. 21:00 mit konstantem Luftdruck und ohne Wind bis zum 10.11. 00:00 gerechnet.

Der zeitliche Verlauf des Wasserstands an einzelnen Orten lässt wie in der Natur mehrere Interpretationen zu (z. B. Flensburg Abb. 7 und

Sassnitz, Abb. 9). Auch die horizontale Wasserstandsverteilung ist nicht eindeutig. Es wird jedoch vermutet, dass wie auch immer geartete Bewegungen in der Ostsee stärker den Anstieg über NN in der südlichen Ostsee ab dem 7.11. bewirkt haben, als weitere Transporte aus der Nordsee.

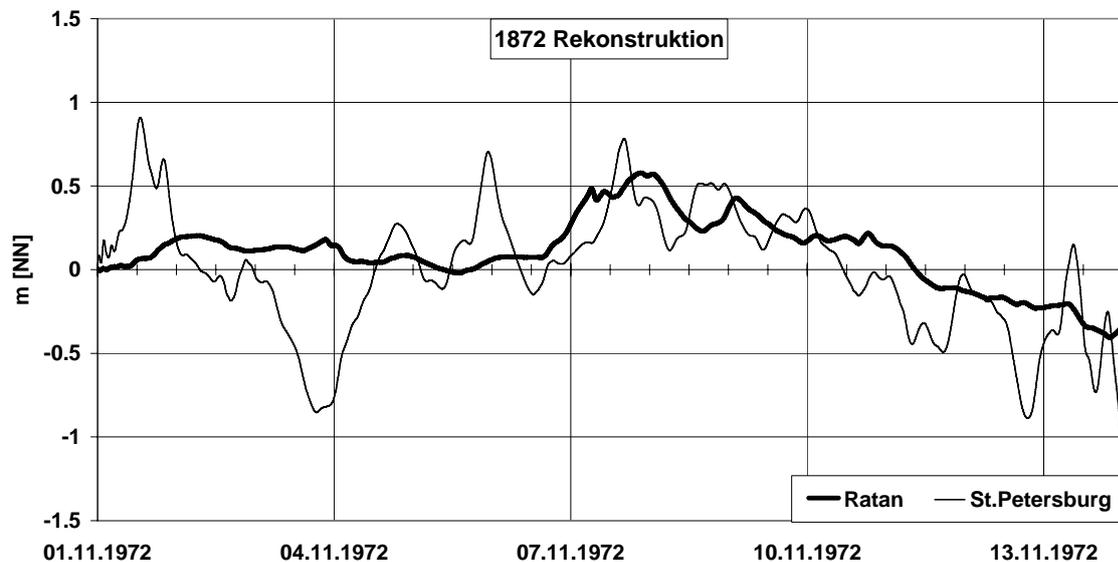


Abbildung 8: Zeitlicher Verlauf der Rekonstruktion in Ratan und St. Petersburg

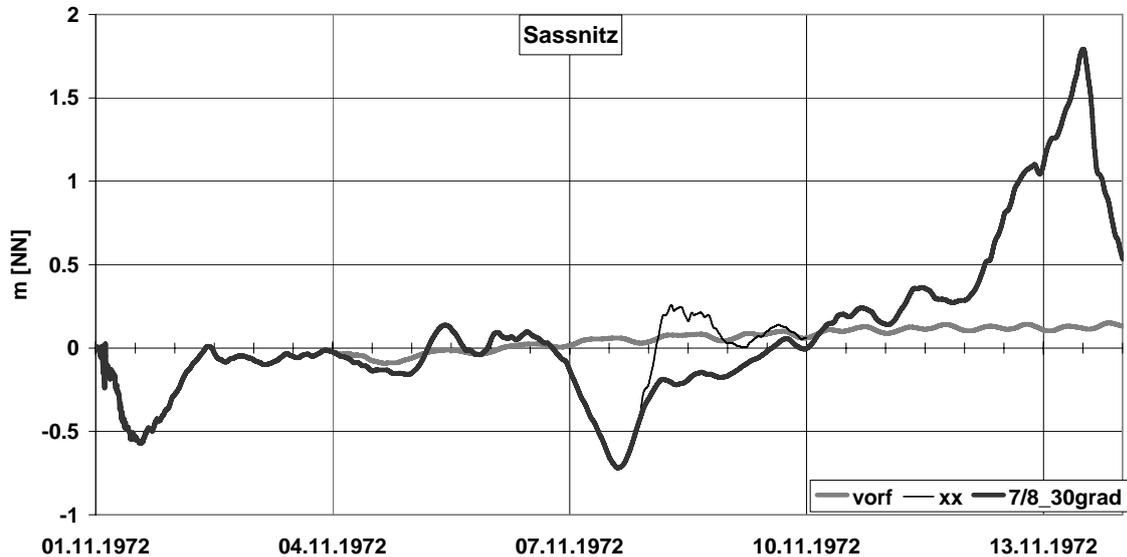


Abbildung 9: Wasserstand in Sassnitz. Rekonstruktion (7/8_30grad), Experiment zum Füllungsgrad (vorf) und zum „Ausschwingen“ (xx)

5.2. EPS-Simulationen

Von den extremen Sturmfluten des Projekts MUSE-Ostsee sind insbesondere die zum Zieltermin 17.11.1970 gehörenden Member der Wetterlage 1872 vergleichbar (Schmitz, 2007). So weist 1970 IFS47b0d1 unter den mit dem BSH-Modellsystem simulierten Sturmfluten die höchsten Wasserstände im Bereich Flensburg bis Kiel auf und auch im Bereich Neustadt bis Waremünde sind liegt der Wasserstand deutliche über 2 m. Im Osten ist diese Sturmflut zwar nicht extrem, aber mit 1,50 m eine schwere Sturmflut (Abb. 10).

Ein anderer Member dieses Zieltermins (Abb. 11) führt zu etwas niedrigeren, aber von Flensburg bis Warnemünde etwa gleich hohen Wasserständen. Die höchsten Wasserstände im Bereich Neustadt bis Warnemünde werden für einen Member des Zieltermins 8.12.1971 erreicht. Kennzeichnend für diesen Zieltermin ist die relativ seltene Zugbahn des Sturmtiefs von Nordskandinavien über die östliche Ost-

see. Entsprechend werden in Greifswald die höchsten Wasserstände erreicht (Abb. 12).

In Koserow werden die Wasserstände dieser Simulation durch eine Realisation zum Zieltermin 6.2.1964 übertroffen (Abb. 13). Zu diesem Zieltermin traten in der Realität nur im Osten leicht erhöhte Wasserstände auf.

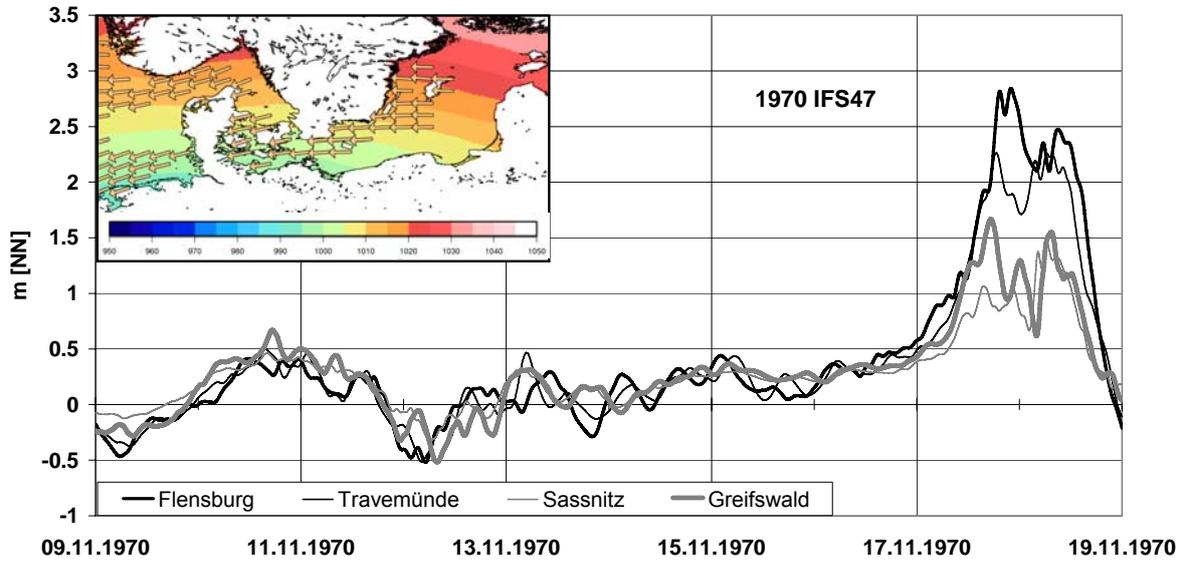


Abbildung 10: EPS-Member „1970 IFS47“, Luftdruck in hPa und Wind größer 20 m/s zum Zeitpunkt maximaler Windgeschwindigkeit über der Ostsee und Wasserstandsverlauf Flensburg, Travemünde, Sassnitz, Greifswald

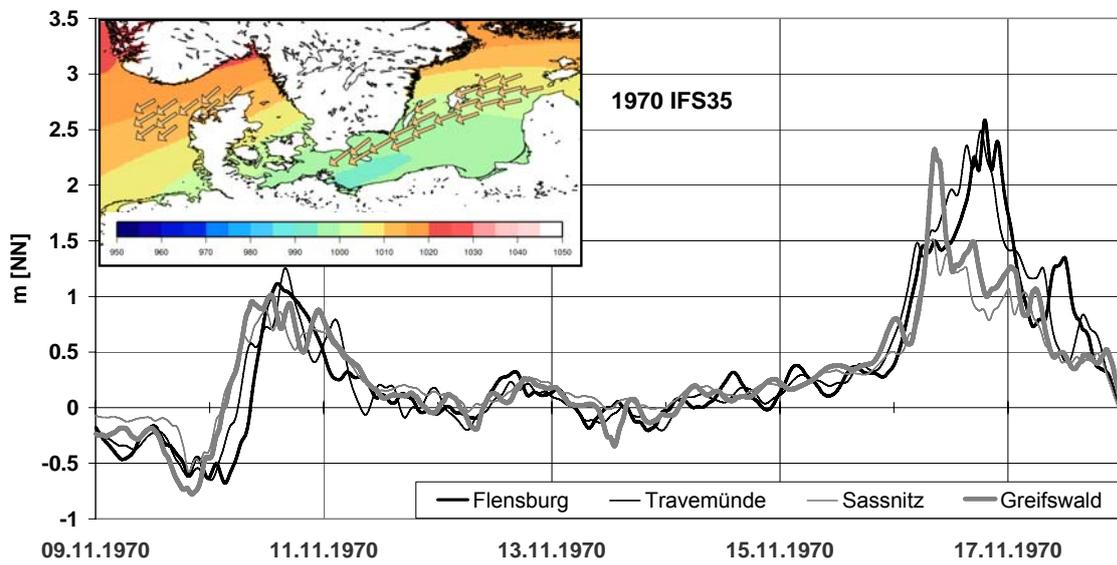


Abbildung 11: EPS-Member „1970 IFS35“, Luftdruck in hPa und Wind größer 20 m/s zum Zeitpunkt maximaler Windgeschwindigkeit über der Ostsee und Wasserstandsverlauf Flensburg, Travemünde, Sassnitz, Greifswald

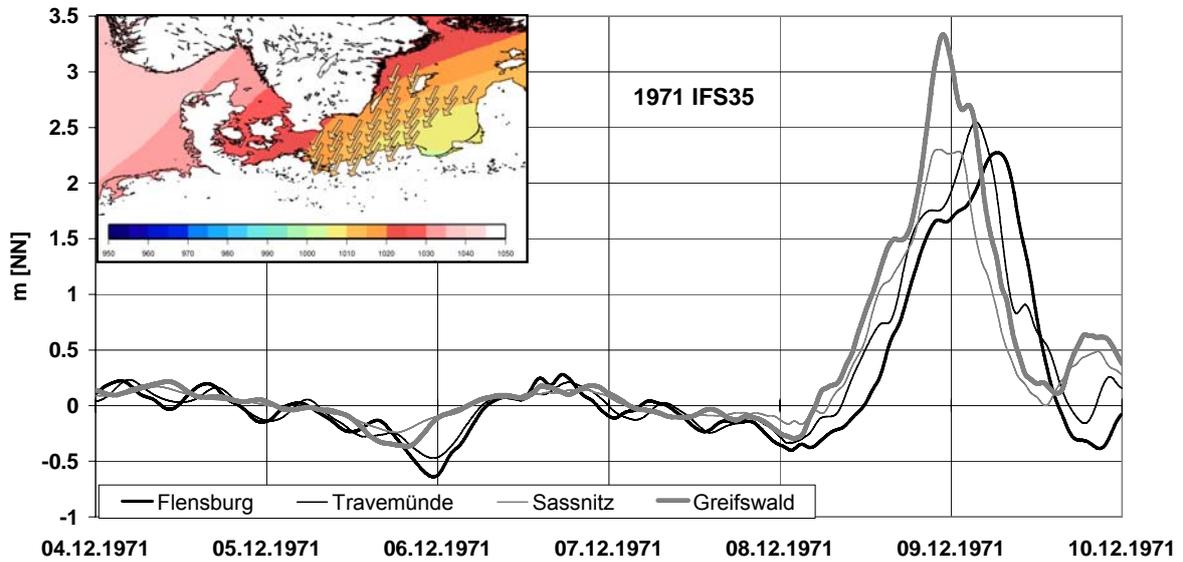


Abbildung 12: EPS-Member „1971 IFS35“, Luftdruck in hPa und Wind größer 20 m/s zum Zeitpunkt maximaler Windgeschwindigkeit über der Ostsee und Wasserstandsverlauf Flensburg, Travemünde, Sassnitz, Greifswald

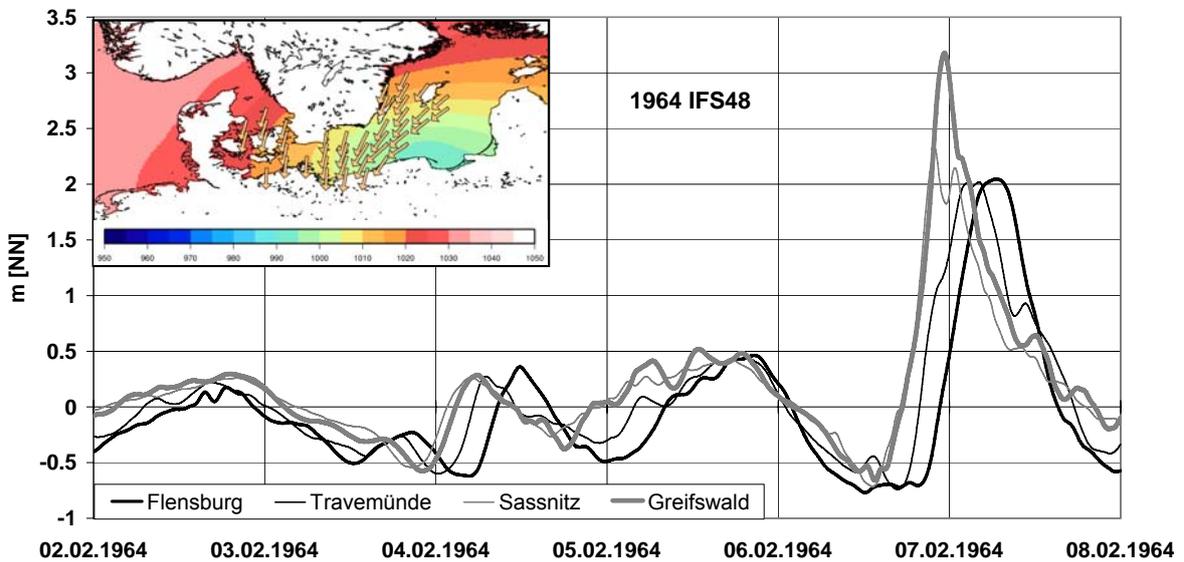


Abbildung 13: EPS-Member „1964 IFS48“, Luftdruck in hPa und Wind größer 20 m/s zum Zeitpunkt maximaler Windgeschwindigkeit über der Ostsee und Wasserstandsverlauf Flensburg, Travemünde, Sassnitz, Greifswald

6. Zusammenfassung

Von den im Band 66 der Küste (Hupfer et al., 2003) und im BSH-Bericht 39 (Sztobryn et al., 2005) diskutierten Sturmhochwassern sind viele im Projekt MUSE-Ostsee als Zieltermin für EPS-Simulationen geprüft oder sogar ausgewählt worden. Nur ein sehr geringer Anteil führte auf potentiell extreme Wasserstände in der südlichen Ostsee (Schmitz, 2007). Trotzdem müssen für die südliche Ostsee mehrere unterschiedliche Wetterlagen als Ursache für extreme Sturmfluten angegeben werden. Außerdem waren die Wasserstandsverteilungen 1872 und 1970 sehr empfindlich gegenüber kleinen Änderungen in der Windrichtung (vergl. Abb. 10 und 11).

Bei der Rekonstruktion der Sturmflut 1872 hat letztlich die Berücksichtigung instabiler Luft/Wasserschichtung in der Parametrisierung des Bodenwinds zur entscheidenden Erhöhung des Wasserstands in Angleichung an die Beobachtung geführt. Bei den EPS-

Simulationen liegt der Unterschied zwischen IFS und COSMO mit einiger Wahrscheinlichkeit in der Parametrisierung des Bodenwinds.

Obwohl das Sturmhochwasser 1872 erfolgreich rekonstruiert wurde und einige Ursachen separiert werden konnten, bleibt die Frage offen warum z. B. die Wasserstände der EPS-Member von 1970 bei deutlich höheren maximalen Windgeschwindigkeiten nicht an die Wasserstände von 1872 heranreichen.

Abb. 14 fasst die extremen EPS-Simulationen im Vergleich zur Rekonstruktion des Sturmhochwassers von 1872 zusammen.

Weitere Experimente bis zum Ende des Projektes im Sommer 2008 werden zeigen, ob noch höhere Scheitelwasserstände für die Ostküste Schleswig-Holsteins und Mecklenburg-Vorpommerns simuliert werden können. Besonders bemerkenswert sind schon jetzt die erheblich höheren Scheitelwasserstände östlich von Rügen.

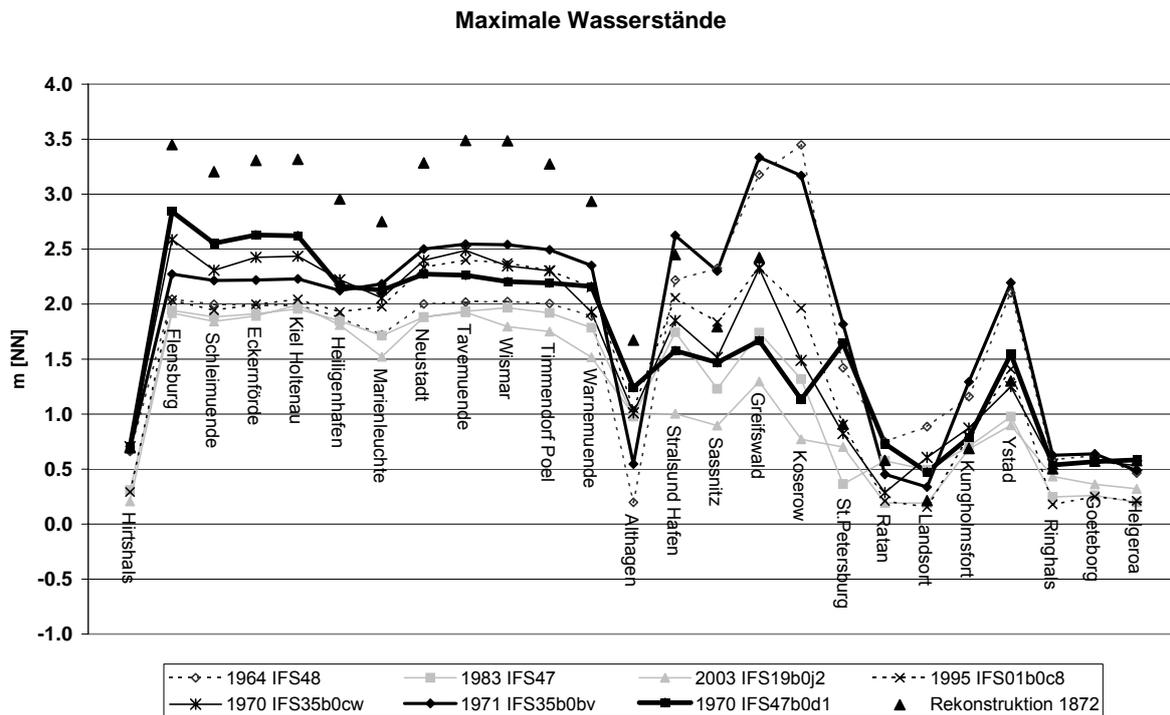


Abbildung 14: Scheitelwasserstände extremer EPS-Simulationen und der Rekonstruktion des Sturmhochwassers 1872

7. Schrifttum

- Baensch, J.: Die Sturmflut vom 12./13. November 1872 an den Ostseeküsten des preußischen Staates. Zeitschrift für Bauwesen, Heft 25, 1875.
- Baur, F., Sauer, L. (1970) Rechnerische und mathematische Hilfsmittel des Meteorologen. In: Baur, F.: Meteorologisches Taschenbuch Bd. II. Leipzig. 13–266.
- Beckmann, B.-R. (1997) Veränderungen der Windklimatologie und in der Häufigkeit von Sturmhochwassern an der Ostseeküste Mecklenburg-Vorpommerns. Wiss. Mitt. Inst. Meteorol. u. Inst. Troposphärenforschung Leipzig 7, 93 S.
- Colding, A. (1881) Nogle Undersøgelser over Stormen over Nord- og Mellem-Europa af 12^{te}–14^{de} November 1872 og over den derved fremkaldte Vandflod i Østersøen. Kjøbenhavn. Vidensk. Selsk. Skr., 6. Række, naturvidenskabelig og matematisk Afd. I. 4. 245–304.
- Chapman, D. C., Giese, G. S. (2001) Seiches. In: Steele, J. H. et al.: Encyclopedia of Ocean Sciences. San Diego. 2724–2731.
- Dick, S., E. Kleine, S. H. Müller-Navarra, H. Klein, H. Komo (2001) The Operational Circulation Model of BSH (BSHcmod) – Model description and validation. *Berichte des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie* 29, 49 pp.
- Dick, S., E. Kleine (2006) The BSH's new Operational Circulation Model using general vertical coordinates, Proc. of US/EU Baltic International Symposium, May 23–25, Klaipeda, 9 pp.
- Enderle, U. (1989) Ein einfaches Verfahren zur Ermittlung des Windstaus in der westlichen Ostsee. *Fachl. Mitt. Amt Wehrgeophys.* 221, 58 S.
- Endrös, A. (1939) Der niedrige Wasserstand am 24. November 1938 an der deutschen Ostseeküste. *Ann. Hydrogr.* 67, 417–421.
- Ertel, H. (1972) Eine Ungleichung für den Windstau an Flachküsten. *Acta Hydrophysica* 17, 77–82.
- Forel, C. A. (1895) *Le Léman*. Tome second. Lausanne. 651 S.
- Jensen, J., S. H. Müller-Navarra, V. Renner, Ch. Mudersbach, I. Bork, Ch. Koziar (2006) Modellgestützte Untersuchungen zu Sturmfluten mit sehr geringen Eintrittswahrscheinlichkeiten an der deutschen Nordseeküste. *Die Küste* 71, 123–167.
- Halbfaß, W. (1907) Der heutige Stand der Seichesforschung. *Z. Ges. Erdkde* [Berlin], 5–24.
- Hupfer, P., C. Baerens, H. Baudler, B. - R. Beckmann, H.-D. Birr, S. Dick, J. Harff, J. Hofstede, E. Kleine, R. Lampe, W. Lemke, I. Meinke, M. Meyer, R. Müller, S. H. Müller-Navarra, G. Schmäger, K. Schwarzer, H. Sterr, H.-J. Stigge, T. Zenz (2003) *Die Wasserstände an der Ostseeküste, Entwicklung – Sturmfluten – Klimawandel*. *Die Küste* 66, 331 S.
- Kleine, E. (2004) A class of hybrid vertical coordinates for ocean circulation modelling. Proc. 6th HIROMB Scientific Workshop, St. Petersburg 2003, 7–15.
- Kohlmetz, E., 1967: Zur Entstehung, Verteilung und Auswirkung von Sturmfluten an der deutschen Ostseeküste. *Petermanns Geograph. Mitt.* 111, S. 89–96.
- LeBlond, P. H., Mysak, L. A. (1978) *Waves in the Ocean*. Amsterdam. 602 pp.
- Lisitzin, E. (1943) Die Gezeiten des Bottnischen Meerbusens, *Fennia* 67/4, 1–47
- Lisitzin, E. (1944) Die Gezeiten des Finnischen Meerbusens, *Fennia* 68/2, 3–19
- Magaard, L. und Krauss, W. (1966) Spektren der Wasserstandsschwankungen der Ostsee im Jahre 1958, *Kieler Meeresforschungen* 22, 155–162.

- Matthäus, W., Franck, H. (1992) Characteristics of Major Baltic Inflows – a statistical Analysis. *Cont. Shelf Res.* 12, 1375–1400.
- Meinke, I. (1999): Sturmfluten in der südwestlichen Ostsee – dargestellt am Beispiel des Pegels Warnemünde. *Marburger Geograph. Schriften* 134, 1–23.
- Merian, J. R. (1828) Ueber die Bewegung tropfbarer Flüssigkeiten in Gefässen. (Diss. Univ. Göttingen [1827]). Basel. 53 S.
- Miehlke, O. (1962) Über die Berechnung des statischen Luftdruckeffektes auf den Wasserstand abgeschlossener Meeresbecken. *Vermessungstechnik* 10, 272–276.
- Müller-Navarra, S. H., 1983: Simulation von Bewegungsvorgängen im Übergangsbereich zwischen Nord- und Ostsee. Diplomarbeit im Fach Ozeanographie, Univ. Hamburg. 130 S.
- Müller-Navarra, S. H. (2002) Implementation of the equilibrium tide in a shelf sea model, *Environmental and Chemical Physics* 24, 127–132
- Murawski, J. (2007) Die Wechselwirkung von Seegang und Strömung: Eine theoretische Grundlegung mit Modellanwendungen. GKSS-Bericht 2007/12, 130 S.
- Neumann, G. (1941) Eigenschwingungen der Ostsee. *Archiv Dt. Seewarte u. Marineobs.* 61/4, 57 S.
- Rao, D. B. (1967) Response of a Lake To a Time-Dependent Wind Stress. *J. Geophys. Res.* 72, 1697–1708.
- Rosenhagen, G., Bork, I., Müller-Navarra, S. H. (2008) Rekonstruktion der meteorologischen und ozeanographischen Ursachen für das extreme Sturmhochwasser in der Westlichen Ostsee am 13.11.1872, in Vorber.
- Sager, G., Miehlke, O. (1956) Untersuchungen über die Abhängigkeit des Wasserstandes von der Windverteilung über der Nordsee. *Ann. Hydr.* 4, 11–43.
- Schmitz, R. (2007) Vorhersage von historisch aufgetretenen Stürmen über der Ostsee mithilfe des Ensemble Prediction System und COSMO. Vorläufiger Abschlussbericht MUSE-Ostsee, DWD, 83 S.
- Schützler, A. (1963) Verlauf und Ursachen der Sturmfluten an der deutschen Ostseeküste – dargestellt an Beispielen aus den letzten Jahrzehnten. Unveröff. Ber., Seehydrographischer Dienst, Rostock, 29 S.
- Simons, T. J. (1980) Circulation and models of lakes and inland seas. *Canadian Bull. Fish. Aquatic Sciences* 203, 146 pp.
- Smith, S. D., Banke, E. G. (1975) Variation of the sea surface drag coefficient with wind speed. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 101, 665–673.
- Stigge, H.-J. (1995) The Local Effects of Storm Surges on the Baltic Coast. Contribution to the Unesco Workshop „Hydrocoast 95“, Bangkok.
- Storch, H. v., Woth, K. (2008) Storm surges, perspectives and options. *Sustainability Science* 3, in press.
- Sztobryn, M, Stigge, H.-J., Wielbińska, D., Weidig, B., Stanisławczyk, I., Kańska, A., Krzysztofik, K., Kowalska, B., Letkiewicz, B., Mykita, M. (2005) Storm Surges in the Southern Baltic Sea (Western and Central Parts). *Ber. BSH* 39, 74 pp.
- Weidemann, H. (1950) Untersuchungen über unperiodische und periodische hydrographische Vorgänge in der Beltsee. *Kieler Meeresforschungen* 7, 70–86.
- Witting, R. (1911) Tidvattnen i Östersjön och Finska Viken, *Fennia* 29, 1–84
- Wübbler, C., Krauss, W. (1979) The two-dimensional seiches of the Baltic Sea. *Oceanol. Acta* 2, 435–446