

HENRY

Hydraulic Engineering Repository

Ein Service der Bundesanstalt für Wasserbau

Article, Published Version

Bork, Ingrid; Müller-Navarra, Sylvin H.

Modellierung von extremen Sturmhochwassern an der deutschen Ostseeküste

Die Küste

Zur Verfügung gestellt in Kooperation mit/Provided in Cooperation with:
Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen (KFKI)

Verfügbar unter/Available at: <https://hdl.handle.net/20.500.11970/101629>

Vorgeschlagene Zitierweise/Suggested citation:

Bork, Ingrid; Müller-Navarra, Sylvin H. (2009): Modellierung von extremen Sturmhochwassern an der deutschen Ostseeküste. In: Die Küste 75. Heide, Holstein: Boyens. S. 71-130.

Standardnutzungsbedingungen/Terms of Use:

Die Dokumente in HENRY stehen unter der Creative Commons Lizenz CC BY 4.0, sofern keine abweichenden Nutzungsbedingungen getroffen wurden. Damit ist sowohl die kommerzielle Nutzung als auch das Teilen, die Weiterbearbeitung und Speicherung erlaubt. Das Verwenden und das Bearbeiten stehen unter der Bedingung der Namensnennung. Im Einzelfall kann eine restriktivere Lizenz gelten; dann gelten abweichend von den obigen Nutzungsbedingungen die in der dort genannten Lizenz gewährten Nutzungsrechte.

Documents in HENRY are made available under the Creative Commons License CC BY 4.0, if no other license is applicable. Under CC BY 4.0 commercial use and sharing, remixing, transforming, and building upon the material of the work is permitted. In some cases a different, more restrictive license may apply; if applicable the terms of the restrictive license will be binding.



Modellierung von extremen Sturmhochwassern an der deutschen Ostseeküste

Von INGRID BORK und SYLVIN H. MÜLLER-NAVARRA

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

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

S c h l a g w ö r t e r

Sturmflut, Ostsee, numerische Simulation

S u m m a r y

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

K e y w o r d s

Storm surge, Baltic Sea, numerical simulation

I n h a l t

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

1. Einleitung

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

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

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

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

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

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

Tab. 1: Anzahl der Simulationen zur Ermittlung extremer Sturmfluten

EPS Realisationen DWD 31 800 (37 Zieltermine)	COSMO Simulationen DWD 80
	COSMO Simulationen GKSS 2
Auswahl DWD 57 Realisationen (19 Zieltermine)	Auswahl DWD (GKSS) 6 COSMO-EU 3 COSMO-B (2 COSMO-CLM)
Simulationen SEBOK A 56 (18 Zieltermine)	
Simulationen BSH 15 (8 Zieltermine)	Simulationen BSH 3 COSMO-EU 2 COSMO-B 2 COSMO-CLM 1 COSMO-CLMN

2. Vorauswahl

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

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

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

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

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

Tab. 2: Anzahl der Zieltermine nach Auswahlkriterien³

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Unter den letztlich zur Wasserstandssimulation mit dem BSH-Modellsystem ausgewählten Realisationen (Tab. 4) finden sich nur zwei Realisationen (1983_47 und 1995_34)⁴ zu

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

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

<i>Zieltermin</i>	<i>Start</i>	<i>Ende</i>	<i>Dauer</i> <i>[h]</i>	<i>Maximum</i> <i>[m/s]</i>	<i>Wind</i> <i>[m/s]</i>	<i>Name BSH</i>
06.02.1964	02.02. 06:00	07.02. 12:00	126	109	45,3	1964_48
17.11.1970	11.11. 12:00	19.11. 00:00	180	119	40,8	1970_31b0cz
	09.11. 12:00	17.11. 12:00	192	166	36,7	1970_35b0cw
	10.11. 12:00	18.11. 20:00	200	183	41,5	1970_47b0d1
08.12.1971	06.12. 12:00	09.12. 06:00	66	55	46,5	1971_35b0bv
	07.12. 00:00	10.12. 00:00	72	39	43,3	1971_45b0bt
	07.12. 00:00	09.12. 12:00	60	48	43,4	1971_45b0by
07.02.1983	06.02. 06:00	09.02. 14:00	80	42	27,7	1983_47
04.11.1995	03.11. 00:00	04.11. 12:00	36	23	30,9	1995_20
	03.11. 06:00	04.11. 12:00	30	17	38,3	1995_34
17.11.1995	10.11. 18:00	17.11. 00:00	150	120	41,3	1995_01b0c8
	10.11. 18:00	18.11. 18:00	192	121	44,6	1995_01b0bq
25.10.2003	17.10. 12:00	25.10. 12:00	192	180	37,2	2003_19b0he
	17.10. 12:00	25.10. 12:00	192	184	37,1	2003_19b0j2
27.01.2005	24.01. 00:00	29.01. 00:00	120	89	28,6	2005_45

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

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

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

3. Modellsimulationen

3.1 Modellbeschreibung

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

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

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

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

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

Für Temperatur und Salzgehalt werden am offenen Rand der Nordsee sowohl im operationellen Betrieb als auch in MUSE-Ostsee klimatologische Monatsmittelwerte vorgegeben. Bei wetterbedingtem Wechsel von Ein- und Ausstromphasen mit Zeitskalen von weni-

gen Tagen ist jedoch garantiert, dass das über den Modellrand in die Nordsee zurückkehrende Wasser seine Eigenschaften behält.

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

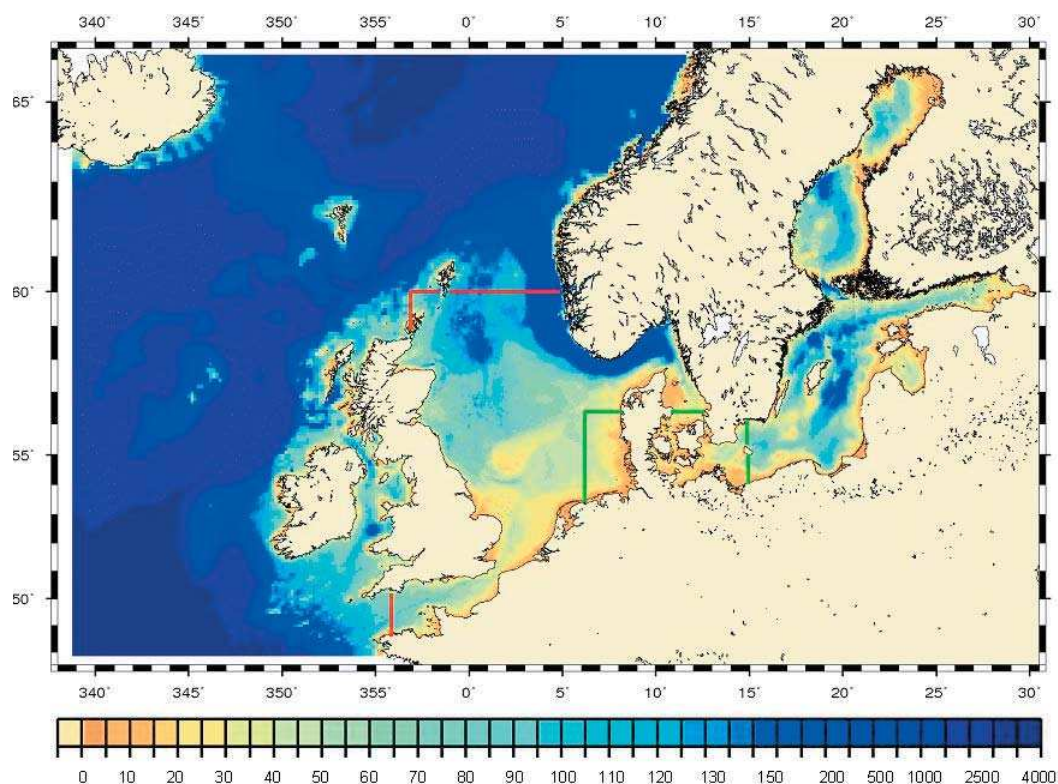


Abb. 1: Modelltopographie [m] des Modellsystems aus einem vorgeschalteten und zwei interaktiv gekoppelten Teilbereichen

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

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

3.1.1 Anfangswerte

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

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

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

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

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

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

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

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

3.1.2 Bezugsniveau – Vergleich mit beobachteten Wasserständen

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

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

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

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

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

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

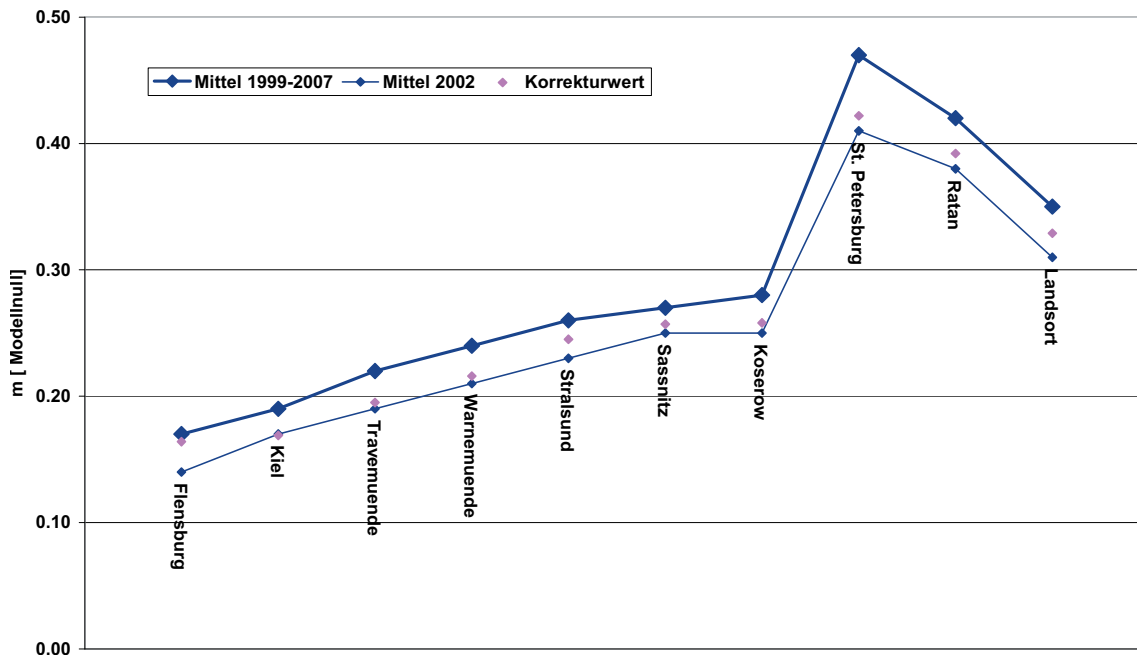


Abb. 2: Wasserstand an Küstenorten der Ostsee bezogen auf Modellnull, Mittelwerte für den Zeitraum 1.1.1999–17.8.2007, Jahresmittelwerte des Jahres 2002 und verwendete Korrekturwerte zur Umrechnung auf NN

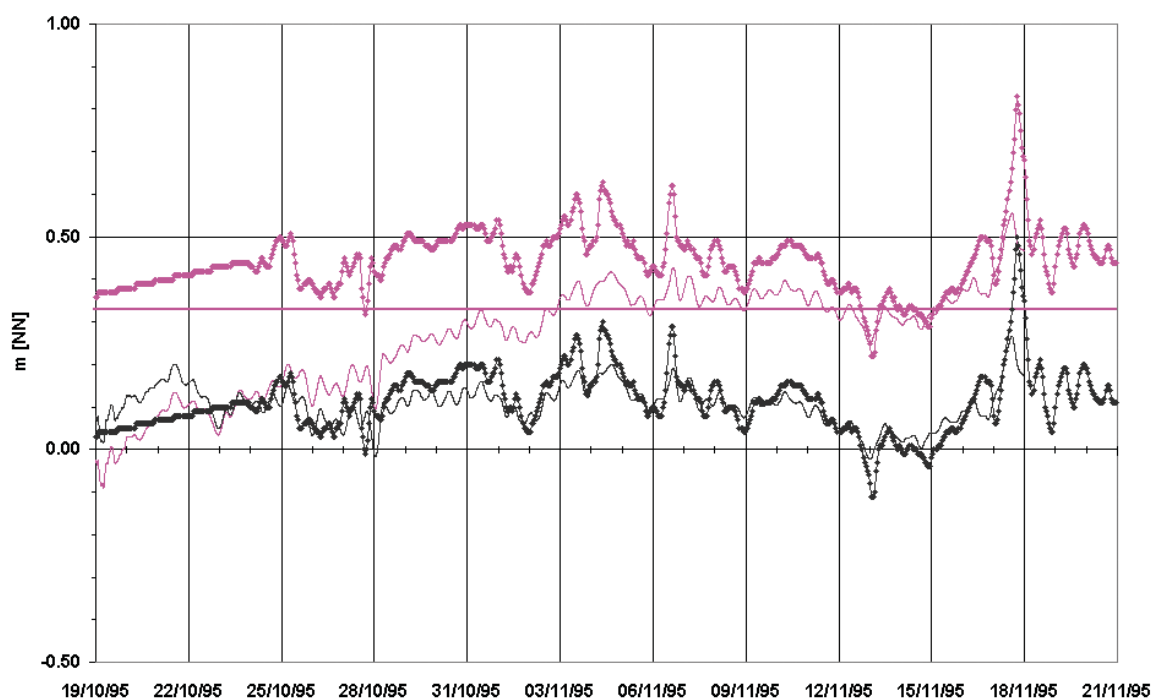


Abb. 3: Wasserstand in Landsort bei unterschiedlichen Anfangsbedingungen, korrigierte Werte bei Start relativ zu Modellnull (schwarz, dünn; vergleiche Abb. 5e), unkorrigierte Werte bei Start relativ zu NN (rot), Daten relativ zu NN (schwarz mit Symbolen), Daten um Korrekturwert in Landsort nach oben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

3.2 Rekonstruktionen

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

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

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

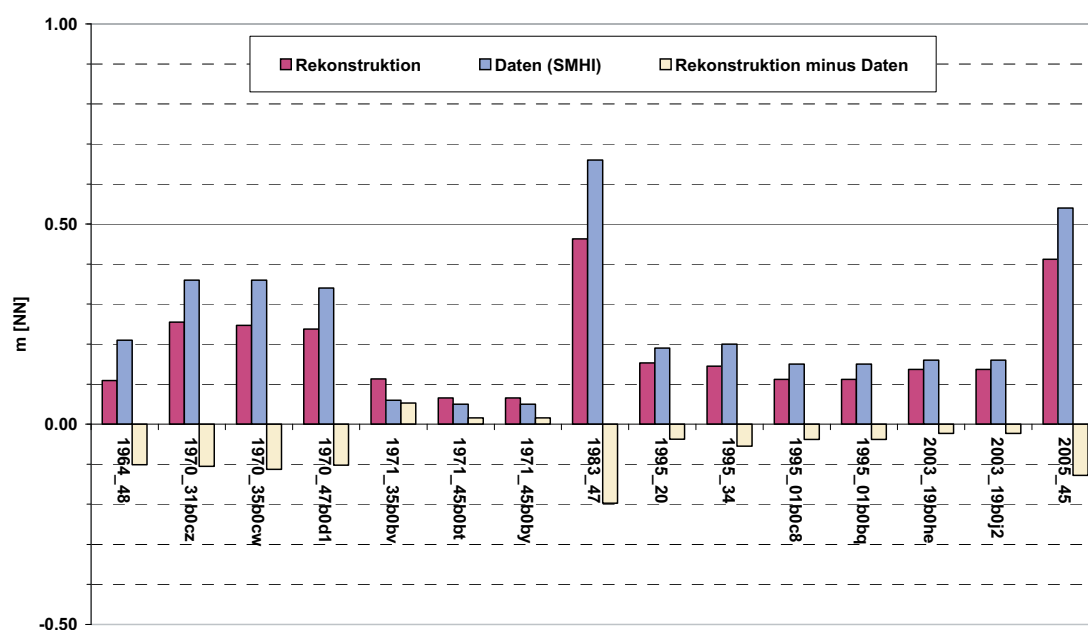


Abb. 4: Wasserstand in Landsort zu Beginn aller simulierten Realisationen (rot; Messung blau; Differenz gelb)

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

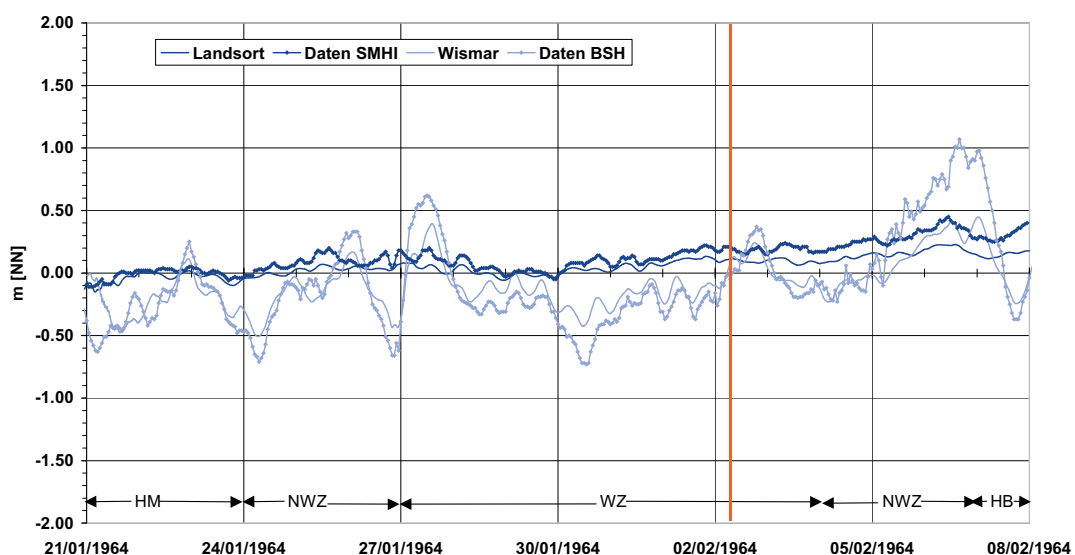


Abb. 5a: Wasserstand in Landsort (dunkelblau) und Wismar (hellblau) im Vergleich mit Daten (mit Symbolen) zum Zieltermin 6.2.1964

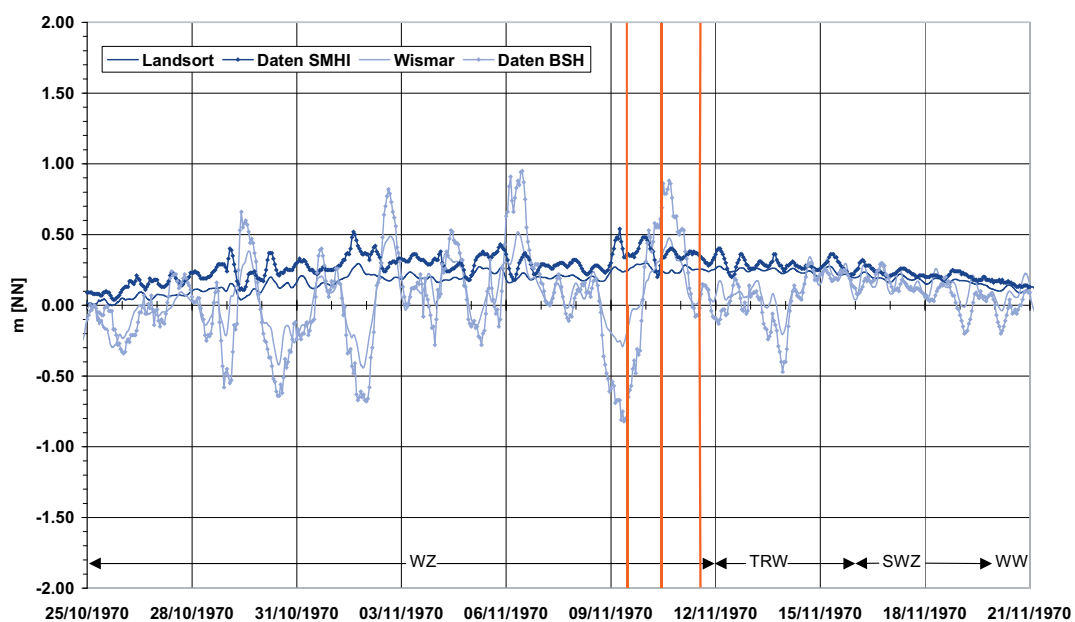


Abb. 5b: Wasserstand in Landsort (dunkelblau) und Wismar (hellblau) im Vergleich mit Daten (mit Symbolen) zum Zieltermin 17.11.1970

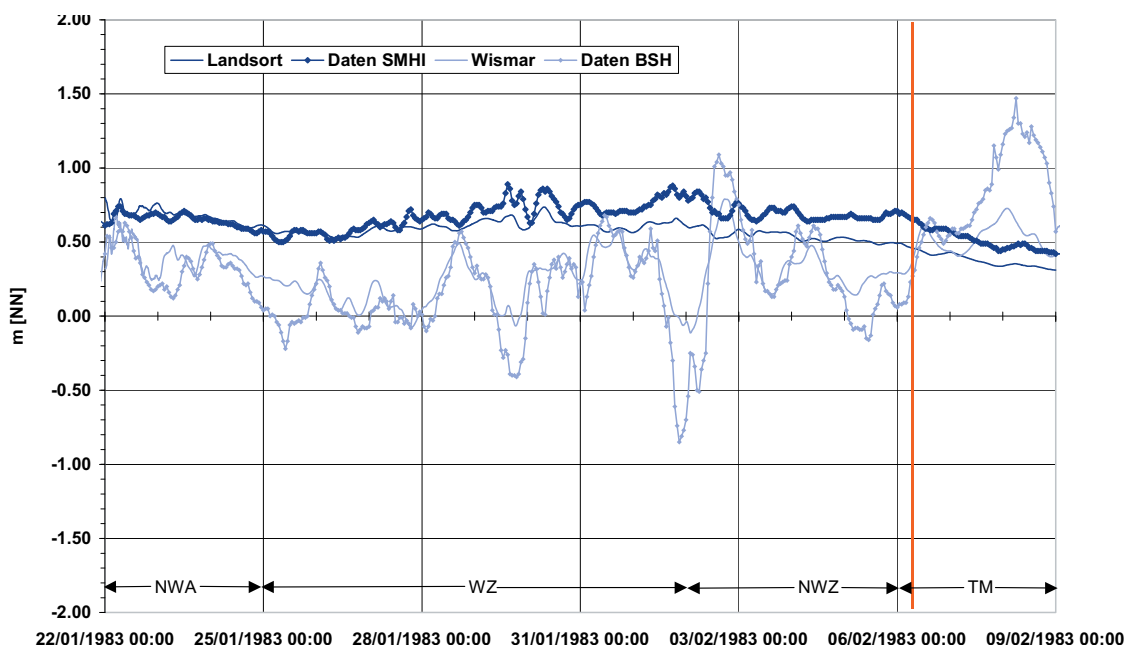


Abb. 5c: Wasserstand in Landsort (dunkelblau) und Wismar (hellblau) im Vergleich mit Daten (mit Symbolen) zum Zieltermin 7.2.1983

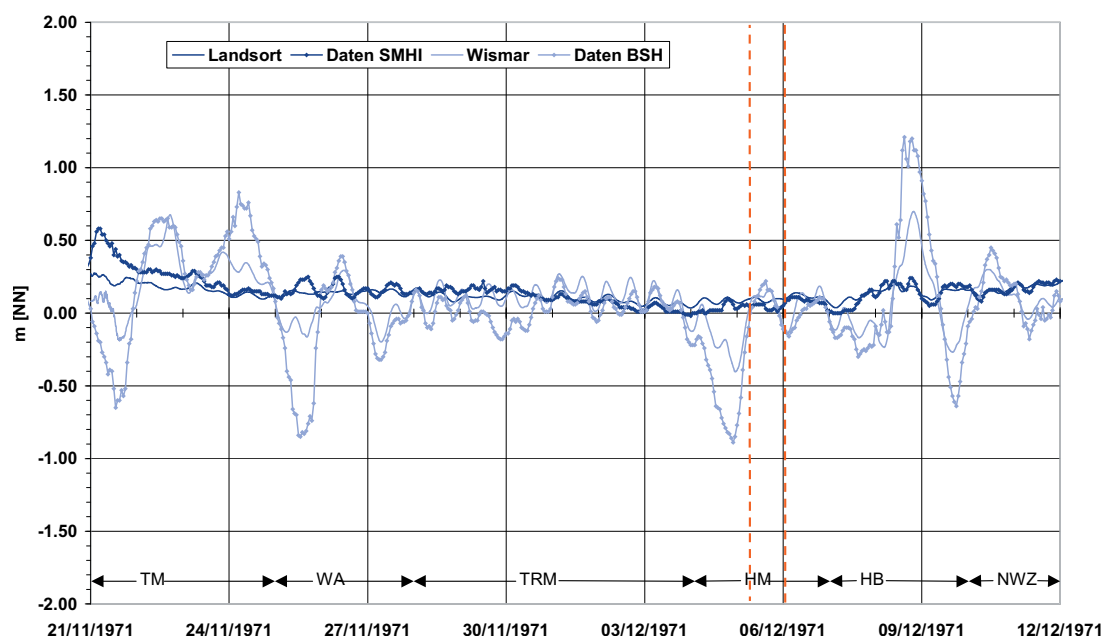


Abb. 5d: Wasserstand in Landsort (dunkelblau) und Wismar (hellblau) im Vergleich mit Daten (mit Symbolen) zum Zieltermin 8.12.1971⁵

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

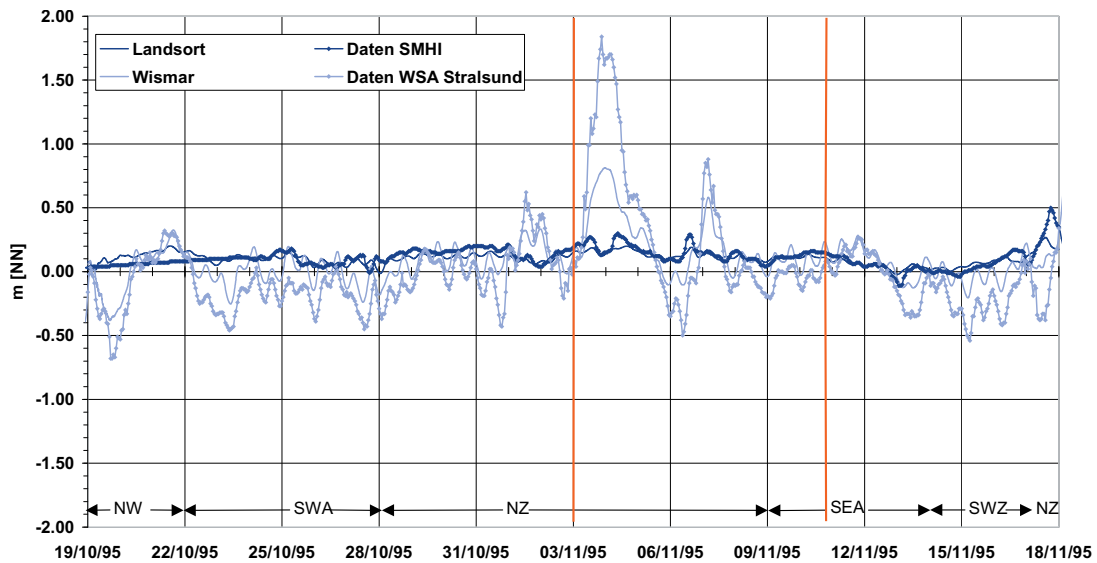


Abb. 5e: Wasserstand in Landsort (dunkelblau) und Wismar (hellblau) im Vergleich mit Daten (mit Symbolen) zu den Zielterminen 4.11.1995 und 17.11.1995

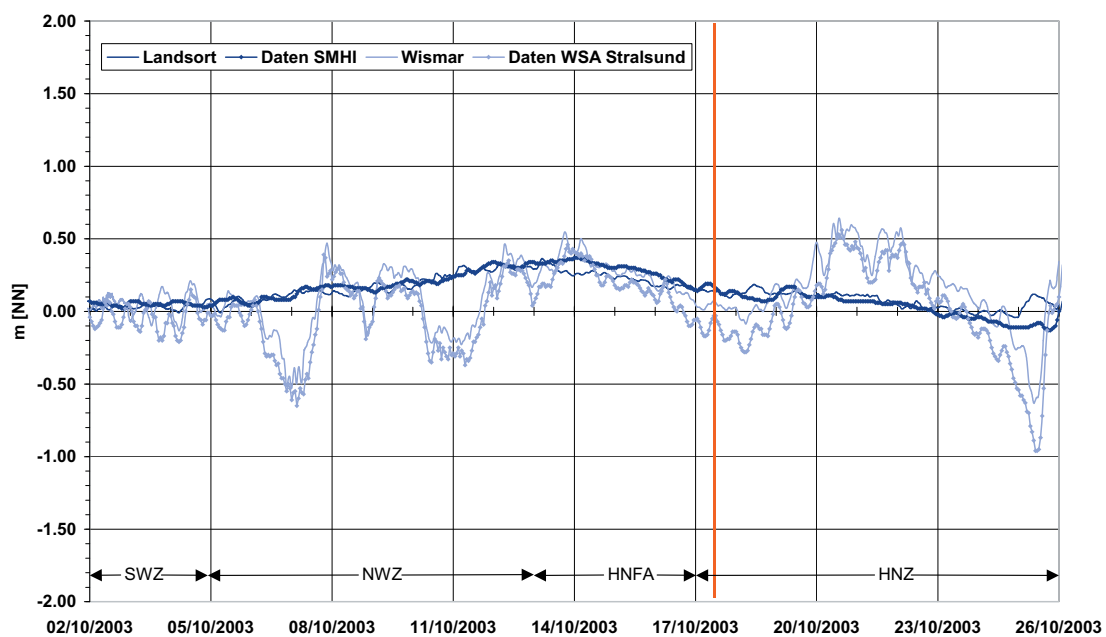


Abb. 5f: Wasserstand in Landsort (dunkelblau) und Wismar (hellblau) im Vergleich mit Daten (mit Symbolen) zum Zieltermin 25.10.2003

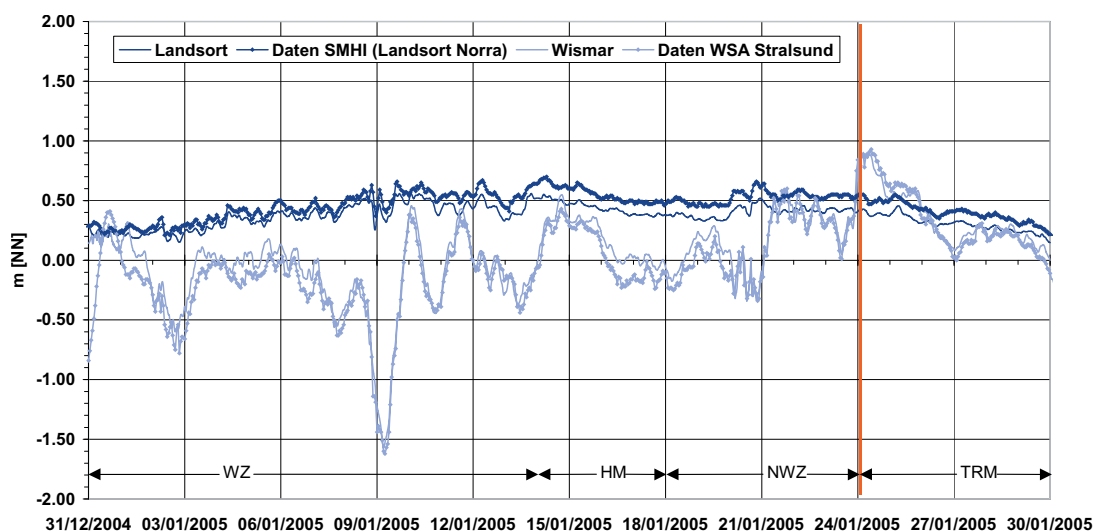


Abb. 5g: Wasserstand in Landsort (dunkelblau) und Wismar (hellblau) im Vergleich mit Daten (mit Symbolen) zum Zieltermin 27.1.2005

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

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

3.3 Extreme Sturmhochwasser

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

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

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

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

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

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

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

3.3.1 Scheitelwasserstände

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

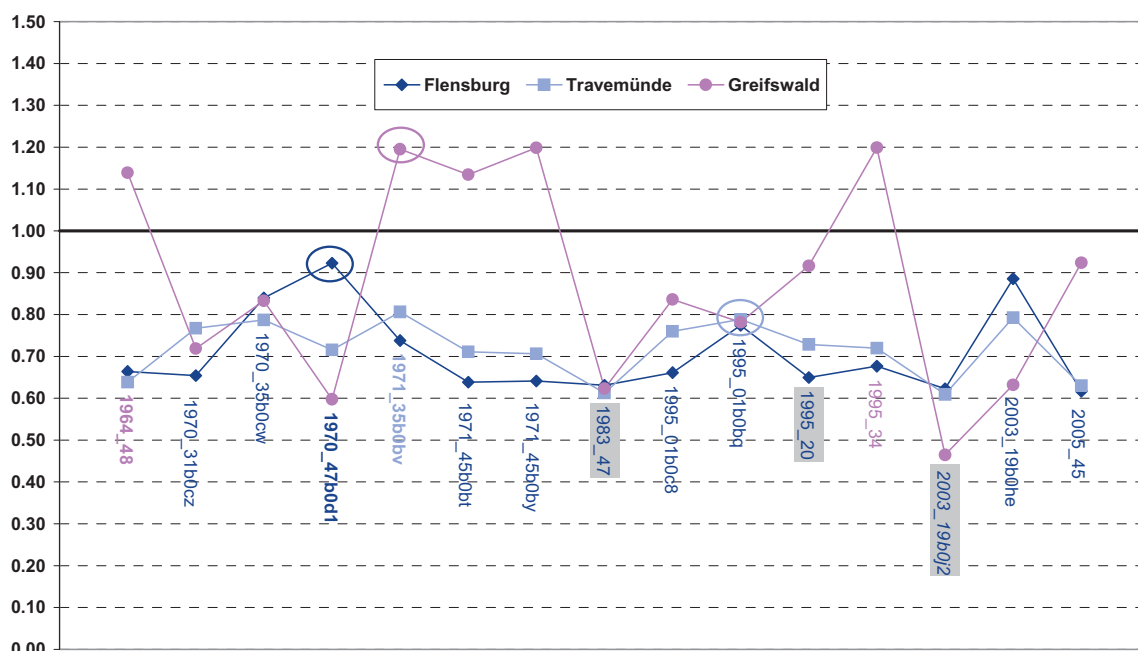


Abb. 6: Normierte Scheitelwasserstände für alle mit dem BSH-Modellsystem nachgerechneten Realisationen. Die Ellipsen markieren die in Kapitel 3.3.6 ausführlich dargestellten Realisationen

Aus den 21 extremen Sturmhochwassern der Voruntersuchung (BRUSS et al., 2009), definiert dadurch, dass unter 13 ausgewählten Orten mindestens einer einen Scheitelwasserstand von + 2,5 m über Modellnull SEBOK A erreicht, wurden neun zur potentiellen Erweiterung des Kollektivs extremer Sturmhochwasser ausgewählt, drei weitere nach anderen Kriterien: die Realisation 2005_45 wegen der Ähnlichkeit ihrer Wetterlage mit der von 1872, die Realisationen 1971_45b0by, 1995_34 und 2005_45 zum Vergleich unterschiedlicher im Projekt verwendeter meteorologischer Modelle und Modellversionen. Die Realisation 2005_45 und die nicht extreme Realisation 1995_20 wurden für die Untersuchungen der GKSS benötigt. Die Untersuchungen der GKSS lieferten auch ein weiteres meteorologisches Modell im Kollektiv der im Projekt verwendeten meteorologischen Modelle. Speziell zum Vergleich unterschiedlicher Versionen des gleichen Modells wurde eine weitere, nicht extreme Realisation berücksich-

sichtigt (2003_19b0j2). Da im Projekt der Einfluss des Füllungsgrades der Ostsee auf die Scheitelwasserstände besonders kontrovers und ausdauernd diskutiert worden ist, wurde neben 2005_45 die zweite Realisation eines Zieltermins der Kategorie „Füllung“ (1983_47) simuliert. Die drei zusätzlichen, nicht extremen Simulationen sind in Tab. 6 grau hinterlegt.

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

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

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

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

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

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

- Weiter werden in Tab. 6 die Scheitelwasserstände für die Pegelgruppen aus Kap. 2
- KB: Flensburg, Schleimünde, Eckernförde, Kiel-Holtenau, Heiligenhafen (Kieler Bucht)
 - MB: Neustadt, Travemünde, Wismar, Timmendorf auf Poel, Warnemünde (Mecklenburger Bucht)
 - PB: Sassnitz, Greifswald, Koserow (Pommersche Bucht)
- angegeben.

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

KB > 2,5 m: 1970_47b0d1 (nur KB), 2003_19b0he (KB+MB), 1970_35b0cw

MB > 2,5 m: 1971_35b0bv (MB+PB), 1970_31b0cz (nur MB), 2003_19b0he (KB+MB)

PB > 3,0 m: 1964_48 (nur PB), 1995_34 (max. Greifswald, nur PB), 1971_35b0bv (MB+PB) und 1971_45b0by (nur PB)

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

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

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

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

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

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

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

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

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

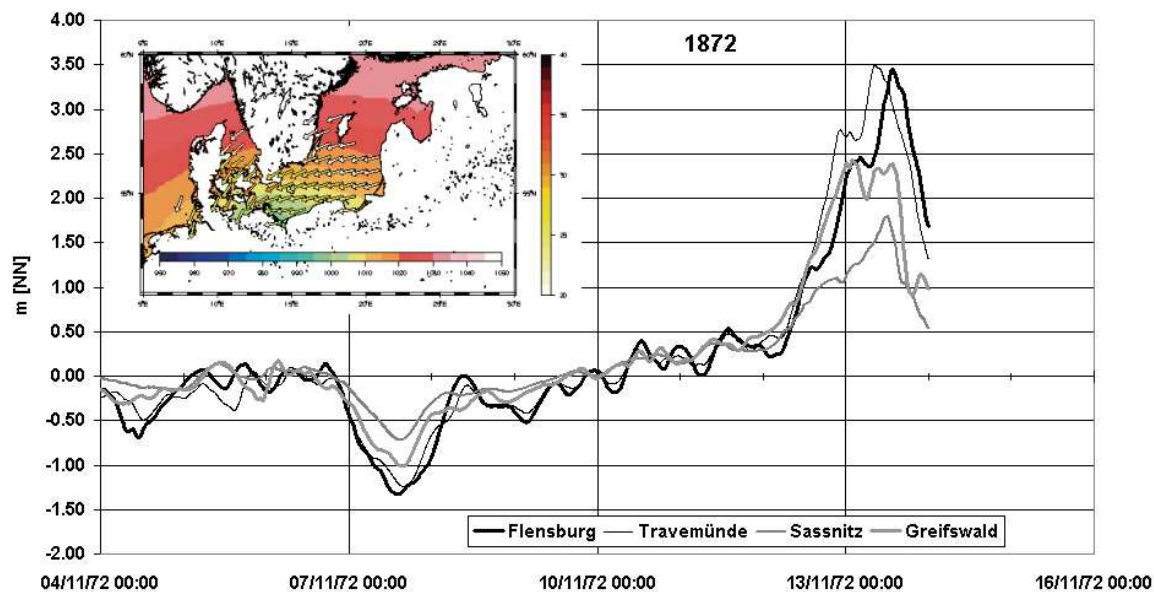


Abb. 7a: Wasserstandsverlauf an repräsentativen Orten und Starkwindband (> 20 m/s) zum Zeitpunkt maximaler Windgeschwindigkeit über der Ostsee westlich von 16° Ost (13.11.1872 8:00)

3.3.2 Extrem in der Pommerschen Bucht

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

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

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

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

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

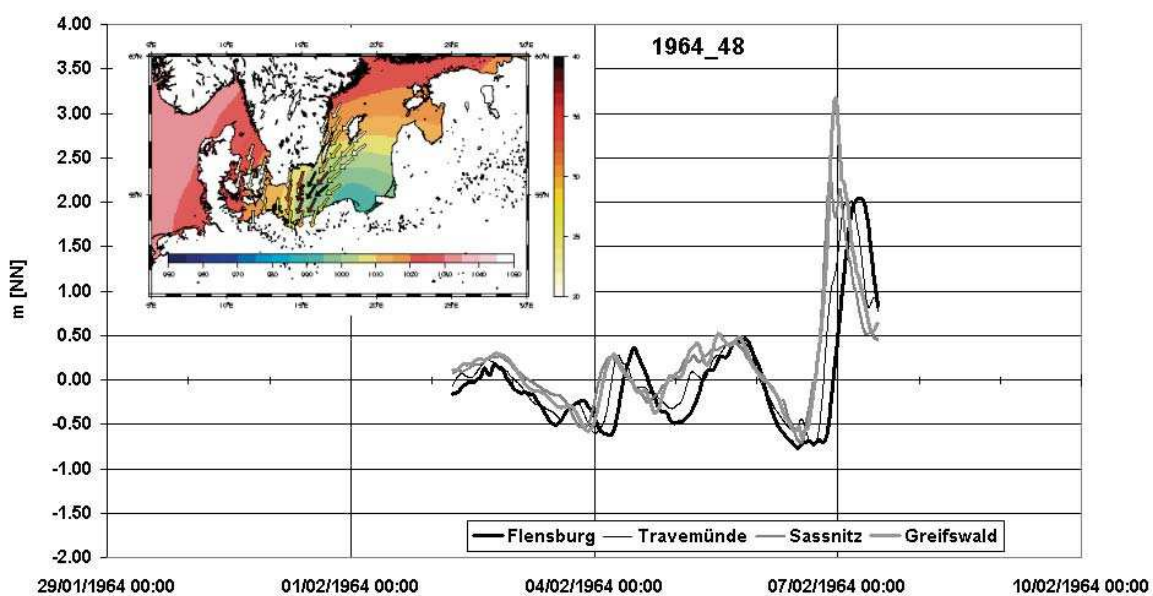


Abb. 7b: Wasserstandsverlauf an repräsentativen Orten und Starkwindband (> 20 m/s) zum Zeitpunkt maximaler Windgeschwindigkeit über der Ostsee westlich von 16° Ost (6.2.1964 19:00)

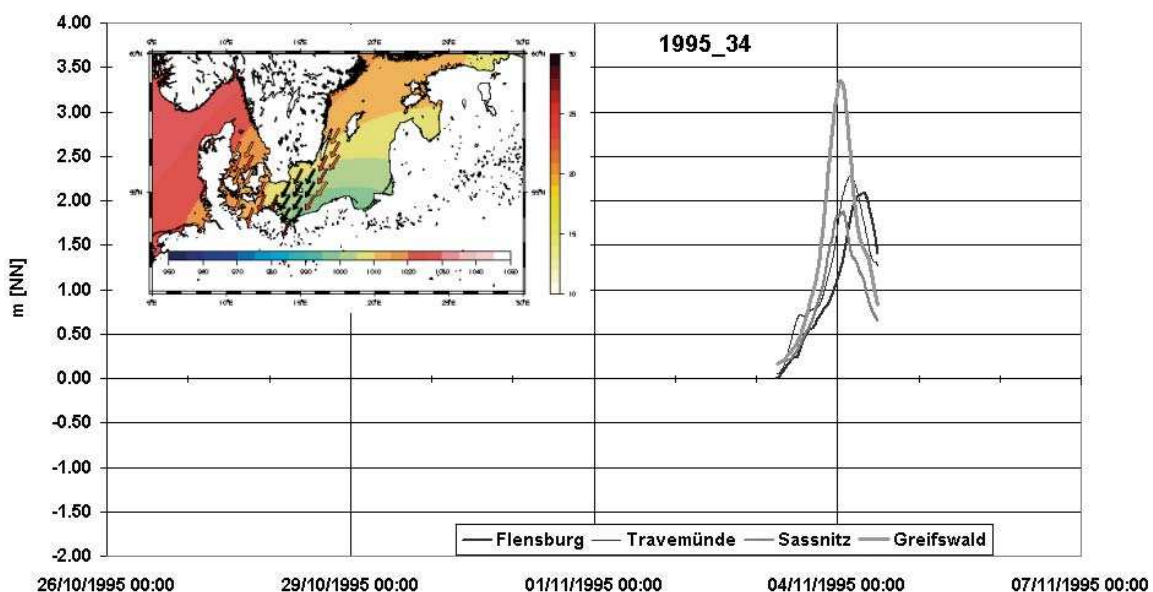


Abb. 7c: Wasserstandsverlauf an repräsentativen Orten und Starkwindband (> 20 m/s) zum Zeitpunkt maximaler Windgeschwindigkeit über der Ostsee westlich von 16° Ost (3.11.1995 23:00)

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

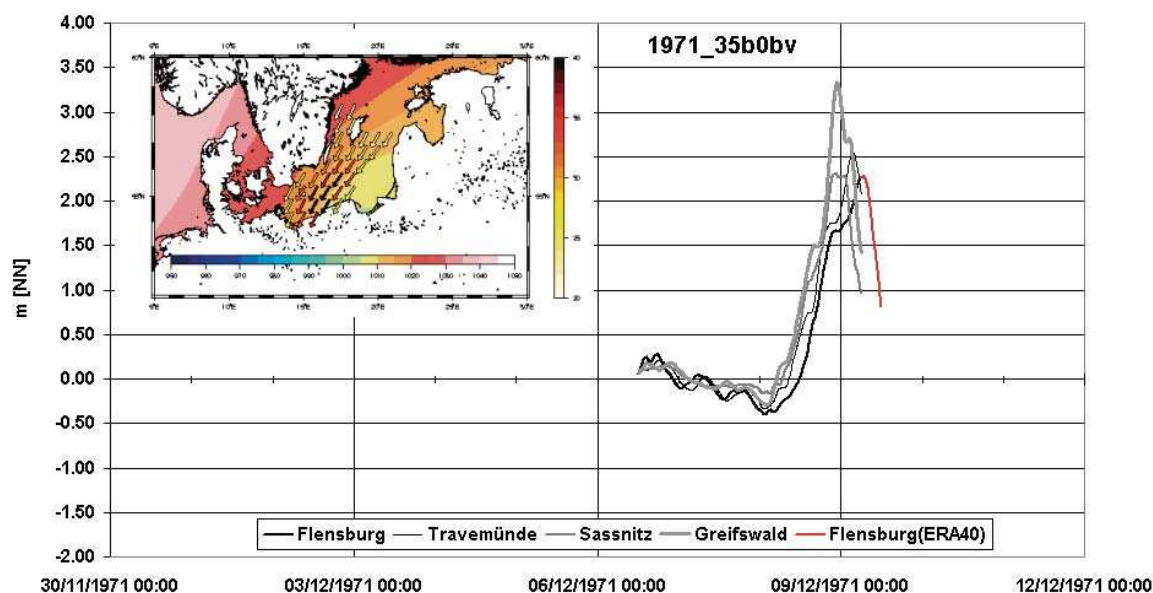


Abb. 7d: Wasserstandsverlauf an repräsentativen Orten (rot Fortsetzung mit ERA40 Meteorologie⁷) und Starkwindband (> 20 m/s) zum Zeitpunkt maximaler Windgeschwindigkeit über der Ostsee westlich von 16° Ost (8.12.1971 19:00)

3.3.3 Extrem in der Mecklenburger Bucht

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

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

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

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

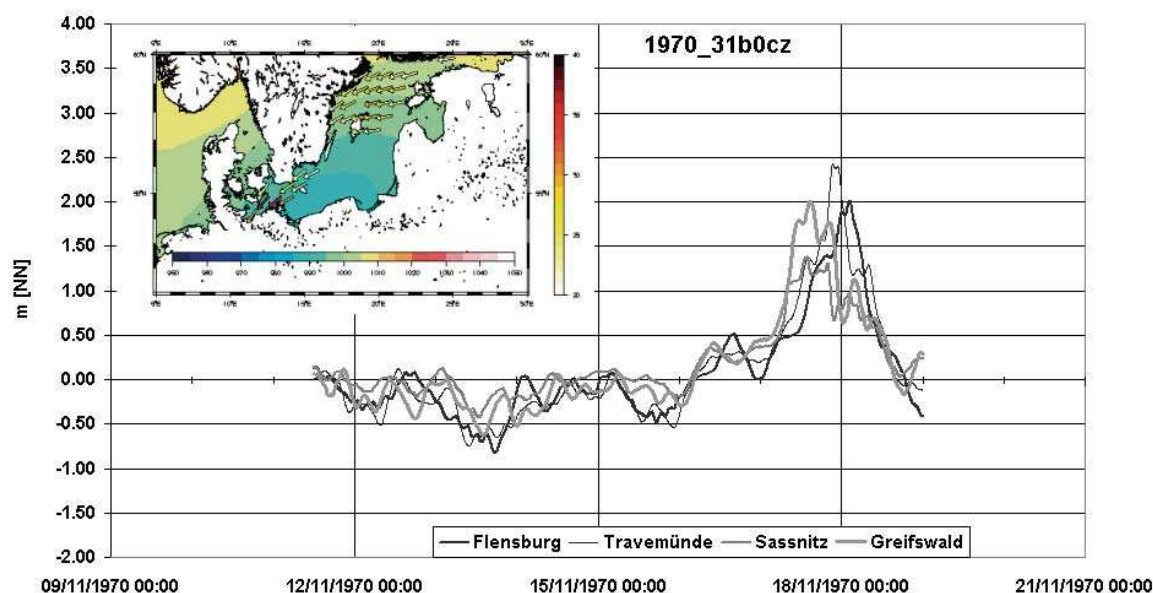


Abb. 7e: Wasserstandsverlauf an repräsentativen Orten und Starkwindband (> 20 m/s) zum Zeitpunkt maximaler Windgeschwindigkeit über der Ostsee westlich von 16° Ost (17.11.1970 20:00)

3.3.4 Extrem in der Kieler Bucht

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

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

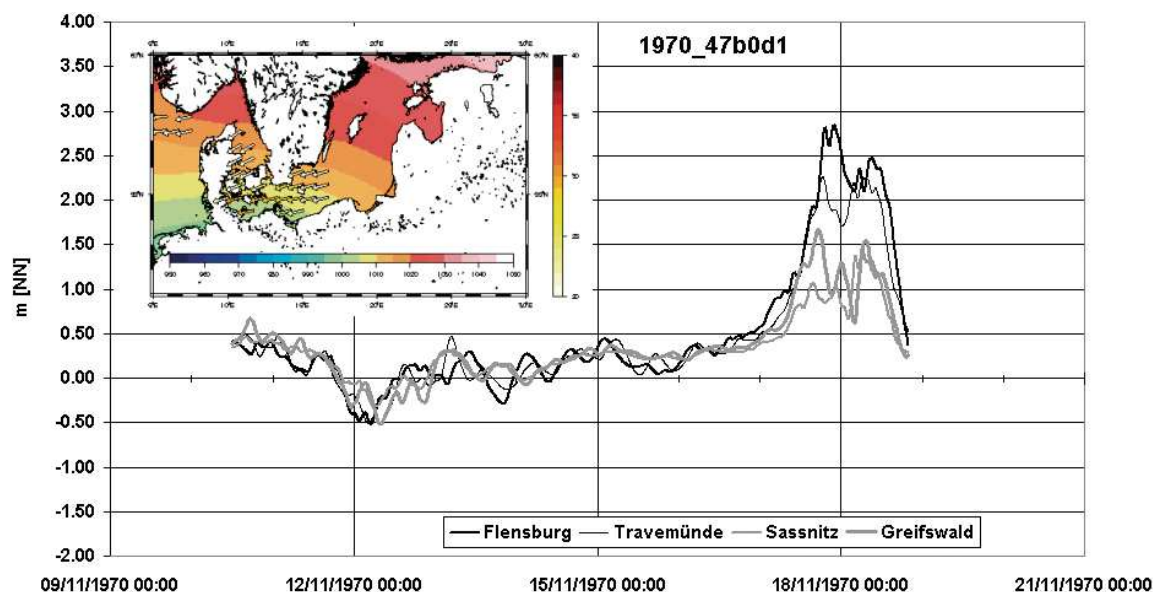


Abb. 7f: Wasserstandsverlauf an repräsentativen Orten und Starkwindband (> 20 m/s) zum Zeitpunkt maximaler Windgeschwindigkeit über der Ostsee westlich von 16° Ost (17.11.1970 17:00, 1. Maximum)

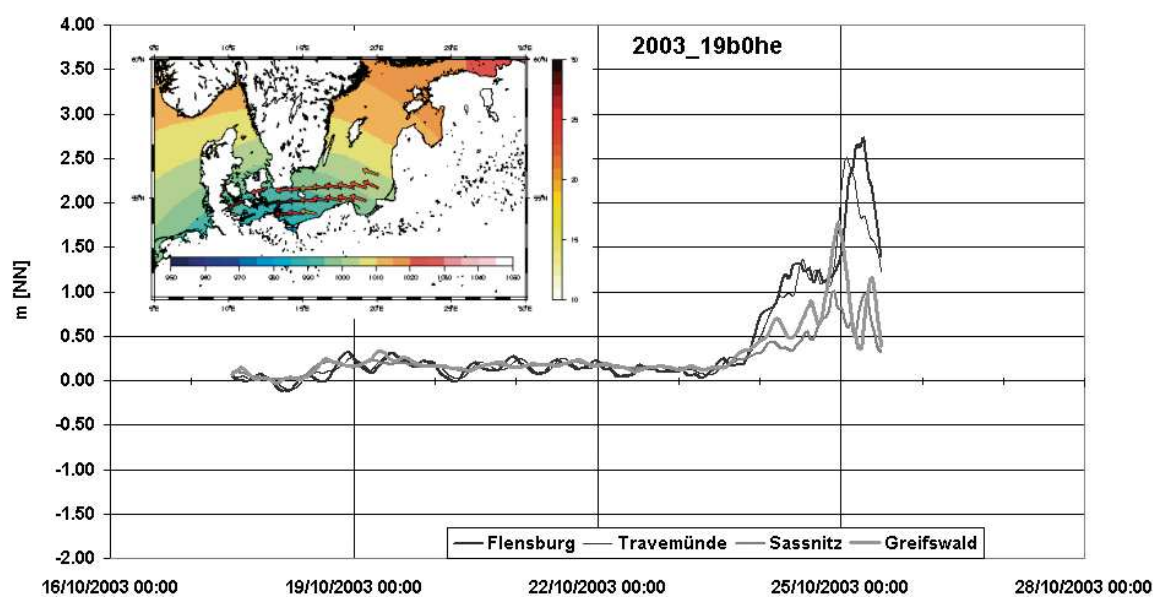


Abb. 7g: Wasserstandsverlauf an repräsentativen Orten und Starkwindband (> 20 m/s) zum Zeitpunkt maximaler Windgeschwindigkeit über der Ostsee westlich von 16° Ost (25.10.2003 00:00)

3.3.5 Gleichzeitig extrem in Pommerscher, Mecklenburger und Kieler Bucht

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

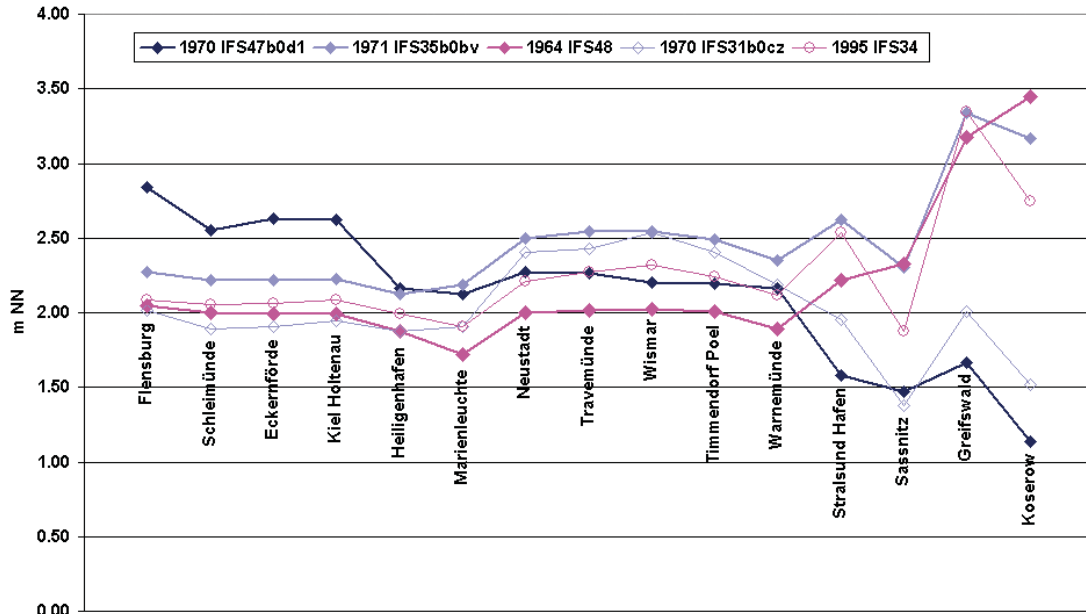


Abb. 8a: Räumliche Verteilung der Scheitelwasserstände für maximierende Realisationen

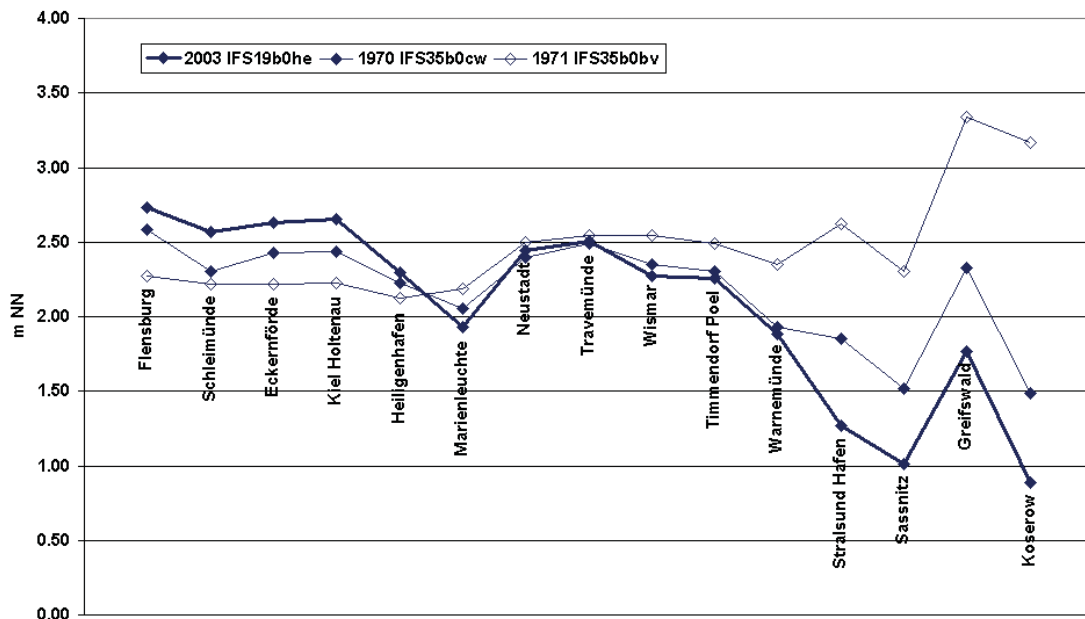


Abb. 8b: Räumliche Verteilung der Scheitelwasserstände für Realisationen mit in den Pegelgruppen KB und MB gleichzeitig extremen Werten und für die Realisation mit höchsten minimalen Scheitelwasserständen in allen Gruppen

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

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

3.3.6 Vergleich mit 1872

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

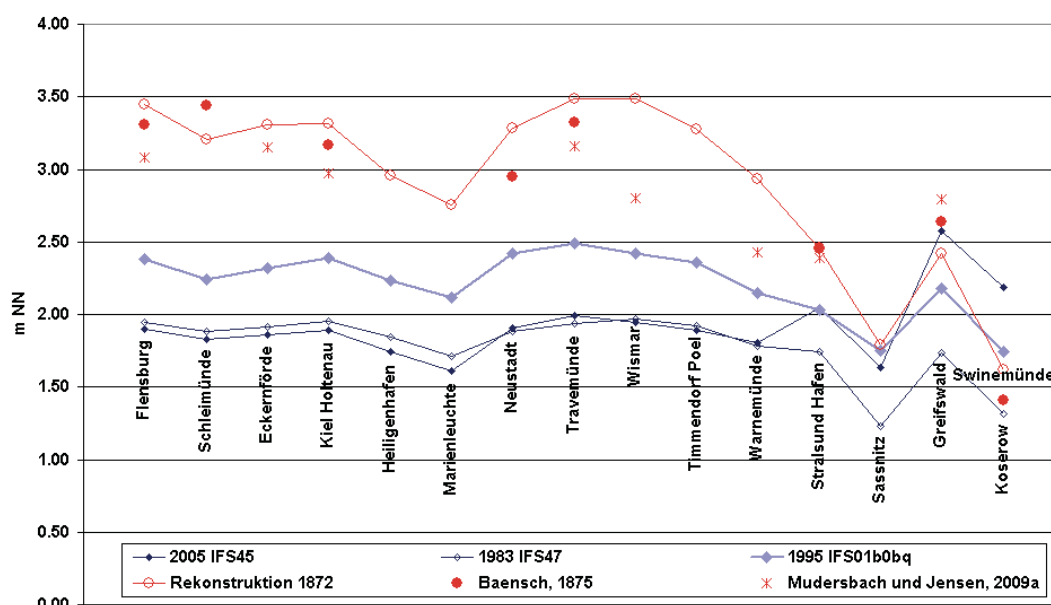


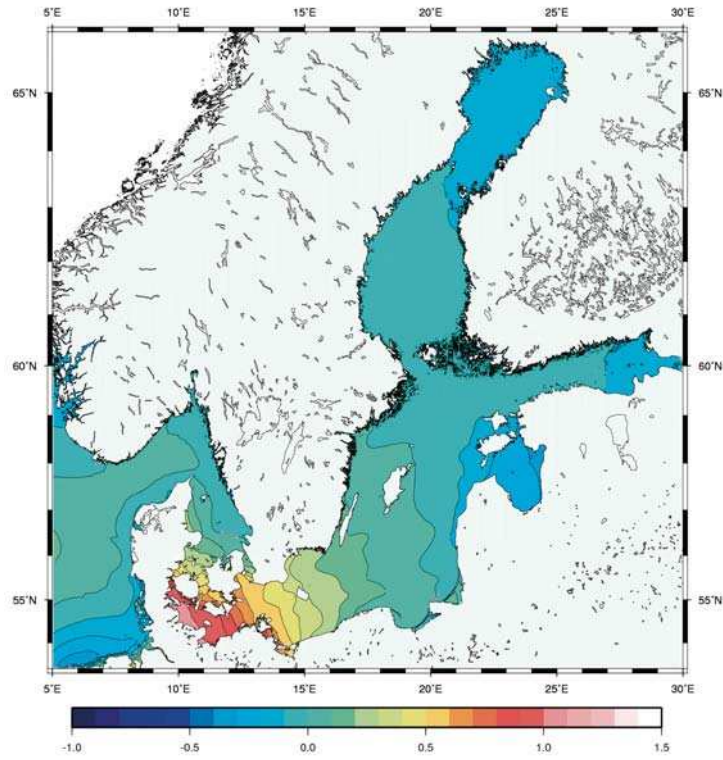
Abb. 8c: Räumliche Verteilung der Scheitelwasserstände für Realisationen mit ähnlicher räumlicher Verteilung wie bei dem Sturmhochwasser 1872 im Vergleich zur Rekonstruktion und zu Daten des Sturmhochwassers 1872

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

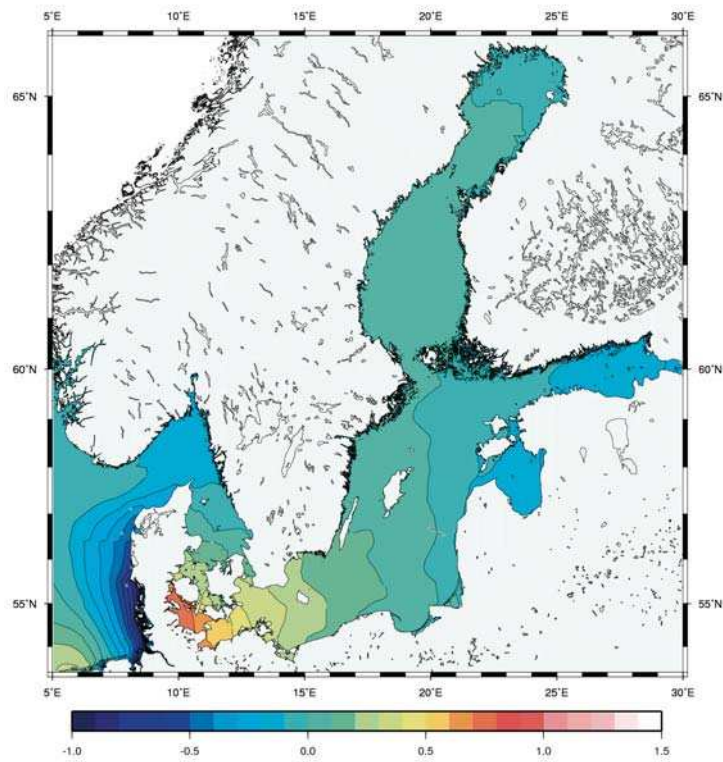
$$z_{1872} = \frac{\eta_{1872}(\lambda, \varphi, t_{\max}(\text{Ort}_{\max}, 1872))}{\eta_{1872}(\text{Travemünde}, t_{\max}(\text{Ort}_{\max}, \text{Realisation}))} \text{ und}$$

$$z_{\text{Simulation}} = \frac{\eta_{\text{Simulation}}(\lambda, \varphi, t_{\max}(\text{Ort}_{\max}, \text{Realisation}))}{\eta_{1872}(\text{Travemünde}, t_{\max}(\text{Ort}_{\max}, \text{Realisation}))}.$$

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



13.11.1872 13:30 UTC



17.11.1970 22:00 UTC

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

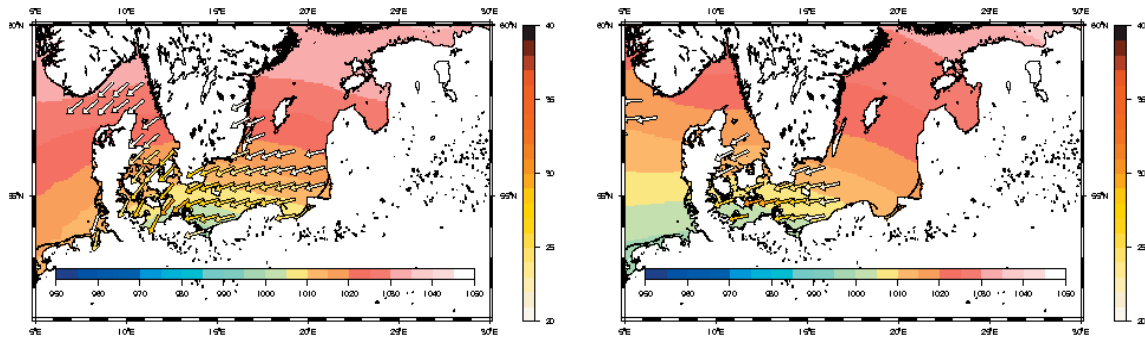


Abb. 10a: Wind 1872 6,5 h vor Scheitelwasserstand in Flensburg, Wind 1970_47b0d1 6 h vor Scheitelwasserstand in Flensburg

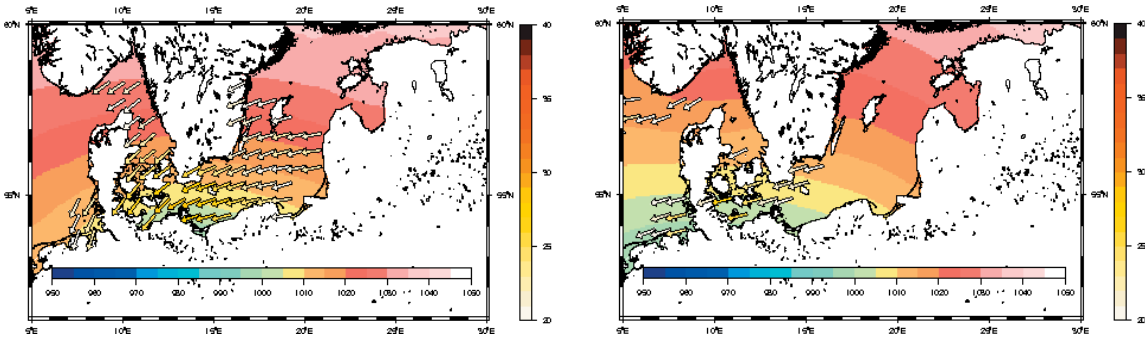


Abb. 10b: Wind 1872 3,5 h vor Scheitelwasserstand in Flensburg, Wind 1970_47b0d1 3 h vor Scheitelwasserstand in Flensburg

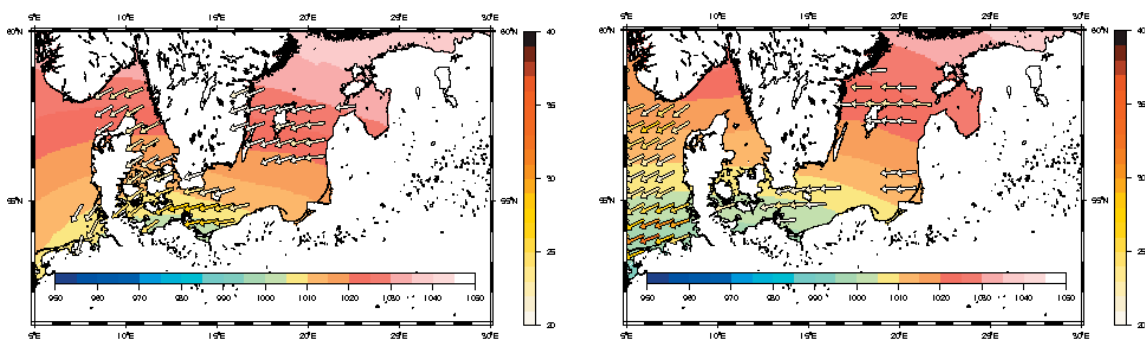
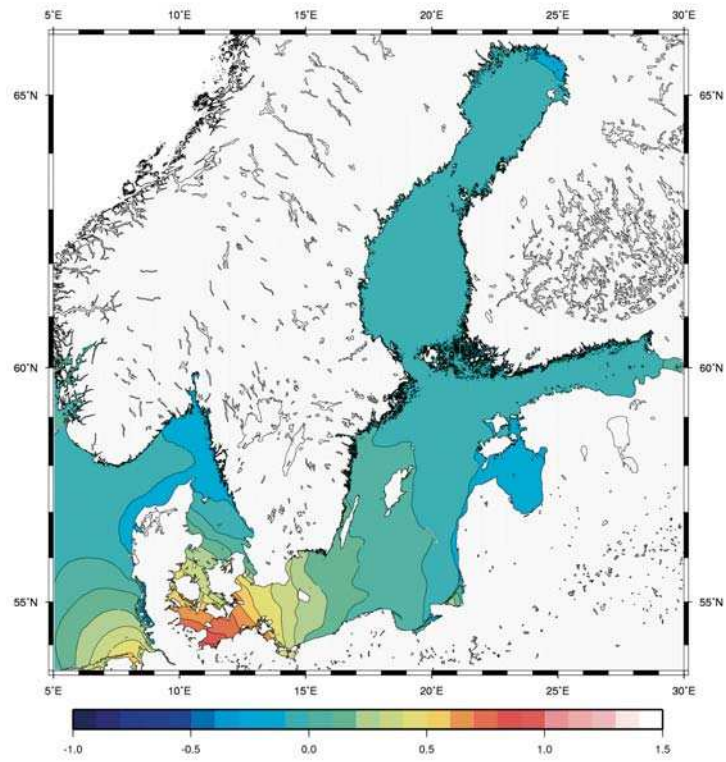
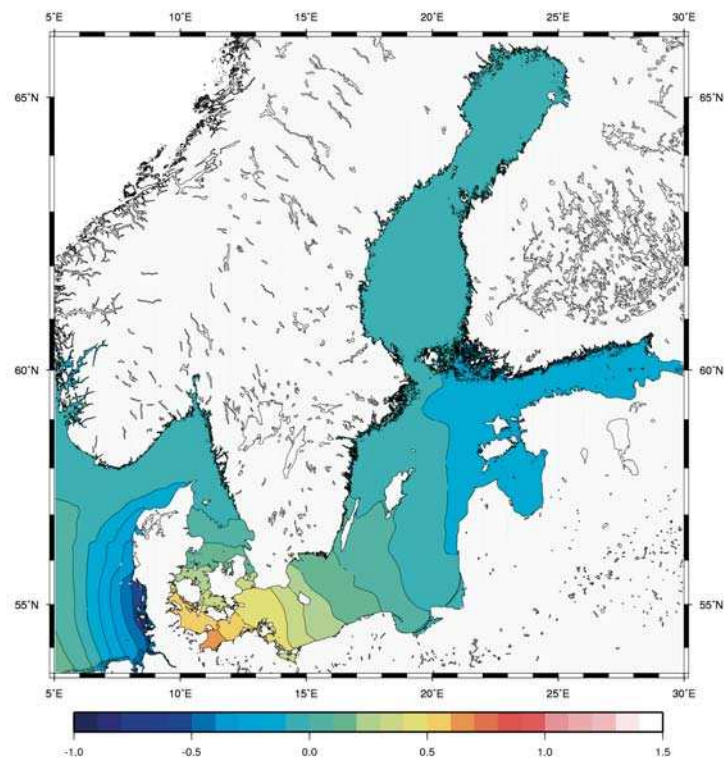


Abb. 10c: Wind 1872 0,5 h vor Scheitelwasserstand in Flensburg, Wind 1970_47b0d1 0 h vor Scheitelwasserstand in Flensburg



13.11.1872 08:30 UTC



15.11.1995 23:45 UTC

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

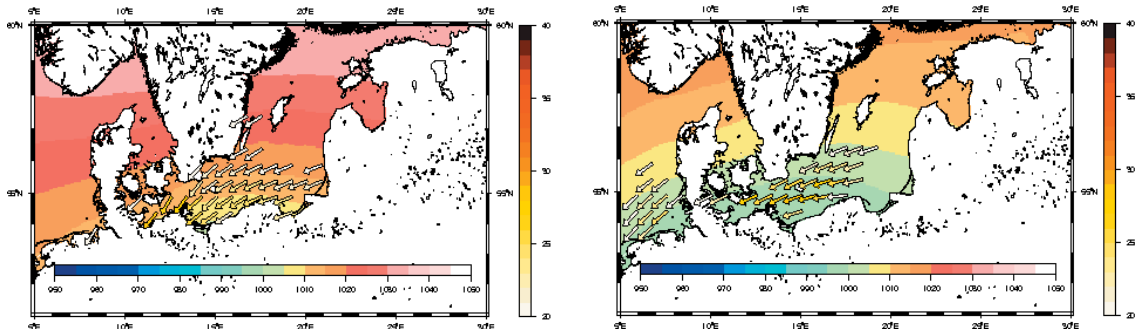


Abb. 12a: Wind 1872 6,5 h vor Scheitelwasserstand in Travemünde, Wind 1995_01b0bq 6,75 h vor Scheitelwasserstand in Travemünde

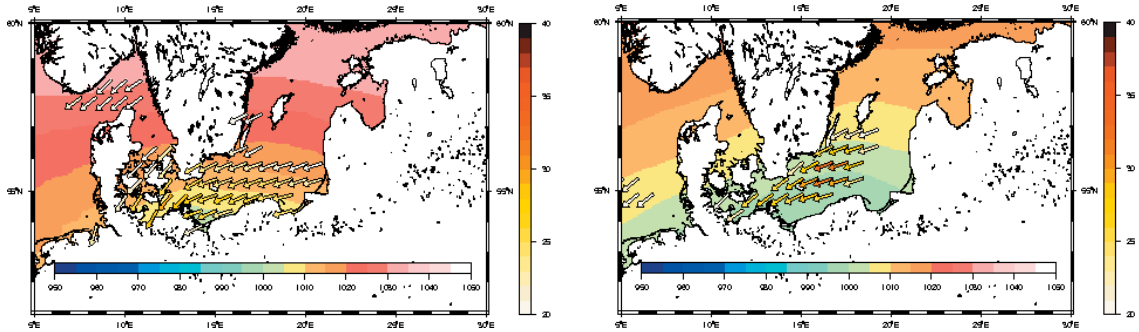


Abb. 12b: Wind 1872 3,5 h vor Scheitelwasserstand in Travemünde, Wind 1995_01b0bq 3,75 h vor Scheitelwasserstand in Travemünde

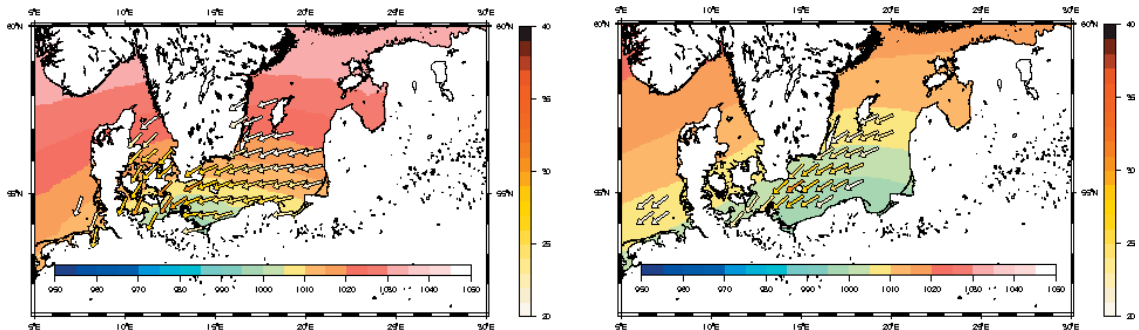
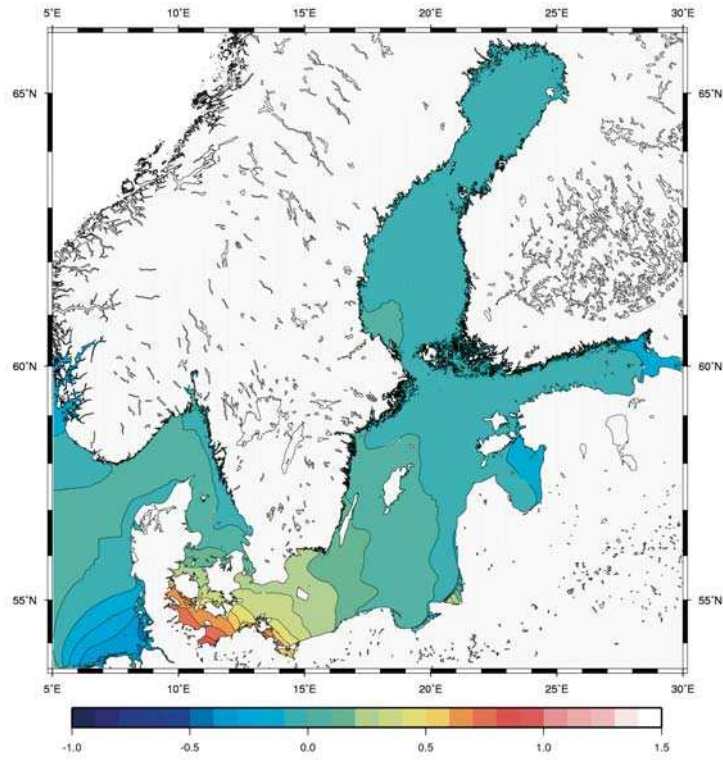
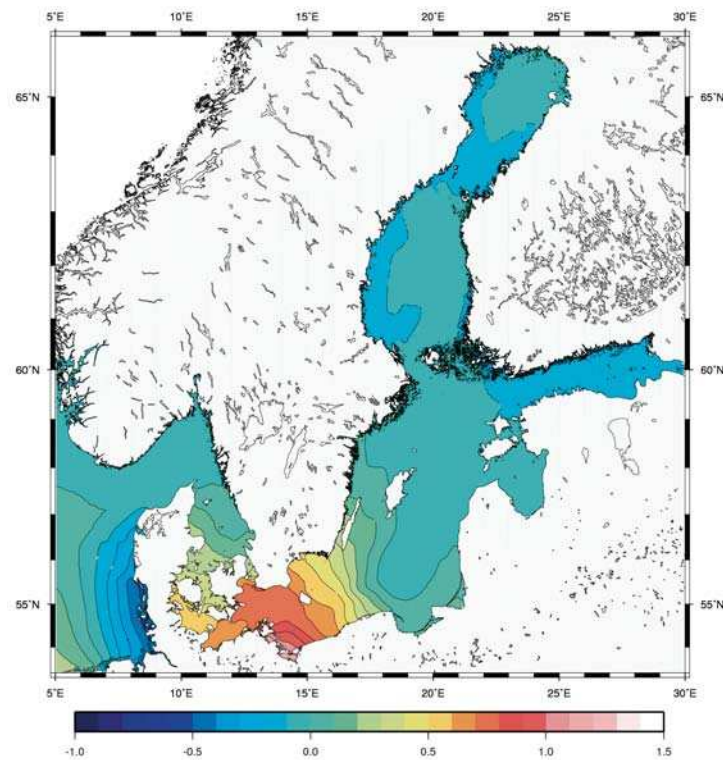


Abb. 12c: Wind 1872 0,5 h vor Scheitelwasserstand in Travemünde, Wind 1995_01b0bq 0,75 h vor Scheitelwasserstand in Travemünde



13.11.1872 02:00 UTC



08.12.1971 23:00 UTC

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

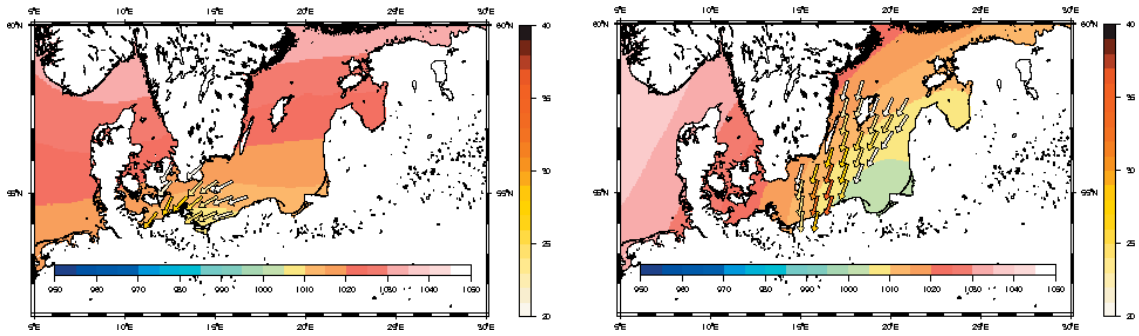


Abb. 14a: Wind 1872 6 h vor Scheitelwasserstand in Greifswald, Wind 1971_35b0bv 6 h vor Scheitelwasserstand in Greifswald

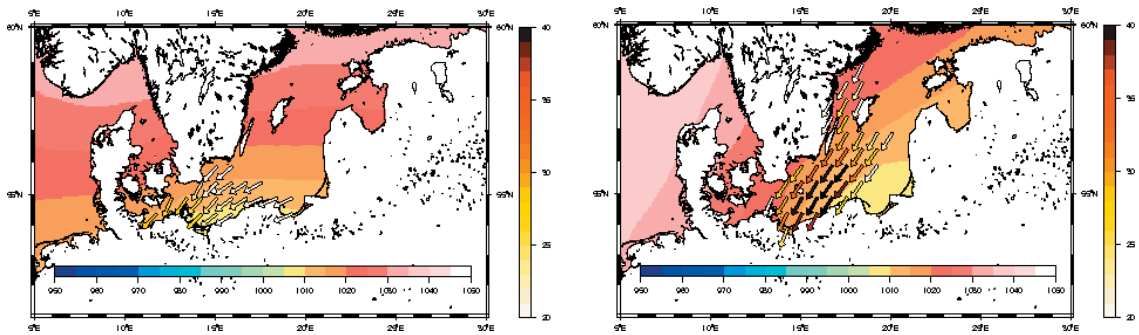


Abb. 14b: Wind 1872 3 h vor Scheitelwasserstand in Greifswald, Wind 1971_35b0bv 3 h vor Scheitelwasserstand in Greifswald

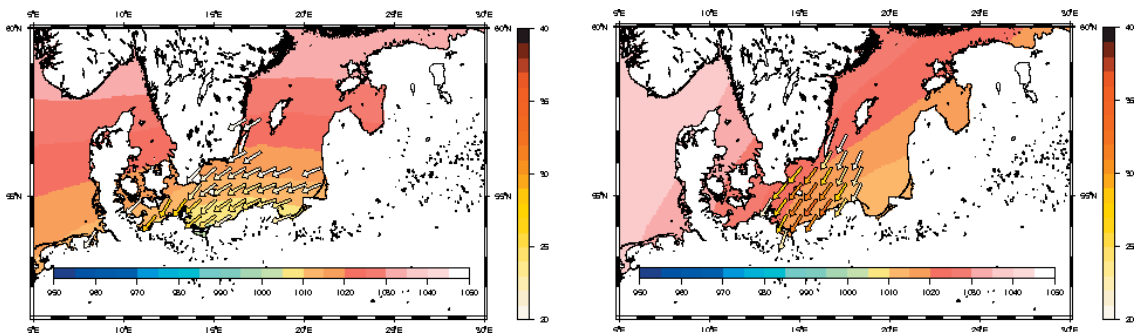


Abb. 14c: Wind 1872 0 h vor Scheitelwasserstand in Greifswald, Wind 1971_35b0bv 0 h vor Scheitelwasserstand in Greifswald

3.3.7 Zusammenfassung des Abschnitts „Extreme Sturmhochwasser“

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

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

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

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

4. Numerische Experimente

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

Das bisher höchste durch Pegelmessungen belegte Sturmhochwasser für weite Teile der deutschen Ostseeküste ist das vom 13.11.1872. Die simulierten extremen Sturmhochwasser haben diese Wasserstände in der Pommerschen Bucht deutlich überschritten. In der Mecklenburger Bucht und in der Kieler Bucht dagegen eindeutig nicht. Eine mögliche Ursache ist, dass die in MUSE-Ostsee gewählten Auswahlkriterien (obwohl ortsabhängig) nicht optimal für diese Gebiete waren und insbesondere die zeitliche Entwicklung einer Wetterlage nicht ausreichend berücksichtigt wurde, d. h. der Sturm vom 12./13.11.1872 sich durch einen besonders günstigen Verlauf ausgezeichnet hat. COLDING (1881) macht dabei allein den Orkan am 13.11. für die Höhe der Wasserstände verantwortlich. Neben dem Ablauf legen neuere Untersuchungen (IRISH et al., 2008) nahe, dass auch die räumliche Ausdehnung des Starkwindbandes entscheidend für das Auftreten extremer Wasserstände war.

Da der Orkan am 13.11.1872 in seinen Folgen zwar verheerend war, aber nach zeitgenössischen Angaben nicht völlig außergewöhnlich in seiner Stärke, vermuten andere Autoren zusätzliche Ursachen für die sehr hohen Wasserstände von 1872: in einem erhöhten mittleren Wasserstand der gesamten Ostsee (BAENSCH, 1875; ANONYMUS, 1882; KIECKSEE, 1972; BAERENS, 1998), in einem windbedingten verstärkten Rücktransport (GRÜNBERG, 1873; KIECKSEE, 1972; WEISS u. BIERMANN, 2005) oder in einer ungünstigen Wechselwirkung mit dem Kattegat (PRALLE, 1875; EIBEN, 1992). Es wurde auch postuliert, dass der Sturm am 12.11.1872 zu den hohen Wasserständen beigetragen hat (KIECKSEE, 1972).

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

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

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

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

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

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

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

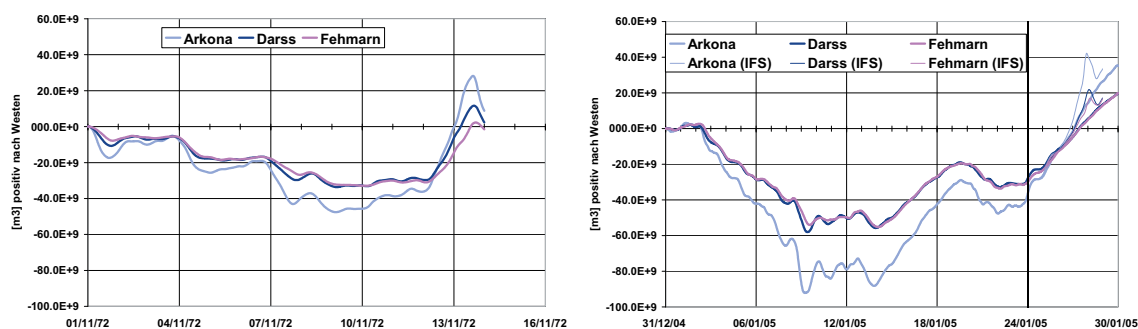


Abb. 15: Kumulative Transporte (positiv nach Westen) über Schnitte auf Höhe von Arkona (hellblau), der Darsser Schwelle (dunkelblau) und von Fehmarn (Belt und Sund, rot). a (links): Rekonstruktion 1872, b (rechts): Rekonstruktion 2005 und Realisation 2005_45 (dünn)

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

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

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

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

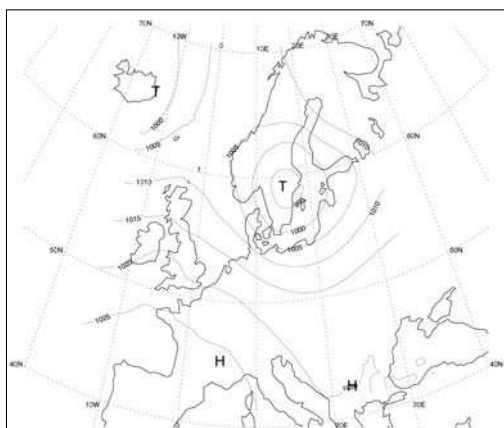


Abb. 16: Luftdruckverteilung (4.11.1872) während des Einstromexperiments (ROSENHAGEN u. BORK, 2009)

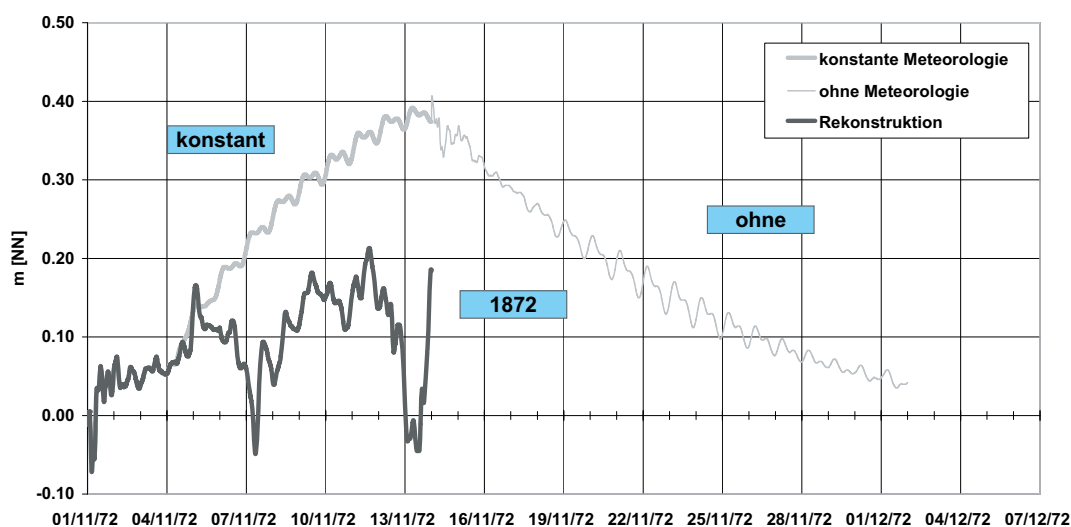


Abb. 17: Wasserstand Landsort (Rekonstruktion, schwarz; Einstromexperiment, dunkelgrau, fett; „Leerlaufen“, dunkelgrau)

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

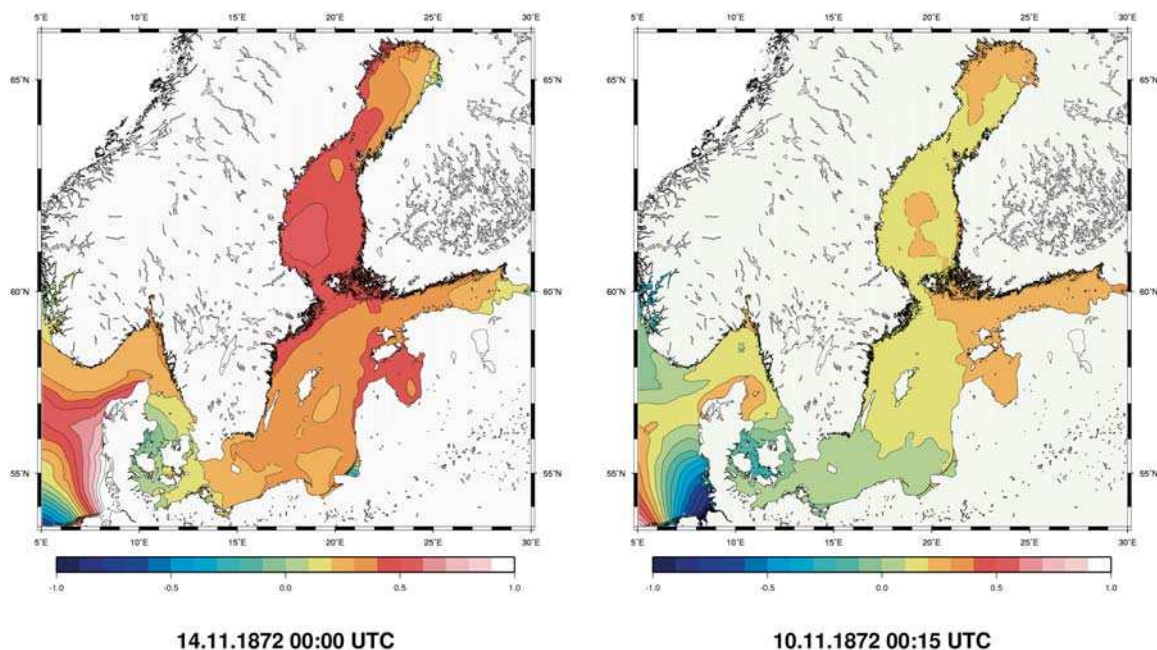


Abb. 18a und b: Wasserstandsverteilung am Ende des Einstromexperimentes (a) und in der Rekonstruktion zum Beginn der Wetterumstellung (10.11., b)

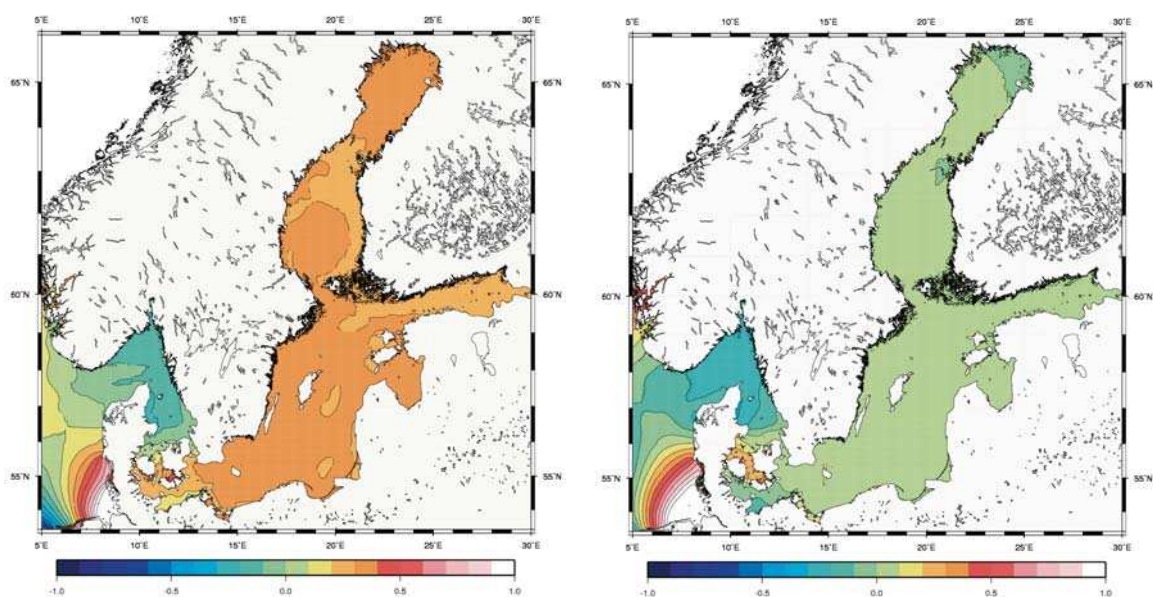


Abb. 18c und d: Wasserstandsverteilung nach 2 Tagen „Leerlaufen“ (c) und nach 11 Tagen (d)

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

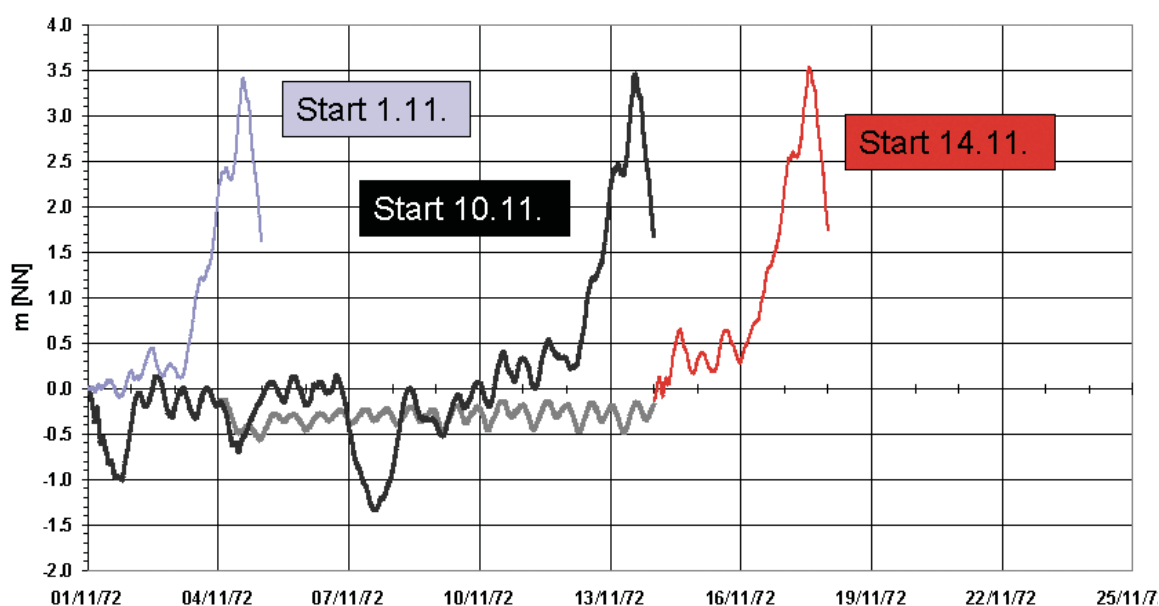


Abb. 19a: Wasserstand Flensburg bei gleicher Meteorologie, aber verschiedenen Anfangsbedingungen

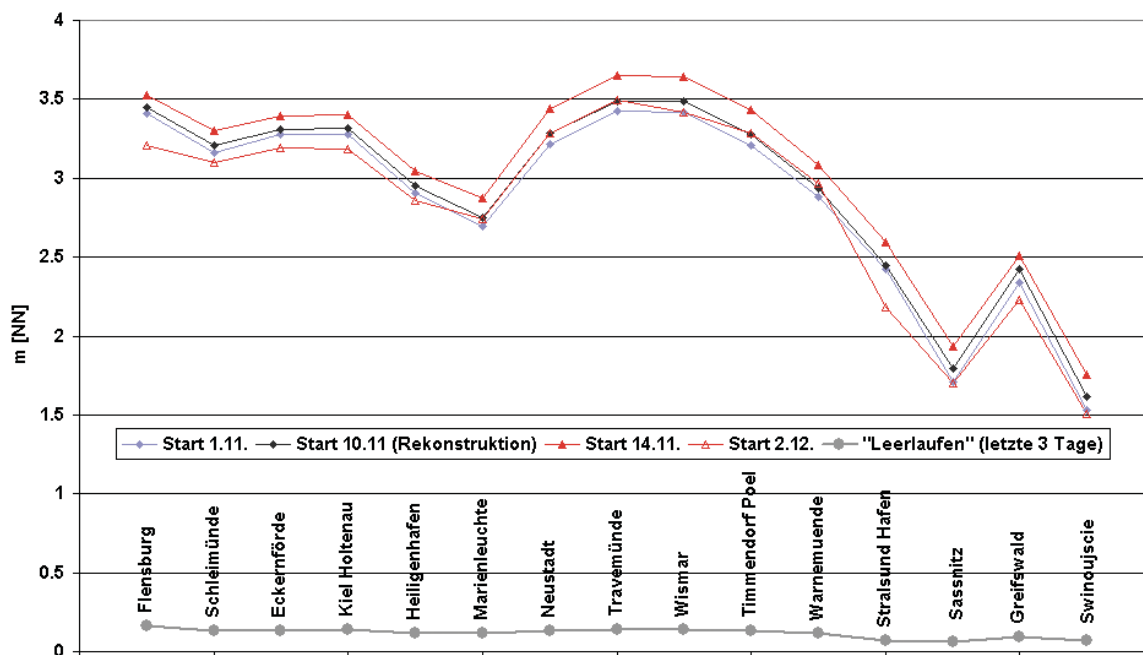


Abb. 19b: Scheitelwasserstände bei verschiedenen Anfangszuständen, unten die Scheitelwasserstände während der letzten drei Tage des „Leerlauf“-Experiments

Die Experimente dieses Kapitels haben gezeigt, dass

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

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

Nach ENDERLE (1989) dauert es bei Wind aus Nord und aus Ost über verschiedenen Gebieten der Ostsee 18 Stunden bis zum Erreichen des Scheitelwasserstandes in Flensburg inklusive der Zeit, die zwischen Aufkommen des Windes und erster Wasserstandsänderung in Flensburg vergeht. Für Stürme über der westlichen Ostsee verschwindet die Verzögerung, für Sturm über der mittleren Ostsee beträgt sie etwa sieben Stunden. Für Orte in der Mecklenburger Bucht hat MIEHLKE (1990) die Zeit berechnet, die eine lange Welle auf dem optimalen Weg (größte Tiefe) nach einem Sturm über der zentralen Ostsee braucht, um zum lokalen Stau beizutragen. Die Zeiten liegen je nach Startort zwischen drei und acht Stunden. Diese Abschätzungen bestätigen eine Aussage von BAENSCH (1875), derzufolge 1872 der Wasserstand am Ende des Sturms vom 12.11. einen stationären Zustand in der westlichen Ostsee erreicht hatte.

Vereinzelt wird in der Literatur die Annahme geäußert (KIECKSEE, 1972), dass der Stau durch den Sturm am 12.11. zum Stau beim Orkan am 13.11. wesentlich beigetragen hat. Dagegen spricht, dass häufig ein bereits vorhandener Stau und die damit verbundene dreidimensionale Zirkulation eine weitere Stauerhöhung erschwert, insbesondere, wenn sich Windrichtung und -stärke im Verlaufe des Ereignisses ändern. Da diese Frage von grundsätzlicher Bedeutung für das Verständnis der dynamischen Vorgänge bei Sturmhochwassern ist, wurde ein weiteres numerisches Experiment angestellt. Numerische Experimente bieten den großen Vorteil, dass Strömungsgeschwindigkeiten nebst vertikaler Zirkulation unter sich ändernden meteorologischen Randbedingungen physikalisch korrekt abgebildet werden, da in den Modellgleichungen die Impulserhaltung gewährleistet ist.

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

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

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

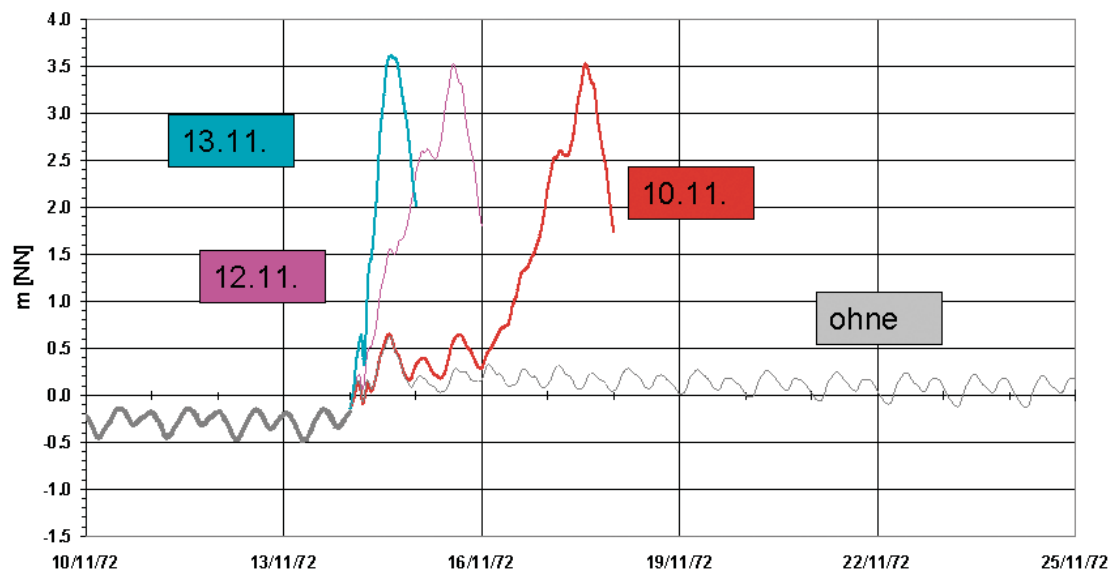


Abb. 20a: Flensburg, gleicher Anfangszustand (Füllung) mit unterschiedlicher Meteorologie

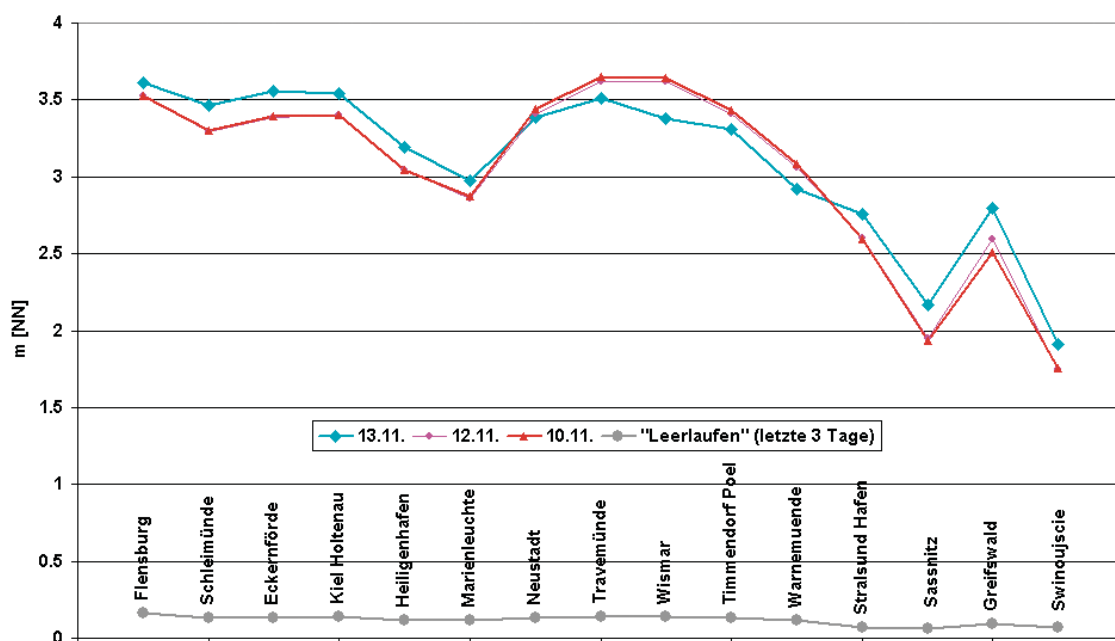


Abb. 20b: Scheitelwasserstände wie 20a

4.3 Einfluss von Eigenschwingungen auf extreme Sturmhochwasser

Während dem Sturmhochwasser 1872 eher ein windbedingter Rücktransport von in der zentralen Ostsee aufgestautem Wasser als maximierend zugeschrieben wird (GRÜNBERG, 1873), werden für andere Sturmhochwasser lokale und insbesondere auch Schwingungen des Systems westliche Ostsee/mittlere Ostsee/Finnischer Meeresbusen (Seiches) als relevant angenommen (MEINKE, 2003; FENNEL u. SEIFERT, 2008). SAGER u. MIEHLKE (1956) hingegen fanden bei Extremlagen „kaum je einen Anhaltspunkt für ihr [Eigenschwingungen] Auftreten“.

Unter den extremen Sturmhochwassern des Projekts MUSE-Ostsee findet sich ein Zieltermin mit einer Zugbahn des Sturmtiefs aus Nordost (SCHMITZ, 2007), was einen hohen Stau in St. Petersburg begünstigt (AVERKIEW u. KLEVANNY, 2007). Für die Realisation mit dem höchsten Wasserstand in St. Petersburg (1971_35b0by, Tab. 7b) wurde der Einfluss von Seiches auf den Wasserstand in der westlichen Ostsee untersucht (Kap. 4.3.2). Dem vorangestellt ist ein Abriss des Kenntnisstandes zum Thema, um der simplen Vorstellung von der Ostsee als geschlossenem Kanal mit Schwingungsperioden nach der für rechteckige Gefäße entwickelten Merianschen Formel (MERIAN, 1828) entgegenzuwirken.

4.3.1 Eigenschwingungen

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

4.3.2 Experimente

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

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

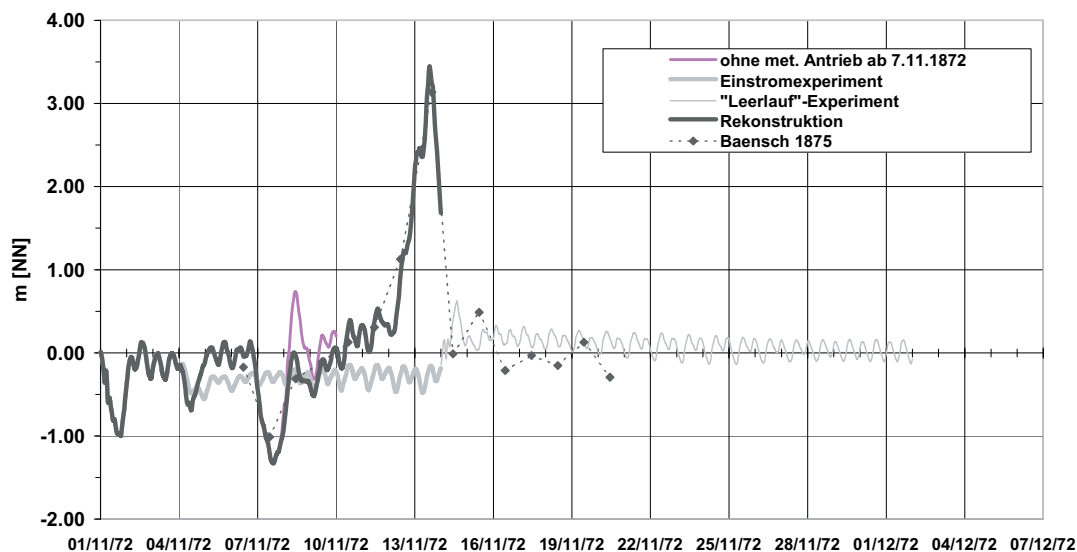


Abb. 21: Schwingungen in Flensburg 1872 und in numerischen Experimenten

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

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

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

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

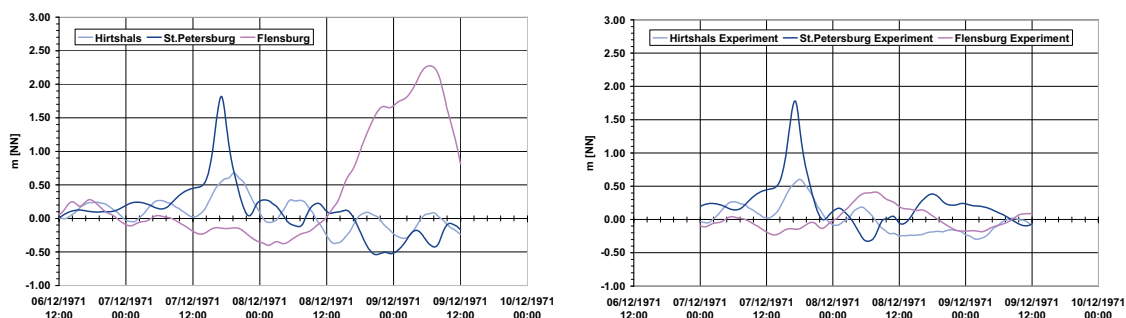


Abb. 22a–b: Wasserstand St. Petersburg, Flensburg und Hirtshals für Realisation 1971_35b0bv (a) und für numerisches Experiment (b)

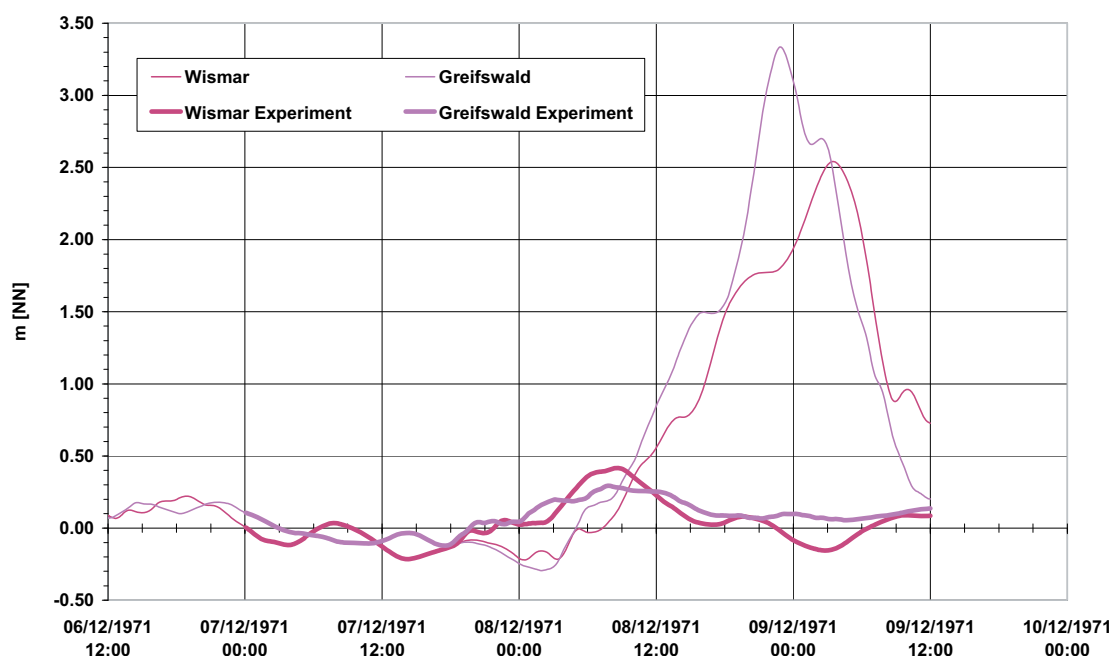


Abb. 22c: Wasserstand Wismar und Greifswald für Realisation 1971_35b0bv (dünn) und numerisches Experiment (fett)

5. Unsicherheiten

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

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

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

Tab. 8: Meteorologische Modelle

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

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

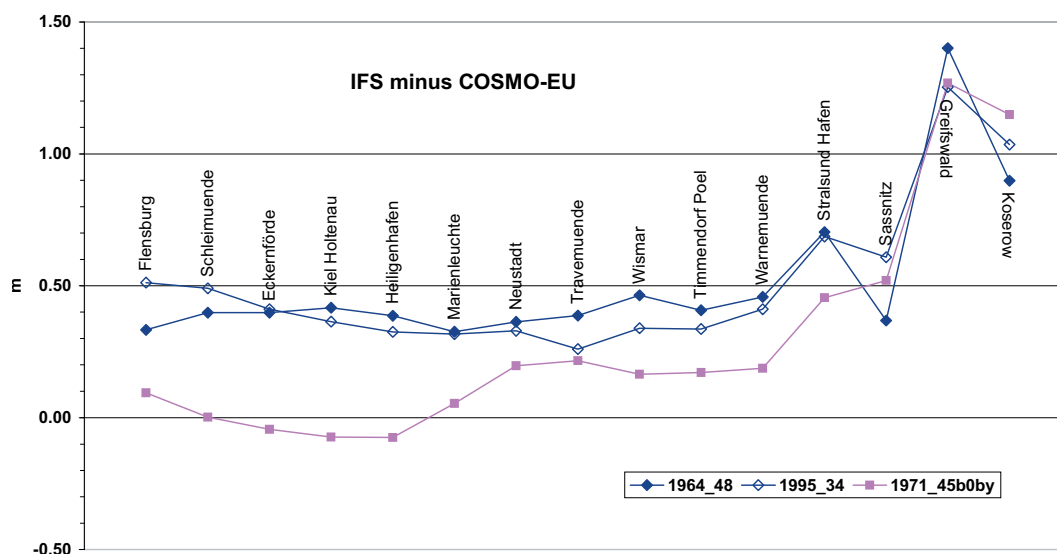


Abb. 23: Differenz der Scheitelwasserstände bei verschiedenem meteorologischen Antrieb (IFS und COSMO-EU) für zwei extreme Realisationen (1964_48, 1995_34) und eine nicht extreme (1971_45b0by).

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

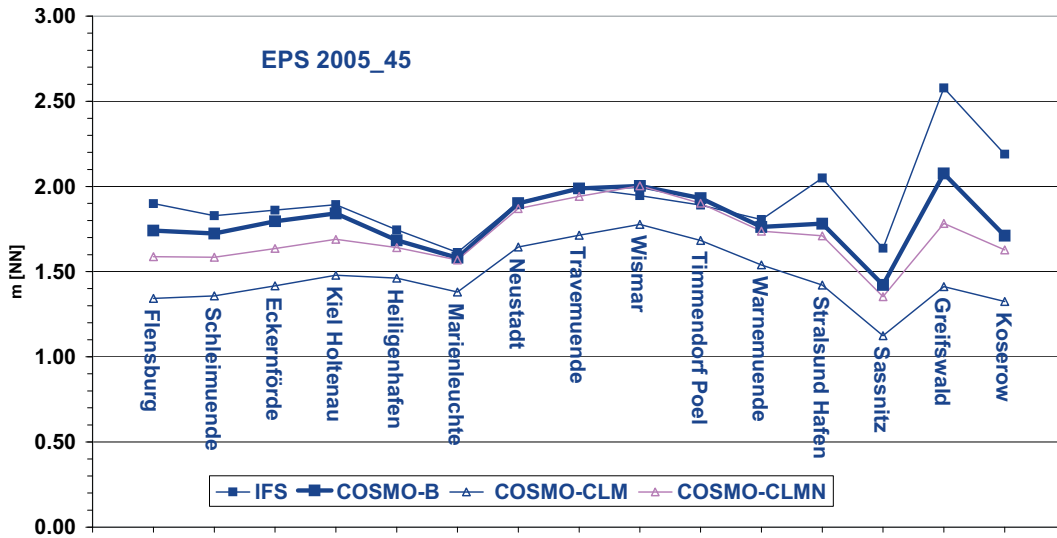


Abb. 24: Scheitelwasserstände Realisation 2005_45 bei Antrieb aus verschiedenen meteorologischen Modellen

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

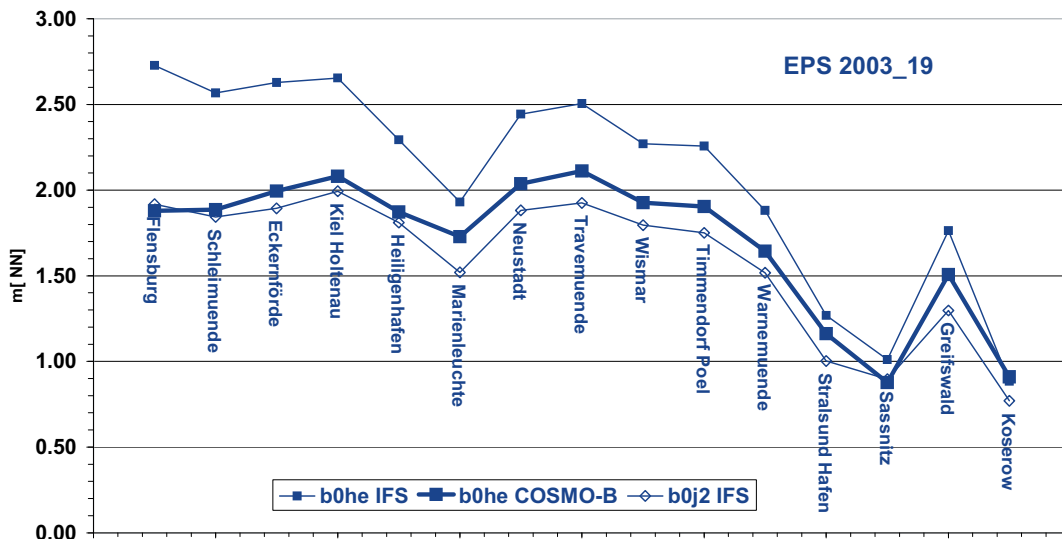


Abb. 25a: Scheitelwasserstände Realisation 2003_19 für verschiedene meteorologische Modelle (IFS, COSMO-B) und Modellversionen (b0he IFS, b0j2 IFS)

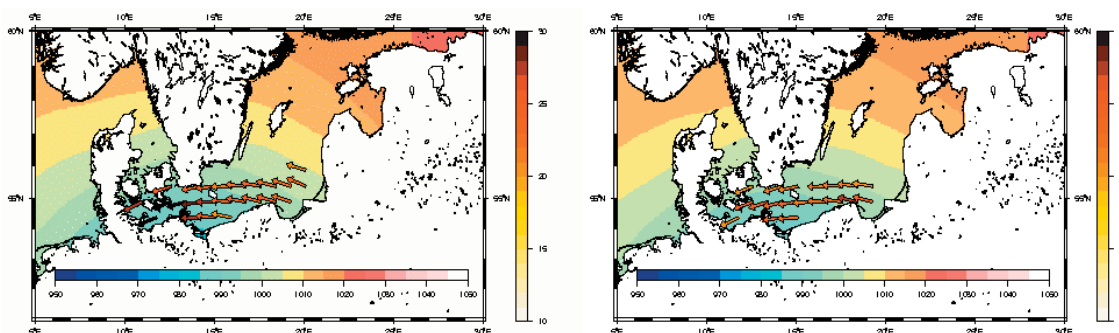


Abb. 25b-c: IFS 19b0he max (b), IFS 19b0j2 zum gleichen Zeitpunkt (c)

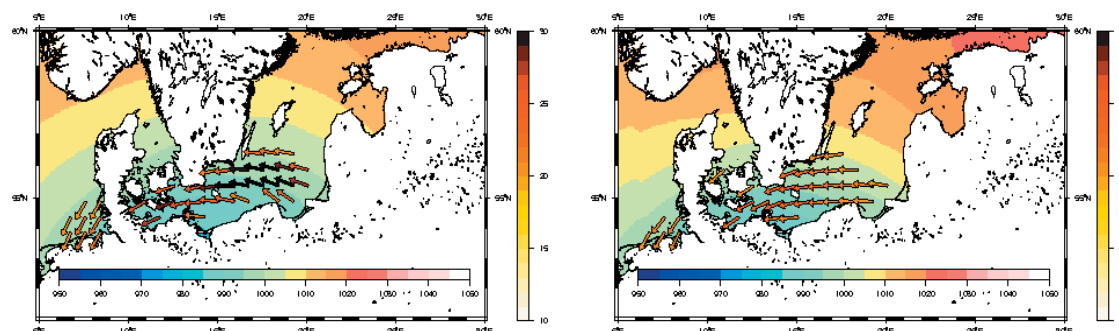


Abb. 25d-e: IFS 19b0j2 max (d), COSMO_B 19b0he max (e)

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

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

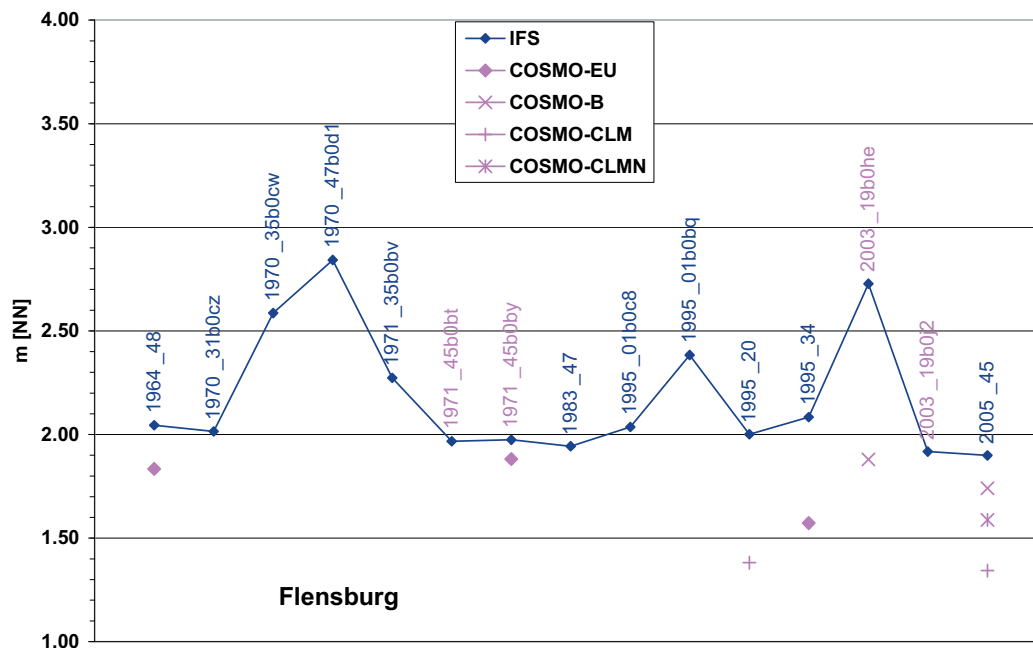


Abb. 26: Scheitelwasserstände aller Realisationen und meteorologischen Antriebe für Flensburg

6. Zusammenfassung

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

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

Das Kollektiv der extremen Sturmhochwasser der Ostsee zur statistischen Betrachtung konnte wie erwartet erweitert werden, allerdings nicht so eindeutig wie im Projekt MUSE für Sturmfluten in der Nordsee. Das höchste, durch Pegelaufzeichnungen dokumentierte

Sturmhochwasser ist für fast alle Pegel der deutschen Ostseeküste das vom November 1872. Sieht man von historischen Sturmhochwassern ab, so übertreffen die Scheitelhochwasser von 1872 die des nächst niedrigeren um 0,5 bis 1 m (Tab. 9a). Im Vergleich dazu liegen die Scheitelwasserstände für die höchsten Sturmfluten in der Deutschen Bucht (1962, 1976, 1999) näher zusammen, 0,1 bis 0,3 m (Tab. 9b: Nordsee; BORK u. MÜLLER-NAVARRA, 2006; JENSEN et al., 2006).

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

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

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

<i>Ort</i>	<i>bHW1</i>	<i>bHW2</i>	<i>bHW1-bHW2</i>	<i>bHW_EPS</i>	<i>bHW_EPS-bHW1</i>
Borkum	3,82	3,32	0,50	4,99	1,17
Emden	4,76	4,58	0,18	6,09	1,33
Wilhelmshaven	5,22	4,87	0,35	6,40	1,18
Bremerhaven	5,35	5,18	0,17	6,74	1,39
Cuxhaven	5,10	4,95	0,15	6,51	1,41
Büsum	5,14	4,93	0,21	6,35	1,21
Husum	5,66	5,37	0,29	6,69	1,03
Wittdün	4,14	4,05	0,09	5,20	1,06

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

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

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

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

7. D a n k s a g u n g

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

8. Schriftenverzeichnis

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

- ENDRÖS, A.: Der niedrige Wasserstand am 24. November 1938 an der deutschen Ostseeküste. *Annalen der Hydrographie* 67, 417–421, 1939.
- ERTEL, H. und MAUERSBERGER, P.: Eine Ungleichung für den Windstau an Flachküsten. *Acta Hydrophysica* 17, 77–82, 1972.
- FENNEL, W. und SEIFERT, T.: Oceanographic Processes in the Baltic. *Die Küste*, Heft 74, 77–91, 2008.
- FOREL, F. A.: *Handbuch der Seenkunde*. Stuttgart, 1901.
- GÄSTGIFVARS M.; MÜLLER-NAVARRA, S. H.; FUNKQUIST, L. and HUESS, V.: Performance of Operational Systems with Respect to Water Level Forecasts in the Gulf of Finland. *Ocean Dynamics* 58, 139–153, 2008.
- GERSTENGARBE, F.-W.; WERNER, P. C. und RÜGE, U.: *Katalog der Großwetterlagen Europas (1881–1998) nach Paul Hess und Helmuth Brezowsky*. 5. Auflage, Potsdam und Offenbach a. M., 1999.
- GEYER, D.: Eigenschwingungen und Erneuerung des Wassers in der Eckernförder Bucht unter besonderer Berücksichtigung der Sturmflut vom 5.–6. Dezember 1961. Dissertation, Christian-Albrechts-Universität Kiel, 1964.
- GILL, A. E.: *Atmosphere – Ocean Dynamics*. International Geophysics Series 30, Academic Press, New York, 1982.
- GRÜNBERG, H.: Der 13. November 1872. *Stralsund*, 1873.
- HALBFASS, W.: Der heutige Stand der Seichesforschung. *Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin*, 5–24, 1907.
- HANSEN, W.: Triftstrom und Windstau. *Deutsche Hydrographische Zeitschrift* 3, 303–313, 1950.
- HANSEN, C.: Accuracy of the Water Level Predicted by the Operational Models SMHI/HIROMB and DaMSA/GETM through the Danish Straits. *HIROMB Workshop*, Rostock, 2008.
- HUPFER, P.: Wasserstandsschwankungen der Ostsee und ihre Ursachen. In: Hupfer, P.; Harff, J.; Sterr, H. und Stigge, H.-J. (eds.): *Die Wasserstände an der Ostseeküste*. *Die Küste*, Heft 66, 22–30, 2003.
- IRISH, J. L.; RESIO, D. T. and RATCLIFF, J. J.: The Influence of Storm Size on Hurricane Surge. *Journal of Physical Oceanography* 38, 2003–2013, 2008.
- IRISH, S. M. and PLATZMANN, G. W.: An Investigation of Meteorological Conditions Associated with Extreme Wind Tides on Lake Erie. *Monthly Weather Review* 90, 39–47, 1962.
- JANSSEN, F.: *Statistische Analyse mehrjähriger Variabilität der Hydrographie in Nord- und Ostsee*. Dissertation, Universität Hamburg, 2002.
- JANSSEN, F.; SCHRUM, C. and BACKHAUS, J. O.: A Climatological Data Set of Temperature and Salinity for the Baltic Sea and the North Sea. *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*, Supplement 9, 1999.
- JENSEN, J.; MÜLLER-NAVARRA, S. H.; RENNER, V.; MUDERSBACH, CH.; BORK, I. und KOZIAR, CH.: Modellgestützte Untersuchungen zu Sturmfluten mit sehr geringen Eintrittswahrscheinlichkeiten an der deutschen Nordseeküste. *Die Küste*, Heft 71, 123–167, 2006.
- JENSEN, J. and MÜLLER-NAVARRA, S. H.: Storm surges on the German Coast. *Die Küste*, Heft 74, 92–124, 2008.
- JÖNSSON, B.; DÖÖS, K.; NYCANDER, J. and LUNDBERG, P.: Standing Waves in the Gulf of Finland and their relationship to the Basin-wide Baltic Seiches. *Journal of Geophysical Research* 113, C03004, 1–11, 2008.
- KIECKSEE, H.: *Die Ostsee-Sturmflut 1872*. Westholsteinische Verlagsanstalt Boysen & Co., Heide, 1972.
- KLEINE, E.: Das operationelle Modell des BSH für Nordsee und Ostsee. *Konzeption und Übersicht*. Bundesamt für Schifffahrt und Hydrographie, 1994.
- KOHLMETZ, E.: Zur Entstehung, Verteilung und Auswirkung von Sturmfluten an der deutschen Ostseeküste. *Petermanns Geographische Mitteilungen* 111, 89–96, 1967.
- KOLP, O.: Sturmflutgefährdung der deutschen Ostseeküste zwischen Trave und Swine. *Seehydrographischer Dienst der DDR*, Stralsund, 1955.
- KRAUSS, W.: Wind-driven Oscillations of an Enclosed Basin with Bottom Friction. *Deutsche Hydrographische Zeitschrift* 26, 1, 1–9, 1973.
- KRAUSS, W.: Baltic Sea Circulation. *Encyclopaedia of Ocean Sciences*. San Diego. 236–244, 2001.

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

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