

SEESCHIFFFAHRT UND HYDROGRAPHIE

Abschlussbericht

# MUSE Modellgestützte Untersuchungen zu Sturmfluten mit sehr geringen Eintrittswahrscheinlichkeiten

Teilprojekt: Sturmflutsimulationen

gefördert vom Bundesministerium für Bildung und Forschung (bmbf) und fachlich begleitet vom Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen

bmbf Förderkennzeichen: 03KIS039

KFKI Förderkennzeichen: 78

Bearbeitet von: Dipl.-Ozean. Ingrid Bork Dr. rer. nat. Sylvin Müller-Navarra

Hamburg, den 30. August 2005

1.	EIN	LEITUNG	4
	1.1. 1.2.	AUFGABENSTELLUNG Modifizierte Aufgabenstellung	5 5
2.	ME	TEOROLOGISCHE FELDER	6
	2.1.	INTERPOLATION	6
	2.2.	UNTERSCHIED IFS UND IFS/LM	7
3.	BSH	– MODELLSYSTEM	
	31	Nodostati antiemodel i	0
	3.2.	STAUMODELL.	
	3.3.	KÜSTENMODELL UND NORD-OSTSEEMODELL	
	3.4.	WINDSCHUBSPANNUNG	
	3.5.	BEZUGSNIVEAU – VERGLEICH MIT BEOBACHTETEN WASSERSTÄNDEN	16
4.	NEU	BERECHNUNGEN UND ANFANGSWERTE	17
	4.1.	NEUBERECHNUNG 1962	
	4.1.1	. Fernwelle	
	4.1.2	. Windstau und nichtlineare Wechselwirkung	
	4.1.3	. Wasserstand	22
	4.2.	NEUBERECHNUNG 1999	
	4.2.1	. Windschubkoeffizient bei hohen Windgeschwindigkeiten	
	4.3.	WEITERE STURMFLUTEN	
5.	VO	RUNTERSUCHUNGEN	30
	5.1.	ERLÄUTERUNGEN ZU DEN AUSGEWERTETEN GRÖßEN	30
	5.1.1	. Scheitelwasserstände	30
	5.1.2	Windstau	31
	5.1.3	. Fernwelle	
	5.2.	EINZELERGEBNISSE	32
	5.2.1	. Siurmijuu 1902 Sturmflut 1967	
	5 2	Sturmflut 1907	
	5.2.4	Sturmflut 1990	
	5.2.5	. Sturmflut 1994	
	5.2.0	. Sturmflut 1999	39
	5.2.7	IFS – Realisierungen	40
	5.3.	ZEITLICHE VERSCHIEBUNG	41
6.	EXT	REME STURMFLUTEN	43
	6.1.	DEFINITION	43
	6.2.	STURMFLUT VOM STAUTYP: 1962 EPS26	44
	6.3.	MAXIMALER EFFEKTIVWIND: 1999 EPS05	45
	6.4.	EXTREMER STAU BEI NW: 1990 EPS20	
	6.5.	DIE EXTREME STURMFLUT: 1976 EPS45	
	0.3.1 6.5 ′	. Fernwelle	
	6.5.3	Zeitliche Verschiebung	
	6.5.4	Scheitelwasserstand und Windschubansatz	
7	DIG	ZUCCION DED EDCEDNICCE	54
1.	D13	AODDIVIT DER ERGEDITIDDE	
DA	ANKSA	GUNG	59
LI	TERA'	FURVERZEICHNIS	59
Aľ	NHANO	<b>30 ZUSAMMENSTELLUNG VON ANGABEN ZU DEN BSH-MODELLEN</b>	63

ANHANG A NEUBERECHNUNG 1962: FERNWELLE UND WECHSELWIRKUNG	. 67
ANHANG B1 WINDSTAU VERGLEICH IFS LM 1962 EPS26	. 72
ANHANG B2 WINDSTAU VERGLEICH IFS LM 1999 EPS05	. 77
ANHANG C1 WINDSTAU 1976 EPS45	. 80
ANHANG C2 WINDSTAU VERGLEICH ZWEIER REALISIERUNGEN 1990	. 86
ANHANG C3 WINDSTAU 1994 EPS31 UND 1967 EPS39	. 90

# 1. Einleitung

Sturmfluten sind Naturereignisse, auf die Küstenbewohner eingestellt sind. Intensivierung der Nutzung des Küstenraums und sehr hohe Sturmfluten werfen immer wieder neu die Frage nach der Möglichkeit von noch dramatischeren Sturmfluten auf. Wegen des kurzen Beobachtungszeitraums (etwa 150 Jahre) ist das Kollektiv extremer Sturmfluten zu klein für eine rein statistische Beantwortung dieser Frage. Deterministische Simulationstechniken erlauben es, noch nicht eingetretene Sturmzyklonen und Sturmfluten zu generieren, die physikalisch mögliche Zustände der Nordsee darstellen.

Das Gemeinschaftsprojekt MUSE (Modellgestützte Untersuchungen zu Sturmfluten mit sehr geringen Eintrittswahrscheinlichkeiten) hat es sich zur Aufgabe gemacht, das Kollektiv hoher Sturmfluten der Nordsee mit neuen Verfahren statistisch zu bewerten (fwu-Teilprojekt) und zu ergänzen (DWD-Teilprojekt und BSH-Teilprojekt).

Am DWD wurde auf der Grundlage des "Ensemble Prediction System" (EPS) das statistische Kollektiv der Sturmflutwetterlagen durch realistische, aber bisher noch nicht eingetretene extreme Wetterlagen ergänzt. Aufgenommen wurden Wetterlagen mit einem Effektivwind >17 m s<sup>-1</sup>. Nur wenige dieser Wetterlagen erzeugen auch extreme Sturmfluten. In einem iterativen Prozess zwischen DWD und BSH wurden im BSH-Teilprojekt die extremen Wetterlagen in Hinblick auf ihre Stauwirksamkeit beurteilt und Hinweise für weitere Szenarien gegeben. Als Ergebnis dieses iterativen Prozesses wurden extreme Sturmfluten nur in der Nähe ausgewählter tatsächlich eingetretener Sturmfluten gesucht. Aus den Sturmflutwetterlagen wurden dann mit Wasserstandsmodellen ermittelten die Scheitelwasserstände berechnet. Die mit Membern des Teilkollektivs der Sturmflutwetterlagen in der Nähe einer konkreten Sturmflut durchgeführten Simulationen des Wasserstands werden im Folgenden als Realisierungen dieser Sturmflut bezeichnet. Abbildung 1.1 zeigt die verwendete Methode zum Auffinden extremer Sturmfluten in der Deutschen Bucht.



Abb. 1.1: Simulationen zur Ermittlung extremer Sturmfluten.

In diesem Diagramm sind nur diejenigen Simulationen berücksichtigt, die nach der Entscheidung, extreme Sturmfluten in der Nähe tatsächlich eingetretener Sturmfluten zu suchen, durchgeführt wurden. Von den dazu vom DWD durchgeführten 4500 Simulationen ergaben 37 den geforderten Effektivwind >17 m s<sup>-1</sup>. Bei der Wiederholung der Simulation für ausgewählte Wetterlagen erzeugten noch 36 der IFS/LM-Simulationen und 34 der reinen IFS-Simulationen einen solchen Effektivwind. Am BSH wurden nach ersten Testrechnungen nur Wetterlagen mit einem Effektivwind >22 m s<sup>-1</sup> in die Voruntersuchungen einbezogen. Das waren 27 der IFS/LM-Simulationen und 32 der reinen IFS-Simulationen. Als extreme

Sturmflut wurden solche mit Wasserständen in Cuxhaven >6 m über NN oder mit einem Stau in Cuxhaven relativ zum nächsten Gezeitenhochwasser oder Gezeitenniedrigwasser >4,5 m gewählt. Dieses Kriterium erfüllen nur 2 der mit IFS/LM-Wetterlagen angetriebenen Staumodell-Simulationen und 9 mit IFS-Wetterlagen angetriebene Staumodell-Simulationen. Entsprechend der Aussagen im Meteorologieteil wird in dieser Studie den IFS/LM-Simulationen der Vorzug gegeben. Diese extremen Sturmfluten wurden mit dem hochauflösenden Küstenmodell des BSH nachgerechnet. Von den IFS/LM-Simulationen der Voruntersuchung erfüllte keine der Realisierungen der Sturmflut 1962 oder 1999 die oben definierten Kriterien einer extremen Sturmflut, trotzdem wurde die jeweils extreme Realisierung ebenfalls mit einem hochauflösenden Küstenmodell nachgerechnet.

# 1.1. Aufgabenstellung

In der MUSE - Projektbeschreibung sind folgende Aufgaben für das Teilprojekt des BSH spezifiziert:

- Raum-zeitliche Interpolation der vom DWD simulierten meteorologischen Felder auf die Raster der Modelle des BSH-Modellsystems.
- Zeitliche und (geringfügige) räumliche Verschiebung von Windfeldern zur Vergrößerung des Ensembles von Sturmflutwetterlagen.
- Sensitivitätsstudien zur Abhängigkeit der Wasserstandssimulation vom Windschubansatz bei sehr hohen Windgeschwindigkeiten.
- Studien mit dem zweidimensionalen Staumodell zur Vorauswahl stauwirksamer Wetterlagen.
- Produktionsläufe mit dem dreidimensionalen Zirkulationsmodell und Bestimmung von Sturmflutwasserständen für die gesamte deutsche Küste.

# 1.2. Modifizierte Aufgabenstellung

Das Projekt wurde wie alle KFKI-Projekte von einer Projektgruppe begleitet. Als Ergebnis der Diskussionen während der Sitzungen, ergaben sich Modifikationen und Ergänzungen zur Aufgabenstellung.

- Erste Ergebnisse mit räumlicher Verschiebung der Windfelder werden nicht in den Bericht aufgenommen und auf weitere derartige Experimente wird verzichtet, da anzunehmen ist, dass die Verteilung von Land und Wasser entscheidenden Einfluss auf die Entwicklung von Sturmflutwetterlagen hat (Großbritannien, Skandinavien).
- Eine zeitliche Verschiebung des meteorologischen Antriebs mit dem Ziel, den maximalen Windstau n\u00e4her an das Eintreten des Gezeitenhochwassers zu bringen, wurde auf Anregung der Projektgruppe f\u00fcr die extreme Sturmflut dieser Untersuchung durchgef\u00fchrt. Das Ergebnis wurde jedoch nicht in das Ensemble extremer Sturmflutwetterlagen zur weiteren statistischen Behandlung aufgenommen.
- Auf die Berücksichtigung von Seegang und Dünung im Windschubansatz wurde gleich zu Beginn des Projekts verzichtet, da bei der Art der Modellierung des Impulseintrags in den BSH-Modellen die Berücksichtigung zusätzlicher Parameter wenig Verbesserung bringt (Janssen 1996). Parallel zur vorliegenden Untersuchung wurden am BSH im Rahmen einer Dissertation die dreidimensionalen Modelle des BSH an ein Seegangsmodell gekoppelt (Murawski 2005).
- Zusätzlich zu den Simulationen der Extremsturmfluten wurden die Sturmfluten 1962 und 1999 nachgerechnet. Das kann als eine Art Validation für die Güte der BSH-Modelle bei

der Sturmflutvorhersage gelten und hilft, die Bedeutung der simulierten extremen Wasserstände zu bewerten.

- Auf Grund der sich früh gezeigten, aber schwer zu beurteilenden signifikanten Unterschiede in den IFS- und IFS/LM-Simulationen der extremen Wetterlagen, wurden die Voruntersuchungen jeweils für beide Ergebnisse durchgeführt. Für die Produktionsläufe wurde schließlich den IFS/LM-Simulationen der Vorzug gegeben, aber für extreme und für im meteorologischen Teil diskutierte Simulationen, werden auch die entsprechenden Wasserstandssimulationen mit IFS-Antrieb gezeigt, ohne jedoch in die statistische Analyse einbezogen zu werden.
- Der Begriff "Sturmflutwasserstände an der deutschen Küste" wurde durch folgende Liste von Orten konkretisiert: Borkum, Norderney, Helgoland, Wilhelmshaven, Cuxhaven, Büsum, Husum, Wittdün und List. Diese Liste enthält insbesondere auch die Pegel der KFKI-Studie "Windstauanalysen in der Nordsee" (Gönnert 2003). Für diese Pegel wurden die Wasserstände der Voruntersuchung alle 7,5 Minuten, die der ausgewählten Extremsturmfluten alle 1,5 Minuten gespeichert. Am Ende der Projektarbeiten wurden noch die Pegel Bremerhaven und Dagebüll in diese Liste aufgenommen. Aussagen für die letzten beiden Pegel beruhen auf standardmäßig alle 15 Minuten für die das gesamte Modellgebiet gespeicherten Werten und sind daher ungenauer als für die restlichen Orte.
- Neben dem Scheitelwasserstand wurde auch der Windstau in die Untersuchung einbezogen. Da unterschiedliche Definitionen von Windstau gebräuchlich sind, werden im Text der Stau bezogen auf HW und NW der vorausberechneten Gezeit sowie der maximale Stau aufgeführt.

# 2. Meteorologische Felder

Im operationellen Betrieb der BSH-Wasserstandsmodelle werden Impuls- und Wärmeeintrag aus der Atmosphäre vorwiegend aus LM-Vorhersagen des DWD berechnet. Im Bereich des Nordostatlantik und der nördlichen Ostsee, der nicht vom LM erfasst wird, werden dazu GME-Vorhersagen genutzt. Dieses Schema wurde hier nur für die Neuberechung der Sturmflut 1962 angewendet, allerdings bereits unter Verwendung der neuen aktuellen Version des GME. (Vergleiche Abschnitt 2.3.1 des Meteorologieteils.)

Entsprechend der Konzeption des Projekts wird in den Voruntersuchungen und bei der Simulation der extremen Sturmfluten das GME durch das IFS ersetzt, das hier auch die Randwerte zum Antrieb des LM liefert.

Auf dem IFS-Gitter stehen auch Re-Analysen der meteorologischen Felder zur Verfügung. Diese Werte liegen alle 6 Stunden vor. Für Sturmfluten werden daher extreme Windsituationen nicht vollständig erfasst. Zur Neuberechnung von Sturmfluten sind diese Werte also nicht geeignet. Hier werden die Re-Analysen ausschließlich zur Berechnung von Anfangsbedingungen für die BSH-Modelle benutzt.

## 2.1. Interpolation

Bei der Interpolation der meteorologischen Felder wurde am stärksten von der Routine der Wasserstandsvorhersage abgewichen. Die räumliche Interpolation verwendet Schwerpunktskoordinaten in Bezug auf die drei nächsten Gitterpunkte des jeweiligen meteorologischen Gitters. Die entsprechenden Koeffizienten wurden für das neue, inzwischen aktuelle, GME-Gitter und für das IFS-Gitter neu berechnet.

Auch zeitlich weichen die meteorologischen Eingangsdaten in Dauer und Starttermin vom Routinebetrieb ab. Die Programme wurden entsprechend modifiziert und die Daten wurden gegebenenfalls durch Re-Analysewerte ergänzt, um in das Schema zwölfstündiger bzw. 24-

stündiger Vorhersage zu passen. Dieses Vorgehen ist äquivalent zur Berechnung entsprechender Anfangsbedingungen.

# 2.2. Unterschied IFS und IFS/LM

Als Maß für die Stauwirksamkeit von Stürmen für die Deutsche Bucht gilt der Effektivwind. Das ist die Projektion des räumlich über die Deutsche Bucht gemittelten Winds auf WNW (295°) (Müller-Navarra et al. 1999, Abbildung 2.3 im Meteorologieteil). Der maximale Effektivwind einer Sturmphase definiert in dieser Studie auch extreme Sturmflutwetterlagen. Im Meteorologieteil wurde die Grenze bei 17 m s<sup>-1</sup> gesetzt. Im BSH-Teil des Projekts wurde die Grenze nach ersten Zwischenergebnissen auf 22 m s<sup>-1</sup> erhöht.

Das LM hat eine höhere räumliche Auflösung als das IFS. Erfahrungsgemäß sollten daher die LM-Winde höher als die IFS-Winde sein. Überraschender Weise ist dies nur für relativ niedrige Effektivwinde und nur für zwei Simulationen mit hohen maximalen Effektivwinden der Fall. Als Ursache wird die unterschiedliche Parametrisierung der atmosphärischen Grenzschicht in beiden Modellen angenommen. (Vergleiche die Diskussion in Abschnitt 2.3.2, DWD-Teilprojekt.)



Abb. 2.1: Vergleich maximaler Effektivwinde der IFS/LM Simulationen mit denen reiner IFS Simulationen.

In Abbildung 2.1 sind die Effektivwinde, der nach der Voruntersuchung als extrem eingestuften Sturmflutrealisierungen hervorgehoben. Der maximale Effektivwind tritt sowohl bei IFS/LM-Wetterlagen als auch bei reinen IFS-Wetterlagen für eine Realisierung des Orkan "Anatol" von 1999 auf. Der maximale IFS-Effektivwind liegt jedoch deutlich über dem IFS/LM-Wert.

Nur für die reine IFS Simulation ist der Wetterlage mit dem maximalen Effektivwind auch der höchste Scheitelwasserstand in Cuxhaven zugeordnet. Für die IFS/LM-Simulationen wird der höchste Scheitelwasserstand in Cuxhaven durch eine Realisierung des Orkans "Capella" von 1976 erzeugt. Der zugehörige maximale IFS/LM-Effektivwind ist in diesem Fall etwa gleich dem maximalen IFS-Effektivwind. Er wird von mehreren maximalen Effektivwinden anderer Realisierungen übertroffen. Die maximalen Effektivwinde der weiteren durch IFS/LM-

Wetterlagen erzeugten extremen Sturmfluten, 1990 EPS20 und 1962 EPS26, sind nicht höher als bei schon eingetretenen Sturmflutwetterlagen.

Im Anhang B1 ist die Entwicklung des Windstaus in der Nordsee und der westlichen Ostsee, parallel zu dem Vergleich von IFS und IFS/LM im Anhang B des Meteorologieteils, für die extreme Sturmflut, 1962 EPS26, dargestellt. In der Zeit vom 16.2. 19 Uhr bis zum 17.2. 3 Uhr bewirkt die IFS-Wetterlage Stauwerte über 4 m in der Deutschen Bucht zwischen Cuxhaven und Husum. Der Stau durch die IFS/LM-Felder ist anfangs wesentlich geringer und geht zwischen zwei maximalen Werten deutlich zurück.

Die folgende Abbildung vergleicht den zeitlichen Verlauf des entsprechenden Staus in Cuxhaven. Zur Orientierung ist auch die Entwicklung der Wasserstände eingetragen.



Abb. 2.2: Zeitliche Entwicklung von Stau und Wasserstand in Cuxhaven (IFS/IFS bzw. LM, Staumodell).

Für die Sturmflut vom Zirkulartyp (Definition Hewer, 1980), 1999 EPS05, wirkt sich der Unterschied in der Entwicklung von IFS- und IFS/LM-Wetterlagen noch auffallender auf den Windstau aus (vergl. Anhang B2).

Im Weiteren werden entsprechend dem Vorschlag in Abschnitt 2.3.2 des DWD-Teilprojekts vorwiegend IFS/LM-Wetterlagen verwendet. Die Ergebnisse aus reinen IFS-Wetterlagen werden teilweise dargestellt, aber nicht in das Kollektiv extremer Sturmfluten aufgenommen.

# 3. BSH – Modellsystem

Im BSH steht eine Modellkette zur Wasserstandsberechnung zur Verfügung. Ihr Kern ist ein dreidimensionales, baroklines Modell mit einer horizontalen Auflösung von etwa 2 km in der Deutschen Bucht und der westlichen Ostsee (Küstenmodell) mit beidseitiger Koppelung an ein ebenfalls dreidimensionales, baroklines Modell der Nord- und Ostsee (Nord-Ostseemodell) mit einem horizontalen Gitterabstand von etwa 10 km (Dick et al. 2001, Kleine 1993, 1994). Daneben steht zur schnellen Wasserstandsvorhersage eine zweidimensionale, barotrope Version des Nord- Ostseemodells für die Nordsee und die westliche Ostsee (Staumodell) mit der gleichen horizontalen Auflösung von etwa 10 km zur Verfügung

(Janssen 1996). Randwerte für beide Modelle liefert ein zweidimensionales, barotropes Modell des Nordostatlantiks (Nordostatlantikmodell) mit einer Auflösung von etwa 40 km.

Eine Zusammenstellung weiterer Modellkenngrößen ist in den Tabellen A0.1 bis A0.3 im Anhang gegeben. Für die Wasserstandsvorhersage ist jedoch die horizontale Auflösung das wichtigste Modellkriterium, da dadurch indirekt eine Selektion physikalischer Prozesse erfolgt und die Güte der Simulation durch die Bathymetrie festgelegt wird. Diese wiederum bestimmt neben Ausbreitungsgeschwindigkeit der Gezeitenwelle, Wechselwirkung zwischen Gezeitenstrom und windgetriebener Strömung sowie Bodenreibung auch schlicht den Verlauf der Küstenlinie.

Die Modellkette hat sich im operationellen Betrieb bewährt (Müller-Navarra et al. 2003). Aussagen zur Güte der Wasserstandsmodelle sind schwierig, da auch der meteorologische Antrieb aus Modellvorausberechnungen resultiert. Das gilt insbesondere für die Sturmflutvorhersage. Da für die Sturmflut 1962 und die Sturmflut 1999 nachträgliche Neuberechnungen der Wetterdaten vorliegen, können die in Abschnitt 4.1 und 4.2 vorgestellten Neuberechnungen der entsprechenden Sturmflutwasserstände als eine Art Validation der Modelle in Hinblick auf Aussagen zu extremen Sturmfluten betrachtet werden.

# 3.1. Nordostatlantikmodell

Das Modell (Dick et al. 2001) ist barotrop, zweidimensional, ohne Gezeiten oder sonstigem Antrieb an seinen offenen Rändern. Mit horizontalem Gitterabstand von 40 km löst es wichtige physikalische Prozesse grob oder gar nicht auf. Es simuliert keine internen Wellen, keine Wechselwirkung zwischen windgetriebener Bewegung und Gezeiten, keine Schelfrandwellen und keine Ausbreitung von Wellen, die außerhalb des Nordostatlantik erzeugt wurden.

Es erfasst jedoch Wasserstandsänderungen aufgrund meteorologischer Einflüsse, besonders durchziehender Tiefdruckgebiete. Sie gehen in die Impulsbilanz des Modells als

Antrieb in der Form  $-\frac{1}{\rho_w}\nabla p_L + \frac{1}{\rho_w}\frac{\tau_{Oberfläche}}{H+\zeta}$  ein. Entsprechend ist in tiefem Wasser des

Atlantiks und der Norwegischen See der Luftdruckgradient der entscheidende Antrieb, im flachen Wasser zwischen Island und Schottland überwiegt der direkte Windantrieb. Damit werden zwei wichtige Ursachen für Fernwellen im Modell berücksichtigt.

Den einzigen systematischen Vergleich mit Messwerten hat Janssen (1996) für den Zeitraum von März bis Dezember 1994 durchgeführt. Residuen über 0,4 m in Aberdeen wurden in diesem Zeitraum vom Modell grundsätzlich unterschätzt.

Aberdeen liegt jedoch schon relativ weit innerhalb der Nordsee und es ist zu erwarten, dass angetrieben von den Randwerten des Nordostatlantikmodells, das Staumodell und das Modell der Nord- und Ostsee die Residuen in Aberdeen besser reproduzieren. In Abbildung 3.1 sind die entsprechenden Werte für die Neuberechnung der Sturmflut vom 16./17.2.1962 dargestellt.



Abb. 3.1: Zeitliche Entwicklung des Windstaus in Aberdeen in unterschiedlichen Modellen für die Sturmflut vom 16./17.2.1962 im Vergleich mit Beobachtungen (British Oceanographic Data Centre).

Die nachfolgenden Modelle, das Staumodell und das Nord- und Ostseemodell, zeigen zwar die erwarteten höheren Werte, aber auch diese reproduzieren das erste Maximum der Beobachtung nicht (vergleiche Abschnitt 4.1.1).

## 3.2. Staumodell

Das Staumodell ist eine barotrope, zweidimensionale Version des Nord- Ostseemodells (Janssen 1996). Räumlich beschränkt es sich auf die Nordsee und die westliche Ostsee. Am offenen Rand werden Fernwellen aus dem Nordostatlantikmodell und Gezeitenwasserstände vorgeschrieben. Wie in der Routine der BSH-Wasserstandsvorhersage wird es auch in dieser Studie zur schnellen Einschätzung der Wasserstandsentwicklung genutzt. Die aktuelle Version wurde 1999 installiert.

Bei Sturmfluten können zwischen astronomisch in Gezeitentafeln vorausberechnetem und beobachtetem Scheitelwasserstand Phasenunterschiede von mehr als einer Stunde auftreten. Vergleichsgröße bei der Beurteilung der Vorhersagegüte des Modells ist daher die Differenz aus beobachtetem und astronomisch vorausberechnetem Hochwasser (de Vries 1995).



Abb. 3.2: Definition des Staus bezogen auf Hochwasser, aus de Vries (1995).

Im Staumodell werden entsprechend die Hochwasser einer reinen Gezeitenberechnung von den numerisch vorhergesagten Scheitelwasserständen abgezogen, um den Windstau zu erhalten.

Jahr	Standardabweichung [m]	Bias[m]	± 0.20 m [%]	> ± 0.50 m [%]
2004	0.13	+0.04	87,04	0.23
2003	0,13	-0,00	86,88	0.14
2002	0,15	+0,06	85,13	0,99
2001	0,16	+0,03	82,70	0,71
2000	0,14	+0,08	86,89	0,43
1999	0,15	-0,01	86,24	0,85

Tab. 3.1: Fehleranalyse des vorhergesagten Staus in Cuxhaven bezogen auf Thw, Differenz aus Beobachtung und Modellprognose. (Staumodell)

Der Stau bezogen auf Hochwasser ist eine abgeleitete Größe, in der Fehler in der numerischen Gezeitenvorhersage nur noch über die Wechselwirkung zwischen Gezeitenströmung und winderzeugter Strömung eingehen. Treten Fernwellen auf, stecken in den in Tabelle 3.1 angegebenen Fehlern auch die Fehler in der Berechnung der Randwerte durch das Nordostatlantikmodell. Eine durchschnittliche Unsicherheit von ±14 cm in Cuxhaven ist zum Auffinden extremer Sturmfluten in der Voruntersuchung durchaus ausreichend.

## 3.3. Küstenmodell und Nord-Ostseemodell

Das Küstenmodell dient zusammen mit dem Nord-Ostseemodell im BSH nicht nur der Wasserstandsvorhersage. Primär ist es ein Strömungsmodell, das der Zustandsüberwachung der Deutschen Bucht und der westlichen Ostsee dient. Entsprechend enthält es physikalische Prozesse, die für die reine Wasserstandsvorhersage, besonders im Winter, weniger bedeutend sind (vergleiche Tabelle A0.1 im Anhang). Ein Vorteil dreidimensionaler Modelle für die Wasserstandsvorhersage liegt gegenüber vertikal integrierten Modellen in der vertikalen Auflösung des Strömungsprofils. Die Bodenreibung wirkt so nur auf die bodennahe Strömung. Dadurch ergeben sich in einigen Fällen, physikalisch sinnvoll, im dreidimensionalen Modell höhere Wasserstände als im entsprechenden zweidimensionalen Modell (Flather 2001).

Auch die Wasserstandsvorhersage des Küstenmodells wird laufend überprüft.

Jahr	Standardabweichung [m]	Bias[m]	± 0.20 m [%]	> ± 0.50 m [%]
2004	0,22	+0,11	65,35	4,38
2003	0,18	+0,05	76,54	1,72
2002	0,19	+0,03	72,38	2,12
2001	0,18	+0,05	79,37	1,42
2000	0,19	+0,06	72,84	1,41
1999	0,18	+0,07	74,68	1,15

Tab.: 3.2: Scheitelwasserstand für Cuxhaven; Differenz aus Beobachtung und Modellprognose. (Küstenmodell)

Im täglichen Wasserstandsvorhersagedienst ist der auf das vorausberechnete Thw bezogene Windstau eine sinnvolle Angabe, da das Thw allen Küstenbewohnern vertraut ist. Für die Untersuchung extremer Sturmfluten sind jedoch die örtlichen Scheitelwasserstände die relevanten Größen. (Vergleiche auch Smith und Flather 1995, S.6.) Sie werden für Cuxhaven mit einer Genauigkeit von ±0,20 m vorhergesagt. Die Fehlerabschätzung in Tabelle 3.2 ist nicht direkt auf MUSE übertragbar, da im operationellen Betrieb bei den dreidimensionalen Modellen der Windschubspannungskoeffizienten zwischenzeitlich 2004 geändert wurde. Besonders der benutzte Ansatz nach Charnock.  $1000 \cdot c_{D} = 0.7 + 0.09 |U_{10}|$ , ergab signifikant zu hohe Wasserstände. Zur Zeit wird auch in diesem Modell, wie im Staumodell durchgehend, der Ansatz von Smith und Banke 1975 benutzt.

#### 3.4. Windschubspannung

Ein wichtiges Element der Kopplung zwischen Atmosphäre und Ozean ist der Impulsfluss an der Meeresoberfläche. Über die Windschubspannung,  $\vec{\tau} = \rho_L (\vec{u \cdot w \cdot i} + \vec{v \cdot w \cdot j})$ , wirkt der Hauptantrieb für Strömung und Oberflächenwellen.  $\frac{\partial \tau}{\partial z}$  beschreibt den mittleren vertikalen

turbulenten Transport des horizontalen Impulses in der Bodenschicht der Atmosphäre. In einer Studie über extreme Windereignisse muss die gewählte Parametrisierung der Windschubspannung wohl begründet sein. Daher folgt hier eine ausführliche Diskussion möglicher Ansätze.

Die Windschubspannung wird direkt aus Messungen der Fluktuationen des Windfeldes bestimmt. Klassische Theorien für das Windprofil in der Bodengrenzschicht basieren auf der Annahme, dass die Windschubspannung in einer bodennahen Schicht konstant ist. In einer dünnen Grenzschicht direkt am Boden dagegen sollen molekulare Prozesse dazu führen, dass sich Luft und Wasser dort mit der gleichen Geschwindigkeit bewegen. So ergibt sich für den Wind ein logarithmisches Profil.

Auf Grundlage solcher Theorie wird die Windschubspannung parametrisiert als  $\vec{\tau} = \rho_L c_D |U_{10}| \overrightarrow{U_{10}}$ . Der Windschubkoeffizient wird durch gleichzeitige Messung von Windfluktuationen und dem Wind in 10 m Höhe, U<sub>10</sub>, als  $c_D = \frac{\tau}{U_{10}}$  bestimmt.

Der Windschubkoeffizient wird so als indirektes Maß für die Oberflächenrauhigkeit verstanden. Für mittlere Windgeschwindigkeiten und neutrale Luftschichtung gibt es viele empirische Ansätze der Form  $c_D = f(U_{10})$ . Für die Nordsee hat sich der Ansatz Smith und Banke 1975,  $c_D = 0.63 + 0.066 |U_{10}|$ , bewährt (Gerritsen et al. 1988, Janssen 1996). Diese Formel wird jetzt im operationellen Betrieb für alle Modelle des BSH benutzt und ist auch der Standard im Projekt MUSE. Zum Vergleich werden in den Abschnitten 4 bis 6 weitere Ansätze dieser Art angewandt.

Es ist jedoch bekannt, dass der Windschubkoeffizient von einer Reihe weiterer Parameter abhängt wie Stabilität der Luftschicht, Böigkeit des Windes, Windlauflänge und verschiedene Wellenparameter (Kraus et al. 1994, Guan et al. 2004). Solche Ansätze werden hier nicht benutzt. Über die diagnostische Berechnung des 10 m-Windes aus Daten der verwendeten meteorologischen Modelle findet jedoch die Stabilität der Luftsäule Eingang in die Berechnung des Impulseintrags in die Ozeanmodelle. Die Berücksichtigung von Wellenparametern bei der Berechnung des Windschubkoeffizienten führte in der Untersuchung von Janssen 1996 nur zu einer geringen Verbesserung der Vorhersagegüte. Mastenbroek et al. 1993 berechneten einen Teil der Windschubspannung in einem an ein meteorologisches Modell gekoppelten Wellenmodell. Damit und über einen zusätzlichen "radiation horizontalen Impulsfluss. den stress". wurde der Welleneinfluss auf Sturmflutsimulationen bestimmt. Für die Sturmflut 1989 waren die simulierten Wasserstände im Vergleich zu Simulationen mit dem Ansatz von Smith und Banke 1975 zunächst höher und damit näher an der Beobachtung. Nach Berücksichtigung der Fernwelle waren die Ergebnisse dann jedoch zu hoch. Für die Sturmflut vom Februar 1990 lagen die Ergebnisse beider Rechnungen zu niedrig und relativ eng zusammen. Am BSH wird zur Zeit eine interaktive Kopplung von Wellenmodell und Strömungsmodell erprobt (Murawski 2005). Simulationen der Sturmflut 1962 zeigen für Cuxhaven geringe Unterschiede zu der Küstenmodell. Neuberechnung entsprechenden mit dem aber eine bessere Übereinstimmung im Scheitelwasserstand. Das gilt auch für die Scheitelwasserstände von Borkum bis Büsum. In Husum und Esbjerg lagen die Scheitelwasserstände jedoch um +0,32 m bzw. +0,79 m über HThw 1962.



Abb. 3.3: Zeitliche Entwicklung des Wasserstands in Cuxhaven während der Sturmflut vom 16./17.2.1962 (GME/LM, Küstenmodell im Vergleich zur Beobachtung und zu Murawski 2005).

Die bisherigen Aussagen zur Güte der Windschubparametrisierung beziehen sich auf mittlere Windgeschwindigkeiten. Der Parametrisierung von Smith und Banke 1975 liegen zum Beispiel Daten im Bereich von 3 m s<sup>-1</sup> bis etwa 22 m s<sup>-1</sup> zu Grunde (Abb. 3.3). Für diesen Bereich ist ein Anwachsen des Windschubspannungskoeffizienten mit zunehmender Windgeschwindigkeit durch viele Messungen bestätigt, ebenso wie eine stärkere Zunahme in flacheren Gebieten (Toba u.a. 2001, Geernaert et al. 1987, Abb.9). Das entspricht einer

Abhängigkeit der Oberflächenrauhigkeit von der Wellenhöhe. Nicht gesichert ist der Ansatz für kleine Windgeschwindigkeiten und für sehr hohe. Probleme im Bereich kleiner Windgeschwindigkeiten werden hier nicht diskutiert. Die Gültigkeit der Parametrisierung des Impulseintrags in die Nordsee bei hohen Windgeschwindigkeiten ist jedoch für die Beurteilung der Modellergebnisse von entscheidender Bedeutung. So werden bei Winden über 40 ms<sup>-1</sup> Wellen steiler und kürzer und der Wind spürt eher eine geschlossene glatte Oberfläche (Powell et al. 2003). Grundlegender ist, dass mit zunehmender Windgeschwindigkeit immer mehr Wasser in die Luft spritzt und brechende Wellen Luft ins Wasser mischen. Dadurch bricht die Modellvorstellung eines Mediums, das an einem anderen haftet und dieses mitzieht, zusammen. Daher werden sich einfache empirische Ansätze in der funktionalen Beziehung ihrer Parameter ändern. Hält man das Konzept eines Windschubkoeffizienten aufrecht, so deuten Messungen auf eine Konstanz (z.B. Amorocho et al. 1980, Emanuel 2003) oder sogar eine Abnahme des Windschubkoeffizienten bei sehr hohen Windgeschwindigkeiten (Powell et al. 2003). In Abbildung 3.3 sind einige der bei über 22 m s<sup>-1</sup> ermittelten Windschubspannungskoeffizienten Windgeschwindigkeiten eingezeichnet. Sie streuen stark und es bleibt offen, ob Zusammenhänge, die in Hurrikanen über dem tiefen Ozean gefunden wurden, auch für Zyklonen über Schelfgebieten gültig bleiben.

Standardmäßig wird der Ansatz von Smith und Banke 1975 ohne physikalische Rechtfertigung einfach extrapoliert. Eine solche Extrapolation ist bis U<sub>10m</sub>=26 m s<sup>-1</sup> akzeptiert. Zum Vergleich wurden mit Wu (1982) und Onvlee (1993) Ansätze ausgewählt, die schon einmal auf die Nordsee angewandt wurden. Wu (1982) formuliert wie Smith und Banke 1975 eine lineare Gleichung, gibt aber eine Gültigkeit bis U<sub>10m</sub>=50 m s<sup>-1</sup> an. Onvlee 1993 nimmt für U<sub>10m</sub>>15,9 m s<sup>-1</sup> Windgeschwindigkeiten einen konstanten Wert für den Windschubkoeffizienten an. Zusätzlich wurden, basierend auf den Daten aus Powell et al. 2003, zwei Ansätze formuliert, die den Windschubkoeffizienten mit der Windgeschwindigkeit abnehmen lassen, bzw. ihn konstant halten. In Tabelle 3.3 und Abbildung 3.3 sind die in dieser Studie verwendete Ansätze zusammengefasst.

Name	<b>a</b> 1	$a_2$	$a_3$	Geltungsbereich für $\left  U_{10}  ight $
Smith und Banke, 1975, extrapoliert	0,63	0,066	0,000	<50 m s⁻¹
Wu, 1982	0,80	0,065	0,000	<50 m s⁻¹
Onvlee, 1993	0,14	0,000	0,000	<10,2 m s⁻¹
	-0,60	0,200	0,000	≥10,2 m s <sup>-1</sup> und ≤15,9 m s <sup>-1</sup>
	2,58	0,000	0,000	>15,9 m s⁻¹
Reduziert1	0,63	0,066	0,000	≤21,52 m s <sup>-1</sup>
	1,36	0,053	-0,001	>21,52 m s⁻¹
Reduziert2	0,63	0,066	0,000	≤30 m s <sup>-1</sup>
	2,61	0,000	0,000	>30 m s <sup>-1</sup>

Tab. 3.3: Windschubkoeffizient als Funktion der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe in der Form  $1000 \cdot c_D = a_1 + a_2 |U_{10}| + a_3 |U_{10}|^2$ .



Abb. 3.4: Verwendete Ansätze für den Windschubkoeffizienten und deren Datengrundlage.

Die in die BSH-Modelle eingehende Größe ist  $\frac{\vec{\tau}}{\rho_w} = \frac{\rho_L}{\rho_w} c_D |U_{10}| \overrightarrow{U_{10}}$ . Sie liegt für Smith und

Banke 1975 und Wu 1982 enger zusammen, als die Betrachtung von  $c_D$  vermuten lässt. Entsprechend dem Ansatz red.2 für  $c_D$  weichen die Werte des Ansatz red.2 nur bei mittleren Windgeschwindigkeiten von denen des Ansatzes von Onvlee 1993 ab. Beide liegen für Windgeschwindigkeiten über 30 m s<sup>-1</sup> deutlich unter dem von Smith und Banke 1975. Der Ansatz red.2 führt schon für Windgeschwindigkeiten ab 22 m s<sup>-1</sup> zu signifikant niedrigeren und wohl eher zu niedrigen Werten.



Abb. 3.5: Windschubspannung als Funktion von der Windgeschwindigkeit in 10m Höhe mit den verwendeten Ansätze für den Windschubkoeffizienten.

Abbildung 4.8 in Abschnitt 4.2.1. zeigt den Einfluss dieser unterschiedlichen Parametrisierungen auf die Neuberechnung der Sturmflut vom 3.12.1999 und Abschnitt 6.5.3. wird die extreme Sturmflut dieser Studie 1976 EPS45 mit allen fünf Ansätzen für den Windschubkoeffizienten durchgerechnet.

#### 3.5. Bezugsniveau – Vergleich mit beobachteten Wasserständen

Die Modellgleichungen sind bezüglich eines rotierenden sphärischen Koordinatensystems, einer speziellen Form des orthogonalen krummlinigen Koordinatensystems, formuliert. In im Allgemeinen dieser Darstellung schneiden sich die Flächen konstanter Radialkomponenten mit denen konstanten Potentials der effektiven Gravitationskraft, der Schwerkraft. Erst beim Übergang zu speziellen auf das Geoid bezogene Koordinaten würde die Schwerkraft stets normal zur Fläche konstanter Radialkomponente gerichtet sein. Eine solche Transformation geschieht in den Modellen nicht. Stattdessen wird die Erde als Kugel mit dem Radius R approximiert. Das Geopotential ist dann nur noch eine Funktion der Radialkomponente. Die Radialkomponente wird durch r = R + z ausgedrückt, wobei z die Höhe der Geopotentialfläche über der Erde (Kugel mit dem Radius R), z = 0 also die Kugeloberfläche ist. (Vergleiche Pichler 1984.)

Alle beobachteten Scheitelwasserstände, die in dieser Untersuchung verwendet werden, sind auf NN bezogen (vergleiche Jensen und Mudersbach 2005). Die NN-Fläche der Erde wird in erster Näherung als kontinuierliche Oberfläche eines wohldefinierten Körpers, dem Referenzellipsoid, beschrieben. Der tatsächliche NN-Wert an einem Ort wird durch Messung bestimmt und in Form von diskontinuierlichen Abweichungen zur Ellipsoidoberfläche, als U<sup>NN</sup>, angegeben. Unter der Annahme kleinräumiger Homogenität dieser Abweichungen kann aus diesen Messungen eine kontinuierliche NN-Fläche konstruiert werden.

Die Differenz zwischen Modellnullfäche und NN-Fläche hat also zwei Anteile, die Abweichung der NN-Fläche von der Ellipsoidoberfläche, die U<sup>NN</sup>, und den Abstand der Ellipsoidoberfläche von der Kugeloberfläche.

Der Unterschied zwischen großen und kleiner Halbachse des Referenzellipsoids beträgt etwa 21 320 m, die Differenz zwischen seinem mittleren Radius und dem Erdradius im Modell etwa 4 300 m. Die Auswirkung dieser Unterschiede auf die modellierten Prozesse und insbesondere auf die Auslenkung der Wasseroberfläche relativ zur Modellnullfläche ist vernachlässigbar.

Die U<sup>NN</sup> betragen z.B. für die Orte im Gebiet der Elbemündung 39,5 m  $\pm$ 0,10 m (Goffinet 2000). Für das größere Gebiet der Deutsche Bucht ist die Variation mit 39,6 m bis 42,1 m größer (Ellmer pers. Mitteilung). Auch hier ist der konstante Anteil ohne Bedeutung. Wichtig für einen Vergleich von Modelldaten und beobachteten Werten ist hingegen, dass die NN-Fläche keine Äquipotentialfläche darstellt. Beide Bezugsniveaus unterscheiden sich also nicht nur in ihrem absoluten Nullpunkt, sondern auch von Ort zu Ort.

In dieser Untersuchung werden Wasserstände relativ zur Modellnullfläche als direkt vergleichbar mit Beobachtungen relativ zu NN angesehen.

# 4. Neuberechnungen und Anfangswerte

Die in diesem Abschnitt vorgestellten Ergebnisse sollen durch die Neuberechnung der Sturmfluten 1962 und 1999 einen Eindruck von der Genauigkeit des gegenwärtigen Modellsystems (Version 3) des BSH bei Sturmflutsimulationen geben. Ihre Empfindlichkeit gegenüber der Wahl der Windschubkoeffizienten wird für die Sturmflut 1999 gezeigt. Gleichzeitig werden hier Anfangswerte für Simulationen mit zum Teil recht kurzen Membern des Kollektivs extremer Sturmflutwetterlagen der weiteren Sturmfluten 1967, 1976, 1990 und 1994 ermittelt. Anfangswerte für die Modellrechnungen dieses Abschnitts sind Archivwerte etwa gleicher Gezeitenphase und etwa gleichen Datums des Jahres 2003. Die Zuordnung erfolgte durch die den entsprechenden Gezeitentafeln entnommenen Zeiten und Höhen der Hoch- und Niedrigwasser in Cuxhaven. Tabelle 4.0 gibt die Starttermine für Neuberechnungen und Re-Analysen.

Sturmflut	Starttermin [UTC]	Zeit HThw Cuxhaven [UTC]
16./17.2.1962	11.02.1962 00:00	16.02.1962 21:40
23.2.1967	15.02.1967 00:00	23.02.1967 22:20
3.1.1976	31.12.1975 00:00	03.01.1976 13:20
27./28.2.1990	19.02.1990 00:00	27.02.1990 00:42
28.1.1994	20.01.1994 00:00	28.01.1994 12:08
3.12.1999	28.11.1999 00:00	03.12.1999 19:18

Tab. 4.0: Starttermine der Neuberechnungen bzw. Re-Analysen im Vergleich zu den Zeiten der eingetretenen Scheitelwasserstände in Cuxhaven.

Ein kurze Charakterisierung der Sturmfluten findet sich im Abschnitt 5.2 des BSH-Teilprojekts und im DWD-Teilprojekt für die Sturmflut 1962.

# 4.1. Neuberechnung 1962

Die Sturmflut 1962 fällt in etwa mit dem Beginn der Nutzung numerischer Modelle zur Simulation von Sturmfluten zusammen (Hansen 1966 und Heaps 1969). Angetrieben wurden diese frühen Modelle durch den geostrophischen Wind. Im Vorfeld zu den Arbeiten im Projekt MUSE hat der DWD die Testphase der jetzigen Version des GME für eine Neuberechnung der globalen Wetterlage zur Zeit der Sturmflut 1962 genutzt. Mit Randwerten aus diesem Modell und zwölfstündigen Re-Analysen als Anfangswerten simulierte dann das LM entsprechend dem operationellen Betrieb sich zeitlich überlappende Entwicklungen der Sturmflutwetterlage. Aus den jeweils ersten 12 Stunden einer Simulation wurden stündliche Werte der meteorologische Felder zur Reproduktion des historischen Wasserstands mit den Modellen des BSH für die Zeit vom 11. Februar 00 Uhr bis zum 18.

Februar 00 Uhr zusammengestellt. Die Re-Analysen blieben dabei unberücksichtigt, weil sie den 10 m Wind, eine diagnostische Größe, anders berechnen, als es das LM tut.

Die Güte der Wasserstandsvorhersage ist stark von der Güte der meteorologischen Vorhersage abhängig. Abbildung 4.1 zeigt den Vergleich von Modellwinden mit historischen Feuerschiffdaten (Deutsches Hydrographisches Institut 1963).



Abb. 4.1: Betrag und Richtung von Modellwinden (GME/LM) und historischen Daten (Deutsches Hydrographisches Institut 1963) für Borkumriff (53,750 N 6,403 E), Weser (53,858 N 7,887 E), P12 (54,000 N 7,858 E) und Elbe1 (54,000 N 8,178 E).

Die Beobachtungen basieren auf momentanen Schätzungen (in Beaufort). In der Beobachtung vermitteln momentane Böen und stündliche Mittelwerte ein unterschiedliches Bild der Intensität eines Sturms (Rodewald1962). Modellwinde sind stündliche Werte einer zeitlich höher aufgelösten Simulation, die linear auf die Modellzeitschritte der BSH Modelle interpoliert werden. Sie sind also eher mit momentanen Winden zu vergleichen, als mit stündlich gemittelten. Der Vergleich lässt vermuten, dass der durch Ungenauigkeit des lokalen Windfelds bedingte Fehler im Wasserstand für 1962 relativ gering ist.

Anhand der Neuberechnung der Sturmflut vom 16./17.1962 werden in den Abschnitten 4.1.1. bis 4.1.3. die kritischen Elemente einer Sturmflutsimulation diskutiert. Gleichzeitig geben sie und die Neuberechnung der Sturmflut 1999 im Abschnitt 4.2. einen Eindruck von der möglichen Genauigkeit derzeitiger Sturmflutvorhersage am BSH. Entsprechende Vorbehalte nach oben, wie bei der Sturmflut 1962, oder nach unten, wie bei der Sturmflut 1999, sind auch gegenüber den in den Abschnitten 5. Und 6. vorgestellten extremen Sturmfluten gegeben.

#### 4.1.1. Fernwelle

Bei der Sturmflut vom 16./17.2. 1962 trug eine außerhalb der Nordsee erzeugte Störung wesentlich zur Sturmflut bei. Über der Norwegischen See wurde am 15.2. ein mittlerer Wind von 28,3 m s<sup>-1</sup> gemessen (Lamb 1991). Der maximale Modellwind während dieser Zeit ist 20,3 m s<sup>-1</sup> bei 58,45 N und 1,75 E (die nördliche Modellgrenze liegt bei 66,00 N). Im Nordostatlantikmodell entsteht die Fernwelle in der südlichen Norwegischen See zunächst primär durch Luftdruckunterschiede über tiefem Wasser. Über flachem Wasser überwiegt der Einfluss der Windschubspannung auf den Impulseintrag aus der Atmosphäre. Damit berücksichtigt das Nordostatlantikmodell einen wesentlichen Teil des Antriebs dieser Störung. Der Wasserstand (Stau) in Wick aus dem Nordostatlantikmodell zeigt am 16.2.1962 zwei Maxima, 0.55 m um 9:40 Uhr UTC und 0,57 m um 13:50 Uhr UTC. Damit reproduziert das Modell zwar den damals beobachteten "Doppelschwall" (Koopmann 1962), im Vergleich zur beobachteten Fernwelle liefert das Modell jedoch einen zu niedrigen Randwert für die nachfolgenden Modelle (vergleiche Abbildung 3.1).



Abb. 4.2: Wasserstand (Stau) im Bereich des Nordostatlantikmodells am 15.2.1962 um 21:00 Uhr und um am 16.2.1962 um 3:00 Uhr UTC.

In der Nordsee breitet sich die Fernwelle zunächst als einzelne Kelvinwelle entlang der englischen Küste aus. Ausläufer der Welle treffen auf die holländisch-deutsche Küste, werden dort reflektiert und laufen entlang der deutsch-dänischen Küste als Kelvinwelle zurück nach Norden. Entsprechend der Bilanzgleichung für die vorticity (Wirbelstärke) spürt die Entwicklung der Fernwelle in der Nordsee den Einfluss variabler Topographie, besonders im Bereich geschlossener Tiefenlinien wie der Dogger Bank, und weicht so von dem klassischen Bild einer Kelvinwelle (flacher Boden) ab. Die Abbildungen im Anhang A zeigen diesen Verlauf. Sie sind Ergebnis einer Simulation bei der das Staumodell nur mit den Wasserstandswerten aus dem Nordostatlantikmodell angetrieben wurde.

Die Fernwelle wird in ihrem Verlauf richtig modelliert, ist für 1962 entsprechend den Randbedingungen aber zu niedrig. Daher sind auch die Scheitelwerte in Cuxhaven etwas zu niedrig.

#### 4.1.2. Windstau und nichtlineare Wechselwirkung

In einem geschlossenen, schmalen Kanal, d.h. einem Kanal mit endlichem Volumen und vernachlässigbarem Einfluss der Erdrotation, stellt sich der Wasserstand so ein, dass sein Druckgradient die Kraft der Windschubspannung balanciert. Im stationären Fall gilt für einen

konstanten Wind in Kanalrichtung für die Neigung der Wasseroberfläche  $\frac{\iota}{g \rho_w H}$  (Pugh

2004). 1962 führte ein langanhaltender Wind zu einem Stau über große Teile der Nordsee in

Richtung Deutsche Bucht. Für einen 300 km langen Kanal, einer Tiefe von 20 m und konstanter Windgeschwindigkeit von 30 m s<sup>-1</sup> ergibt die Gleichung einen Windstau von etwa 4,50 m; bei 100 m Tiefe nur noch knapp 1 m. Die Bedingungen in der Deutschen Bucht entsprechen jedoch nicht einem solchen Kanalmodell (Tomczak 1960). Die Entwicklung des Windstaus in der Deutschen Bucht ist vergleichbar mit der in Anhang B1 dargestellten extremen Sturmflut. Entsprechend zeigen die maximalen Stauwerte (Stau<sub>HW</sub>, Stau<sub>NW</sub> und maximaler Stau) in Tabelle 4.1 deutliche regionale Unterschiede. In Abbildung 4.3 und 4.4 ist der zeitliche Verlauf des Windstaus in Cuxhaven eingetragen.

Ort	Stau <sub>HW</sub> [m]	Stau <sub>NW</sub> [m]	Max. Stau [m]
Borkum	2,48	3,09	3,10
Emden	3,08	3,66	3,90
Norderney	3,61	3,18	3,19
Helgoland	2,62	3,02	3,02
Wilhelmshaven	3,21	3,61	3,61
Bremerhaven	3,42	3,47	3,98
Cuxhaven	3,43	3,55	3,98
Büsum	3,29	3,75	3,77
Husum	3,55	3,47	4,66
Dagebüll	3,38	3,14	3,53
Wittdün	2,98	3,03	3,03
List	3,07	3,08	3,09
Esbjerg	2,80	2,39	2,86

Tab.4.1: Regionale Verteilung maximaler Stauwerte für die Neuberechnung der Sturmflut vom 16./17.2.1962 (GME/LM, Küstenmodell).

Solche Windstauwerte repräsentieren außer dem lokalen und externen Windeinfluss auch die Wechselwirkung mit der Gezeit durch nichtlineare Terme der zugrundeliegenden Gleichungen. Anhang A zeigt die Differenz solch Windstauberechnung zu einer Simulation mit reinem meteorologischen Antrieb (lokal und extern). Diese nichtlineare Wechselwirkung ist maximal im flachen Wasser und bei maximaler Gezeitenströmung, d.h. zwischen Thw und Tnw. (Vergleiche auch die Untersuchung von Tang et al. 1996.) Zur Zeit des Scheitelwasserstands hat die Wechselwirkung in Cuxhaven einen Wert von -0.16 m, drei Stunden früher betrug er -0.53 m. Pugh (1987, Abb. 7.13) fand für Southend, dass durch die Wechselwirkung Staumaxima selten bei Thw auftreten, sondern in Zeiten ansteigender Gezeit. Eine ähnliche Untersuchung für Cuxhaven, Norderney und Helgoland (Gönnert 2003, Abb. 9.5 – Abb. 9.7) bestätigt diese Ergebnisse. Bei der Neuberechnung der Sturmflut vom 16./17.2.1962 wird der maximale Stau (lokal und extern) mit dem Staumodell 2,5 Stunden vor Thw der Modellgezeit erreicht (vergl. Abb. 4.3).



Abb. 4.3: Wasserstand, Windstau und Gezeit (GME/LM,Staumodell) sowie der Einfluss nichtlinearer Wechselwirkung [Stau – Wasserstand<sub>met</sub>].

Ob die nichtlineare Wechselwirkung im Modell realistisch wiedergegeben wird, lässt sich nicht überprüfen. Der Windstau, der im Modell auch den Einfluss der nichtlinearen Wechselwirkung beinhaltet, reproduziert die Beobachtung sowohl im Staumodell als auch im Küstenmodell während der Sturmflutphase hinreichend (vergleiche Abb. 4.4.)



Beobachtung und Neuberechnung: Cuxhaven Sturmflut 16./17. 2. 1962

Abb. 4.4: Wasserstand, Windstau und Gezeit (GME/LM, Staumodell und Küstenmodell) im Vergleich zur Beobachtung und der nach dem nonharmonischen Verfahren vorausberechneten Gezeit.

#### 4.1.3. Wasserstand

Für den Wasserstand ist die Übereinstimmung von Modellsimulation und Beobachtung wesentlich besser als für den Windstau. Abbildung 4.4 zeigt einen Vergleich für Cuxhaven. Dort ist jedoch die Zeit maximalen Wasserstands kürzer als tatsächlich eingetreten. Da Koopmann (1962) dies auf den langandauernden Einfluss der Fernwelle zurückführt, scheint für diese Abweichung das Nordostatlantikmodell, wahrscheinlich dessen zu geringe Ausdehnung in die Norwegische See, verantwortlich zu sein.

Für andere Pegel der Deutschen Bucht wird die Form der Wasserstandskurven unterschiedlich gut simuliert (vergl. Abb. 4.5)



Beobachtung und Neuberechnung: Sturmflut 16./17.2.1962

Abb. 4.5: Wasserstand (GME/LM, Küstenmodell) im Vergleich mit Messungen (Daten deutscher Pegel nach Schulz 1962, für Esbjerg dänische Daten).

Der Scheitelwasserstand in Cuxhaven liegt im Küstenmodell 0,16 cm unter der Beobachtung. Im Bereich der Deutschen Bucht liegen die Abweichungen zwischen –0.47 m in Wilhelmshaven und +0,17 m in List (vergl. Abbildung 4.6 und Tabelle 4.2).



Abb. 4.6: Regionale Verteilung der Scheitelwasserstände im Vergleich zu beobachteten HThw (GME/LM, Küstenmodell).

Ort	HThw	Neuberechnung	Abweichung
Borkum	3,82	3,45	-0,37
Emden	4,76	4,37	-0,39
Norderney	4,10	3,64	-0,46
Helgoland	3,92	3,55	-0,37
Wilhelmshaven	5,22	4,75	-0,47
Bremerhaven	5,35	4,93	-0,42
Cuxhaven	4,95	4,79	-0,16
Büsum	4,93	4,69	-0,24
Husum	5,20	4,88	-0,32
Dagebüll	4,56	4,43	-0,13
Wittdün	4,14	3,93	-0,21
List	3,64	3,81	0,17
Esbjerg	3,07	3,35	0,28

Tab. 4.2: Regionale Verteilung der Scheitelwasserstände im Vergleich zum HThw für die Neuberechnung der Sturmflut vom 16./17.1962 (GME/LM, Küstenmodell)

# 4.2. Neuberechnung 1999

Das Sturmtief "Anatol" vom 3.12.1999 wurde seinerzeit von den meteorologischen Modellen nicht gut vorhergesagt. Dadurch wurde eine Reihe von meteorologischen Neuberechnungen für diesen Tag ausgelöst. Die hier verwendete Neuberechnung für den 3.12.1999 (LMneu) wurde am BSH als diejenige ausgewählt, die die Wasserstände in der Deutschen Bucht am besten reproduziert. Die zugehörigen Modellstudien sind nicht publiziert worden. Sie sind nur bei einem Seminar der BAW Hamurg-Rissen am 16.11.2000 vorgestellt worden. (Dänische meteorologische Neuberechnungen, die z.B. für Esbjerg bessere Übereinstimmung mit der Beobachtung lieferten, sind nicht berücksichtigt worden.) Anfangswerte für die Neuberechnung der Wasserstände und der meteorologische Antrieb in der Zeit nach dem 3.12.1999 basieren auf den sechsstündigen Re-Analysen des ECMWF, die linear auf die Zeitschritte der BSH-Modelle interpoliert wurden.

Die Sturmflut vom 3.12.1999 war eine typische Sturmflut vom Zirkulartyp, hervorgerufen durch ein kleines, schnell über die Nordsee ziehendes Tiefdruckgebiet. Bei einer solchen Wetterlage können auch Winde parallel zur Küste bedeutsam werden. Die einfache Ekmantheorie für stationäre Winde über einem tiefen Ozean besagt, dass auf der rotierenden Erde der vertikal integrierte Wassertransport quer zur Windrichtung erfolgt. Für das zirkulare Windfeld von 1999 entstand dadurch das typische divergente Transportfeld. Behindert eine Küste diesen Wassertransport, kommt es dort zu einem Anstau mit einer

Neigung der Wasseroberfläche von  $\frac{\tau \sin \phi}{\rho_w g H} t$  (Pugh 2004, S.139). Der nach dieser Theorie

stetige Anstieg des Wasserstandes an der Küste wird durch Bodenreibung und begrenzte Winddauer verhindert.

Typisch für eine Zirkularsturmflut stieg der Wasserstand in Cuxhaven innerhalb weniger Stunden um mehr als 4 m. Dieser rasche Anstieg wird von den BSH-Modellen gut reproduziert.



Beobachtung und Neuberechnung: Cuxhaven Sturmflut 3. 12. 1999

Abb. 4.7: Wasserstand und Gezeit für die Neuberechung der Sturmflut vom 3.12.1999 (IFS/LM, Küstenmodell und Staumodell) im Vergleich zur Beobachtung und zur vorausberechneten Gezeit.

Im Bereich von Helgoland bis List werden die Scheitelwerte besonders vom Küstenmodell überschätzt, z.B. in Cuxhaven um 0.32 m. Vergleiche Abbildung und Tabelle in Abschnitt 4.2.1.

#### 4.2.1. Windschubkoeffizient bei hohen Windgeschwindigkeiten

Während der Sturmflut vom 3.12.1999 lagen die Windgeschwindigkeiten mit maximal 51,1 m s<sup>-1</sup> deutlich über denen der Sturmflut von 1962. Daher wurden für die "Anatol"-Sturmflut 1999 Simulationen mit den in Abschnitt 3.4 vorgestellten weiteren Ansätzen für den Windschubkoeffizienten durchgeführt. Tabelle 4.3 zeigt, dass die Scheitelwasserstände für die Ansätze von Wu (1982) und Onvlee (1993) noch über denen mit dem Ansatz von Smith und Banke (1975) liegen. Die aus den Daten von Powell et al. (2003) abgeleitete Abnahme des Windschubkoeffizienten bei Windgeschwindigkeiten über etwa 22 m s<sup>-1</sup> führt weitgehend zu einer Unterschätzung der Scheitelwasserstände (vergl. Tab. 4.4). Die Annahme eines konstanten Windschubkoeffizienten bei hohen Windgeschwindigkeiten zeigt kaum Unterschiede zu den Ergebnissen mit dem Ansatz von Smith und Banke (1975). Die in Abbildung 4.8 eingetragenen Schwankungsbreiten der Scheitelwasserstände mit der Variation des Ansatzes für den Windschubspannungskoeffizienten sind durch die Ansätze von Wu (1982) als obere Grenze und den bei hohen Winden abnehmendem Koeffizienten bestimmt. Die Grenzen liegen im Mittel bei etwa +0.2 m bzw. -0.5 m relativ zu den Ergebnissen von smith und Banke (1975).

Abbildung 4.8 und Tabelle 4.3 zeigen die regionale Verteilung der berechneten und beobachteten Scheitelwasserstände von Pegeln in der Deutschen Bucht für verschiedene Ansätze zur Berechnung des Windschubkoeffizienten.



Abb. 4.8: Regionale Verteilung der Scheitelwasserstände bei verschiedenen Ansätzen für den Windschubspannungskoeffizienten, Neuberechnung der Sturmflut vom 3.12.1999 (IFS/LM, Küstenmodell). Bandbreiten von cd red.1 (untere Grenze) bis Wu 82 (obere Grenze).

Ort	HThw	Wu82	Onvlee93	Smith+Banke75	reduziert2	reduziert1
Borkum	2,95	2,96	2,99	2,87	2,85	2,69
Emden	3,91	3,65	3,77	3,53	3.50	3,36
Norderney	3,40	3,34	3,35	3,23	3,20	3,02
Helgoland	2,91	3,55	3,48	3,43	3,35	3,06
Wilhelmshaven	4,51	4,83	4,73	4,67	4,58	4,22
Bremerhaven	4,44	4,88	4,86	4,72	4,62	4,30
Cuxhaven	4,53	5,02	4,98	4,85	4,77	4,41
Büsum	4,55	5,06	5,02	4,88	4,80	4,44
Husum	5,37	6,06	5,81	5,85	5,71	5,12
Dagebüll	3,97	4,81	4,73	4,60	4,43	4,10
Wittdün	3,49	4,10	4.05	3,93	3,87	3,51
List	3,63	4,16	3,97	3,98	3,81	3.33
Esbjerg	3,83	3,66	3,39	3,53	3,26	2,79

Tab. 4.3: Regionale Werte für HThw und für Scheitelwasserstände unter Verwendung verschiedener Windschubkoeffizienten (IFS/LM, Küstenmodell, [m über NN]).

Für alle Pegel ergibt der Ansatz cd red.1 die niedrigsten Werte. Maximale Scheitelwasserstände werden außer in Borkum, Emden und Norderney mit dem Ansatz Wu 82 erreicht. Die nächste Tabelle zeigt die jeweilige Differenz zu den gemessenen Scheitelwasserständen.

Ort	Wu80/82	Onvlee93	Smith+Banke75	reduziert2	reduziert1
Borkum	+0,01	+0,04	-0,08	-0,10	+0,01
Emden	-0,26	-0,14	-0,38	-0,41	-0,55
Norderney	-0,06	-0,05	-0,17	-0,20	-0,38
Helgoland	+0,64	+0,57	+0,52	+0,44	+0,15
Wilhelmshaven	+0,32	+0,22	+0,16	+0,07	-0,29
Bremerhaven	+0,44	+0,42	+0,28	+0,18	-0,14
Cuxhaven	+0,49	+0,45	+0,32	+0,24	-0,12
Büsum	+0,51	+0,47	+0,33	+0,25	-0,11
Husum	+0,69	+0,44	+0,48	+0,34	-0,25
Dagebüll	+0,84	+0,76	+0,63	+0,56	+0,13
Wittdün	+0,61	+0,56	+0,44	+0,38	+0,02
List	+0,53	+0,34	+0,35	+0,18	-0,30
Esbjerg	-0,17	-0,44	-0,30	-0,57	-1,04

Tab. 4.4: Abweichungen in m vom HThw für die Scheitelwasserstände aus Tabelle 4.3.

Diese Ergebnisse rechtfertigen keine Abweichung von dem bewährten Ansatz von Smith und Banke 1975, besonders da 1962 die Neuberechnung die Scheitelwerte mit dem gleichen Ansatz unterschätzt.

# 4.3. Weitere Sturmfluten

Die Sturmflut vom 3.1.1976 ist mehrfach mit unterschiedlich rekonstruierten Windfeldern nachgerechnet worden (Heaps 1977, Flather et al. 1978, Hewer 1980, Dolata et al. 1983, Fischer 1978, Plüß 2003). Die Sturmflut 1990 wurde im Rahmen eines Vergleichs des Ansatzes von Smith und Banke (1975) mit einem Wellenmodell simuliert (vergleiche Abschnitt 3.4). Auch die Sturmflut vom 28.1.1994 wurde mit unterschiedlichen meteorologischen Modelldaten im Rahmen eines KFKI Projekts neu berechnet (Plüß 2003, S.105).

Im Projekt MUSE wurden für diese Sturmfluten und die verbleibende Sturmflut vom 23.2.1967 ebenfalls Simulationen der tatsächlich eingetretenen Sturmflut durchgeführt. Sie basieren auf sechsstündigen Re-Analysen der meteorologischen Felder. Wie erwartet ist diese zeitliche Auflösung für eine Reproduktion der Wasserstände während der Sturmflutphase nicht ausreichend. Die Scheitelwasserstände in Cuxhaven sind jeweils zu niedrig (Abbildungen 4.9-4.12). Ihren Zweck, Anfangswerte für die Simulationen mit zum Teil sehr kurzen Membern des Kollektivs extremer Sturmflutwetterlagen zu liefern, erfüllen sie jedoch gut.



Abb. 4.9: Wasserstand und Gezeit für die Re-Analyse der Sturmflut vom 23.2.1967 (IFS/LM, Küstenmodell und Staumodell) im Vergleich zur Beobachtung und zur vorausberechneten Gezeit.



Beobachtung und Re-Analyse: Cuxhaven Sturmflut 3 .1. 1976

Abb. 4.10: Wasserstand und Gezeit für die Re-Analyse der Sturmflut vom 3.1.1976 (IFS/LM, Küstenmodell und Staumodell) im Vergleich zur Beobachtung und zur vorausberechneten Gezeit.



Beobachtung und Re-Analyse: Cuxhaven Sturmflut 27./28. 2. 1990





Beobachtung und Re-Analyse: Cuxhaven Sturmflut 28. 1. 1994

Abb. 4.12: Wasserstand und Gezeit für die Re-Analyse der Sturmflut vom 28.1.1994 (IFS/LM, Küstenmodell und Staumodell) im Vergleich zur Beobachtung und zur vorausberechneten Gezeit.

# 5. Voruntersuchungen

In den bisherigen Abschnitten wurde gezeigt, dass mit den BSH-Modellen ein verlässliches Werkzeug zur Simulation von Sturmflutwasserständen zur Verfügung steht. Mit dem Nordostatlantikmodell und dem Staumodell wurden die 27 Sturmflutwetterlagen der IFS/LM-Simulationen mit Effektivwinden über 22 m s<sup>-1</sup> sowie die 32 reinen IFS-Simulationen auf ihre Stauwirksamkeit hin untersucht (vergl. Abb. 1.1, Abschnitt 1). Nach einem kurzen Überblick werden in den Abschnitten 5.2.1. bis 5.2.6. äquivalent zu den Abbildungen 2.10 und 2.17 bis 2.21 des Meteorologieteils die Variationen von Wasserstand und Windstau für die IFS/LM-Simulationen dargestellt. Die reinen IFS-Simulationen werden danach nur in Tabellenform und nur für Cuxhaven dargestellt.

# 5.1. Erläuterungen zu den ausgewerteten Größen



## 5.1.1. Scheitelwasserstände

Abb. 5.1: Scheitelwasserstände in Cuxhaven in Abhängigkeit vom Effektivwind (IFS/LM und nur IFS, Staumodell).

In Abbildung 5.1 sind die Scheitelwasserstände für alle Experimente gegen den entsprechenden Effektivwinds aufgetragen. Der maximale Scheitelwasserstand wird für eine reine IFS-Simulation (1999 blau) erreicht. Der maximale Scheitelwasserstand (1976 rot) der IFS/LM-Simulationen, denen in dieser Studie das Hauptgewicht gegeben wird, liegt im Feld einer Reihe von Ergebnissen weiterer IFS-Simulationen. Die IFS/LM-Simulation mit dem maximalen Effektivwind (1999 rot) erzeugt zwar den zweithöchsten Scheitelwasserstand der IFS/LM-Simulationen, aber ist relativ nah an den Scheitelwasserständen zweier IFS/LM-Variationen der Sturmflutenwetterlage von 1976 mit wesentlich geringeren Effektivwinden. Die einzige weitere IFS/LM-Simulation mit einem Effektivwind über 30 m s<sup>-1</sup> erzeugt dagegen nur eine Scheitelwasserstand von unter 5 m.

Zur Orientierung sind Ausgleichsgeraden für beide Gruppen dargestellt. Ein einfacher linearer Zusammenhang zwischen Effektivwind und Scheitelwasserstand existiert jedoch nicht. Dieses Ergebnis ist für Sturmfluten vom Zirkulartyp nicht überraschend. Die Abbildung

zeigt auch, dass die Wetterlagen 1976 und 1999 wesentlich instabiler gegenüber Störungen des Anfangszustands waren als die Sturmflutwetterlage 1962, für die die Punkte der IFS/LM-Simulationen in der Abbildung eng zusammenliegen.



## 5.1.2. Windstau

Abb. 5.2: Die Höhe des Windstaus in Cuxhaven kennzeichnende Größen in Abhängigkeit vom maximalen Effektivwind (IFS/LM, Staumodell).

Als Maß für den extremen Windstau sind verschiedene Definitionen üblich. Das einfachste ist die maximale Differenz zwischen Wasserstand und Gezeit (Stau<sub>max</sub>). Am BSH wird dem Stau relativ zum nächsten Gezeitenhochwasser (Stau<sub>HW</sub>) oder Gezeitenniedrigwasser (Stau<sub>NW</sub>) der Vorzug gegeben.

Die Verteilung von Stau<sub>max</sub> und Stau<sub>HW</sub> streut stark, verläuft aber in etwa parallel, wobei der maximale Stau im Mittel um 1.5 m höher ist. Extreme Werte von Stau<sub>NW</sub> erzeugen die IFS/LM-Simulationen 1976 EPS45 und 1990 EPS20.

## 5.1.3. Fernwelle

Eine Fernwelle ist eine außerhalb der Nordsee erzeugte Störung des Wasserstands, die sich in die Nordsee hinein ausbreitet (vergleiche Abschnitt 4.1). In diesem Sinne ist auch die Mitschwingungsgezeit der Nordsee eine Fernwelle. Sie wird jedoch gesondert berücksichtigt. Der Windstau in Aberdeen ist schon früh als Indikator für das potentielle Auftreten einer zusätzlichen Wasserstandserhöhung in Cuxhaven verwendet worden (Corkan 1950). Das typische Beispiel einer Sturmflut mit Fernwelleneinfluss ist die Sturmflut 1962.

Sturmfluten vom Zirkulartyp haben eine wesentlich geringere Wahrscheinlichkeit durch eine Fernwelle erhöht zu werden. Zum einen verläuft die Zugbahn der erzeugenden Tiefdruckgebiete oft zu weit südlich, um eine signifikante Wasserstandserhöhung in der nordwestlichen Nordsee zu erzeugen, zum anderen vermindert die hohe Zuggeschwindigkeit des Tiefdruckgebiets und die kurze Dauer der Sturmflut die Chance für das Zusammentreffen von externem und lokalem Stau.

Neben den Realisierungen der Sturmflut 1962 weisen, außer für die Sturmflut vom 23.2.1967, jeweils einige Realisierungen einen bedeutenden maximalen Stau in Wick auf. (Entsprechend seiner Lage im Modell ist der Stau dort fast identisch mit dem externen Stau.)

Sturmflut	Max. Stau [m]	Max. Stau für die extreme Sturmflut
16./17.2.1962	0,59 – 0,80	0,59 für EPS26
23.2.1967	0,26	0,26 für EPS39
3.1.1976	0,32 – 0,70	0,69 für EPS45
27./28.2.1990	0,54 – 0,67	0,67 für EPS20 (0,57 für EPS30)
28.1.1994	0,43 – 0,61	0,52 für EPS31
3.12.1999	0,28 – 0,54	0,29 für EPS05

Tab. 5.1: Maximaler Stau in Wick (IFS/LM, Staumodell)

Die Zeitdifferenz zum Eintritt des Scheitelwasserstands in Cuxhaven ist hier nicht weiter untersucht worden. Eine statistische Betrachtung zum Zusammentreffen von Fernwellen und Sturmfluten findet sich bei Gönnert 2003 (Abb. 5.8).

# 5.2. Einzelergebnisse

**1962**: Der "Hamburg Orkan" (Orkantief "Vincinette") vom 16./17.2.1962 war ein langandauernder NW-Sturm über der ganzen Nordsee. Die Scheitelwasserstände in Cuxhaven der Voruntersuchungen basierend auf den IFS/LM-Simulationen (Abbildung 5.3) zeigen für diese Sturmflut wenig Variation. Der Unterschied zwischen den einzelnen Realisierungen liegt in der Höhe der nachfolgenden Hochwasser. Die Höhe des zweiten Hochwasser variiert für die verschiedenen Realisierungen um etwa 0,5 m, die des dritten Hochwasser um über 1 m.

**1967**: Der Sturm vom 23.2.1967 wird vom Seewetteramt als der Sturm mit der stärksten (bis 1990) über der Nordsee gemessenen Windgeschwindigkeit angeführt (nach Lamb 1991). Sogar die mittlere Windgeschwindigkeit betrug über mehrere Stunden etwa 39 m s<sup>-1</sup>. Am Feuerschiff S4 (Ems) wurden 32,90 m s<sup>-1</sup> gemessen. Derartige Windgeschwindigkeiten wurden weder in der Re-Analyse noch in den extremen Wetterlagen erreicht. Die Windgeschwindigkeit erreichte 23,6 m s<sup>-1</sup> in der Re-Analyse und 30,8 m s<sup>-1</sup> für die IFS/LM-Realisierung EPS39. Der dadurch erzeugte Wasserstand Cuxhaven ist im Kontext dieser Untersuchung unerheblich, trotzdem wird ihre Windstauentwicklung als die einer typischen Zirkularsturmflut im Anhang dargestellt (Anhang C3). Die entsprechende IFS-Realisierung kam mit einer maximalen Windgeschwindigkeit von 37,4 m s<sup>-1</sup> dem beobachteten mittleren Wert zwar näher, führte für den Scheitelwasserstand in Cuxhaven jedoch auch nur zu einem Wert von 5,43 m.

**1976**: Der "Capella-Orkan" erzeugte an der Westküste der Deutschen Bucht die höchsten bisher gemessenen Wasserstände. In den frühen Morgenstunden des 3.1.1976 erreichte der Wind über der zentralen und östlichen Nordsee Spitzen von 51 m s<sup>-1</sup> aus NW (Lamb 1991). Die IFS/LM-Wetterlage, die den höchsten Scheitelwasserstand in Cuxhaven erzeugt, EPS45 erreicht über der Nordsee maximal 33,1 m s<sup>-1</sup>. Die aufgetretene Wetterlage erwies sich als sehr instabil gegenüber Störungen und hinsichtlich der Startzeitpunkte der einzelnen Realisierungen (vergleiche Abbildung 5.5). Für EPS45 wird der Scheitelwert in Cuxhaven z.B. etwa 9 Stunden später erreicht als bei der Re-Analyse (Abb. 4.10). Die Sturmflut bleibt zwar für alle Realisierungen eine Zirkularsturmflut, die extremen Scheitelwasserstände von EPS45 werden aber, anders als bei der Re-Analyse, erst durch eine Stauwetterlage im Rücken des Tiefdruckgebiets erzeugt (vergl. Anhang C1).

**1990**: Im Februar 1990 erzeugten die Stürme "Vivian" vom 25. bis 27.2.1990 und "Wiebke" vom 28.2./1.3.1990 in Cuxhaven vier aufeinander folgende Thw höher als 3 m über NN. Die schwerste Sturmflut erzeugte das Sturmtief "Vivian", eigentlich ein System aus drei

Tiefdruckgebieten (Kraus et al. 2003, S.189). An der Forschungsplattform Nordsee wurden am 26.2.1990 abends 28,3 m s<sup>-1</sup> gemessen mit Spitzenböen bis 40 m s<sup>-1</sup> (Lassen et al. 2001). Entsprechend vielfältig sind die von den Realisierungen der Sturmflutwetterlage erzeugten Sturmfluten (Abb. 5.5). Insbesondere unterscheiden sie sich nicht nur in der Intensität sondern auch im Typ. Anhang C2 zeigt im Vergleich die Entwicklung der Realisierungen EPS20 und EPS30.

**1994**: Die Sturmflut vom 28.1.1994 wurde ausgewählt, weil sie relativ zu den anderen Pegeln der Deutschen Bucht im Emsmündungsgebiet sehr hohe Scheitelwasserstände aufweist (vergl Abb. 7.1). Sie ist vom Stautyp. Wie bei der Sturmflut 1962 traten in Cuxhaven die Scheitelwerte der einzelnen Realisierungen etwa zur gleichen Zeit auf und bis auf EPS11 weichen sie auch in der Intensität wenig voneinander ab (Abb. 5.7). EPS31 erzeugt, mit etwa 5 m den höchsten Scheitelwasserstand. Für diese Realisierung ist in Anhang C3 die räumliche Entwicklung des Windstaus im Vergleich zu einer typischen Entwicklung einer Sturmflut vom Zirkulartyp dargestellt. Der Stau<sub>HW</sub> liegt mit 3,30 m in Cuxhaven im Bereich schwerer Sturmfluten (2,5 bis 3,5 m über Mhw). Trotz des maximalen Staus in Wick von 0,52 m scheint der Anteil der Fernwelle am Stau in Cuxhaven gering zu sein (vergl. Abb.6.7).

1999: Das Orkantief "Anatol" war in Dänemark der stärkste Orkan des 20. Jahrhunderts. In Dänemark und Nord Schleswig-Holstein traten Windböen extremer Geschwindigkeit auf, in List z.B. 51,1 m s<sup>-1</sup>. Wie 1976 ist die Sturmflutwetterlage sehr instabil. Der Eintritt der Scheitelwasserstände basierend auf den unterschiedlichen IFS/LM-Wetterlagen verteilt sich in Cuxhaven über zwei Tage je nach Starttermin (Abb. 5.8). Maximale Scheitelwasserstände werden in Cuxhaven sowohl für die IFS/LM Simulationen als auch für die reinen IFS immer die Realisierung EPS05 erreicht. Wie Simulationen für bei hohen Windgeschwindigkeiten liegt die maximale Windgeschwindigkeit in der Deutschen Bucht mit 38,9 ms<sup>-1</sup> für die IFS/LM Simulation unter der der reinen IFS Simulation (41,7 ms<sup>-1</sup>). Die Unterschiede der Windstauentwicklung beider Fälle wurde im Anhang B2 vorgestellt.

In Abschnitt 5.2.1 bis 5.2.6 sind die Ergebnisse der IFS/LM-Voruntersuchungen graphisch und tabellarisch zusammengefasst. In Abschnitt 5.2.7. sind für Cuxhaven Scheitelwasserstände, Stau<sub>HW</sub> Stau<sub>Nw</sub> der reinen IFS-Voruntersuchungen und zusammengestellt. Nach dem momentanen Stand der meteorologischen Diskussion werden sie nicht in die weitere Diskussion mit einbezogen. Da die reinen IFS-Wetterlagen jedoch weiterhin als physikalisch sinnvoll gelten, finden sich in Abb. 7.1 auch die regionalen Verteilungen der Scheitelwasserstände für ihre extremen Realisierung, 1999 EPS05, sowie im Vergleich zu den extremen IFS/LM-Simulationen die Realisierungen 1962 EPS26 und 1976 EPS45.

#### 5.2.1. Sturmflut 1962



Abb. 5.3: Zeitliche Entwicklung des Wasserstands in Cuxhaven von Realisierungen der Sturmflut vom 16./17. 2. 1962 für Effektivwinde größer als 22 ms<sup>-1</sup> (IFS/LM, Staumodell).

Realisierung	Max. Effektivwind	Max. Wasserstand	Stau HW	Stau NW
Nr.	IFS/LM [m/s]	[m NN]	[m]	[m]
08	24,7	4,80	3,34	4,09
30	23,4	4,63	3,26	3,91
37	24,3	4,80	3,33	3,78
26	23,9	5,09	3,63	3,99
50	23,6	4,82	3,36	3,59

Tab.: 5.2: Scheitelwassertände für Cuxhaven sowie maximale Stauwerte relativ zum zeitlich nächsten Hoch- bzw. Niedrigwasser der Gezeit von 6 Realisierungen der Sturmflut vom 16./17. Februar 1962. (IFS/LM, Staumodell)

Realisierung	Wick	Aberdeen	Immingham	Cuxhaven
Nr.	[m]	[m]	[m]	[m]
08	0,63	0,93	1,74	4,66
30	0,69	0,95	1,78	4,57
37	0,60	0,95	1,73	4,11
26	0,59	1,00	1,93	4,41
50	0,80	1,01	2,10	4,24

Tab.: 5.3: Maximale Stauwerte für Wick, Aberdeen, Immingham und Cuxhaven von 6 Realisierungen der Sturmflut vom 16./17. Februar 1962. (IFS/LM, Staumodell)





Abb. 5.4: Zeitliche Entwicklung des Wasserstands in Cuxhaven von Realisierungen der Sturmflut vom 23. 2.1967 für Effektivwinde größer als 22 ms<sup>-1</sup> (IFS/LM, Staumodell).

Realisierung	Max. Effektivwind	Max. Wasserstand	Stau HW	Stau NW
Nr.	IFS/LM [m/s]	[m NN]	[m]	[m]
39	23,0	3,55	1,83	2,11

Tab.: 5.4: Scheitelwassertände für Cuxhaven sowie maximale Stauwerte relativ zum zeitlich nächsten Hoch- bzw. Niedrigwasser der Gezeit von 1 Realisierung der Sturmflut vom 23. Februar 1967. (IFS/LM, Staumodell)

Realisierung	Wick	Aberdeen	Immingham	Cuxhaven
Nr.	[m]	[m]	[m]	[m]
39	0,26	0,44	0,84	4,23

Tab.: 5.5: Maximale Stauwerte für Wick, Aberdeen, Immingham und Cuxhaven von 1 Realisierung der Sturmflut vom 23. Februar 1967. (IFS/LM, Staumodell).

#### 5.2.3. Sturmflut 1976



Abb. 5.5: Zeitliche Entwicklung des Wasserstands in Cuxhaven von Realisierungen der Sturmflut vom 3. 1. 1976 für Effektivwinde größer als 22 ms<sup>-1</sup> (IFS/LM, Staumodell).

Realisierung	Max. Effektivwind	Max. Wasserstand	Stau HW	Stau NW
Nr.	IFS/LM [m/s]	[m NN]	[m]	[m]
39	24,9	4,08	2,45	3,45
01	29,5	5,14	3,46	1,76
31	27,5	5,15	3,48	1,56
06-1	27,6	4,65	2,99	2,50
45	28,7	6,14	4,18	4,91
06-2	27,4	5,55	3,89	3,48
09	26,4	5,52	3,85	3,21

Tab.: 5.6: Scheitelwasserstände für Cuxhaven sowie maximale Stauwerte relativ zum zeitlich nächsten Hoch- bzw. Niedrigwasser der Gezeit von 7 Realisierungen der Sturmflut vom 3. Januar 1976. (IFS/LM, Staumodell).

Realisierung	Wick	Aberdeen	Immingham	Cuxhaven
Nr.	[m]	[m]	[m]	[m]
39	0,48	0,69	1,26	4,07
01	0,70	0,72	1,75	4,37
31	0,32	0,53	1,32	3,81
06-1	0,35	0,42	1,09	4,55
45	0,69	0,97	1,79	6,44
06-2	0,46	0,72	1,73	5,72
09	0,47	0,68	1,82	4,90

Tab.: 5.7: Maximale Stauwerte für Wick, Aberdeen, Immingham und Cuxhaven von 7 Realisierungen der Sturmflut vom 3. Januar 1976. (IFS/LM, Staumodell).
#### 5.2.4. Sturmflut 1990



Abb. 5.6: Zeitliche Entwicklung des Wasserstands in Cuxhaven von Realisierungen der Sturmflut vom 27./28. 2. 1990 für Effektivwinde größer als 22 ms<sup>-1</sup> (IFS/LM, Staumodell).

Realisierung	Max. Effektivwind	Max. Wasserstand	Stau HW	Stau NW
Nr.	IFS/LM [m/s]	[m NN]	[m]	[m]
20	24,1	4,96	3,26	4,42
08	25,7	5,09	3,12	3,74
21	24,7	4,74	2,74	2,54
22	25,7	4,16	2,20	2,74
30	27,9	4,31	2,50	1,97
32	25,7	4,59	2,89	3,22

Tab.: 5,8: Scheitelwassertände für Cuxhaven sowie maximale Stauwerte relativ zum zeitlich nächsten Hoch- bzw. Niedrigwasser der Gezeit von 6 Realisierungen der Sturmflut vom 27./28. Februar 1990. (IFS/LM, Staumodell).

Realisierung	Wick	Aberdeen	Immingham	Cuxhaven
Nr.	[m]	[m]	[m]	[m]
20	0,67	0,87	1,48	4,98
08	0,66	0,78	1,65	4,35
21	0,54	0,59	0,69	3,24
22	0,59	0,80	1,34	4,13
30	0,57	0,67	1,19	4,76
32	0,67	0,80	0,96	4,05

Tab.: 5.9: Maximale Stauwerte für Wick, Aberdeen, Immingham und Cuxhaven von 6 Realisierungen der Sturmflut vom 27./28. Februar 1990. (IFS/LM, Staumodell).





Abb. 5.7: Zeitliche Entwicklung des Wasserstands in Cuxhaven von Realisierungen der Sturmflut vom 28. 1. 1994 für Effektivwinde größer als 22 ms<sup>-1</sup> (IFS/LM, Staumodell).

Realisierung	Max. Effektivwind	Max. Wasserstand	Stau HW	Stau NW
Nr.	IFS/LM [m/s]	[m NN]	[m]	[m]
11	25,3	4,34	2,62	1,91
31	24,1	4,97	3,30	3,61
37	22,4	4,72	3,04	3,20
23	24,0	4,83	3,16	2,62

Tab.: 5.10: Scheitelwassertände für Cuxhaven sowie maximale Stauwerte relativ zum zeitlich nächsten Hoch- bzw. Niedrigwasser der Gezeit von 4 Realisierungen der Sturmflut vom 28. Januar 1994. (IFS/LM, Staumodell).

Realisierung	Wick	Aberdeen	Immingham	Cuxhaven
Nr.	[m]	[m]	[m]	[m]
11	0,45	0,71	1,39	3,66
31	0,52	0,74	1,65	5,08
37	0,61	0,67	1,37	4,09
23	0,43	0,57	1,19	4,41

Tab.: 5.11: Maximale Stauwerte für Wick, Aberdeen, Immingham und Cuxhaven von 4 Realisierungen der Sturmflut vom 28. Januar 1994. (IFS/LM, Staumodell).

## 5.2.6. Sturmflut 1999



Abb. 5.8: Zeitliche Entwicklung des Wasserstands in Cuxhaven von Realisierungen der Sturmflut vom 3. 12. 1999 für Effektivwinde größer als 22 ms<sup>-1</sup> (IFS/LM, Staumodell).

Realisierung	Max. Effektivwind	Max. Wasserstand	Stau HW	Stau NW
Nr.	IFS/LM [m/s]	[m NN]	[m]	[m]
20	24,9	4,57	2,78	1,77
39	30,4	4,95	3,55	1,86
02	27,6	4,87	3,17	1,49
05	31,3	5,63	4,22	1,81

Tab.: 5.12: Scheitelwassertände für Cuxhaven sowie maximale Stauwerte relativ zum zeitlich nächsten Hoch- bzw. Niedrigwasser der Gezeit von 4 Realisierungen der Sturmflut vom 3. Dezember 1999. (IFS/LM, Staumodell).

Realisierung	Wick	Aberdeen	Immingham	Cuxhaven
Nr.	[m]	[m]	[m]	[m]
20	0,54	0,72	1,05	2,93
39	0,44	0,58	0,62	5,25
02	0,28	0,40	0,65	4,92
05	0,29	0,54	0,99	5,49

Tab.: 5.13: Maximale Stauwerte für Wick, Aberdeen, Immingham und Cuxhaven von 4 Realisierungen der Sturmflut vom 3. Dezember 1999. (IFS/LM, Staumodell).

## 5.2.7. IFS – Realisierungen

Realisierung	Max. Effektivwind	Max. Wasserstand	Stau HW	Stau NW
Nr.	nur IFS [m/s]	[m NN]	[m]	[m]
08	26,4	5,55	4,18	3,97
30	27,7	5,01	3,64	4,65
37	28,3	4,71	3,25	3,16
26	28,9	5,99	4,53	4,25
50	24,5	4,80	3,34	2,33

Tab.: 5.14: Scheitelwassertände für Cuxhaven sowie maximale Stauwerte relativ zum zeitlich nächsten Hoch- bzw. Niedrigwasser der Gezeit von 6 Realisierungen der Sturmflut vom 16./17. Februar 1962. (IFS, Staumodell)

Realisierung	Max. Effektivwind	Max. Wasserstand	Stau HW	Stau NW
Nr.	nur IFS [m/s]	[m NN]	[m]	[m]
11	25,1	3,56	2,28	2,50
26	27,0	4,78	3,06	2,87
39	28,8	5,43	3,72	2,45
20	24,7	4,15	2,43	2,32

Tab.: 5.15: Scheitelwassertände für Cuxhaven sowie maximale Stauwerte relativ zum zeitlich nächsten Hoch- bzw. Niedrigwasser der Gezeit von 4 Realisierungen der Sturmflut vom 23. Februar 1967. (IFS, Staumodell).

Realisierung	Max. Effektivwind	Max. Wasserstand	Stau HW	Stau NW
Nr.	nur IFS [m/s]	[m NN]	[m]	[m]
39	28,3	5,19	3,28	3,11
01	28,6	5,60	3,92	1,31
31	30,3	5,83	4,16	1,32
06-1	31,7	6,51	4,85	3,21
45	28,6	5,87	3,92	4,80
06-2	32,3	5,30	3,39	2,87
09	29,2	6,73	5,07	2,42

Tab.: 5.16: Scheitelwassertände für Cuxhaven sowie maximale Stauwerte relativ zum zeitlich nächsten Hoch- bzw. Niedrigwasser der Gezeit von Realisierungen der Sturmflut vom 3. Januar 1976. (IFS, Staumodell)

Realisierung	Max. Effektivwind	Max. Wasserstand	Stau HW	Stau NW
Nr.	nur IFS [m/s]	[m NN]	[m]	[m]
20	29,2	4,76	3,07	4,49
08	27,6	5,53	3,56	3,18
21	29,3	4,53	2,53	2,88
22	27,5	5,05	3,09	2,05
30	34,4	6,38	4,72	3,97
32	27,1	4,15	2,45	3,66

Tab.: 5.17: Scheitelwassertände für Cuxhaven sowie maximale Stauwerte relativ zum zeitlich nächsten Hoch- bzw. Niedrigwasser der Gezeit von 6 Realisierungen der Sturmflut vom 27./28. Februar 1990. (IFS, Staumodell)

Realisierung	Max. Effektivwind	Max. Wasserstand	Stau HW	Stau NW
Nr.	nur IFS [m/s]	[m NN]	[m]	[m]
11	27,1	5,04	3,31	1,15
31	27,1	4,40	2,73	3,78
37	23,9	5,08	3,41	2,70
23	27,5	6,18	4,51	3,11

Tab. 5.18: Scheitelwassertände für Cuxhaven sowie maximale Stauwerte relativ zum zeitlich nächsten Hoch- bzw. Niedrigwasser der Gezeit von 4 Realisierungen der Sturmflut vom 28. Januar 1994. (IFS, Staumodell).

Realisierung	Max. Effektivwind	Max. Wasserstand	Stau HW	Stau NW
Nr.	nur IFS [m/s]	[m NN]	[m]	[m]
20	28,7	5,41	3,62	1,59
39	33,5	5,35	3,96	1,94
44	23,2	4,48	2,99	2,39
02	29,5	4,69	2,99	1,18
50	24,7	3,56	2,15	2,60
05	35,5	7,30	5,89	1,25

Tab.: 5.19: Scheitelwassertände für Cuxhaven sowie maximale Stauwerte relativ zum zeitlich nächsten Hoch- bzw. Niedrigwasser der Gezeit von 6 Realisierungen der Sturmflut vom 3. Dezember 1999. (IFS, Staumodell).

# 5.3. Zeitliche Verschiebung

Flather (1987, Abb.9) berechnete auf der Annahme, dass Windstau und Geszeit in jeder Kombination auftreten können, die Verteilung der Summe aus Sthw und 50-Jahrwindstau (Sthw<sub>M</sub> + Sthw<sub>S</sub> + S<sup>+</sup><sub>50</sub>) und erhält für die Deutsche Bucht extreme Scheitelwasserstände bis 6,26 m NN.

Da die extreme Sturmflut dieser Untersuchung, 1976 EPS45, einen sehr hohen Stau<sub>NW</sub> aufweist, wurde in der Projektgruppe vorgeschlagen, die Windfelder zeitlich zu verschieben. Eine ähnliche Untersuchung ist für die Sturmwetterlage vom 25.1. bis 30.1.1994 von Metje (1996) durchgeführt worden. Die Variation zeigte wenig Einfluss auf die Höhe der Scheitelwasserstände. Im vorliegenden Fall wird für Cuxhaven die maximale Scheitelwasserstanderhöhung, 0,54 cm, bei einer zeitlichen Verschiebung des Windfeldes um +4 Stunden erreicht.



Abb. 5.9: Entwicklung des Wasserstands in Cuxhaven für zeitlich verschobene meteorologische Felder (IFS/LM 1976 EPS45, Staumodell).

Das Optimum zeitlicher Verschiebung ist jedoch ortsabhängig. In Husum wird es z. B. bereits bei einer Verschiebung um 1 Stunde erreicht. Bei einer Verschiebung von 6 Stunden tritt ein weiteres relatives Maximum auf (vergl. Tab. 5.20).



Abb. 5.10: Entwicklung des Wasserstands in Husum für zeitlich verschobene meteorologische Felder (IFS/LM 1976 EPS45, Staumodell).

ZV [Std.]	Borkum	Helgoland	Wilhelmshaven	Cuxhaven	Büsum	Husum	Esbjerg
+0	4,61	4,65	6,03	6,14	6,12	6,05	3,68
+1	4,64	4,70	6,41	6,31	6,31	6,32	3,91
+2	4,61	4,75	6,59	6,54	6,40	6,27	4,06
+3	4,53	4,82	6,62	6,66	6,56	5,99	4,08
+4	4,52	4,85	6,56	6,68	6,71	5,81	3,98
+5	4,48	4,76	6,46	6,66	6,72	6,10	3,83
+6	4,34	4,62	6,37	6,58	6,59	6,21	3,58
+7	4,19	4,41	6,17	6,41	6,40	6,12	3,37
+8	4,22	4,17	5,77	6,06	6,15	5,96	3,38
+9	4,17	4,03	5,54	5,52	5,74	5,76	3,38

Tab.: 5.20: Entwicklung der Scheitelwasserstände für zeitlich verschobene meteorologische Felder (IFS/LM 1976 EPS45, Staumodell, [m über NN]).

# 6. Extreme Sturmfluten

### 6.1. Definition

Als extrem wird hier eine Sturmflut definiert, wenn ihr Scheitelwasserstand in Cuxhaven 6 m über NN erreicht oder übersteigt oder wenn ihr Stau in Cuxhaven relativ zum zeitlich nächsten Hoch- oder Niedrigwasser der vom Modell vorausberechneten Gezeit größer oder gleich 4.50 m ist.

Für die mit der Modellkette IFS/LM erzeugten meteorologischen Felder erfüllen dieses Kriterium nur eine Realisierung der Sturmflut 1990, EPS20, sowie eine der Sturmflut 1976, EPS45.

Der maximale Effektivwind, 31,3 m s<sup>-1</sup>, wurde für eine Realisierung der Sturmflut 1999, EPS05, erreicht. Mit einem Scheitelwasserstand in Cuxhaven von 5,63 m über NN und einem Stau relativ zum Hochwasser der Modellgezeit von 4,22 m erfüllt sie nicht die Kriterien einer extremen Sturmflut. Trotzdem wurde sie mit dem Küstenmodell nachgerechnet, da die Sturmflut 1999 Anlass zu dieser Untersuchung gegeben hat.

Die Sturmflut 1962 ist wegen ihrer verheerenden Folgen noch immer in Erinnerung. Daher wird ihre extreme Realisierung, EPS26, ebenfalls hier diskutiert, obwohl ihre Realisierungen in Cuxhaven für die Modellkette IFS/LM nicht einmal den bisher höchsten dort beobachteten Scheitelwasserstand von 5,10 m über NN erreichen.

Wie in den Abbildungen 5.2.1. bis 5.2.6. zu sehen ist, stammen die einzelnen Realisierungen aus EPS-Simulationen verschiedenener Starttermine (1 EPS-Simulation entspricht 50 Realisierungen). Die Starttermine der EPS-Simulationen, denen die extremen Realisierungen dieses Abschnitts angehören, sind in Tabelle 6.0 zusammen mit den Eintrittszeiten der Scheitelhochwasser in Cuxhaven aufgelistet. (Vergleiche Tabelle 2.2, Abb. 2.10, Tab. 2.9, 2.10 und 2.12 im Meteorologieteil).

Sturmflut	Starttermin	Eintrittszeit HW	Eintrittszeit HThw
1962 EPS26	15.02.1962 12:00	16.02.1962 21:27	16.02.1962 21:40
1999 EPS05	03.12.1999 06:00	03.12.1999 18:58	03.12.1999 19:18
1990 EPS20	23.02.1990 00:00	27.02.1990 13:10	27.02.1990 00:42
1976 EPS45	02.01.1976 12:00	03.01.1976 23:55	03.01.1976 13:20

Tab. 6.0: Starttermine und Eintrittszeiten der Scheitelwasserstände (UTC) in Cuxhaven (IFS/LM, Küstenmodell und Beobachtung) für die extremen Sturmfluten.

# 6.2. Sturmflut vom Stautyp: 1962 EPS26

Typisch für die Nordsee sind Sturmfluten vom Zirkulartyp. Die Sturmflut 1962 ist neben derjenigen von 1825 die bekannteste Sturmflut vom Stautyp. Die erzeugende Wetterlage erwies sich als relativ stabil gegenüber Störungen im Anfangsfeld der meteorologischen Simulationen. Besonders eine in der Literatur diskutierte (Roediger1962) weiter südliche verlaufende Zugbahn des Tiefdruckgebiets war nicht unter den Realisierungen mit einem Effektivwind über 22 m s<sup>-1</sup>. Entsprechend gering ist auch Abweichung der Scheitelwasserstände von den beobachteten Werten für alle Küstenpegel.



Abb. 6.1: Regionale Verteilung der Scheitelwasserstände für die Sturmflut 1962 (1962 EPS26, IFS/LM, Küstenmodell, und Beobachtung).

Ort	1962 EPS26	HThw	Differenz
Borkum	3,65	3,82	-0,17
Emden	4,53	4,76	-0,23
Norderney	3,92	4,10	-0,18
Helgoland	3,90	3,92	-0,02
Wilhelmshaven	5,19	5,22	-0,03
Bremerhaven	5,46	5,35	0,11
Cuxhaven	5,17	4,95	0,22
Büsum	5,10	4,93	0,17
Husum	5,23	5,20	0,03
Dagebüll	4,69	4,56	0,13
Wittdün	4,20	4,14	0,06
List	4,06	3,64	0,42
Esbjerg	3,59	3,07	0,52

Tab. 6.1: Scheitelwasserstände entsprechend Abb. 6.1 sowie Differenzen für Küstenorte.

	Stau <sub>HW</sub>	Stau <sub>NW</sub>	Stau <sub>max</sub>
Borkum	2,68	3,39	3,62
Emden	3,23	3,81	4,76
Norderney	2,89	3,51	3,67
Helgoland	2,96	3,47	3,51
Wilhelmshaven	3,66	4,29	4,41
Bremerhaven	3,95	4,23	4,67
Cuxhaven	3,81	4,12	4,30
Büsum	3,70	4,25	4,28
Husum	3,89	3,94	4,96
Dagebüll	3,64	3,46	3,78
Wittdün	3,25	3,37	3,40
List	3,33	3,34	3,38
Esbjerg	3,03	2,56	3,23

Tab. 6.2: Stau HW, Stau NW und maximaler Stau für Küstenorte (1962 EPS26, IFS/LM, Küstenmodell).

#### 6.3. Maximaler Effektivwind: 1999 EPS05

Der Effektivwind wurde für Cuxhaven als Maß für die Stauwirksamkeit des Windes entwickelt (Müller-Navarra et al. 1999). Wie im Kapitel Voruntersuchungen diskutiert, ergab sich bei Extremsturmfluten kein einfacher linearer Zusammenhang zwischen Effektivwind und Windstau. Für Sturmfluten vom Zirkulartyp ist das auch nicht unbedingt zu erwarten. Insbesondere maximiert für die Modellkette IFS/LM auch die Realisierungen mit dem maximalen Effektivwind keine der Windstaugrößen.

Obwohl nicht extrem, übersteigt in Cuxhaven der Stau relativ zum zeitlich nächsten Hochwasser der Gezeit doch deutlich den beobachteten Wert (Abb. 6.2). Dies gilt auch für anderen Küstenorte der Deutschen Bucht. Die Abbildung 6.3 zeigt für die extreme Sturmflut und zum Vergleich für die Neuberechnung den für eine Zirkularsturmflut typischen Anstau des Wassers in einem schmalen Küstenbereich.



Abb. 6.2: Zeitliche Entwicklung des Windstaus und Stau<sub>HW</sub> in Cuxhaven (IFS/LM, Küstenmodell, 1999 EPS05) im Vergleich zum tatsächlich eingetretenen Stau.



Abb. 6.3: Horizontale Verteilung des Staus relativ zum zeitlich nächsten Gezeitenhochwasser des jeweiligen Ortes. Bezugsgröße ist das örtliche Hochwasser. Seine Eintrittszeit in Cuxhaven ist in den Abbildungen als Charakterisierung angegeben. Links: 1999 EPS05. Rechts: 1999 Neuberechnung.

Im Gegensatz zur Sturmflut 1962 verläuft bei der extremen Sturmflut, 1999 EPS 05, die Zugbahn des Tiefdruckgebietes wirklich weiter südlich als bei der tatsächlich eingetretenen Sturmflut. Der minimale Bodenluftdruck (auf dem Gitter des Nordostatlantikmodells) war jedoch mit 959.65 hPa für die extreme Wetterlage höher als bei der Neuberechnung (952.99 hPa).



Abb. 6.4: Zugbahnen der Tiefdruckgebiete: Ort und Zeit minimalen Bodenluftdrucks vom 3.12.1999 5 Uhr (5) bis 16 Uhr (16) (Nordostatlantikmodell). Links: IFS/LM,1999 EPS05. Rechts: IFS/LMneu, 1999 Neuberechnung.

Die Scheitelwasserstände der Küstenorte liegen, für die extreme Sturmflut 1999 EPS05, bis zu 1,31 m über den beobachteten Werten.



Abb. 6.5: Scheitelwasserstände für Küstenorte im Bereich der Deutschen Bucht. 1999 EPS05 (IFS/LM, Küstenmodell) und Beobachtung (nach Müller-Navarra et al. 2003).

Ort	1999 EPS05	HThw	Differenz
Borkum	3,44	2,95	0,49
Emden	4,30	3,91	0,39
Norderney	3,77	3,40	0,37
Helgoland	3,72	2,91	0,81
Wilhelmshaven	5,63	4,51	1,12
Bremerhaven	5,75	4,44	1,31
Cuxhaven	5,69	4,53	1,16
Büsum	5,54	4,55	0,99
Husum	6,45	5,37	1,08
Dagebüll	4,66	3,97	0,69
Wittdün	4,02	3,49	0,53
List	3,28	3,63	-0,35
Esbjerg	3,17	3,83	-0,66

Tab. 6.3: Scheitelwasserstände entsprechend Abb. 6.5 sowie Differenzen für Küstenorte.

Der Stau<sub>HW</sub> liegt an der Küste ebenfalls deutlich über den gemessenen Werten.

	Beob. Stau <sub>HW</sub>	Thw-MThw	Stau <sub>HW</sub>	Stau <sub>NW</sub>	Stau <sub>max</sub>
Borkum	2,03	1,85	2,56	1,54	2,63
Emden	2,70	2,48	3,11	1,59	3,29
Norderney			2,82	1,66	3,05
Helgoland	2,66	2,06	2,88	1,64	3,12
Wilhelmshaven	3,07	2,76	4,20	1,74	4,50
Bremerhaven	2,95	2,68	4,37	1,61	5,04
Cuxhaven	3,31	3,07	4,46	1,93	4,91
Büsum	3,19	2,98	4,25	2,20	5,16
Husum	3,97	3,80	5,24	2,32	7,20
Dagebüll			3,70	2,90	5,46
Wittdün			3,17	2,12	3,87
List			2,54	2,23	3,20
Esbjerg			2,66	2,24	2,74

Tab. 6.4:  $Stau_{HW}$ ,  $Stau_{NW}$  und maximaler Stau für Küstenorte (1999 EPS05, IFS/LM, Küstenmodell, beobachtete Werte nach Müller-Navarra et al. 2003).

# 6.4. Extremer Stau bei NW: 1990 EPS20

Die Sturmflut 1990 zeichnete sich durch eine Häufung von Sturmfluten während eines kurzen Zeitraums (zwischen 26.2. 00:32 UTC und 28.2. 01:30 UTC) aus. Entsprechend zahlreich waren die Starttermine für die EPS-Simulationen. Trotzdem ist nur eine dieser Realisationen eine extreme Sturmflut im Sinne der obigen Definition. Das Staumodell errechnet in Cuxhaven für EPS20 einen Stau bezogen auf das zeitlich nächste Niedrigwasser von 4,52 m, ein Wert knapp über den geforderten 4,50 m. Das Küstenmodell simuliert in Cuxhaven einen Stau<sub>NW</sub> Wert von 4,69 m.

Eine zeitliche Verschiebung der meteorologischen Felder zur Gewinnung weiterer extremer Sturmfluten wurde an dieser Stelle nicht durchgeführt, da zu vermuten ist, dass auch bei optimalem Zusammentreffen von Windstau und Gezeitenhochwasser der Scheitelwasserstand der Extremsturmflut, 1976 EPS45, nicht übertroffen wird.



Abb. 6.6: Zeitliche Entwicklung von Windstau, Wasserstand und Gezeit in Cuxhaven für 1990 EPS20, sowie maximaler Stau<sub>HW</sub>, Stau<sub>NW</sub> und Stau<sub>max</sub> (IFS/LM, Küstenmodell).

	Stau <sub>HW</sub>	Stau <sub>NW</sub>	Stau <sub>max</sub>
Borkum	2,91	4,07	4,28
Emden	3,53	4,62	5,46
Norderney	2,88	4,27	4,34
Helgoland	2,84	3,85	3,87
Wilhelmshaven	3,35	5,10	5,14
Bremerhaven	3,52	4,72	5,47
Cuxhaven	3,64	4,69	4,88
Büsum	3,56	4,85	4,87
Husum	3,97	4,13	5,17
Dagebüll	3,93	3,57	4,10
Wittdün	3,47	3,69	3,80
List	3,57	3,79	3,85
Esbjerg	3,51	3,09	3,72

Tab. 6.5: Stau HW, Stau NW und maximaler Stau für Küstenorte (1990 EPS20, IFS/LM, Küstenmodell).

#### 6.5. Die extreme Sturmflut: 1976 EPS45

Für die Modellkette IFS/LM ist die extreme Sturmflut eine Realisation der Sturmflut 1976: EPS45. Als die extreme Sturmflut dieser Studie wird sie hier im Detail diskutiert.

#### 6.5.1. Fernwelle

Das IFS, das die Randwerte für das LM erzeugt, ist ein globales Modell. Als solches liefert es auch Antriebsdaten für das Nordostatlantikmodell, mit dem für jede Wetterlage der Wasserstand berechnet wird. Damit hat jede Realisierung einer Sturmflut ihre eigene Fernwelle, auch die extreme Realisierung EPS45.



Abb. 6.7: Zeitliche Entwicklung des Windstaus in Cuxhaven (IFS/LM, Küstenmodell) sowie in Wick, Aberdeen und Immingham (IFS/LM, Nord- und Ostseemodell).

Wick, Aberdeen und Immingham zeigen beträchtlichen Stau. Aber die Zeitdifferenz zwischen den Staumaxima in Aberdeen und Cuxhaven liegt deutlich unter den bei der Wasserstandsvorhersage angenommenen 15 Stunden.

#### 6.5.2. Windstau

Für die Realisierung, 1976 EPS45, ist der Windstau bezogen auf Niedrigwasser extrem und etwas größer als der bezogen auf Hochwasser.



Abb. 6.8: Horizontale Verteilung des Staus relativ zum zeitlich nächsten Extremwert der Gezeit des jeweiligen Ortes für 1976 EPS45. Links: Relativ zu Gezeitenniedrigwasser. (In den weißen Bereichen ist der Stau<sub>NW</sub> nicht definiert, da dort das Gezeitenniedrigwasser wegen Trockenfall unbestimmt ist.) Rechts: Relativ zu Gezeitenhochwasser.

	Thw-MThw	Stau <sub>HW</sub>	T <sub>GHW</sub>	Tnw-MTnw	Stau <sub>NW</sub>	T <sub>GNW</sub>	Stau <sub>max</sub>
			[h:mm]			[h:mm]	
Borkum	2,54	3,58	-1:30	2,52	3,37	-1:38	4,31
Emden	3,22	4,42	-2:28	2,94	3,89	-3:08	6,10
Norderney	2,72	3,57	-1:40	2,31	3,75	-2:06	4,71
Helgoland	2,62	3,58	-0:22	1,97	3,88	-2:13	4,56
Wilhelmshaven	3,07	4,27	-2:27	2,56	4,39	-2:47	6,09
Bremerhaven	3,48	4,67	-1:45	2,77	4,36	-3:45	6,93
Cuxhaven	3,66	4,65	-1:38	2,36	4,78	-3:16	6,17
Büsum	3,63	4,38	-1:20	2,18	5,35	-2:56	6,17
Husum	4,11	4,83	-2:39	1,95	5,26	-1:22	6,87
Dagebüll	3,22	4,13	-1:30	2,06	4,44	-1:45	5,22
Wittdün	2,92	3,88	-1:03	1,98	4,30	-1:46	4,67
List	3,21	3,80	-2:07	1,93	3:77	-0:30	4,15
Esbjerg		3,27	-3:02		2,78	-1:23	3,98

Tab. 6.6: Stau relativ zum zeitlich nächsten Niedrigwasser, Stau relativ zum zeitlich nächsten Hochwasser der Gezeit und maximaler Windstau für Küstenorte in der Deutschen Bucht (IFS/LM, 1976 EPS45, Küstenmodell). Thw-MThw und Tnw-MTnw nach (Sindern et al. 1979).  $T_{GHW}$  und  $T_{GNW}$  sind die Eintrittszeiten der Scheitelwasserstände und der extremen NW relativ zu den Extremwerten der Gezeit entsprechend Abbildung 3.2.

Wie bei der Sturmflut vom 27./28.2.1990 entsteht bei der Sturmflut vom 3.1.1976 die extreme Sturmflut durch eine Stauwetterlage im Rücken des ursprünglichen Sturmtiefs.



Abb. 6.8: Zugbahnen der Tiefdruckgebiete: Ort und Zeit minimalen Bodenluftdrucks vom 2.1.1976 15 Uhr (15) bis zum 3.1.1976 21 Uhr (45) bzw. 9 Uhr (36) (Nordostatlantikmodell). Links: IFS/LM,1976 EPS45. Rechts: IFS, Re-Analyse.

Während bei der Re-Analyse der Kern des Tiefdruckgebiets schon am 3.1.1976 12.00 Uhr die westliche Ostsee verlassen hat, verweilt er dort für die extreme Wetterlage bis zum 3.1.1976 21.00 Uhr. Da die ursprüngliche Sturmflut vom negativen Zirkulartyp (Dolata et al. 1983) war, entwickelt sich nach Durchzug des Tiefs in der Deutschen Bucht die extreme Sturmflut als eine vom Stautyp. (Vergleiche auch Anhang C1)

# 6.5.3. Zeitliche Verschiebung

In der Projektgruppe wurde vorgeschlagen, die meteorologischen Felder zeitlich zu verschieben, mit dem Ziel, maximalen Windstau und Gezeitenhochwasser etwa zur gleichen Zeit eintreten zu lassen. Im Rahmen der Voruntersuchungen ergab sich, dass eine zeitliche Verschiebung der meteorologischen Felder bestenfalls eine Erhöhung des Scheitelwasserstands in Cuxhaven um 0,54 m bewirkt (vergleiche Tab. 5.20 im Abschnitt 5.3.) Dieser Unterschied liegt im Rahmen der Genauigkeit der Neuberechnungen der Sturmfluten 1962 und 1999. (Vergleiche Tabelle 4.2 und 4.4 im Abschnitt 4). Die extreme Variante, 1976 EPS45plus4, wird an dieser Stelle zwar vorgestellt, aber in der weiteren

Diskussion nicht als zum Kollektiv extremer Sturmfluten gehörige Realisierung betrachtet. Bei der Nachrechnung mit dem Küstenmodell erhöht sich durch diese Manipulation der Scheitelwasserstand in Cuxhaven um 0,6 m auf 7,10 m.



Abb. 6.9: Zeitliche Entwicklung des Wasserstands in Cuxhaven für 1976 EPS45plus4 und 1976 EPS45 (IFS/LM, Küstenmodell).

Regional gesehen wird der maximale Scheitelwasserstand für unterschiedliche zeitliche Verschiebungen der meteorologischen Felder erreicht. Vergleiche Tabelle 5.20 der Voruntersuchung.

# 6.5.4. Scheitelwasserstand und Windschubansatz

Im Gegensatz zur zeitlichen Verschiebung der Antriebsfelder ist die Anwendung verschiedener Ansätze für den Windschubspannungskoeffizienten eine Parametervariation. Ihre Bandbreite ist Ausdruck der einfachen Modellierung des Impulsaustauschs zwischen Ozean und Atmosphäre in den derzeitigen Modellen des BSH und dafür, dass es nur wenige Messungen im Bereich hoher Windgeschwindigkeiten gibt. Die Entscheidung für den Ansatz Smith und Banke von 1975 als Standard wurde im von Abschnitt Windschubspannungskoeffizient und bei der Diskussion der Neuberechnung 1999, begründet.

Für die extreme Sturmflut, 1976 EPS45, ist im Bereich von Wilhelmshaven bis Cuxhaven die Variation der Scheitelwasserstände mit dem Ansatz für den Windschubspannungskoeffizienten größer als für die Neuberechung 1999.



Abb. 6.10: Scheitelwasserstände für Küstenorte im Bereich der Deutschen Bucht (IFS/LM, Küstenmodell) mit Schwankungsbreiten entsprechend unterschiedlicher Ansätze für den Windschubspannungskoeffizienten, Bandbreiten von red.1 (untere Grenze) bis Wu82 (obere Grenze).

	HThw	Wu80/82	Onvlee93	Smith+Banke75	red.2	red.1	Bere	əich
Borkum	3,24	5,17	5,23	4,99	4,98	4,64	+0,24	-0,35
Emden	4,58	6,30	6,39	6,09	6,06	5,70	+0,30	-0,39
Norderney	4,01	5,31	5,37	5,12	5,11	4,75	+0,25	-0,37
Helgoland	3,76	5,17	5,21	4,99	4,98	4,61	+0,22	-0,38
Wilhelms.	4,87	6,61	6,65	6,40	6,38	5,99	+0,25	-0,41
Bremerh.	5,18	6,97	7,02	6,74	6,73	6,29	+0,28	-0,45
Cuxhaven	5,10	6,71	6,72	6,51	6,49	6,03	+0,21	-0,48
Büsum	5,14	6,55	6,55	6,35	6,33	5,85	+0,20	-0,50
Husum	5,66	6,91	6,83	6,69	6,67	6,09	+0,22	-0,60
Dagebüll	4,46	5,75	5,76	5,55	5,53	5,13	+0,21	-0,42
Wittdün	4,05	5,38	5,40	5,20	5,18	4,78	+0,20	-0,42
List	3,93	5,01	5,06	4,83	4,79	4,42	+0,23	-0,41
Esbjerg		4,32	4,32	4,17	4,12	3,78	+0,15	-0,39

Tab. 6.7: Scheitelwasserstände [m über NN] und Schwankungsbreiten [m] zu Abb. 6.10.

Es sei noch einmal darauf hingewiesen, dass die Werte mit dem Ansatz von Wu 1982 keine obere Grenze für die Schwankungsbreite darstellen. Zum Beispiel wurde die lineare Anpassung des Ansatz von Charnock mit  $a_1=0.7$  und  $a_2=0.09$ , der auch in Nordseemodellen angewendete worden ist, hier nicht noch einmal getestet, weil er schon bei geringen und mittleren Windgeschwindigkeiten zu hohe Wasserstände erzeugt (vergl. Janssen 1996 und Tabelle 3.2). Auch für 1976 EPS45 werden, anders als bei der Neuberechnung der Sturmflut vom 3.12.1999, die Wu82-Werte außer in Husum immer von den Onvlee93-Werten übertroffen. Der erste unter Berücksichtigung der Daten von Powell et al. 2003 vorgeschlagene Ansatz, red.1, dagegen stellt mit ziemlicher Sicherheit eine untere Grenze da und sollte eher zu niedrige Werte liefern, da die zu Grunde liegenden Daten für den offenen Ozean abgeleitet wurden.

# 7. Diskussion der Ergebnisse

Die Nordsee ist von September bis April gewöhnlich einer Reihe von Stürmen ausgesetzt. Diese ziehen meistens nördlich der Britischen Inseln nach Osten und brauchen etwa einen Tag, um Skandinavien zu erreichen. Bis zu einem gewissen Maß schützen die Britischen Inseln die Nordsee vor dem vollen Effekt der Stürme, da die einzige Richtung, aus der Wind unbeeinflusst von Landmassen die Nordsee erreicht, Norden ist. Trotzdem sind es oft aus Westen quer über die Nordsee ziehende kleine Tiefdruckgebiete, die zu extremen Sturmfluten führen. Schätzungen extremer Stundenmittelwerte der Windgeschwindigkeiten geben 39 m s<sup>-1</sup> in der nördlichen Nordsee und 32 m s<sup>-1</sup> für die südliche Nordsee (Howarth 2001).

Stauwirksame Wetterlagen wurden in dieser Studie über den Effektivwind, die Projektion des mittleren Windes auf WNW, ermittelt. Im Zustandsbericht der Nordsee von 2003 (Löwe et al. 2005) wird eine Klassifizierung von Wetterlagen auf die Nordsee angewandt, die aus Luftdruckfelder neben dem Wind auch die vorticity (Wirbelstärke) charakterisiert. Für zukünftige Untersuchungen ist zu überlegen, wieweit sich in diesen Fällen aus solcher Klassifizierung ein besseres Auswahlkriterium für stauwirksame Wetterlagen entwickeln lässt.

Schon früh wurde versucht, Sturmflutwetterlagen zu unterscheiden. Corkan (1948) beschreibt neun typische Sturmflutwetterlagen. Rodewald (1965) gibt neun Merkmale, die eine Entwicklung zur Sturmflutwetterlage kennzeichnen. Kruhl (1978) reduziert die Klassifizierung auf im Wesentlichen zwei Typen. Beim Skandinavientyp entwickeln sich auf der Rückseite des über Skandinavien ziehenden Sturmtiefs stauwirksame Nordweststürme über der Deutschen Bucht. Beim Jütlandtief zieht das Sturmtief direkt über die Nordsee und vertieft sich dort. Hewer (1980) charakterisiert entsprechend die Sturmfluten als vom Stautyp bzw. als vom Zirkulartyp. Dolata et al. 1983 unterscheiden zusätzlich einen positiven und einen negativen Zirkulartyp. Die Sturmflut vom 3.1.1976 gehört danach zum negativen Zirkulartyp.

Hewer (1980) war die erste, die aus konstruierten Extremwetterlagen mit hydrodynamischnumerischen Modellen extreme Sturmfluten berechnete. Für die Extremflut vom Stautyp, eine Variation der Sturmflut 1962, errechnete sie einen Scheitelwasserstand in Cuxhaven von 7,50 m, für die Extremflut vom Zirkulartyp (1976) 6,80 m. Beobachtet wurden von Borkum bis Wilhelmshaven die bisher (Juni 2005) höchsten Scheitelwasserstände 1962, von Cuxhaven bis Husum 1976.

Im Projekt MUSE wurden auf Grundlage des "Ensemble Prediction System" (EPS) realistische, aber bisher nicht eingetretene extreme Wetterlagen erzeugt. Bei diesem Verfahren erwies sich die Wetterlage 1962 als sehr stabil gegenüber einer Störung der Anfangsbedingungen. Die resultierenden Wasserstände bleiben dicht an den Beobachtungen. Maximale Scheitelwasserstände werden dagegen an allen Küstenpegeln der Deutschen Bucht von einer Realisierung des Orkans "Capella" vom 3.1.1976, EPS45, erzeugt. In Cuxhaven ist das ein Scheitelwasserstand von 6,51 m, etwa 1,40 m über dem höchsten bisher (Juni 2005) beobachteten Wert.

Ort	16./17.2.1962		3.1.1	3.1.1976 27.		1990	3.12.1	1999
	EPS26	HThw	EPS45	HThw	EPS20	HThw	EPS05	HThw
Borkum	3,65	3,82	4,99	3,24	4,16	3,32	3,44	2,95
Emden	4,53	4,76	6,09	4,58	5,04	4,20	4,30	3,91
Norderney	3,92	4,10	5,12	4,01	4,21	3,66	3,77	3,40
Helgoland	3,90	3,92	4,99	3,76	4,05	3,56	3,72	2,91
Wilhelmshaven	5,19	5,22	6,40	4,87	5,37	4,50	5,63	4,51
Bremerhaven	5,46	5,35	6,74	5,18	5,41	4,47	5,75	4,44
Cuxhaven	5,17	4,95	6,51	5,10	5,32	4,44	5,69	4,53
Büsum	5,10	4,93	6,35	5,14	5,40	4,68	5,54	4,55
Husum	5,23	5,20	6,69	5,66	5,97	5,08	6,45	5,37
Dagebüll	4,69	4,56	5,55	4,46	5,20	4,62	4,66	3,97
Wittdün	4,20	4,14	5,20	4,05	4,67	3,84	4,02	3,49
List	4,06	3,64	4,83	3,93	4,41	3,58	3,28	3,63
Esbjerg	3,59	3,07	4,17		4,15		3,17	3,83

Tab. 7.1: Maximale Scheitelwasserstände bezogen auf NN für Küstenorte der Deutschen Bucht (IFS/LM, Küstenmodell) im Vergleich mit der Beobachtungen (bis einschließlich Juni 2005).

Für die anderen Pegel entlang der Küste liegen die Scheitelwasserstände also 1 m bis 1,5 m über den am 3.1.1976 eingetretenen Werten (verg. Tab. 7.1). Zusammenfassend werden in Abbildung 7.1 die Scheitelwasserstände aller extremen Sturmfluten sowie der entsprechenden tatsächlich eingetretenen Sturmfluten dargestellt. Es zeigen sich systematische regionale Unterschiede.



Abb. 7.1: Regionale Verteilung extremer Scheitelwasserstände (Küstenmodell und tatsächlich eingetretene Sturmfluten).

Die Abbildungen 7.2 und 7.3 bilden eine flächenhafte Darstellung des wichtigsten Ergebnisses des BSH-Teilprojekts. Die Scheitelwasserstände verursacht durch die extreme IFS/LM-Sturmflutwetterlage, 1976 EPS45, sind durch sie so dargestellt, dass sie leicht ablesbar sind. Dieses Simulationsergebnis übertrifft alle bisher eingetretenen Wasserstände

56

an der deutschen Küste deutlich und ist in der Größenordnung der Klimaänderungen zugeschriebenen Werte (Mai 2004). Es stellt jedoch eine Situation dar, die schon beim heutigen Klima ohne weiteres entstehen kann. Wie die statistischen Untersuchungen des fwu-Teilprojekts zeigen, haben diese Werte in Cuxhaven eine Eintrittswahrscheinlichkeit von 10<sup>-4</sup>. (Vergleiche Abschnitt 8.2.5 des fwu-Teilprojekts.)



Abb. 7.2: Scheitelwasserstände für die Sturmflutwetterlage EPS45 1976 in der östlichen Deutschen Bucht (Küstenmodell).



Abb. 7.3: Scheitelwasserstände für die Sturmflutwetterlage EPS45 1976 in der westlichen Deutschen Bucht (Küstenmodell).

Der Verlauf der Linien gleichen Scheitelwasserstandes, der nicht überall gleichzeitig eintritt, ist recht einfach strukturiert. Die höchsten Wasserstände treten in Ästuarien und Buchten auf. Danach ist der Küstenabschnitt zwischen Wilhelmshaven und Husum deutlich mehr von extremen Wasserständen betroffen als weiter östlich und weiter nördlich liegende Orte.

Die Besonderheit dieser Studie liegt in der physikalischen Konsistenz der extremen Wetterlagen. Damit ist der gegen die Studie von Hewer (1980) vorgebrachte Einwand, dass von Hand konstruierte Wetterlagen benutzt wurden, hier nicht mehr gerechtfertigt. Ein wichtiges Kriterium für die Schwere einer Sturmflut ist ihr Eintreten relativ zum örtlichen Gezeitenhochwasser. Auf Wunsch der Projektgruppe wurde exemplarisch die extreme Wetterlage noch zeitlich relativ zum Gezeitenverlauf verschoben. Für Cuxhaven ergab sich dadurch eine zusätzliche Erhöhung des Scheitelwasserstands um 0,60 m auf 7,10 m (Küstenmodell). In die statistischen Betrachtungen des fwu-Teilprojekts wurden die Ergebnisse dieser zusätzlichen Variation jedoch nicht einbezogen.

Es ist schwierig, ein Maß für die Genauigkeit der BSH-Modelle anzugeben. Während die Modelle in den Jahren 1997 bis 2004 die Hochwasser mit einer Genauigkeit von  $\pm 0,20$  m darstellen, geben für den Fall extremer Sturmfluten die Neuberechnungen der Sturmfluten 1962 und 1999 einen Anhaltspunkt. Das Küstenmodell reproduziert diese Sturmfluten für Cuxhaven mit einer Abweichung von -0,16 m bzw.  $\pm 0,33$  m. Die maximale Abweichung liegt 1962 bei Wilhelmshaven mit -0,47 m und 1999 bei Dagebüll mit  $\pm 0.63$  m. Durch Wahl des Windschubkoeffizienten werden Scheitelwerte sowohl nach oben als auch nach unten modifiziert. 1962 würde ein höherer Windschubkoeffizient die Übereinstimmung mit den Beobachtungen verbessern, 1999 ein niedrigerer. Für die extreme Sturmflut ergibt sich in Cuxhaven durch Variation des Ansatzes für den Windschubkoeffizienten eine Modifikation des Scheitelwasserstands von  $\pm 0,20$  m bis -0,48 m. Entlang der deutschen Küste kann von einem Vertrauensbereich von  $\pm 0,50$  m für die in der Studie ermittelten extremen Scheitelwerte ausgegangen werden, d.h. für Cuxhaven von Wasserständen zwischen 6 und 7 m.

Alle in Tabelle 7.1 zusammengestellten Scheitelwasserstände extremer Sturmfluten und insbesondere die der Realisierung 1976 EPS45 der Sturmflutwetterlage des 3.1.1976 werden im fwu-Teilprojekt noch einer statistisch-probailistischen Analyse unterzogen, um einen Bezug zu bisher beobachteten Extremwerten herzustellen.

# Danksagung

Wir danken der Projektgruppe sowie vielen Kollegen und Kolleginnen am BSH für ihre Unterstützung und Diskussionsbereitschaft, insbesondere Herrn Lange für die Neuberechnung der Gezeiten, Herrn Palkowski und Herrn Lüthje für die Bereitstellung der Wasserstandsdaten, Herrn Schrader für die Winddaten und die Seegangsberechnungen.

# Literaturverzeichnis

Amorocho J.; DeVries J. J.: A New Evaluation of the Wind Stress Coefficient Over Water Surfaces. Journal of Geophysical Research, 85, C1, 433-442, 1980

Corkan R. H.: Storm Surges in the North Sea. H.O. Misc. 15072, Vol. 1-2, 1948, o.S.

Corkan R. H.: The Levels in the North Sea Associated with the Storm Disturbance of 8 January 1949. Philos. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A Math. and Phys. Sciences, No. 853, vol. 242, 493-525, 1950

de Vries J. W.: Verification of the WAQUA/CSM-16 model for the winters 1992/1993 and 1993/1994. Koninklijk Nederlands Meteorologisch Institut, Technical report TR-176, De Bilt 1995, 27 S.

Deutsches Hydrographisches Institut: Beobachtungen auf den deutschen Feuerschiffen der Nord- und Ostsee im Jahre 1962 sowie Mittelwerte von Temperatur und Salzgehalt des Jahres 1962. Meereskundliche Beobachtungen und Ergebnisse, Nr. 20, Hamburg 1963, o. S.

Dick S.; Kleine E.; Müller-Navarra S. H.; Komo H.: The operational circulation model of BSH (BSHcmod) Model description and validation. Berichte des BSH Nr. 29/2001, 48 S.

Dolata L. F.; Roeckner E.; Behr H.: Prognostic Storm Surge Simulation with a Combined Meteorological/Oceanographic Model. In: J.Sündermann (E.), Circulation and Contaminant Fluxes in the North Sea. Springer-Verlag Berlin 1983, 266-278.

Emanuel K.: A Similarity Hypothesis for Air-Aea Exchange at Extreme Wind Speeds. Journal of Atmospheric Sciences, 60, 1420-1428, 2003

Fischer, G.: Ergebnisse der Sturmflutvorhersage - Modellierung im SFB 94. promet, 8. Jahrgang, Heft 4, 17-21, 1978

Flather, R. A.: Estimates of Extreme Conditions of Tide and Surge using a Numerical Model of the North-west European Continental Shelf. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 24, 69-93, 1987

Flather, R. A.: Storm Surges. Encyclopedia of Ocean Sciences, Vol. 5, 2882-2892, 2001

Flather, R. A.; Davies, A. M.: On the Specification of Meteorological Forcing in Numerical Models for North Sea Storm surge of 2 to 4 January 1976. DHZ, Ergänzungsheft, Reihe A, Nr. 15, 1978, 51 S.

Geernaert G. L.; Larsen S. E.; Hansen F.: Measurements of the Wind Stress, Heat Flux, and Turbulence INtensity During Storm Conditions Over the North Sea. Journal of Geophysical Research, Vol. 92, No. C12, 13,127-13,139, 1987

Gerritsen H., Bijlsma A.C.: Modelling of tidal and winddriven flow: The Dutch Continental Shelf Model. Computer Modelling in Ocean Engineering. Schrefler & Zienkiewicz (ed.), Balkerna, Rotterdam, 331-338, 1988

Gönnert G.: Sturmfluten und Windstau in der Deutschen Bucht - Charakter, Veränderungen und Maximalwerte im 20. Jahrhundert. Die Küste, Heft 67, 185-365, 2003

Goffinet P.: Qualitätssteigerung der Seevermessung und Navigation durch neuartige Beschickungsverfahren. Wissenschaftliche Arbeiten der Fachrichtung Vermessungswesen der Universität Hannover, Hannover 2000, 217 S.

Guan Ch.; Xie L.: On the Linear Parameterization of Drag Coefficient over Sea Surface. JPO, Notes and Correspondance, 2847-2851, 2004

Hansen, W.: The reproduction of the motion in the sea by means of hydrodynamical - numerical methods. Mitteilungen des IfM der Universität Hamburg, Nr. 5, 1966, 57 S.

Hawkins, Harry F.; Rubsam, Daryl T.: Hurricane Hilda, 1964 II. Structure and budgets of the hurricane on October 1, 1964. Monthly Weather Review, Vol. 96, No. 9, 617-636, 1968

Heaps N. S.: A two - dimensional numerical sea model. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, A, Vol. 265, 93-137, 1969

Heaps, N. S.: Development of storm-surge models at Bidston. IOS, Report No.53, 1977, 30 S.

Hewer, R.: Untersuchungen zur Entwicklung von Extremsturmfluten an der deutschen Nordseeküste auf der Basis hydrodynamisch-numerischer Modelle. Diplomarbeit, 1980, 132 S.

Howarth, M. J.: North Sea circulation. Encyclopedia of Ocean Sciences, ed. J. H. Steele, S. A. Thorpe, K. K. Turekian, Vol. 4, 1912-1921, 2001

Janssen, F.: Auswirkungen unterschiedlicher Windschubspannungsansätze auf die Qualität von Wasserstandsvorhersagen mit einem numerischen Nordseemodell. Diplomarbeit im Fach Ozeanographie, Universität Hamburg, 1996, 165 S.

Jensen, J. und Mudersbach, Ch.: Modellgestützte Untersuchungen zu Sturmfluten mit sehr geringen Eintrittswahrscheinlichkeiten (MUSE) – Teilprojekt 3: Statistisch-probabilistische Extremwertanalyse, Abschlussbericht zum bmbf-Forschungsvorhaben 03KIS039 (KFKI Fördernummer 78), Forschungsinstitut Wasser und Umwelt (fwu) an der Universität, Siegen, 2005

Kleine, E.: Die Konzeption eines numerischen Verfahrens für die Advektionsgleichung. Literaturübersicht und Details der Methode im operationellen Modell des BSH für Nordsee und Ostsee. Eigenverlag E. Kleine, Hamburg 1993, 106 S.

Kleine E.: Das operationelle Modell des BSH für Nordsee und Ostsee. Konzeption und Übersicht. Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie, 1994, 126 S.

Koopmann, G.: Die Sturmflut vom 16./17. Februar 1962 in ozeanographischer Sicht. Die Küste, Jahrgang 10/1962, Heft 2, 55-68

Kraus E. B.; Businger J. A.: Atmosphere-Ocean Interaction. Oxford University Press, 1994 (2.Auflage), 362 S.

Kraus H.; Ebel U.: Risiko Wetter. Die Entstehung von Stürmen und anderen atmosphärischen Gefahren. Springer Verlag Heidelberg 2003, 250 S.

Kruhl, H.: Sturmflut - Wetterlagen. promet, 8. Jahrgang, Heft 4, 6-8, 1978

Lamb, H.: Historic storms of the North Sea, British Isles and Northwest Europe. Cambridge University Press, 1991, 204 S.

Lassen, Horst; Siefert, Winfried; Gönnert, Gabriele: Windstauentwicklung in dem Tiefwasserbereich der südöstlichen Nordsee bei Sturmflutwetterlage. Die Küste, Heft 64, 88-125, 2001

Loewe P.; Schmolke S.; Becker G.; Brockmann U.; Dick S.; Engelke C.; Frohse A.; Horn W.; Klein H.; Müller-Navarra S.; Nies H.; Schrader D.; Schulz A.; Theobald N.; Weigelt S.: Nordseezustand 2003. Berichte des BSH, Nr. 38, 2005, 217 S.

Mai S.: Klimafolgenanalyse und Risiko für eine Küstenzone am Beispiel der Jade-Weser-Region. Universität Hannover, Franzius-Institut für Wasserbau und Küsteningenieurwesen, Mitteilungen Heft 91, 2004, 275 S.

Mastenbroek C.; Burgers G.; Janssen P. A. E. M.: The Dynamical Coupling of a Wave Model and a Storm Surge Model through the Atmospheric Boundary Layer. Journal of Physical Oceanography, 25, 1856-1866, 1993

Metje N.: Einfluss von Sturmparametern auf die Wasserstände in der Deutschen Bucht. Studienarbeit, Institut für Strömungsmechanik und elektronisches Rechnen im Bauwesen, 1996, 36 S.

Miller B. I.: A study of the filling of Hurricane Donna (1960) over land. Monthly Weather Review, 92, 389-406, 1964

Müller-Navarra, S. H.; Giese, H.: Improvements of an empirical model to forecast wind surge in the German Bight. DHZ, 51, Nr. 4, 385-405, 1999

Müller-Navarra, S. H.; Lange, W.; Dick, S., Soetje, K. C.: Über die Verfahren der Wasserstands- und Sturmflutvorhersage: Hydrodynamisch-numerische Modelle der Nordund Ostsee und ein empirisch-statistisches Verfahren für die Deutsche Bucht. promet, Jahrg. 29, Nr. 1-4, 117-124, 2003

Murawski J.: Neue Konzepte der Strömung- Seegangskopplung. Dissertation 2005, Universität Hamburg, in Vorbereitung

Onvlee J. R. N.: The performance of drag relations in the WAQUA storm surge model. koninklijk nederlands meteorologisch intitut, Technical reprort TR-149, De Bilt 1993, 25 S.

Pichler H.: Dynamik der Atmosphäre. BI Wissenschaftsverlag, Mannheim ... 1984, 456 S.

Plüß A.: Das Nordseemodell der BAW zur Simulation der Tide in der Deutschen Bucht. Die Küste, Heft 67, 83-127, 2003

Powell, M. D.; Vickery, P. J.; Reinhold, T. A.: Reduced drag coefficient for high wind speeds in tropical cyclones. Nature, 422, 279-283, 2003

Pugh D.T.: Tides, Surges and Mean Sea-Level. John Wiley & Sons Chichester 1987, S. 472

Pugh D.: Changing Sea Levels. Effects of Tides, Weather and Climate. Cambridge University Press 2004, 265 S.

Roediger, G.: Entwicklung und Verlauf der Wetterlage vom 16./17. Februar 1962. Die Küste, Jahrgang 10, Heft 1, 1-4, 1962

Rodewald, M.: Zur Entstehungsgeschichte der Sturmflut - Wetterlagen in der Nordsee im Februar 1962. Die Küste, Jahrgang 10, Heft 2, 1-54, 1962

Rodewald, M.: Zur Entstehungsgeschichte von Sturmflut-Wetterlagen in der Nordsee. Die Küste, Jahrgang 13, 1-60, 1965

Schulz, H.: Verlauf der Sturmflut vom Februar 1962 im deutschen Küsten - und Tidegebiet. Die Küste, Jahrgang 10/1962, Heft 1, 5-16

Sindern J.; Göhren H.: Die Sturmfluten im Januar 1976 - Wasserstände und Tidekurven. Die Küste, Heft 33, Anhang, 214-225, 1979

Smith J. A.; Flather R. A.: Evaluation of the Accuracy of Total Water Levels Produced by the Operational Storm Surge Model. Proudman Oceanographic Laboratory, Internal Document No. 83, June 1995, 16 S.

Smith S. D.; Banke E. G.: Variation of the sea surface drag coefficient with wind speed. Quart. J. R. Met. Soc. 101, 665-673, 1975

Tang Y. M.; Grimshaw R.; Sanderson B.; Holland G.: A Numerical Study of Storm Surges and Tides, with Application to the North Queensland Coast. JPO, 26, 2700-2711, 1996

Toba, Y.; Smith, S. D.; Ebuchi, N.: Historical Drag Expressions. In: Wind stress over the ocean. Ed. Ian S. F. Jones und Yoshiaka Tobo, 2001, S. 35-53

Tomczak, G.: Über die Genauigkeit der Sturmflutvorhersage für die deutsche Nordseeküste. DHZ, 13, 1-13, 1960

Wu J.: Wind-Stress Coefficient Over Sea Surface From Breeze to Hurricane. Journal of Geophysical Research, Vol. 87, No. C12, 9704-9706, 1982

# Anhang 0 Zusammenstellung von Angaben zu den BSH-Modellen

Modellgebiet	Deutsche Bucht und westliche Ostsee
Modellart	Gitterpunktmodell, Arakawa – C – Gitter
Oberfläche	freie Oberfläche: ζ
Horizontale Koordinaten	λ, φ
Horizontaler Gitterabstand	$\Delta\lambda$ = 1'40'', $\Delta\phi$ = 1'00'', etwa 1,8 km
Vertikale Koordinate	Z
Vertikale Auflösung	bis zu 9 Schichten
Dicke der Oberflächenschicht	8 m
Schichtdicken oberhalb 50 m	4, 4, 4, 4, 6, 10, 10 m
Schichtdicken unterhalb 50 m	25 m
Maximale Modelltiefe	70 m
Minimale Wassertiefe	0,05 m (Trockenfall)
Modellgleichungen	Primitive, nichtlineare Flachwassergleichungen
Prognostische Variable	u. v, $\zeta$ , T,S; Eisdrift, Eisdicke, Eiskompaktheit
Eisdynamik	Modifiziertes Hibler Modell
Druck	Hydrostatisch
Vertikalgeschwindigkeit	Kontinuitätsgleichung
Dichte	Unesco Formel
Physikalische horizontale Viskosität	Mischungswegansatz bezogen auf Gitterabstand
Physikalische vertikale Viskosität	Mischungswegansatz bezogen auf Gitterabstand
Physikalische horizontale Diffusivität	0.5 physikalische Viskosität
Physikalische vertikale Diffusivität	Pr <sup>-1</sup> physikalische Viskosität
Konvektion	f(Ri)
Meteorologische Daten	$W_{10m}$ , $T_L$ , $p_L$ , spez. Feuchte, Bewölkung
Meteorologische Modelle	GME/LM, MUSE: IFS/LM
Windschubspannungskoeffizient	0.63 + 0.066  W <sub>10m</sub>
Bodenreibungskoeffizient	0.0021

Vertikale Wände	glatt
Offene vertikale Randflächen	bei längerfristigem Einstrom Werte prognostischer Variablen aus NO-Modell
Flusseinträge	Aktuelle Daten, MUSE: klimatologische Werte
Wärmefluss an der Oberfläche	$f(W_{10m}, T_L, p_L, spez. Feuchte, Bewölkung, Eis)$
Salzfluss an der Oberfläche	0
Anfangswerte	fortlaufende Berechnung, MUSE: jahreszeitlich und in den Phasen konsistente Archivwerte
Integrationsverfahren	explizit, vertikaler Austausch und Eisdynamik implizit
Zeitschritt	45 s, Eisdynamik 900 s
Differenzenform	Kontrollvolumenansatz für T und S
Impulsadvektion	"vector upwind"
Vertikaler Impulsaustausch	Zentrale Differenzen
Energie-, Salzadvektion	"flux corrected transport"
Energie-, Salzdiffusion	Zentrale Differenzen

Tab. A0.1: Beschreibung des Küstenmodells des BSH.

Modellgebiet	Nord- und Ostsee
Horizontaler Gitterabstand	$\Delta\lambda$ = 10'00'', $\Delta\phi$ = 6'00'', etwa 10 km
Vertikale Auflösung	14 Schichten
Schichtdicken unterhalb 50 m	25, 25. 50,50, 50, bis 900 m
Maximale Modelltiefe	658 m
Innere vertikale Randflächen	bei Einstrom Werte für prognostische Variable aus Küstenmodell
Offene vertikale Randflächen	Wasserstand aus NOAMOD und 17 Partialtiden der Gezeit aus harmonischer Analyse, alle 15 Min., bei längerfristigem Einstrom monatliche klimatologische Werte für T und S
Zeitschritt	90 s

Tab. A0.2: Kurzbeschreibung des Nord- und Ostseemodells des BSH relativ zum Küstenmodell.

Modellgebiet	Deutsche Bucht und westliche Ostsee
Horizontaler Gitterabstand	Δλ = 10'00'', Δφ = 6'00'', etwa 10 km
Vertikale Auflösung	1 Schicht
Maximale Modelltiefe	658 m
Prognostische Variable	υ. ν, ζ
Dichte	konstant
Offene vertikale Randflächen	Wasserstand aus NOAMOD und 17 Partialtiden der Gezeit aus harmonischer Analyse, alle 15 Min.
Zeitschritt	75 s

Tab. A0.3: Kurzbeschreibung des Staumodells des BSH relativ zum Küstenmodell.

Modellgebiet	Nordostatlantik
Horizontaler Gitterabstand	$\Delta \lambda = 40'00'', \Delta \phi = 24'00'', etwa 40 \text{ km}$
Vertikale Auflösung	1 Schicht
Dicke der Oberflächenschicht	bis xx m
Maximale Modelltiefe	4700 m
Prognostische Variable	u. ν, ζ
Dichte	konstant
Physikalische horizontale Viskosität	Austauschkoeffizient AH=500 000 m <sup>2</sup> s <sup>-1</sup>
Bodenreibungskoeffizient	0.0025
Offene vertikale Randflächen	<i>∂ζ/∂</i> n = 0, ζ-u <sub>n</sub> √g/H=0
Zeitschritt	75 s

Tab. A0.4: Kurzbeschreibung des Nordostatlantikmodells des BSH relativ zum Küstenmodell.

# Anhang A Neuberechnung 1962: Fernwelle und Wechselwirkung

Neuberechnung der Sturmflut vom 16./17. Februar 1962

Start mit Archivwerten am 11.02.1962 00:00 UTC

#### Fernwelle und Wechselwirkung











# Anhang B1 Windstau Vergleich IFS LM 1962 EPS26

Synoptischer Vergleich von IFS und LM an Hand der Realisierung Nr. 26 1962

Windstau (m)

6.0

5.0

4.0

3.0

2.0

1.0

0.5

0.0

-0.5

-1.0

-2.0

-3.0

-4.0

Windstau (m)

6.0

5.0

4.0

3.0

2.0

1.0

0.5

0.0

-0.5

-1.0

-2.0

-3.0

-4.0

Start mit der Neuberechnung vom 15.02.1962 12:00 UTC

# Windstau

IFS



Windstau am 15. 2.1962 12:00 Uhr (UTC)



Windstau am 15. 2.1962 18:00 Uhr (UTC)

IFS+LM



Windstau am 15. 2.1962 18:00 Uhr (UTC)








## Anhang B2 Windstau Vergleich IFS LM 1999 EPS05

Synoptischer Vergleich von IFS und LM an Hand der Realisierung Nr. 05 1999

Windstau (m)

6.0

5.0

4.0

3.0

2.0

1.0

0.5

0.0

-0.5

-1.0

-2.0

-3.0

-4.0

Windstau (m)

6.0 5.0

4.0 3.0

2.0

1.0

0.5

0.0

-0.5

-1.0

-2.0

-3.0

-4.0

Start mit der Neuberechnung vom 03.01.1999 06:00 UTC

### Windstau

IFS







Windstau am 3.12.1999 12:00 Uhr (UTC)

IFS+LM



Windstau am 3.12.1999 12:00 Uhr (UTC)





# Anhang C1 Windstau 1976 EPS45

### Extreme Realisation der Sturmflut vom 3. Januar 1976

#### Windstau

EPS45



**Re-Analyse** 



Windstau am 3. 1.1976 06:00 Uhr (UTC)

Aktueller Wert

Borkum: 1.81 m

Cuxhaven: 1.72 m Husum: 1.74 m 2.0

1.0

0.5

0.0

-0.5

-1.0

-2.0

-3.0

-4.0

Windstau am 3. 1.1976 06:00 Uhr (UTC)







Windstau am 4. 1.1976 01:00 Uhr (UTC)



Windstau (m)	
6.0	
5.0	
4.0	
3.0	
2.0	
1.0	
0.5	
0.0	
-0.5	
-1.0	
-2.0	
-3.0	
-4.0	

Windstau (m) 6.0 5.0

4.0 3.0 2.0

1.0 0.5 0.0

-0.5 -1.0 -2.0 -3.0 -4.0

6.0 5.0 4.0 3.0 2.0 1.0 0.5 0.0

-0.5

-1.0 -2.0 -3.0 -4.0

Windstau am 4. 1.1976 02:00 Uhr (UTC)



Windstau am 4. 1.1976 03:00 Uhr (UTC)





Windstau am 4. 1.1976 06:00 Uhr (UTC)



Windstau (m)	
6.0	
5.0	
4.0	
3.0	
2.0	
1.0	
0.5	
0.0	
-0.5	
-1.0	
-2.0	
-3.0	
-4.0	
-	

Windstau am 4. 1.1976 09:00 Uhr (UTC)



Windstau (m)	
6.0	
5.0	
4.0	
3.0	
2.0	
1.0	
0.5	
0.0	
-0.5	
-1.0	
-2.0	
-3.0	
-4.0	

Windstau am 4. 1.1976 12:00 Uhr (UTC)



Windstau am 4. 1.1976 15:00 Uhr (UTC)

## Anhang C2 Windstau Vergleich zweier Realisierungen 1990

Vergleich der Realisierungen Nr. 20 und 30 der Sturmflut vom 27./28. Februar 1990

Windstau (m)

6.0

5.0

4.0

3.0

2.0

1.0

0.5

0.0

-0.5

-1.0

-2.0

-3.0

-4.0

6.0

5.0

4.0

3.0

2.0

1.0

0.5

0.0

-0.5

-1.0

-2.0

-3.0

-4.0

#### Windstau

EPS20



Windstau am 26. 2.1990 12:00 Uhr (UTC)



Windstau am 26. 2.1990 15:00 Uhr (UTC)





Windstau am 26. 2.1990 12:00 Uhr (UTC)



Windstau am 26. 2.1990 15:00 Uhr (UTC)

6.0

5.0

4.0

3.0

2.0

1.0

0.5

0.0

-0.5

-1.0

-2.0

-3.0

-4.0

Windstau (m)

6.0

5.0

4.0

3.0

2.0

1.0

0.5

0.0

-0.5

-1.0

-2.0

-3.0

-4.0



Windstau am 27. 2.1990 03:00 Uhr (UTC)

Windstau am 27. 2.1990 03:00 Uhr (UTC)





Windstau am 27. 2.1990 09:00 Uhr (UTC)



Windstau am 27. 2.1990 12:00 Uhr (UTC)



Windstau am 27. 2.1990 15:00 Uhr (UTC)



Windstau (m)

6.0

5.0

4.0

3.0

2.0

1.0

0.5

0.0 -0.5

-1.0

-2.0

-3.0

-4.0

3.0

2.0

1.0

0.5

0.0

-0.5

-1.0

-2.0

-3.0

-4.0



Windstau am 27. 2.1990 06:00 Uhr (UTC)



Windstau am 27. 2.1990 09:00 Uhr (UTC)



Windstau am 27. 2.1990 12:00 Uhr (UTC)



Windstau am 27. 2.1990 15:00 Uhr (UTC)



Windstau (m) 6.0

5.0

4.0

3.0 2.0

1.0

0.5

0.0

-0.5

-1.0

-2.0

Windstau (m) 6.0 -5.0 4.0 3.0 2.0 1.0 0.5 0.0 -0.5 -1.0 -2.0 -3.0 -4.0

Windstau (m) 6.0 5.0 4.0 3.0 2.0 1.0 0.50.0 -0.5 -1.0 -2.0 -3.0

-4.0



# Anhang C3 Windstau 1994 EPS31 und 1967 EPS39

Realisationen Nr. 31 bzw. 39 der Sturmflut vom 28. Januar 1994 bzw. vom 23. Februar 1967

Windstau (m) 6.0 5.0 4.0 2.0 1.0 -0.5 -1.0 -2.0 -3.0

-4.0

Windstau (m)

6.0

5.0

4.0

3.0

2.0

1.0

0.5

0.0

-0.5

-1.0

-2.0

-3.0

-4.0

#### Windstau

1994 EPS31



Windstau am 27. 1.1994 12:00 Uhr (UTC)



Windstau am 27. 1.1994 18:00 Uhr (UTC)

1967 EPS39



Windstau am 23. 2.1967 03:00 Uhr (UTC)





Windstau am 28. 1.1994 00:00 Uhr (UTC)



Windstau am 28. 1.1994 06:00 Uhr (UTC)

Windstau am 23. 2.1967 15:00 Uhr (UTC)



