

KFKI-VERBUNDPROJEKT
Modellgestützte Untersuchungen zu extremen
Sturmflutereignissen an der Deutschen Ostseeküste (MUSTOK)

TEILVORHABEN
Modellgestützte Untersuchungen zu Sturmfluten mit sehr geringen
Eintrittswahrscheinlichkeiten an der Deutschen Ostseeküste (MUSE Ostsee)



ABSCHLUSSBERICHT 1.1

**Vorhersage von historisch aufgetretenen Stürmen über der Ostsee
mithilfe des Ensemble Prediction Systems (EPS) und COSMO**

Autor	Ralf Schmitz
Institut	Deutscher Wetterdienst (DWD), Offenbach
Bearbeitungszeitraum	01.07.2005 – 30.09.2007
Fördernummer	BMBF 03KIS052 / KFKI 84
Datum	30.09.2007
Version	1.0

Zitierhinweis: Schmitz, R. (2007): Vorhersage von historisch aufgetretenen Stürmen über der Ostsee mithilfe des Ensemble Prediction Systems (EPS) und COSMO, Abschlussbericht 1.1 zum KFKI-Verbundprojekt *Modellgestützte Untersuchungen zu extremen Sturmflutereignissen an der Deutschen Ostseeküste (MUSTOK)*, Offenbach

Das Verbundprojekt wurde gefördert von:



Abschlussbericht

***„Vorhersage von historisch aufgetretenen
Stürmen über der Ostsee mithilfe des
Ensemble Prediction System und COSMO“***

im Rahmen des Projektes MUSTOK

Autor: Dr. rer. nat. Ralf Schmitz
September 2007

Inhaltsverzeichnis

INHALTSVERZEICHNIS.....	2
ABBILDUNGS- UND TABELLENVERZEICHNIS	3
ABKÜRZUNGSVERZEICHNIS.....	5
1. EINFÜHRUNG	6
2. GRUNDLAGEN	8
2.1 Ursachen der Ostseesturmfluten.....	8
2.2 Berechnung des potentiellen Windstaus	11
3. METHODE	14
4. MODELLE.....	18
4.1 Ensemble Prediction System	18
4.2 COSMO	20
5. DATENBASIS	22
5.1 Sturmindex.....	23
5.2 Wetterlagen der Sturmflut im Jahr 1872.....	28
5.3 Operationelles EPS-Archiv.....	32
5.3.1 Beschreibung	32
5.3.2 Statistische Analyse	32
6. VORHERSAGEN HISTORISCHER STÜRME.....	36
6.1 Ensemble Prediction System	36
6.2 Wasserstandssimulationen	45
6.3 Vergleiche der Atmosphärenmodelle	53
6.4 Fallstudien	55
6.4.1 Sturm November 1970	56
6.4.2 Sturm Dezember 1971	58
6.4.3 Sturm 4. November 1995.....	61
6.4.4 Sturm 17. November 1995.....	63
6.4.5 Sturm Oktober 2003	67
6.4.6 Sturm Januar 2005.....	72
7. ZUSAMMENFASSUNG.....	76
8. AUSBLICK	79
9. LITERATUR.....	80

Abbildungs- und Tabellenverzeichnis

Abbildung 1: Wahrscheinlichkeit der Zugbahn von Sturmflut auslösenden Zyklonen	10
Abbildung 2: Potentieller Windstau in Wismar, berechnet in Abhängigkeit von Windrichtung und Windgeschwindigkeit	12
Abbildung 3: Methode zur Erzeugung von extremen Wasserständen	15
Abbildung 4: Berücksichtigte Gitterpunkte im EPS zur Auswahl geeigneter Wetterlagen.....	15
Tabelle 1: Beschreibung der verwendeten Atmosphärenmodelle.....	18
Abbildung 5: Schematische Abbildung eines Super-Ensembles	19
Abbildung 6: Modellgebiete der verwendeten COSMO-Versionen	20
Abbildung 7: Notwendige Luftdruckwerte zur Berechnung des modifizierten Sturmindex für die westliche und südliche Ostsee	24
Abbildung 8: Sturmindex über der westlichen/südlichen Ostsee, berechnet aus Tagesmitteln des Luftdruckes im Datensatz EMSLP für den Zeitraum 1850 bis 2003	25
Abbildung 9: wie Abbildung 8, aber bezogen auf den UKMO-Datensatz im Zeitraum 1881 bis 2005.....	25
Abbildung 10: wie Abbildung 8, aber für den potentiellen Windstau in Wismar.	26
Abbildung 11: wie Abbildung 9, aber für den potentiellen Windstau in Wismar.	27
Abbildung 12: Windstauwerte, berechnet aus dem ERA40 für den Standort Wismar im Zeitraum 1958 bis 2002	28
Abbildung 13a-h: Luftdruck im Meeresniveau, interpoliert aus dem EMSLP-Datensatz im Zeitraum der Sturmflut aus dem Jahr 1872.....	30
Abbildung 14: Sturmindex und potentieller Windstau in der südlichen Ostsee im Zeitraum der Sturmflut aus dem Jahr 1872, berechnet aus dem bodennahen Luftdruckfeld des EMSLP	31
Tabelle 2: Statistik der Windgeschwindigkeit und der Windrichtung im Ensemble-Archiv in Gitterpunkten in der Nähe von Arkona im Zeitraum 1994 bis 2006	33
Abbildung 15: Weibullverteilung der Windgeschwindigkeit in 10m Höhe, berechnet für das Ensemble-Archiv	33
Abbildung 16: Wie Abbildung 15, aber für Windrichtungen aus 0 bis 90°	34
Abbildung 17: Potentieller, nach dem Ansatz von Schmager aus Windgeschwindigkeit und Windrichtung berechneter Windstau in Wismar im Zeitraum 1998 bis 2006.....	35
Tabelle 3: Wichtige Kenngrößen der durchgeführten EPS-Modellierungen	37
Abbildung 18: Potentieller Windstau in Wismar, berechnet für alle durchgeführten Vorhersagestunden mit dem EPS.....	39
Tabelle 4: Beaufortskala mit den entsprechenden Windgeschwindigkeiten.....	42
Abbildung 19a-o: Häufigkeitsverteilungen der Windklassen für die jeweiligen Zieltermine, die mit dem EPS nachgerechnet wurden	42
Abbildung 20a-n: Windstauwerte in Wismar an ausgewählten Zielterminen für verschiedene Member aus einem Super-Ensemble	44
Abbildung 21a-e: Messung und Simulation der Scheitelwasserstände an ausgewählten Standorten zu bestimmten Zielterminen, angetrieben mit Mitgliedern des EPS	48
Abbildung 22a-l: Simulierter Scheitelwasserstand, und über sechs Stunden gemittelter Windstau in Wismar für verschiedene Member und Zieltermine.....	52

Abbildung 23: Vergleich der simulierten maximalen Windgeschwindigkeit in 10m Höhe zwischen ausgewählten EPS-Mitgliedern und COSMO.....	54
Abbildung 24: Windgeschwindigkeit in verschiedenen Höhen, simuliert von EPS-Mitglied Nr.45 und COSMO am 27.1.2005 um 17UTC	54
Abbildung 25: Vergleich der mit COSMO im operationellen Betrieb simulierten und der beobachteten Windgeschwindigkeit in Arkona	55
Abbildungen 26a-b: Windvektoren in 10m Höhe, simuliert von einem Mitglied aus dem EPS-Kollektiv (a) und diesem mit Modellflächen im Output nachgerechneten Mitglied (b) für den Vorhersagezeitpunkt, an dem die Unterschiede in den auftretenden Windgeschwindigkeiten am Größten sind	58
Abbildung 27a-b: ERA40-Analysen für den Sturm im Dezember 1971	59
Abbildung 28: Wahrscheinlichkeit der simulierten Trajektorien für ein Ensemble von 50 Mitgliedern, das am 7.12.1971 um 12UTC startet.....	60
Abbildung 29a-b: Bodenluftdruck und 10m-Windgeschwindigkeit, simuliert von EPS-Mitglied Nr.45 und COSMO. Startzeitpunkt ist der 7.12.1971 um 0UTC, die Vorhersagelänge beträgt jeweils 44 Stunden.....	61
Abbildung 30a-c: ERA40-Analysen für den Sturm am 4.11.1995	62
Abbildung 31a-b: Vorhersage des Bodenluftdruckes und der Windgeschwindigkeit in 10m Höhe von EPS-Mitglied Nr.34 und COSMO jeweils am 3.11.1995 um 23UTC	62
Abbildung 32: Windstau in Wismar von zwei ausgewählten Mitgliedern aus dem EPS und den jeweils mit Modellflächen nachgerechneten Mitgliedern für den Sturm am 17.11.1995....	65
Abbildung 33a-b: Windvektoren in 10m Höhe, simuliert von Mitglied Nr.14 aus dem EPS-Kollektiv (unten) und von dem, mit Modellflächen im Output, nachgerechneten Mitglied (oben) zu dem Zeitpunkt, an dem die Unterschiede in den Windgeschwindigkeiten maximal sind.....	66
Abbildung 34a-b: Wie Abbildung 33, aber für Mitglied Nr.1.	67
Abbildung 35: Trajektorien des Kerntiefs für ein EPS mit 50 Mitgliedern zu dem Startzeitpunkt am 17.10.2003 um 12UTC, ab der Vorhersagelänge von sechzig Stunden	68
Abbildung 36a-e: Modellierter Bodenluftdruck und Windgeschwindigkeit in 10m Höhe von zwei verschiedenen EPS-Mitgliedern und COSMO	69
Abbildung 37a-b: Wie Abbildung 36a-b, aber für simulierte Windvektoren	71
Abbildung 38: Potentieller Windstau in Wismar, gemessener Wasserstand in Landsort und Sturmindex über der westlichen / südlichen Ostsee vor dem Sturm am 26.1.2005.....	73
Abbildung 39a-d: Bodenluftdruck und Windgeschwindigkeit in 10m Höhe in den operationellen Analysen für den Zeitraum vor der Sturmflut im Januar 2005.....	74
Abbildung 40: Maximale, minimale und mittlere Windgeschwindigkeit der jeweils fünfzig EPS-Mitglieder, in Abhängigkeit vom Startzeitpunkt der Vorhersagen für den Sturm im Januar 2005	74
Abbildung 41a-b: Modellierter Bodenluftdruck und Windgeschwindigkeit in 10m Höhe von EPS-Mitglied Nr.45 und COSMO	75
Tabelle 5: Anzahl der Ozeanmodellierungen, die pro Pegelstandort die Größenordnung oder den nominellen Wert der höchsten Scheitelwasserstände der Sturmflut aus dem Jahr 1872 erreichen.....	77

Abkürzungsverzeichnis

BSH	Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie in Hamburg
COSMO	operationelles Wettervorhersagemodell des DWD
COSMO-B	operationelles Wettervorhersagemodell des DWD, Ostseegebiet (inoffizielle Bezeichnung)
COSMO-EU	operationelles Wettervorhersagemodell des DWD, komplettes Modellgebiet (bis Mai 2007 "LME")
DWD	Deutscher Wetterdienst
EMSLP	Datensatz: European Mean Sea Level Pressure
EPS	Ensemble Prediction System; operationelles Vorhersage-Ensemblesystem des EZMW
ERA40	European Reanalysis Project (1958 bis 2002); Mit dem globalen Wettervorhersagemodell und Datenassimilation erstellte globale meteorologische Messungen der Vergangenheit
EZMW	Europäisches Zentrum für mittelfristige Wettervorhersage mit Sitz in Großbritannien
FTZ	Forschungs- und Technologiezentrum Westküste Kiel
GKSS	Forschungszentrum Geesthacht GmbH
GRIB	meteorologisches, standardisiertes Datenformat
IFS	Integrated Forecast System; operationelles deterministisches Globalmodell des EZMW
MARS	Meteorological Archival and Retrieval System des EZMW
MUSE	Modellgestützte Untersuchungen zu Sturmfluten an der deutschen Ostseeküste mit sehr geringen Eintrittswahrscheinlichkeiten; Teilprojekt von MUSTOK
MUSTOK	Verbundprojekt von MUSE und SEBOK
NCAR	National Centre for Atmospheric Research
OP	Operationelle Analysen
SMS	Supervisor Monitor Scheduler; Skripte, welche die operationellen Modelle des EZMW steuern
UKMO	UK Met Office; hier: Datensatz des britischen Wetterdienstes
WS	Windgeschwindigkeit
WR	Windrichtung

1. Einführung

Die Ostsee ist ein halb geschlossenes Meeresbecken mit einer Fläche von 386.000km². Verschiedene Küstenregionen der Ostsee sind sehr verwundbar gegenüber Sturmfluten. Grosse Gebiete der deutschen Ostseeküste gehören hier ebenso dazu, wie weiter östlich gelegene Regionen, z.B. bei Sankt Petersburg in Russland (Meier et. al 2006).

Sturmfluten mit mehr als 100 bis 140cm über dem mittleren Wasserstand (cmNN) – nach der BSH-Klassifikation einzuordnen in die leichte Kategorie – treten an der deutschen Ostseeküste fast jedes Jahr auf (Die Küste 66). Sehr schwere Sturmfluten sind dagegen selten. Sie werden über einen Grenzwert ab 160cmNN definiert, der in den letzten zwanzig Jahren lediglich vier Mal überschritten worden ist. Für das Projekt MUSTOK sind vorwiegend die Sturmfluten interessant, welche die – in der Regel durch Deiche geschützte – Bebauung gefährden können. Abgesehen von den Sturmhochwassern, die wegen ihrer langen zeitlichen Dauer eine Gefahr für den Küstenschutz darstellen, trifft das auf Wasserstände zu, die 200cmNN weit übersteigen. Diese Ereignisse sind das letzte Mal zu Beginn des 20. Jahrhunderts und vor allem im November 1872 aufgetreten, als an manchen Pegeln für ein paar Stunden sogar 300cmNN erreicht wurden.

Die Deiche an der deutschen Ostseeküste sind so bemessen, dass sie einer Sturmflut wie aus dem Jahre 1872 gerade noch standhalten können (Die Küste 66). Damals sind Wasserstände aufgetreten, die es seitdem in dieser Größenordnung nicht mehr gegeben hat.

Wie hoch die Eintrittswahrscheinlichkeit liegt, um jenen Wasserstand zu erreichen, kann aufgrund von Beobachtungen nur sehr grob eingeschätzt werden (Jensen & Töppe 1990). Der mithilfe von Messungen abschätzbare Wert ist jedoch mit einer sehr großen Unsicherheit behaftet, da die erreichten Größenordnungen der Scheitelwasserstände von 1872 sehr selten in der Zeit davor auftraten und die jeweiligen Beobachtungen hier noch ungenauer waren.

Das übergeordnete Ziel von MUSTOK ist es, die vermeintlichen Jahrhundert- oder gar Jahrtausendereignisse statistisch besser einordnen zu können, indem modellierte Wasserstände der Grundgesamtheit der Beobachtungen hinzugefügt werden.

Die Ursachen von extremen Sturmfluten an der deutschen Ostseeküste sind schließlich auch aus oben genannten Gründen bislang noch wenig untersucht. Einige Arbeiten versuchen einen Zusammenhang zwischen den meteorologischen Variablen und den dabei tatsächlich auftretenden Wasserständen herzustellen (Kohlmetz 1967; Die Küste 66). Die Untersuchungen, die sich mit Messwerten beschäftigen, können jedoch nur grobe Hinweise bei der Quantifizierung der Eintrittswahrscheinlichkeiten extremer Hochwasserstände geben. Diese Wissenslücke soll mit dem Verbundprojekt MUSTOK geschlossen werden, indem versucht wird, extreme Sturmfluten vergleichsweise realistisch in Computermodellen zu erzeugen. Als wesentliches Hilfsmittel dienen im operationellen Einsatz getestete numerische Modelle, die in der Lage sind, die Atmosphäre und den Ozean gut zu simulieren.

Das Ziel des vom DWD durchgeführten Teilprojektes ist es, einige physikalisch konsistente atmosphärische Daten bereitzustellen, die in den Ozeanmodellen möglichst hohe Wasserstände auslösen können.

Diese Daten werden mit operationellen Wettervorhersagemodellen erstellt, die eine Vorhersage historisch aufgetretener Tiefdruckgebiete mithilfe von global verfügbaren atmosphärischen Messungen simulieren.

Das erste Glied der Modellkette aus Atmosphären- und Ozeanmodellen ist das Ensemble Prediction System (EPS) des europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage (EZMW). Mit dem derzeitigen aktuellen EPS können historisch aufgetretene Stürme im Zeitraum 1958 bis heute nachgerechnet werden. Das zweite optionale Glied der atmosphärischen Modellkette ist das so genannte COSMO (frühere Bezeichnung LME). COSMO ist ein beim Deutschen Wetterdienst (DWD) für die Vorhersage entwickeltes Modell. Es ist ein Regionalmodell, welches in diesem Projekt verwendet wird, um das grob aufgelöste EPS zu verfeinern.

Die bisherigen Sturmfluten an der deutschen Ostseeküste sind unter sehr heterogenen Bedingungen entstanden. Die große Herausforderung für dieses Teilprojekt besteht darin, Wetterlagen physikalisch konsistent zu erzeugen, die in den Ozeanmodellen zu ähnlich hohen Wasserständen wie die historischen Rekordmarken führen. Hierzu muss zunächst ohne Ozeanmodelle abgeschätzt werden, wie hoch das Gefährdungspotential bestimmter Wetterlagen für die deutsche Ostseeküste ist.

Das Bundesamt für Seeschifffahrt (BSH) und das Forschungs- und Technologiezentrum Westküste (FTZ) führen mit den bereitgestellten atmosphärischen Vorhersagen Modellierungen des Wasserstandes durch, die schließlich von der Universität Siegen statistisch analysiert werden. Mit den in MUSTOK angewendeten Methoden sollte es schließlich möglich sein, die in der Vergangenheit aufgetretenen extremen Sturmfluten statistisch einordnen und das Gefährdungspotential für die deutsche Ostseeküste besser abschätzen zu können.

2. Grundlagen

2.1 Ursachen der Ostseesturmfluten

Sturmhochwasserstände an der deutschen Ostseeküste hängen grundsätzlich von meteorologischen, ozeanographischen und küstenmorphologischen Faktoren ab (Die Küste 66). In diesem Bericht werden vor allem die meteorologischen und teilweise die ozeanographischen Ursachen behandelt. Die Haupteinflussfaktoren werden von der Verlagerung der relevanten Tiefdruckgebiete und deren Eigenschaften bestimmt. Hieraus lassen sich die wichtigsten Ursachen für Sturmfluten an der deutschen Ostseeküste ableiten:

- 1) **Windgeschwindigkeit** im Meeresniveau: Sie hängt unter anderem von den Luftdruckgradienten und der Reibung des Untergrundes ab. Für starke Sturmfluten, das haben die bisherigen Beobachtungen gezeigt, ist eine mittlere Windgeschwindigkeit ab ca. 20 m/s notwendige Voraussetzung.
- 2) **Windrichtung:** Die für solche Sturmfluten relevante Windrichtung liegt – bedingt durch die Küstenstruktur – zwischen 0 und 90°. Jene Richtungen werden durch die Lage des Tiefdruckgebietes bestimmt und können nur auf westlichen oder nördlichen Bereichen der Zyklonen auftreten.
- 3) **Wirkdauer:** Sie bezeichnet die Beständigkeit ab einer, nicht genauer definierten, hohen Windgeschwindigkeit. Je langsamer sich das Tiefdruckgebiet verlagert, umso größer ist die Wahrscheinlichkeit einer längeren Wirkdauer.
- 4) **Wirklänge**, engl. fetch: Die Wirklänge beschreibt die Größe des auf den Ozean wirkenden Windfeldes bei, nicht genauer definierten, hohen Windgeschwindigkeiten. Im westlichen Teil der deutschen Ostseeküste (bei Kiel z.B.) ist der höchstmögliche fetch aufgrund der Land-See-Verteilung wesentlich niedriger als in weiter östlich gelegenen Regionen, z.B. in der Region um Greifswald.
- 5) **Vorfüllung:** Das mittlere Volumen der Ostsee vor einer Sturmflut wird als Vorfüllung bezeichnet. Es wird durch den Frischwasserzufluss aus Flüssen und vor allem durch den Zufluss aus der Nordsee bestimmt. Damit letzterer zustande kommt, sind in bestimmten Regionen des Sagerrak und Kattegat nord / nordwestliche Windrichtungen mit einer gewissen Stärke und Wirkdauer notwendige Voraussetzung.

Die angeführten Faktoren hängen voneinander ab und sind hauptsächlich durch das oberflächennahe Windfeld und dessen zeitliche Veränderung bestimmt.

Der fünfte Punkt, die Vorfüllung, ist nicht notwendige Voraussetzung für das Auftreten von Sturmfluten einer gewissen Kategorie. Hierzu reicht der Windstau aus, der durch das unmittelbar wirkende Windfeld bedingt ist.

Damit jedoch extreme Sturmfluten nicht nur lokal, sondern auch regional entstehen können, ist wahrscheinlich jedoch das Zusammenwirken bzw. die Wechselwirkung von Ozean und Atmosphäre sehr wichtig. Wenn z.B. durch ein aufgetretenes Windfeld ein gewisser erhöhter mittlerer Wasserstand hervorgerufen wird, kann dieser durch ein Starkwindfeld noch deutlich erhöht werden. Hierfür kann ein einzelnes wanderndes Tiefdruckgebiet verantwortlich sein oder mehrere solcher Zyklonen.

Wie die einzelnen Wechselwirkungen aussehen, ist jedoch weitestgehend ungeklärt. Dies hängt vor allem damit zusammen, dass der Ozean zeitlich verzögert auf den Windantrieb reagiert, sowohl auf aktuelle Starkwindfelder, als auch – mit anderer Amplitude – auf länger

zurückliegende Windfelder. So ist es vorstellbar, dass Ozean und Atmosphäre in bestimmten Regionen zeitlich betrachtet unmittelbar zusammenhängen, in anderen Regionen der Ostsee jedoch diese beiden Sphären quasi entkoppelt sind.

Neben dem Windvektor in unmittelbarem Meeresniveau, spielen auch andere Faktoren eine Rolle, die die Wasserstände an der Ostseeküste sehr stark beeinflussen. Die oben beschriebenen Punkte (1 bis 4 und wahrscheinlich 5) sind notwendige Bedingung für eine extrem starke, regional sich auswirkende Sturmflut. Daneben gibt es aber noch einige andere Einflüsse, die verhindern können, dass sich der Wind und die Vorfüllung zu einem gefährlichen Ereignis entwickeln. Hierzu gehören z.B. küstentopographische Faktoren oder die Eisbedeckung der Ostsee. Von den meteorologischen Faktoren wirkt sogar unmittelbar der Luftdruck im Meeresniveau direkt auf den Wasserspiegel. Inwieweit Eigenschwingungen der Ostsee eine Rolle spielen, ist noch nicht hinlänglich geklärt (Die Küste 66). Sie beschreiben das Phänomen, dass die Ostsee quasi hin und her schwappen kann, also weitestgehend vom aktuellen Wettergeschehen abgekoppelt ist. Die Gezeiten spielen in der Ostsee eine wesentlich geringere Rolle als an der Nordsee und können in Abhängigkeit der Region ungefähr 30cm ausmachen (Die Küste 66).

Die in der Ostsee ablaufenden komplexen Prozesse können nur mit weit entwickelten numerischen Ozeanmodellen vergleichsweise realistisch simuliert werden.

Ein prinzipielles Problem bei der Erreichung des Ziels von MUSTOK liegt darin, dass die Ursachen der Sturmflut von 1872 z.B., nicht hinlänglich geklärt sind. Somit kann nur vermutet werden, welche Wetterlagen zu einer ähnlich hohen Flut in den Modellen führen und wie stark die oben beschriebenen Einflussfaktoren sein müssen.

Vermutlich gab es bei der legendären Sturmflut im November 1872 eine sehr hohe Vorfüllung, da einige Tage vor dem höchsten Wasserstand lang anhaltende, intensive westlich- nordwestliche Winde über dem Skagerrak / Kattegat auftraten (erkennbar aus den Datensätzen von EMSLP und UKMO; vgl. Kap. 5). Ein Hinweis für eine damalige erhöhte Vorfüllung sind die großflächigen Überschwemmungen an der gesamten westlichen Ostsee während der Sturmflut. Eine weitere Ursache, die den eigentlichen Windstau effekt hervorgerufen hat, war ein zeitlich kurz danach aufgetretenes, ausgeprägtes Sturmtief im Zusammenhang mit einer Vb-Wetterlage, welches zu starken Winden aus nordöstlichen- östlichen Richtungen in der Kieler- und Mecklenburger Bucht führte. Damit sind statistisch betrachtet, sehr seltene Umstände eingetreten, da eine hohe Vorfüllung in Verbindung mit einem kurz danach aufgetretenen Tief einherging, welches ungünstige Winde hervorrief. Wäre dieses Tief aus dem Westen oder Nordosten herangezogen, hätte sich der Verlauf der Vorfüllung wahrscheinlich deutlich anders gezeigt!

Eine im Rahmen von MUSTOK durchgeführte Untersuchung vom Seewetteramt in Hamburg soll genauer klären wie der zeitliche Verlauf der damaligen Wettersituation war. Die bisherigen Untersuchungen hierzu zeigen, dass die auftretenden Windgeschwindigkeiten maximal 27 m/s erreicht haben, wobei die Wirkdauer einige Stunden umfasst hat.

Wie spätere Analysen von durchgeführten Ensemblesimulationen zeigen werden, können noch sehr viel stärkere Windgeschwindigkeiten mit bis zu 40m/s über der Ostsee auftreten. Damit hätte – bei gleich bleibenden anderen Einflussfaktoren – die Sturmflut von 1872 theoretisch noch schlimmer ausfallen können!

Die meisten Sturmfluten sind durch westlich herangeführte Tiefdruckgebiete entstanden, wie Abbildung 1 verdeutlicht.

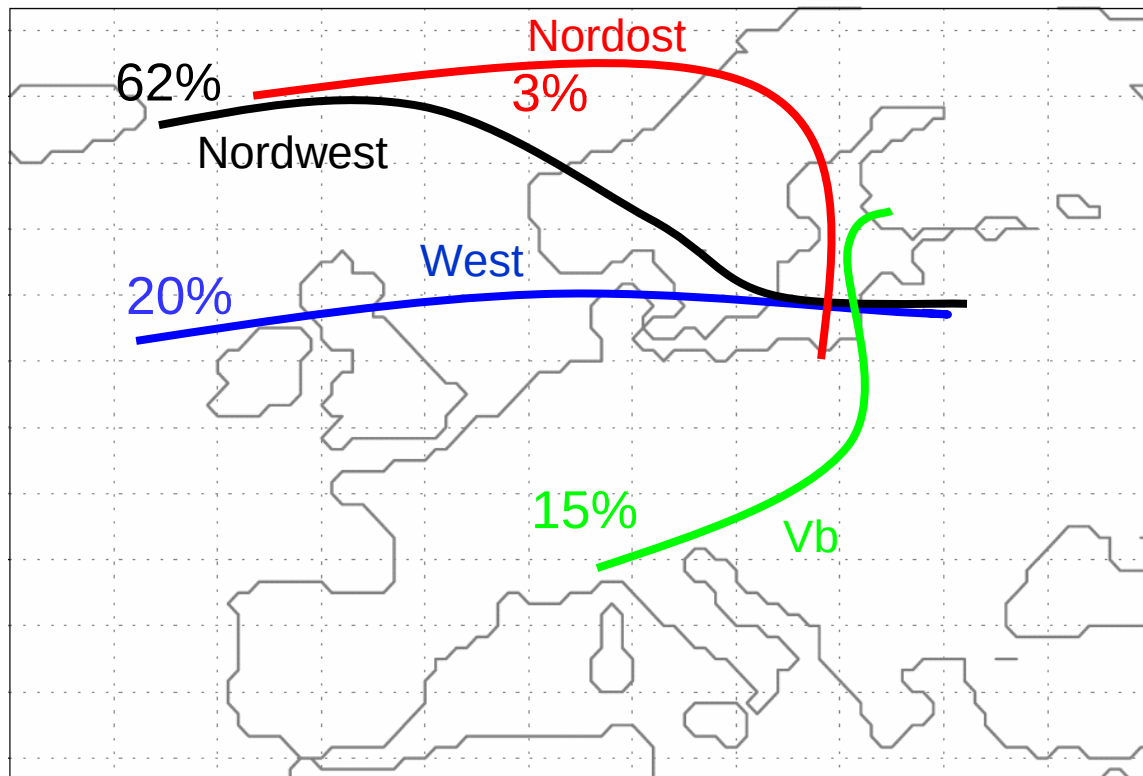


Abbildung 1: Wahrscheinlichkeit der Zugbahn von Sturmflut auslösenden Zyklonen (Die Küste 66, verändert).

Die Abbildung zeigt den prozentualen Anteil der Trajektorien der Zyklonen, wenn Sturmfluten an der deutschen Ostseeküste aufgetreten sind. Die durch die Küstenlinien abgegrenzten Gebiete, sind durch einen im EPS-Modell bei 50km Auflösung in den Gitterpunkten auftretenden Landflächenanteil von mehr als 50% gekennzeichnet. Erkennbar ist, dass die Nord- und Ostsee in dem Modell durch Landmassen getrennt sind. Das im EPS enthaltene Ozeanmodell ist schließlich auch sehr einfach parametrisiert sowie räumlich und zeitlich grob aufgelöst (<http://www.ecmwf.int>).

Die Wanderung der Tiefdruckgebiete über die Ostsee hinweg führt zu typischen Veränderungen in den Windfeldern in der Nähe der deutschen Ostseeküste, die wesentlich von den physikalischen Eigenschaften der Zyklonen abhängen.

Die häufigste Zugbahn ist die aus nordwestlichen Richtungen. Hier treten zunächst Windrichtungen aus Nordwest bis Nord über dem Skagerrak / Kattegat auf, die bei weiterer Verlagerung auf Nordost drehen, wenn sich das Tief mit seiner Rückseite östlich der deutschen Regionen befindet.

Bei westlicher Zugbahn gibt es ungefähr die gleichen Tendenzen, wobei die Wahrscheinlichkeit größer ist, dass zunächst die Windrichtungen aus nördlichen Richtungen dominieren. Die zeitliche Veränderung in den Windfeldern wirkt sich auf die Vorfüllung der Ostsee aus, umso mehr, je größer die Windgeschwindigkeiten sind.

Bei dem selteneren Fall einer Wanderung der Sturmflut erzeugenden Zyklone aus Nordosten, treten (in Abhängigkeit der Größe der Zyklone) über dem Skagerrak nordwestliche Windrichtungen auf, aber auch gleichzeitig nördliche bis nordöstliche Windrichtungen über der westlichen und mittleren Ostsee. Bei diesem Fall können sich mit dem Auftreten der Zyklone unmittelbar sehr hohe Wasserstände über der westlichen und mittleren Ostsee entwickeln. Der Zufluss aus der Nordsee spielt bei der Vb-Wetterlage kaum eine Rolle, da großräumig Windrichtungen aus östlichen Richtungen dominieren. Hierbei kann keine größere Vorfüllung der Ostsee auftreten.

Wenn allerdings mehrere Tiefdruckgebiete eine Rolle bei der Entwicklung der Hochwasserstände spielen, wie z.B. bei der Sturmflut im Jahr 1872, ist die Evolution der Windverhältnisse wesentlich komplexer. Bei diesem Fall muss von einer Mischform zwischen West/Nordwest und Vb-Wetterlage gesprochen werden. Dann kann auch die Vorfüllung wichtig werden.

Spätere Analysen werden zeigen, dass die Wetterlagen, die in den Modellen sehr hohe Sturmfluten erzeugen, vielfältig sind und teilweise nicht den beschriebenen idealisierten Typen entsprechen. Bei einer Fallstudie z.B., wandert das Tief aus Südwesten heranziehend über die Ostsee hinweg und verursacht sowohl in der Kieler- als auch in der Mecklenburger Bucht sehr hohe Wasserstände.

2.2 Berechnung des potentiellen Windstaus

Es gibt einige statistische Verfahren, um aus meteorologischen Feldern einen potentiellen Windstau ausrechnen zu können. Damit wird der Ozean quasi als Black Box betrachtet.

Zur Bestimmung des potentiellen Windstaus werden Daten des Bodendrucks oder der Windkomponenten in bestimmten Regionen benötigt. Die Korrelationskoeffizienten zwischen den gemessenen Wasserständen und dem berechneten potentiellen Windstau gehen bei den besten statistischen Verfahren allerdings nicht über 0.8 hinaus. Das bedeutet, dass lediglich rund 65% der Varianzen ausschließlich durch das Starkwindfeld erklärt werden können, die zeitlich nahe an den später auftretenden Scheitelwasserständen vorkommen. Außerdem sind die empirischen Formeln nicht für extreme Wasserstände, d.h. mehr als 200cmNN geeignet – die für dieses Projekt jedoch besonders interessant sind – da diese historischen Ereignisse zu selten vorkommen und die meteorologischen Messungen im Vergleich zu heutigen Beobachtungen räumlich und zeitlich schlecht aufgelöst sind.

Schmager (1984) hat einen auf sehr große Datensätze praktisch anzuwendenden Algorithmus entwickelt. Schmager hat mithilfe einer Vielzahl von Prädiktoren einen statistischen Zusammenhang zwischen der gemessenen Windgeschwindigkeit an der meteorologischen Station Arkona und dem auftretenden Wasserstand an verschiedenen Küstenstandorten hergestellt. Hierbei blieb jedoch die extreme Sturmflut von 1872 z.B. unberücksichtigt. In Abhängigkeit vom Pegelstandort ermittelte er Korrelationskoeffizienten zwischen 0.6 und 0.79, d.h. maximal zwei Drittel der Varianz ist ausschließlich durch Windgeschwindigkeit und Richtung in Arkona bestimmt. Die folgende Gleichung beschreibt den potentiellen Windstau in cm, der für den Standort Wismar gilt (Die Küste 66).

$$\delta z_{t+\tau} = a_1 \cdot V \cdot \sin(\varphi) + a_2 \cdot V \cdot \cos(\varphi) + a_3 \cdot V^2 \cdot \sin(\varphi) + a_4 \cdot V^2 \cdot \cos(\varphi) \quad (\text{Gl.1})$$

Die Koeffizienten für den Pegelstandort Wismar sind: $a_1 = -0.96$; $a_2 = 1.46$; $a_3 = 0.22$ und $a_4 = 0.19$. V ist die Windgeschwindigkeit in Arkona zum Beobachtungstermin t in m/s. φ [°] steht für die Windrichtung in Arkona bei der Zeit t ; τ entspricht dem Vorhersageintervall von sechs Stunden. Bei einem gegebenen Windvektor lässt sich somit einfach der in sechs Stunden zu erwartende Windstau δz [cm] in Wismar ermitteln.

Der Windstau-Algorithmus nach Schmager wurde in dieser Arbeit verwendet für:

- a) Die Identifizierung extremer Member aus dem EPS, wobei auch die Windgeschwindigkeit und Windrichtung separat berücksichtigt wurden.
- b) Die Kategorisierung von untersuchten Wetterlagen in verschiedenen Datensätzen.

- c) Die Validation bzw. Sensitivität sowie die statistische Einordnung des simulierten potentiellen Windstaus im Vergleich mit Messungen am Pegel Wismar.

Abbildung 2 zeigt den mit dem Schmager-Ansatz aus obiger Gleichung errechenbaren potentiellen Windstau in Wismar. Die Graphik wird dargestellt, damit bei späteren Abbildungen die Werte des potentiellen Windstaus mit den simulierten Windgeschwindigkeiten in Verbindung gebracht werden können. (vgl. Kap 5 und 6).

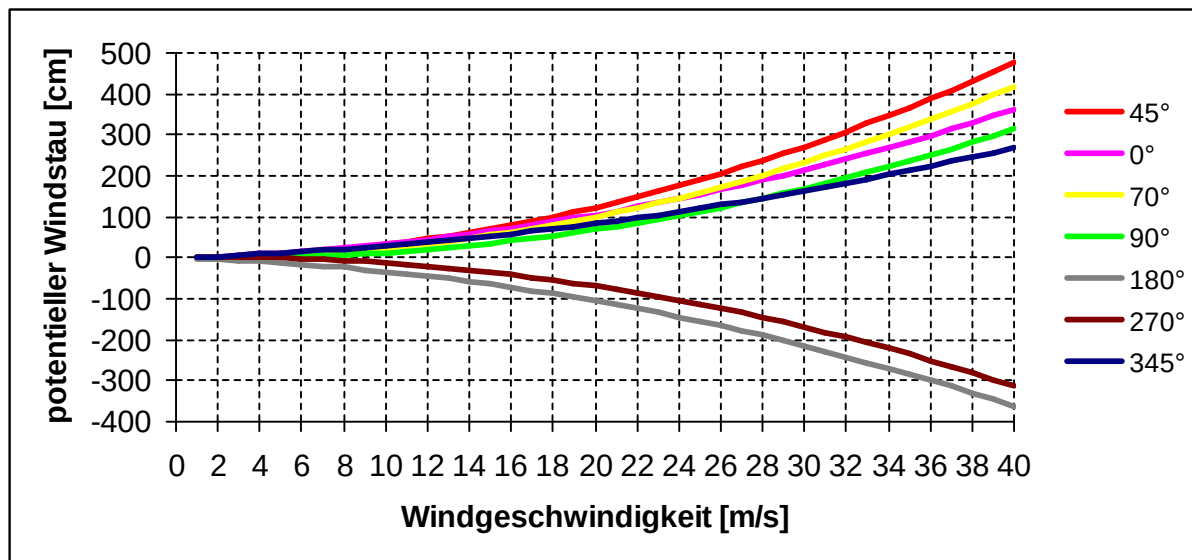


Abbildung 2: Potentieller Windstau in Wismar, berechnet in Abhängigkeit von Windrichtung und Windgeschwindigkeit.

Erkennbar ist, dass bei Windgeschwindigkeiten ab 30m/s die Windstau- bzw. Wasserstandswerte der Sturmflut aus dem Jahr 1872 erreicht werden. Hierbei ist jedoch zu beachten, dass der Algorithmus für diese hohen Windgeschwindigkeiten gar nicht entwickelt wurde.

Deutlich wird auch der negative Windstau bei Winden in Arkona aus westlichen oder südlichen Richtungen. Dann tritt ein ablandiger Wind auf, der häufig mit Niedrigwasser verbunden ist.

Der empirische Ansatz von Schmager wird in dieser Arbeit vor allem als Hilfsmittel verwendet, um eine einzige Variable aus Windgeschwindigkeit und Windrichtung zu erhalten. Außerdem bietet der so ermittelte Windstau einen groben Anhaltspunkt über zu erwartende simulierte Wasserstände in den Ozeanmodellen, so dass die mit dem EPS simulierten Wetterlagen auch (nicht ausschließlich) anhand der empirischen Formel von Schmager untersucht wurden. Windrichtungen zwischen 30° und 40° werden am stärksten gewichtet. Hier liegt auch eine Schwäche des Ansatzes von Schmager. Östliche Windrichtungen werden bis zu 40% schwächer gewichtet, so dass keine sehr hohen Wasserstände errechnet werden, bei Windrichtungen aus 70° bis 90°. Spätere Simulationen zeigen, dass dies zu deutlichen Diskrepanzen zwischen dem Ansatz von Schmager und modellierten Wasserständen kommen kann.

Außerdem enthält der Ansatz keine Aussage über die Wirkdauer, d.h. eine Stunde mit extrem hohen Windgeschwindigkeiten kann genauso hohe Wasserstände auslösen, wie ein zehn Stunden anhaltendes starkes Windfeld. Zudem fehlt in der Formel die explizite Berücksichtigung der Wirklänge, was auch durch spärliche, inhomogene Messungen über dem Ozean erklärt werden kann. Der Schmager-Ansatz kann für diese Arbeit auch nur

eingeschränkt hinsichtlich der Windrichtung verwendet werden, da sich die berücksichtigten Gitterpunkte im EPS deutlich nördlicher befinden als die tatsächlich existierende Landstation Arkona. Die dem Standort Arkona am nächsten liegenden Pixel sind im Modell jedoch Landgitterpunkte auf 54.5° nördlicher Breite. Der Wind ist in diesen Flächen durch die Bodenreibung im Modell deutlich reduziert.

Ein weiterer Nachteil des Schmager-Ansatzes ist die Nichtberücksichtigung der expliziten Vorfüllung. Es sind bei der Entwicklung der obigen Gleichung nur gemessene Wasserstände und unmittelbar vorher auftretende Windgeschwindigkeiten berücksichtigt worden. Das bedeutet, dass eine eventuelle Vorfüllung vor der Sturmflut implizit in die Formel eingeflossen ist. Wenn z.B. die mittlere Vorfüllung bei den erfassten Sturmfluten bei 20cm lag, dann müssten Sturmfluten mit niedrigeren / höheren Volumenwerten um einen gewissen Wert reduziert / erhöht werden.

Die Schmager-Formel bezieht sich auf real gemessene Sturmfluten aus dem 20. Jahrhundert, d.h. die Extremwerte des empirischen Windstaus für Windgeschwindigkeiten mit mehr als 30m/s z.B. sind rein hypothetisch (da Windgeschwindigkeiten ab diesem Wert im Stundenmittel noch nie in der Messung in Arkona aufgetreten sind). Windgeschwindigkeiten ab ca. 11 Beaufort sind jedoch wahrscheinlich gerade nötig, um Ereignisse wie aus dem Jahre 1872 reproduzieren zu können!

3. Methode

Um das Ziel von MUSTOK zu erreichen, werden zunächst eine Vielzahl von Vorhersagen mit dem Ensemble Prediction System (EPS) für Termine gerechnet, an denen starke Tiefdruckgebiete über, bzw. in der Nähe der Ostsee aufgetreten sind. Damit sollen eine Vielzahl möglicher, physikalisch konsistenter Wetterlagen erzeugt werden, die einen hohen Wasserstand in Ozeanmodellen auslösen können. Die Variation der Wetterbedingungen im Modell soll dazu führen, dass die Zyklonen in ihrer Intensität und Position über der Ostsee verändert werden und möglichst gefährliche Wetterlagen zur weiteren Analyse daraus selektiert werden. Die modellierten atmosphärischen Zustände werden zunächst mit einer vergleichsweise einfachen Methode charakterisiert. Einige ausgewählte Vorhersagen dienen dann schließlich entweder direkt oder indirekt zum Antrieb der Ozeanmodelle, indem ein zweites, höher aufgelöstes Atmosphärenmodell verwendet wird (Abbildung 3).

Für diese Arbeit wird das jeweils operationelle EPS-Modell verwendet (vgl. Kap. Modelle), welches auf der Großrechenanlage in Reading am europäischen Wettervorhersagezentrum EZMW installiert ist und auf das über Transferprotokolle von außerhalb, mithilfe eines gesicherten Netzwerkes, zugegriffen werden kann. Die Ensemblesimulationen wurden im Vergleich zu den operationellen Vorhersagen nur mit sechs Oberflächenvariablen in die dortige Datenbank geschrieben. Diese Variablen reichen aus, um die Ozeanmodelle des BSH und FTZ anzutreiben. Jene sechs Oberflächenvariablen sind: Windgeschwindigkeit, Windrichtung in 10m-Höhe, 2m-Temperatur, 2m-spezifische Feuchte, sowie Bodendruck und Bedeckungsgrad.

Außerdem wurde das Supervisor Monitor Scheduler (SMS) so verändert, dass der operationelle dreistündige Output stündlich ausgegeben wird. Der stündliche Output dient einer verbesserten Selektion des EPS und schließlich einer realistischeren Wasserstandsvorhersage.

Die produzierten Vorhersagen werden aus Gründen der großen anfallenden Datenmenge mit einem vergleichsweise einfachen Ansatz durchsucht, um Wetterlagen herausfiltern zu können, die möglicherweise sehr hohe Wasserstände in den Ozeanmodellen auslösen können. Grundannahme bei diesem Ansatz ist, dass sehr hohe Windgeschwindigkeiten (WS) mit einer Windrichtung (WR) zwischen 0 und 90° in sensiblen Regionen der deutschen Ostseeküste zu einem beliebigen Zeitpunkt als notwendige Bedingung auftreten müssen, um hohe Wasserstände in den Ozeanmodellen erzeugen zu können. Als Grenzwert wurde die Windstärke zehn Beaufort in der Mittelung an bestimmten Gitterpunkten gewählt (Abbildung 4). Dies entspricht einer Windgeschwindigkeit von mindestens 24 m/s. Eine solche Windstärke ist nur selten an der Landstation Arkona gemessen worden (Langzeitmessungen über dem Meer fehlen jedoch). So liegt in Arkona die Wiederkehrzeit für die gemessene Windstärke von zehn Beaufort im 10min Mittelwert bei rund 10 Jahren (Die Küste 66).

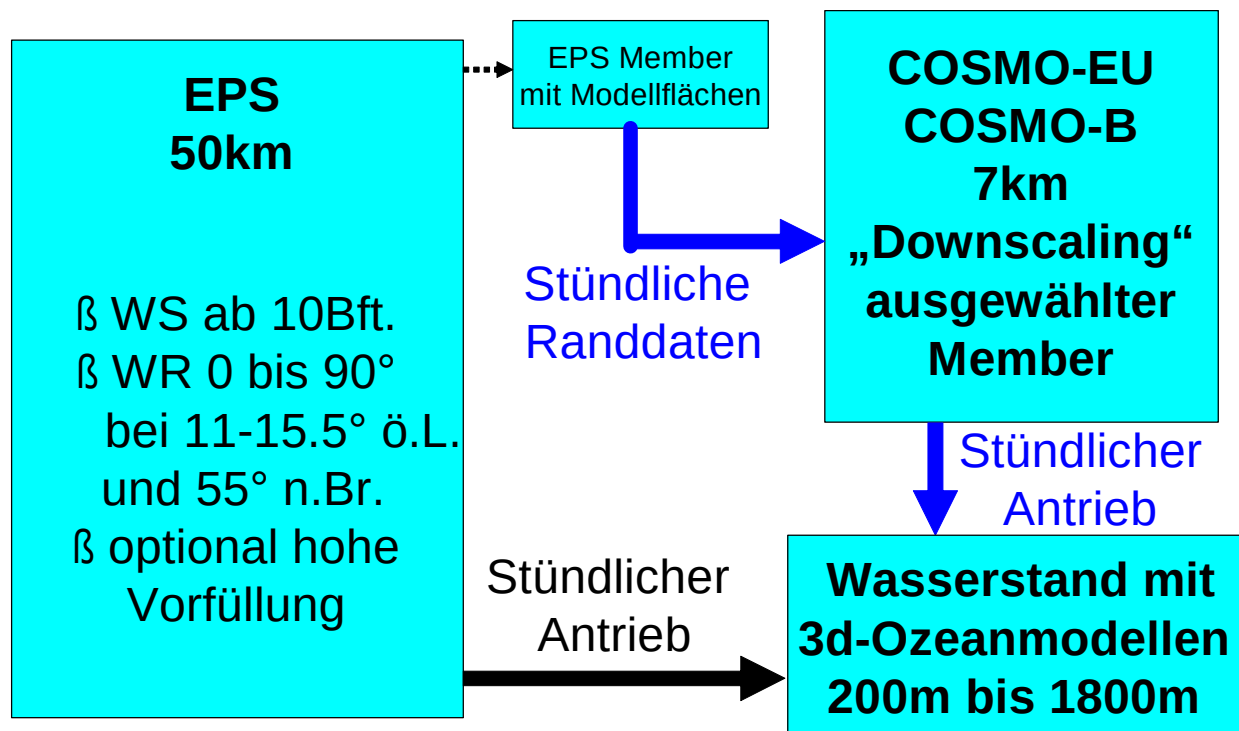


Abbildung 3: Methode zur Erzeugung von extremen Wasserständen.

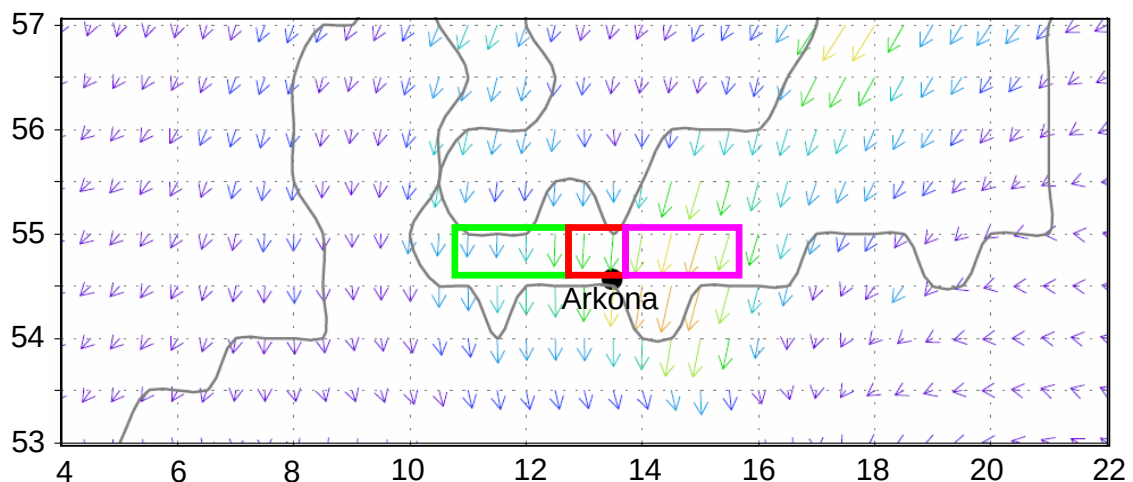


Abbildung 4: Berücksichtigte Gitterpunkte im EPS zur Auswahl geeigneter Wetterlagen.

Der schwarze Punkt in Abbildung 4 zeigt die ungefähre geographische Position des Kaps Arkona an, auf dem sich eine meteorologische Messstation befindet. Das Windfeld in Abbildung 4 ist beliebig ausgewählt worden und dient dazu, die räumliche Auflösung des Modells von 50km mit den entsprechenden Gitterpunkten an den verschiedenen Koordinaten zu veranschaulichen.

Mit der Modellauflösung des EPS decken nur zehn Gitterpunkte zwischen 11 und 15.5° östlicher Länge Wasserflächen ab, die in sensiblen Bereichen der Ostseeküste liegen. Hier zeigt sich der Nachteil der geringen räumlichen Auflösung des EPS. Die Küste ist im Modell

fast 50 Kilometer von den berücksichtigten nächsten Meeresgitterpunkten entfernt. Die Landgitterpunkte auf 54.5° nördlicher Breite zu berücksichtigen macht jedoch wenig Sinn, da in diesen – bedingt durch die Reibung – wesentlich geringere Windgeschwindigkeiten simuliert werden

Die Streich- bzw. Wirklänge (engl. fetch) wird ebenso in die Methode zur Auswahl geeigneter Starkwindwetterlagen mit einbezogen, indem der empirische Windstau für mehrere Gitterpunkte jeweils gemittelt wird. Drei Mittelungsgebiete mit jeweils zwei und vier Gitterpunkten wurden hierbei ausgewählt, in denen nur Meeresflächen im Modell definiert sind (vgl. Abbildung 3).

Die einzelnen Member aus einem Ensemble wurden anhand von Windrichtung und Windgeschwindigkeit in zehn Gitterpunkten, bei 55° nördlicher Breite und zwischen 11° und 15,5° östlicher Länge analysiert. Hierbei wurden jeweils die Windvektoren über drei Regionen auf der nördlichen Breite von 55° gemittelt und separat analysiert:

- Vier westlich gelegene Gitterpunkte zwischen 11 und 12.5° (grün)
- zwei Gitterpunkte bei 13 und 13.5° (rot) sowie
- vier Gitterpunkte zwischen 14 und 15.5° östlicher Länge (violett).

Hierbei ist zu beachten, dass ein Gitterpunkt im EPS einer Fläche von 2500km² entspricht. Mit der regionalen Unterscheidung können Member differenzierter aus der Vielzahl der simulierten Vorhersagen ausgewählt werden, je nachdem, wie hoch der potentielle Windstau bzw. die Windgeschwindigkeit bei entsprechenden Windrichtungen in den drei Regionen ist.

Vorhersagen, bei denen in den markierten Regionen Windgeschwindigkeiten von mehr als 24m/s und gleichzeitig einer Windrichtung zwischen 0 und 90° zu einer gewissen Vorhersagezeit auftreten, wurden genauer nach Wirklänge und Wirkdauer analysiert. Außerdem wurde die Großwetterlage analysiert, indem das Luftdruck- und Windfeld über einer größeren Region in Europa betrachtet wurde. Als zusätzliches Hilfsmittel diente die Formel nach Schmager. Außerdem wurde die Entwicklung der Pegelmessung bei Landsort in die Auswahl einiger Member mit einbezogen, die einen Hinweis auf die Vorfüllung der Ostsee geben kann. Landsort liegt an der Ostseite von Schweden, ist relativ windgeschützt und dient deshalb als guter Indikator für den mittleren Wasserstand der Ostsee.

Sind schließlich geeignete Wetterlagen mit obiger Methode ausgewählt worden, werden die Vorhersagen für einzelne Member wiederholt, und diesmal mit Modellflächen in die Datenbank geschrieben, damit sie zum Antrieb des COSMO dienen können (vgl. Abbildung 3). Aus Gründen der enormen Datenmenge, die beim Output der Variablen auf Modellflächen anfallen, ist dieser Umweg notwendig. Das Regionalmodell COSMO erhält als seitlichen Antrieb Variablen auf 62 verschiedenen Modellflächen. COSMO soll das Problem der groben räumlichen Auflösung des EPS beheben, indem quasi ein physikalisches Downscaling durchgeführt wird. Jedoch sind die Unterschiede zwischen den beiden Modellen so groß, dass deutliche Differenzen in den Vorhersagen auftreten, die weit über ein Downscaling hinausgehen (vgl. Kapitel 6.3).

Bei der Nachrechnung einzelner ausgewählter Member kommt es zu dem Phänomen, dass die ursprünglich in dem Super-Ensemble gerechneten Member nicht mehr exakt reproduzierbar sind. Dies führt teilweise zu deutlichen Unterschieden, insbesondere wenn die Vorhersagelänge fünf Tage überschreitet. Diese Differenzen in der Atmosphäre können sogar

so deutlich sein, dass sich hierdurch große Unterschiede in den simulierten Wasserständen ergeben, wenn jeweils die beiden Wetterlagen zum Antrieb in den Ozeanmodellen verwendet werden!

Das EPS startet mithilfe von komplexer Datenassimilation, die auf globalen Datensätzen beruht. Derzeit können hauptsächlich nur die Datensätze des ERA40 verwendet werden, um frühere Wettersituationen nachsimulieren zu können. Der ERA40 hat den Nachteil einer relativ geringen räumlichen und zeitlichen Auflösung, so dass hier ein weiterer Schwachpunkt in der Methode gegeben ist. Dadurch werden die meisten historischen Stürme über der Ostsee in ihrer Intensität unterschätzt.

Hinzu kommt die schlechte zeitliche Auflösung des ERA40-Datensatzes mit vier Analysen pro Tag, an denen das EPS die Vorhersagen starten kann.

Auch wenn Schwächen in der Methode vorhanden sind, gibt es derzeit keine bessere Alternative physikalisch konsistente Wetterlagen über der Ostsee oder anderen Gebieten auf der Erde zu simulieren, zumal das EPS auf dem derzeit wahrscheinlich erfolgreichsten deterministischen globalen Wettersvorhersagemodell beruht, dass es derzeit gibt (EZMW Annual Report 2006).

4. Modelle

Die verwendeten Wettervorhersagemodelle sind das Ensemble Prediction System EPS des EZMW und COSMO. Eine kurze Darstellung wichtiger Eigenschaften dieser Modelle sowie des ERA40 zeigt Tabelle 1.

Modell	EPS	COSMO-EU	COSMO-B	ERA40
Modellgebiet	Global	Mitteleuropa	Ostsee	Global
Gitterweite	T399 / ~50km	7km	7km	T159 / ~125 km
Gitterpunkte	Spektral 38.378.795	665 x 657 = 436.905	240 x 240 = 57.600	Spektral 15.351.518
vertikale Schichten	62	40	40	60
Zeitschritt [s]	1800	40	40	4500
Version	30r1 / 31r1 / 32r1	3.19	3.19	23r4

Tabelle 1: Beschreibung der verwendeten Atmosphärenmodelle (EZMW-Newsletter 108; Doms et. al 2003).

Der Datensatz ERA40 ist mithilfe des deterministischen IFS-Modells aus dem Jahr 2002 und in das Modell assimilierten Messungen entstanden (vgl. Kap.5).

4.1 Ensemble Prediction System

Die Qualität der numerischen Wettervorhersage ist sehr stark von den Anfangsbedingungen und der Modellphysik abhängig. Die Unsicherheiten beider Faktoren werden im EPS berücksichtigt (Buizza 1999). In diesem werden sowohl die Anfangsbedingungen variiert, als auch Variationen in der physikalischen Beschreibung der Atmosphäre. Das EPS ist die operationelle (d.h. in der täglichen Wettervorhersage verwendete), modifizierte Modellversion des deterministischen globalen Wettervorhersagemodells IFS des EZMW (www.ecmwf.int). Das IFS ist das derzeit erfolgreichste globale Wettervorhersagemodell, wenn die mittlere Atmosphäre (500hPa) berücksichtigt wird (EZMW-Annual Report 2006). Dies sagt jedoch wenig über die Vorhersagequalität des Windes in 10m Höhe – insbesondere des EPS – aus. So sind bislang nur sehr wenige Studien veröffentlicht worden, in der die EPS-Vorhersage des Windes in 10m Höhe hinlänglich verifiziert wird. Dies hängt auch damit zusammen, dass die Rechenzeit enorm ist, wenn das EPS für andere Projekte als in der täglichen Wettervorhersage verwendet wird. Die bisherigen Studien beschränken sich auf die Vorhersage historischer Ereignisse, wie sie auch in dieser Arbeit vorgestellt werden (EZMW-Newsletter 108; Jung et al. 2004 und 2005; Froude et al. 2006).

Jung et al. (2004 und 2005) zeigen z.B. anhand von drei nachgerechneten orkanartigen Stürmen über der Nordsee, dass das EPS die Intensität und Position der Zyklonen gut vorhersagen kann, ihr zeitliches Auftreten jedoch unbefriedigend. Froude et al. (2006) jedoch kommen zu dem anderen Schluss, dass die Intensität der Stürme häufig unbefriedigend vorhergesagt wird, deren Position jedoch deutlich besser.

In dieser Arbeit geht es jedoch nicht darum, das Ensemblesystem hinsichtlich seiner Güte zu bewerten, sondern Extremwetterlagen mit dem EPS zu produzieren.

Das EPS besteht aus fünfzig verschiedenen Wettervorhersagen – so genannten „Members“ eines Ensembles – die zu Beginn der Simulationen mit jeweils leicht veränderten ERA40 oder für Zeitpunkte ab 2003, mit operationellen Analysen starten. Außerdem wird jede Vorhersage mit leichten Veränderungen in der Physik gerechnet, so dass fünfzig unterschiedliche Vorhersagen pro Startzeitpunkt gerechnet werden können, die aus Gründen der Rechenzeit mit einer im Vergleich zum deterministischen Modell (25km, Zeitschritt 900s), größeren Auflösung von 50km und einem Zeitschritt von 1800s operationell gerechnet werden. Für einen Zieltermin, also z.B. ein kräftiges Tiefdruckgebiet, das in der Vergangenheit über der Ostsee aufgetreten ist, lässt sich ein so genanntes „Super-Ensemble“ simulieren. Hierbei werden EPS zu verschiedenen Zeitpunkten gestartet, die alle in der Vorhersage den betreffenden Sturm vorhersagen sollen. Eine schematische Abbildung zu dem Super Ensemble zeigt Abbildung 5. Die Member eines Super-Ensembles sind jeweils eindeutig durch den Startzeitpunkt der Simulation und die Membernummer identifizierbar, die im meteorologischen Datenformat (GRIB) enthalten ist.

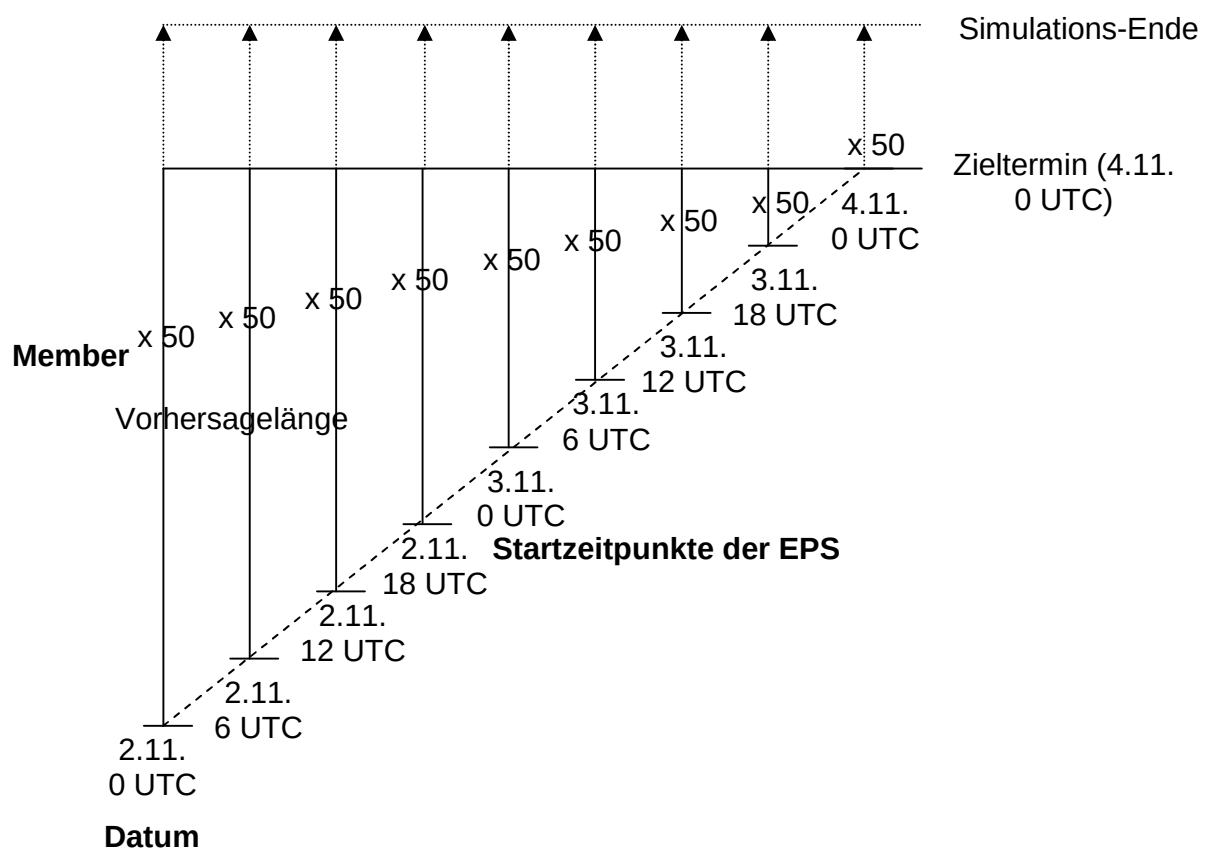


Abbildung 5: Schematische Abbildung eines Super-Ensembles.

Operationell werden einige Variablen mit dreistündigem Output in das meteorologische Datenarchiv MARS des EZMW geschrieben. Diese zeitliche Auflösung ist für dieses Projekt nicht ausreichend, um Sturmfluten vergleichsweise realistisch simulieren zu können. Aus diesem Grund wurde das EPS mithilfe des SMS (s.o.) so modifiziert, dass jede Stunde eine deutlich reduzierte Anzahl von Variablen in das MARS geschrieben wurde. Dies hat den Vorteil, dass die Datenmenge deutlich vermindert ist, und zumindest die zeitliche Auflösung für Sturmfluten ausreichend ist.

4.2 COSMO

COSMO ist das operationelle, in der täglichen Routine vom DWD und einigen anderen Wetterdiensten eingesetzte numerische Wettervorhersagemodell. An seiner Entwicklung sind neben dem Deutschen Wetterdienst, auch einige Forschungseinrichtungen in Deutschland und Wetterdienste in anderen europäischen Ländern beteiligt. Es gibt mehrere Versionen von COSMO, die sich in der Modellgröße und auch in der Physik, sowie in den assimilierten Daten unterscheiden. COSMO-EU (ehemals LME) wird von Vorhersagen des globalen Modells GME angetrieben und deckt große Teile Europas und Fragmente Nordafrikas ab (Abbildung 6).

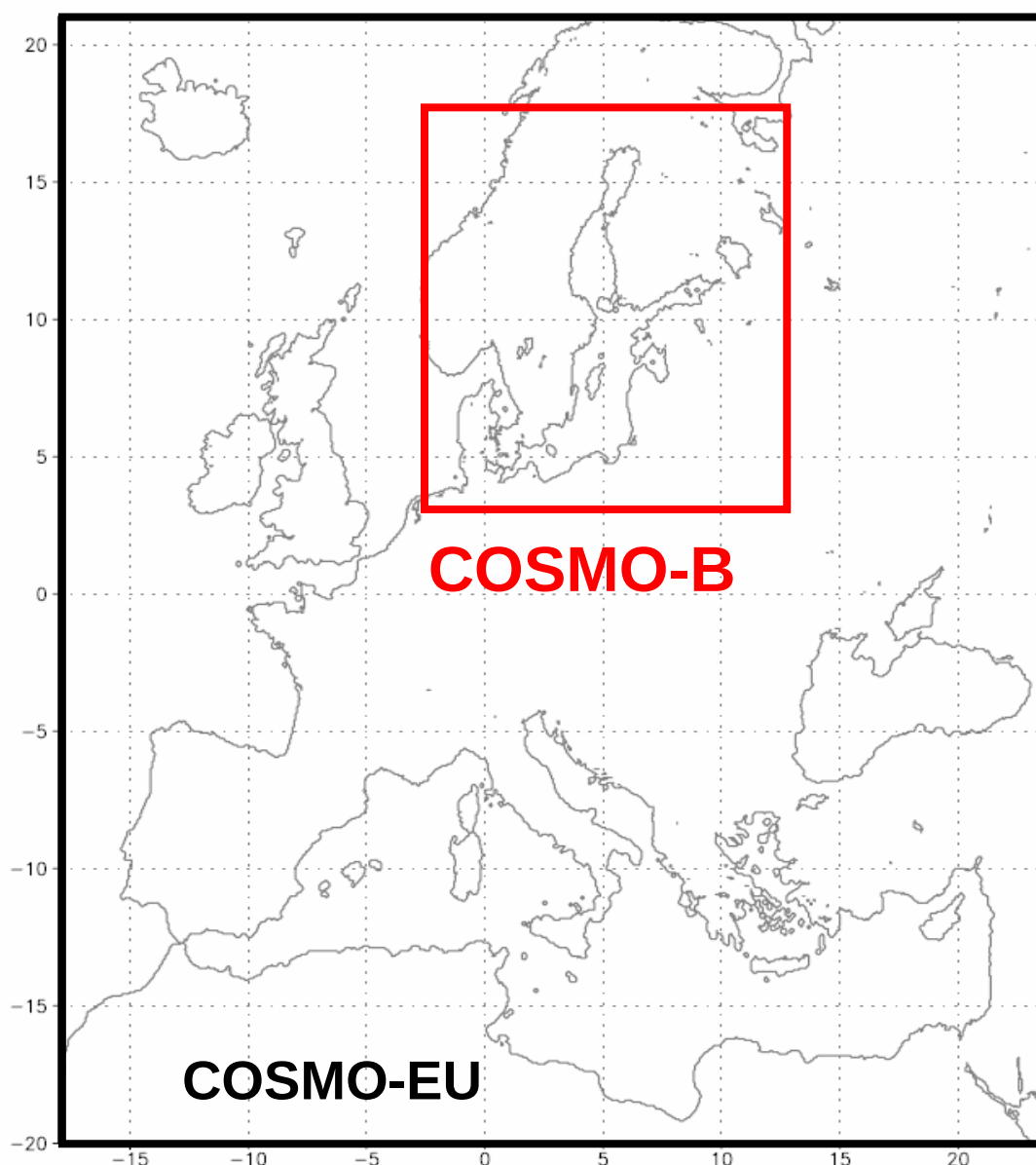


Abbildung 6: Modellgebiete der verwendeten COSMO-Versionen.

Daneben gibt es seit dem Jahr 2007 operationell auch das höher aufgelöste COSMO-LMK. Es besitzt ein kleineres Modellgebiet, und es werden Radarniederschläge assimiliert. Hauptziel dieser Version ist die verbesserte Kurzfristvorhersage bis 18 Stunden.

Für das Projekt MUSTOK wurde sowohl das COSMO-EU verwendet, als auch das identische Modell mit einem kleineren Modellgebiet. Das kleinere Modellgebiet umfasst das Gebiet der Ostsee und einige Gitterpunkte zusätzlich, damit keine störenden Randeffekte auftreten. COSMO-EU mit dem verkleinerten Gebiet über der Ostsee wird aus didaktischen Gründen in diesem Bericht COSMO-B benannt (COSMO-B ist keine offizielle Bezeichnung).

Um die Modellgröße zu verändern, wurde nicht das üblicherweise beim DWD benutzte Experimentiersystem verwendet, sondern direkt der Fortran-Quellcode und die namelists (ascii-Dateien zur Steuerung einzelner Module) auf den entsprechenden Verzeichnissen implementiert. Nach der Kompilierung des Programms in der Version 3.19 musste lediglich eine namelist verändert werden, um die Modellgröße und die Koordinaten anzupassen. Das Interpolationsprogramm (int2lm) musste ebenso verändert werden, welches die Schnittstelle zwischen Globalmodell und Regionalmodell darstellt.

COSMO-B hat gegenüber COSMO-EU den wesentlichen Vorteil der um den Faktor 7,5 verminderten Rechenzeit, was bei sehr großen Vorhersagelängen (ab 5 Tagen) bedeutend wird. Außerdem werden wesentlich geringere Datenmengen produziert. Zudem bestand die Hoffnung, dass die Differenzen bezüglich der simulierten Wetterlagen zwischen COSMO-B und dem antreibenden Globalmodell deutlich geringer sind, als unter Verwendung von COSMO-EU.

5. Datenbasis

In diesem Kapitel wird die Methode beschrieben, nach der für das Projekt MUSTOK geeignete, in der Vergangenheit eingetretene Stürme ausgesucht wurden. Hierzu wurden zunächst Datensätze der britischen und amerikanischen Wetterdienste nach besonderen Wetterlagen durchsucht. Die Daten reichen hierbei bis in das Jahr 1850 zurück, im Gegensatz zum ERA40 (s.u.), der erst ab 1958 beginnt. Sind Stürme in den obigen Datensätzen identifiziert worden, wurde der ERA40-Datensatz nach diesen Stürmen untersucht, schließlich startet das EPS zu Beginn der Vorhersagen mithilfe dieser Datengrundlage.

Das EPS benötigt bei dem Start zu einem bestimmten Zeitpunkt atmosphärische Parameter in verschiedenen Modellschichten. Diese Variablen werden mithilfe so genannter Analysen bereitgestellt. Analysen sind Modellzustände, die zeitnah an den Messungen liegen. Hierbei werden die Messungen in das Modell assimiliert, d.h. es wird durch mathematische Algorithmen versucht, die Vorhersagen möglichst an die Messwerte anzupassen. Am EZMW werden seit 1992 die so – im Rahmen der operationellen Vorhersage – produzierten Analysen (in diesem Bericht als OP „Operationelle Analysen“ abgekürzt) in dem meteorologischen Archiv (MARS) gespeichert. Die OP sind räumlich so hoch aufgelöst wie jeweils das aktuell verwendete Wettervorhersagemodell. Im Jahr 2007 z.B. liegt die räumliche Auflösung des deterministischen Modells IFS bei 25km. Für Vorhersagen an Terminen vor 1992 kann der ERA40 verwendet werden. ERA40 ist die Abkürzung für European Reanalysis Project. Die 40 soll den Zeitraum andeuten, für den in der Vergangenheit Analysen produziert worden sind. Reanalysen und Analysen unterscheiden sich lediglich in der zeitlichen Auflösung. ERA40 wurde Ende 2002 fertiggestellt, indem das damalige operationelle Wettervorhersagemodell mit einer räumlichen Auflösung von lediglich 125km für einen Zeitraum von September 1957 bis August 2002 Assimilationsläufe mithilfe global verfügbarer Messungen simuliert hat (Kallberg et al. 2005). Schließlich liegen für einen Zeitraum von rund 45 Jahren alle sechs Stunden (d.h. vier Mal pro Tag) Analysen bzw. Reanalysen vor. An vier Zeitpunkten pro Tag können so mit den Modellen, wie z.B. dem EPS, Vorhersagen historischer Wetterzustände gestartet werden.

Der große Nachteil von ERA40 besteht in der geringen räumlichen und zeitlichen Auflösung, so dass frühere Stürme über der Ostsee in der Intensität deutlich unterschätzt werden. So liegt die Windgeschwindigkeit über der Ostsee im Vergleich zu vereinzelter Punktmessungen erheblich niedriger (s.u.). Im gesamten Datensatz weist die maximale Windgeschwindigkeit über der Ostsee nur 24m/s auf (Tief Anatol im Jahr 1999; in den COSMO-Analysen traten mehr als 30m/s auf). Die maximale Windgeschwindigkeit aus Nordost liegt im ERA40 Datensatz nur bei 19m/s (zu dem Zeitpunkt der Sturmflut im Februar 1996). Vorhersagen, die ausschließlich auf den sechsstündigen Reanalysen basieren, lösen somit wahrscheinlich keine starken Sturmfluten in den Ozeanmodellen aus (vgl. EZMW-Newsletter 105)!

Damit für das Projekt MUSTOK geeignete Termine zur Vorhersage von früheren Stürmen gefunden werden, sind die Datensätze UKMO, EMSLP (jeweils vom britischen Wetterdienst) und vom NCAR (amerikanischer Wetterdienst) anhand eines Sturmindexes durchsucht worden. Außerdem wurde das Ensemble-Archiv, also bis heute gespeicherte Daten früherer Vorhersagen des EPS, nach ausgesuchten Kriterien analysiert. In der folgenden Liste sind die verschiedenen Methoden kurz beschrieben, nach denen in der Vergangenheit aufgetretene, extreme Wetterlagen identifiziert worden sind.

Die EPS wurden gerechnet für Zeitpunkte (vgl. Tabelle 3; dazu passende Abkürzungen fett markiert):

- a) an denen Sturmfluten aufgetreten sind, und / oder im ERA40 und in den OP mindestens 14m/s in der Nähe von Arkona vorgekommen sind. Das erste Kriterium, in Verbindung mit den vergleichsweise hohen Windgeschwindigkeiten in den Analysen, trifft auf alle schweren bis sehr schweren Sturmfluten zu (mit Ausnahme der Sturmflut aus dem Jahr 1989, bei der nur 12m/s in den Analysen erreicht werden).
Wenn nördliche bis östliche Windrichtungen auftreten, wird die Abkürzung **“Analyse + Sturmflut“** verwendet, kommt der Wind in den Analysen aus Nordwesten, wird das Kürzel **“Analyse mod“** gebraucht.
- b) an denen in Vorhersagen des EPS-Archivs mindestens 24m/s aus Nord bis Ost gefunden bzw. ein korrespondierender Windstau von mehr als 180cm berechnet wurde (**Archiv**).
- c) an denen ein sehr hoher Sturmindex (>40) über der Ostsee in den vorhandenen globalen Datensätzen errechnet wurde und sich das Kerntief unweit der deutschen Ostseeküste befand (**Sturmindex**).
- d) an denen die Ostsee wahrscheinlich eine sehr hohe Vorfüllung (Landsort >60cmNN) aufwies und kurz danach ein kräftigeres Tiefdruckgebiet über die Ostsee gezogen ist (**Vorfüllung**).

Insgesamt wurden in dem Projekt 37 verschiedene Stürme ausgewählt, die einen oder mehrere der obigen Punkte gleichzeitig erfüllt haben und mit dem Super-Ensemble nachgerechnet wurden. Darüber hinaus gab es noch einige andere interessante Termine, die jedoch aus Gründen der Rechen- und Bearbeitungszeit nicht mehr berücksichtigt werden konnten.

5.1 Sturmindex

Der Sturmindex G^* ist ein Verfahren, mit dessen Hilfe die Intensität von Zyklonen klassifiziert werden kann. Die von Jenkinson und Collinson (1977) entwickelte Methode wurde ursprünglich für das Gebiet der Nordsee angewandt und für dieses Projekt im Rahmen von MUSTOK auf die westliche und südliche Ostsee angepasst. Hierzu wurden die ursprünglich zu berücksichtigenden 16 Gitterpunkte entsprechend weiter Richtung Osten verlagert (Abbildung 7). Zur Berechnung des Indexes wird lediglich der bodennahe Luftdruck an bestimmten Gitterpunkten über Europa benötigt.

Aus dem Luftdruck können mithilfe empirischer Formeln die geostrophische Approximation (Wind unter Einwirkung des Luftdruckgradienten und der Corioliskraft, unter Vernachlässigung der Bodenreibung), die Windkomponenten und die Vorticity (Maß für die Wirbelstärke) berechnet werden. Je höher G^* , umso stärker die Sturmklassifizierung. Bei Werten ab 30 beginnt die Sturmklasse, bis 40 gilt die Einteilung des schweren Sturms, bei Werten ab 50 wird die Orkanstufe erreicht. Die Maßzahl von G^* und die aus dem Luftdruckfeld errechenbaren potentiellen Windstauwerte werden in dieser Arbeit zur Identifikation von sehr starken Tiefdruckgebieten über der Ostsee verwendet sowie zur Einordnung von extrem starken Windfeldern über einen längeren Zeitraum. Die aus dem Luftdruckfeld errechneten Windkomponenten gelten nur für den geostrophischen Wind. Da der daraus berechnete Windstau nur zu Vergleichszwecken verwendet wird, ist der Fehler vernachlässigbar, dass die Windgeschwindigkeit für das Niveau in 10m Höhe weder reduziert noch die Windvektoren gedreht wurden.

Der Algorithmus des Sturmindexes wurde auf die Datensätze von UKMO und EMSLP (Ansell et al.2006) angewandt (Abbildung 8 und 9). Jedoch muss gleichzeitig auch die Windrichtung berücksichtigt werden, die ebenfalls aus dem Luftdruckfeld ermittelt werden kann. Interessant für das Projekt MUSTOK sind hierbei auch Stürme, bei denen das Kerntief in der Nähe der deutschen Ostseeküste aufgetreten ist, ohne dass nordöstliche Windrichtungen vorgeherrscht haben. Liegt der Kerndruck jedoch einige hundert Kilometer von der westlichen / südlichen Ostsee entfernt, ist die Wahrscheinlichkeit gering, dass das EPS die Zugbahn noch so verändern kann, dass schwere Sturmfluten im Modell erzeugt werden können.

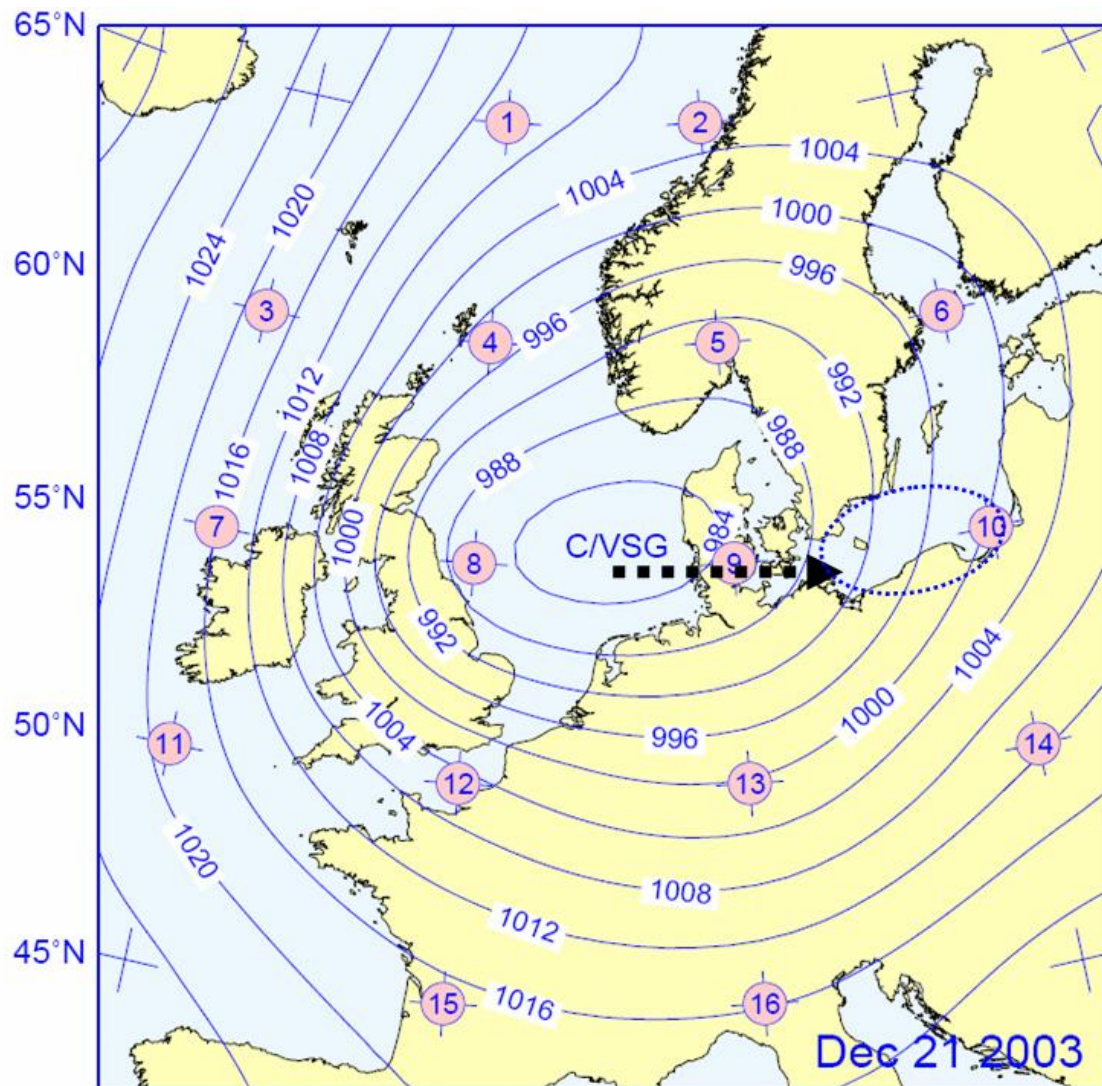


Abbildung 7: Notwendige Luftdruckwerte zur Berechnung des modifizierten Sturmindexes für die westliche und südliche Ostsee (BSH-Bericht Nr.38, verändert).

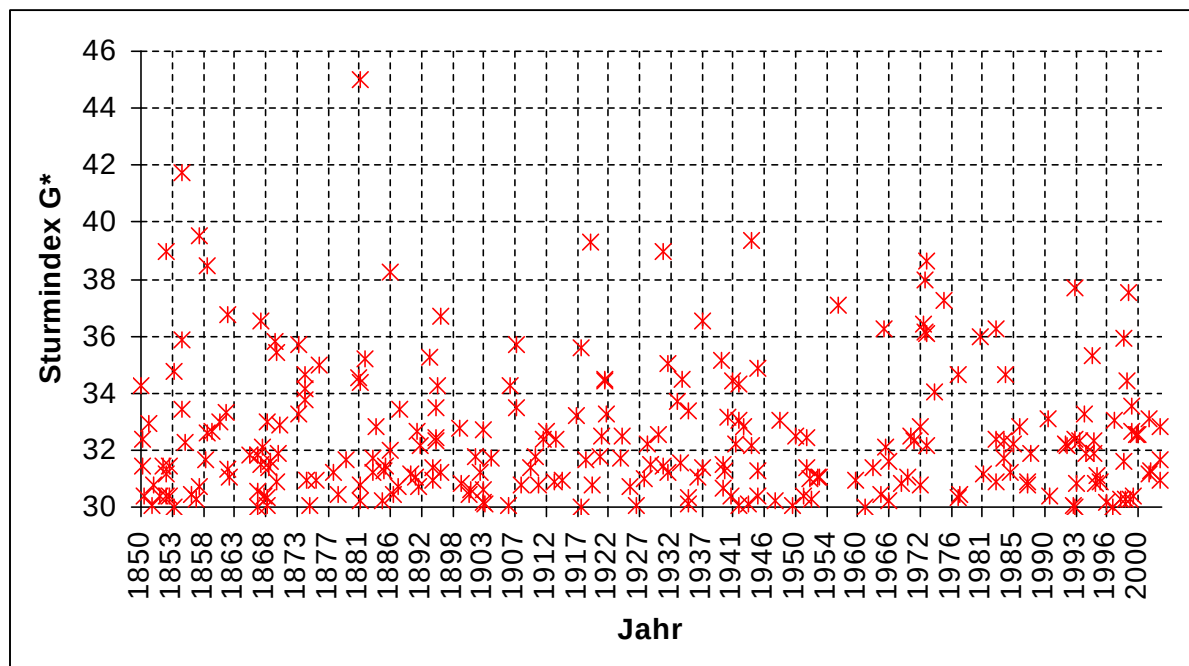


Abbildung 8: Sturmindex über der westlichen / südlichen Ostsee, berechnet aus Tagesmitteln des Luftdruckes im Datensatz EMSLP für den Zeitraum 1850 bis 2003. Dargestellt sind lediglich Werte, welche die Kategorie Sturm erreichen.

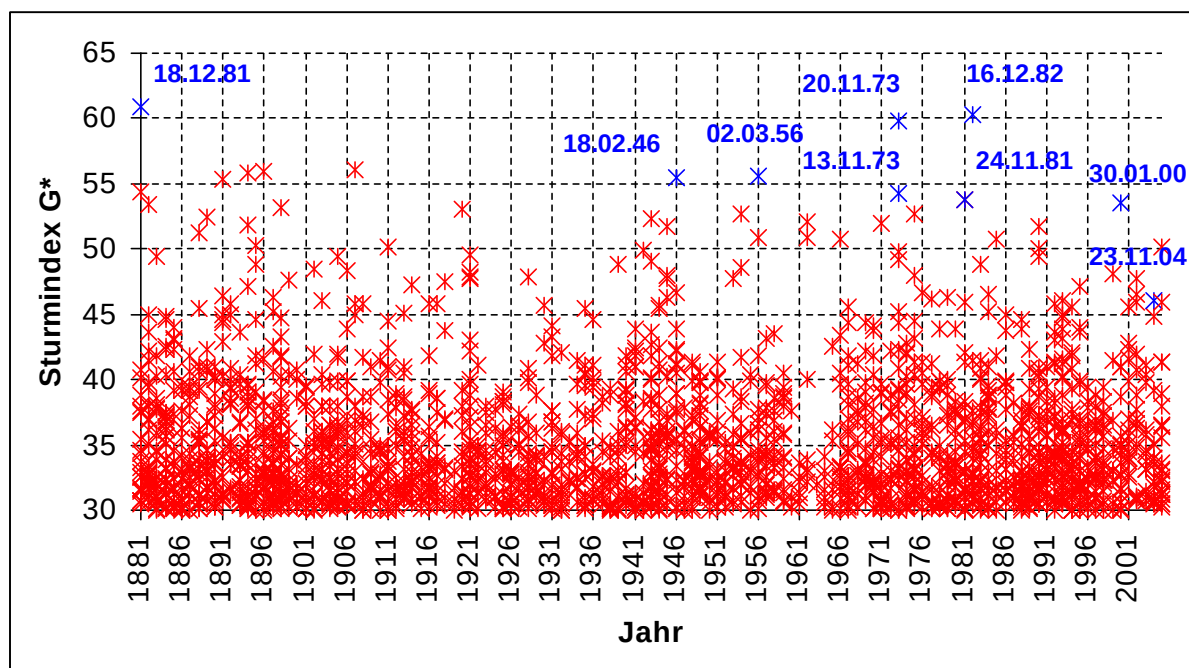


Abbildung 9: wie Abbildung 8, aber bezogen auf den UKMO-Datensatz im Zeitraum 1881 bis 2005.

Bei dem Vergleich des berechneten Sturmindexes für die verschiedenen Datensätze fällt zunächst auf, dass die aus UKMO abgeleiteten Windgeschwindigkeiten und Wirbelstärken für die gleichen Termine deutlich stärker sind, als die aus dem EMSLP berechneten. So erreicht der Sturm am 18.12.1881 im UKMO mit einem G^* von 61 die Kategorie Orkan, während im EMSLP nur ein G^* von 45 berechnet wurde. In diesem Datensatz fällt auch der November

1872 nicht auf (vgl. Kapitel 5.2). Der Sturm, der zur legendären Sturmflut geführt hat, wird nur mit einem G^* von 14 bewertet (nicht dargestellt). Im EMSLP treten überhaupt keine Orkane innerhalb eines Zeitraums von 150 Jahren über der Ostsee auf. Damit deutet sich an, dass die Qualität dieses Datensatzes gegenüber dem UKMO schlechter ist. Die Beschreibung der Wetterlage von 1872 ist somit nur eingeschränkt verwendbar.

In Abbildung 9 sind sehr hohe Werte des Sturmindexes mit dem Tagesdatum blau gekennzeichnet. Die Luftdruckverteilung dieser Termine wurde ab dem Zeitpunkt 1958 visuell betrachtet und mit den Daten im ERA40 verglichen, um zu entscheiden, ob es sich lohnt, die betreffenden Stürme mit dem Super-Ensemble nachzurechnen.

Hierbei zeigt sich, dass das Kerntief am 16.12.1982 in den Analysen so weit von der deutschen Ostseeküste entfernt ist, dass das EPS nicht für diesen Zieltermin nachgerechnet wurde. Die Stürme am 20.11.1981 und am 24.11.1981 wurden dagegen mit dem Super-Ensemble des EZMW neu vorhergesagt (vgl. Kapitel 6). Die zu den obigen Abbildungen korrespondierenden, aus den Luftdruckwerten abgeleiteten Windstauwerte, sind in den Abbildungen 10 und 11 dargestellt. In diesen werden die Unterschiede zwischen den Datensätzen noch deutlicher. Die Werte aus dem UKMO erreichen wesentlich höhere absolute Windstauwerte. Beide Datensätze machen jedoch auch deutlich, dass die Windrichtungen der Stürme über den betrachteten Ostseegebieten – korrespondierend zu den jeweiligen hohen Sturmindexen – aus vornehmlich westlichen und südlichen Richtungen kommen. Die positiven Werte des Windstaus sind dementsprechend deutlich seltener, was mit den Beobachtungen an der Station Arkona übereinstimmt. Hier werden deutlich häufiger Winde aus westlichen Richtungen registriert, was mit der typischen Zugbahn der Tiefdruckgebiete über die Ostsee hinweg zusammenhängt (vgl. Abbildung 1).

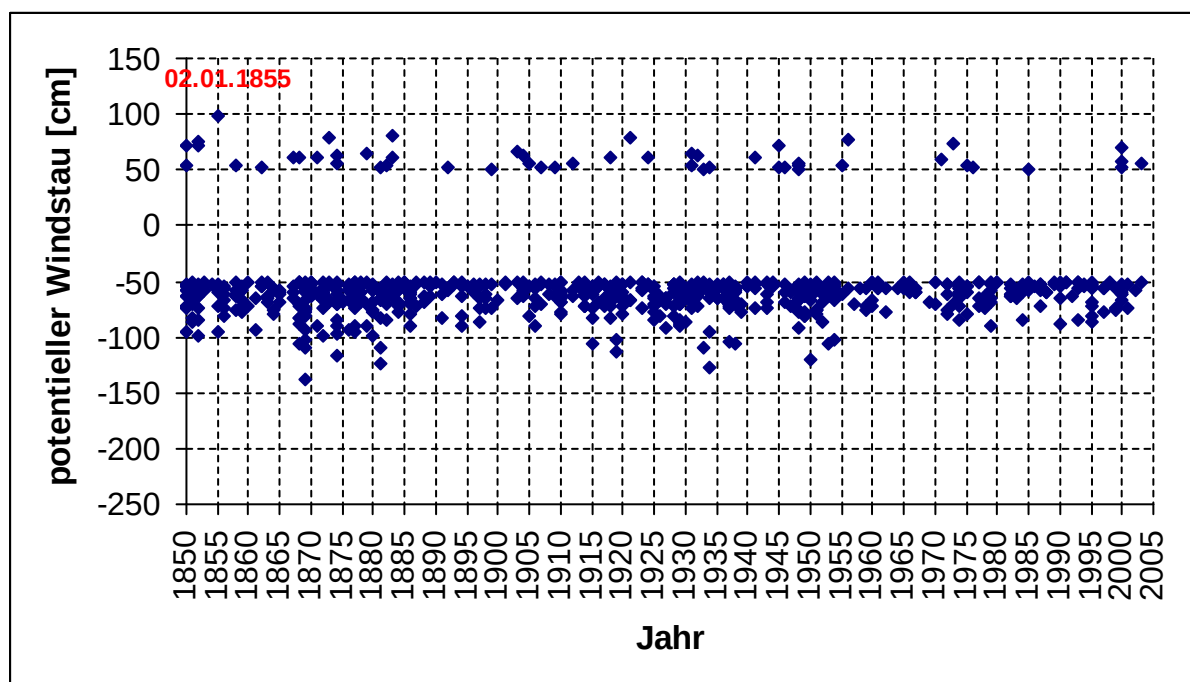


Abbildung 10: wie Abbildung 8, aber für den potentiellen Windstau in Wismar.

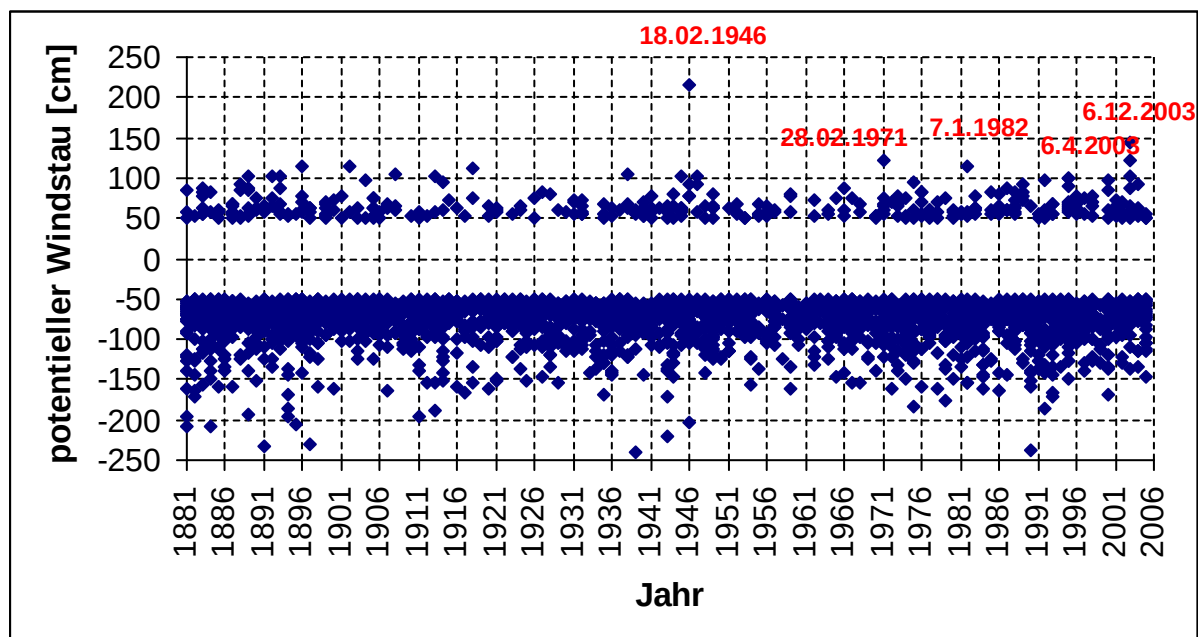


Abbildung 11: wie Abbildung 9, aber für den potentiellen Windstau in Wismar.

Die höchsten Werte im EMSLP werden mit nur knapp 100cm im Jahr 1855 erreicht, die entsprechenden, aus dem Luftdruckfeld errechneten Windgeschwindigkeiten, machen nur maximal 18m/s aus. Ein singuläres Ereignis scheint es am 18.2.1946 im UKMO zu geben. Hier werden Tagesmittel von 215cm potentielltem Windstau erreicht, die aus einer Windgeschwindigkeit von rund 28m/s resultieren. Ob es an diesem Tag eine Sturmflut gegeben hat, kann der Autor aufgrund mangelnder Daten nicht beurteilen. Die für diesen Tag im EMSLP berechneten Werte erreichen nur ca. 50cm.

Im UKMO können die dargestellten Windstauwerte mit realen Sturmfluten gut in Verbindung gebracht werden. So wurden in Wismar z.B. am 6.4.2003 maximale Wasserstände von 111cmNN verzeichnet, aus dem Datensatz sind Windstauwerte von 122cm errechnet worden. Gleiches gilt auch z.B. für die Sturmflut am 6.12.2003, bei der Scheitelwasserstände von 162cmNN auftraten. Im UKMO lässt sich ein Windstau von immerhin 143cm ausrechnen. In Abbildung 12 sind die Werte des Windstaus aus dem ERA40 dargestellt, in dem auch mithilfe des EMSLP und UKMO nach geeigneten Terminen gesucht wurde.

Der ERA40 zeigt an den Zeitpunkten der tatsächlich aufgetretenen Sturmfluten ein relatives Maximum der Windstauwerte, die jedoch deutlich unter denen aus dem UKMO liegen.

Die maximale punktuell erreichte Windgeschwindigkeit im ERA40 erreicht nur 18m/s, die sich im Mittel über größere Flächen noch deutlich reduziert. So kommen schließlich die in Abbildung 11 erkennbaren sehr niedrigen Werte des Windstaus zustande, die im Gegensatz zu denen aus dem UKMO, wesentlich niedriger sind. Jedoch ist der ERA40 vierfach besser zeitlich aufgelöst.

Das Maximum der Windgeschwindigkeit im ERA40 tritt bei der Sturmflut im November 1995 auf, aus der sich ein potentieller Windstau von etwas unter 70cm bei nordöstlichen Windrichtungen errechnen lässt. Dieser Wert ist zwar nur ein synthetischer Wert, jedoch liegen die Messungen mit 200cmNN in Wismar deutlich darüber.

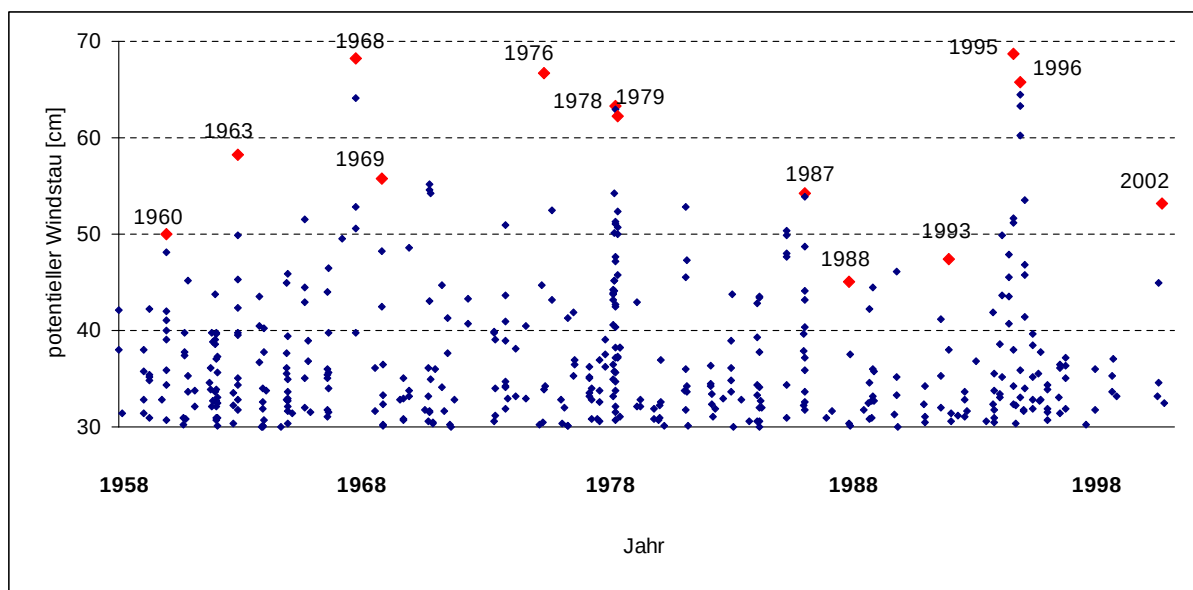


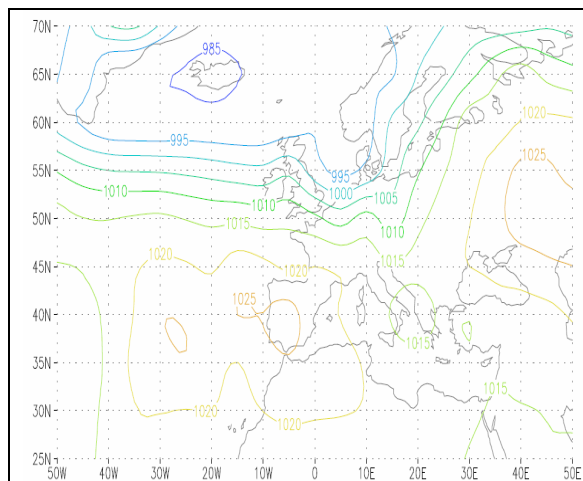
Abbildung 12: Windstauwerte, berechnet aus dem ERA40 für den Standort Wismar im Zeitraum 1958 bis 2002. Die rot markierten Punkte korrespondieren mit tatsächlich vorgekommen Sturmfluten in den entsprechenden Jahren. In der Abbildung sind nur Werte ab 30cm dargestellt.

Die niedrigen Windgeschwindigkeiten im ERA40 wirken sich aufgrund der Datenassimilation maßgeblich auf die (später vorgestellten) Simulationen mit dem EPS aus. So schwanken die möglichen Vorhersagen mit einer gewissen Varianz um die vorgegebenen Messwerte aus dem ERA40, die offensichtlich für das Gebiet der Ostsee deutlich zu niedrig sind.

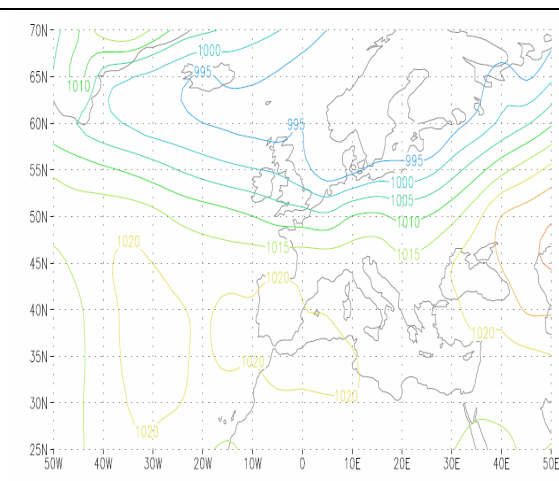
5.2 Wetterlagen der Sturmflut im Jahr 1872

In diesem Kapitel werden die Wetterlagen vor und während der legendären Sturmflut aus dem Jahr 1872 beschrieben, die in den Abbildungen 13a-h zu erkennen sind. Obwohl die Luftdruckgradienten im EMSLP – der als einziger verfügbarer Datensatz dieses Jahr enthält – wahrscheinlich deutlich zu niedrig sind, lassen sich aus den darin enthaltenen Luftdruckverteilungen einige Rückschlüsse ziehen, die bei der Auswahl geeigneter Wetterlagen für das Projekt MUSTOK von Nutzen sind.

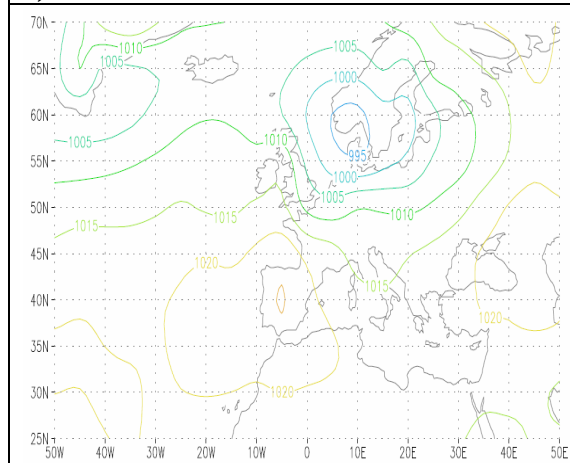
Ursprünglich basiert der EMSLP auf 86 Messungen an verschiedenen Stationen, aus denen Tagesmittelwerte in der räumlichen Auflösung von 5° errechnet wurden (Ansell et al. 2006). Der Datensatz ist jedoch weniger zur Ursachenanalyse von historisch aufgetretenen Stürmen geeignet, als vielmehr zur Validation von Klimasimulationen.



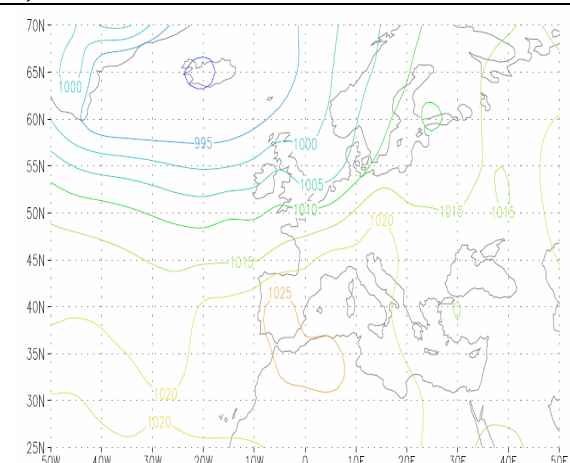
a) 30.10.



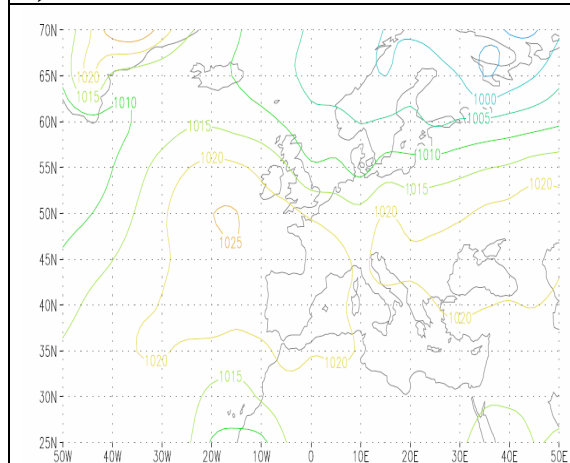
b) 31.10.



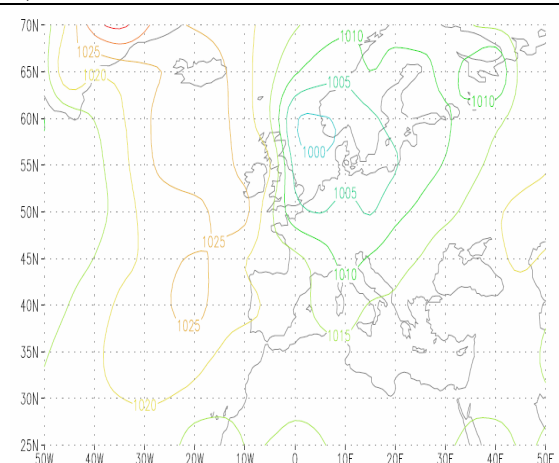
c) 3.11.



d) 5.11.



e) 9.11.



f) 10.11

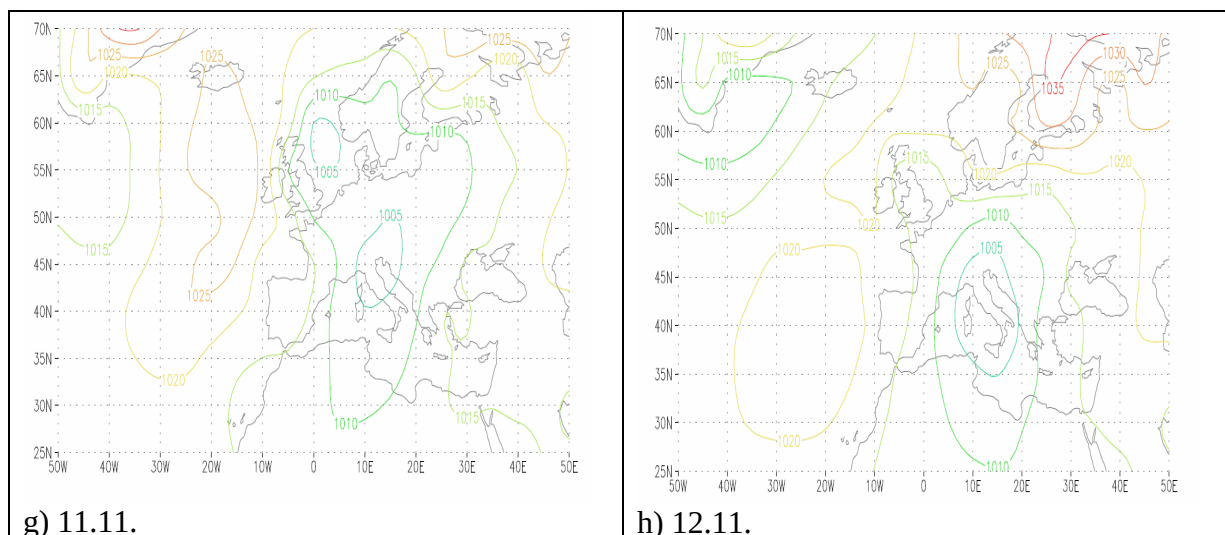


Abbildung 13a-h: Luftdruck im Meeresniveau, interpoliert aus dem EMSLP-Datensatz im Zeitraum der Sturmflut aus dem Jahr 1872.

In der Nacht vom 12. auf den 13.11.1872 trat der Scheitelwasserstand der extrem starken Sturmflut auf. Im EMSLP ist jedoch am 13.11. das entscheidende Tiefdruckgebiet nicht mehr vorhanden, so dass nur der 12.11. (Abb.13h) interpretiert werden kann. Das dargestellte Tiefdruckgebiet liegt mit seinem Kern über Italien. Seine Ausläufer beeinflussen die Ostseeküste, wobei die Luftdruckgradienten durch die Antizyklone über der nördlichen Ostsee verstärkt werden. Die errechenbaren Windgeschwindigkeiten liegen jedoch bei weniger als 10m/s, die keine auftretende Sturmflut, und schon gar nicht die bisherigen Maximalstände an der Ostseeküste von mehr als 300cmNN erklären können. Die Wetterlage an diesem und am Vortag (Abb.13g) kann durch die Klassifikation Vb beschrieben werden. Hierbei wandert typischerweise ein Tiefdruckgebiet von Italien ausgehend Richtung Norden und führt häufig zu ergiebigen Niederschlägen im Alpenraum sowie weiteren Teilen Deutschlands. Das Besondere an der Wetterlage im November 1872 war aber nicht ausschließlich das Auftreten des Vb-Tiefs, sondern die davor aufgetretene Wettersituation vor Erreichen des Scheitelwasserstandes. Diese wird mit den Abbildungen 13a-f deutlich, auch wenn die Qualität des EMSLP hinsichtlich der Luftdruckgradienten eingeschränkt zu sein scheint. Am 30.10.1872 (Abb.13a) hat sich ein sehr großes Tiefdruckgebiet mit dem Kerndruck über Island entwickelt. Die Isobaren führen an diesem Tag und bis zum 3.11. (Abb.13b-c) zu einem ablandigen Wind über der westlichen Ostsee und zu einer möglichen Erhöhung des mittleren Wasserstandes der Ostsee. Ein bzw. zwei Tage später – wann genau kann aufgrund der Tagesmittelwerte nicht ausgesagt werden – tritt am 5.11. (Abb.13d) erneut ein ausgeprägtes Tief mit einer ähnlichen Luftdruckkonstellation auf, das bis zum 10.11. (Abb.13e-f) möglicherweise für einen Zustrom aus der Nordsee in die Ostsee und zu einem ablandigen Wind bzw. einer inhomogenen Verteilung der Wasserstände in verschiedenen Meeresregionen geführt hat. Und dann schließlich entwickelt sich kurze Zeit später ein Vb-Tief, das östlichen Windrichtungen über der westlichen / südlichen Ostsee gebracht hat. Die unbekannten Faktoren in der Wetteranalyse sind vor allem das genaue zeitliche Auftreten der verschiedenen Tiefdruckgebiete, mit den entsprechenden Auswirkungen auf den mittleren Wasserstand der Ostsee sowie die Einordnung der jeweils aufgetretenen Windgeschwindigkeiten.

Abbildung 14 zeigt den zeitlichen Verlauf des aus dem Druckfeld des EMSLP berechneten Windstaus in der westlichen / südlichen Ostsee (vgl. Abb.7) sowie den berechneten Sturmindex.

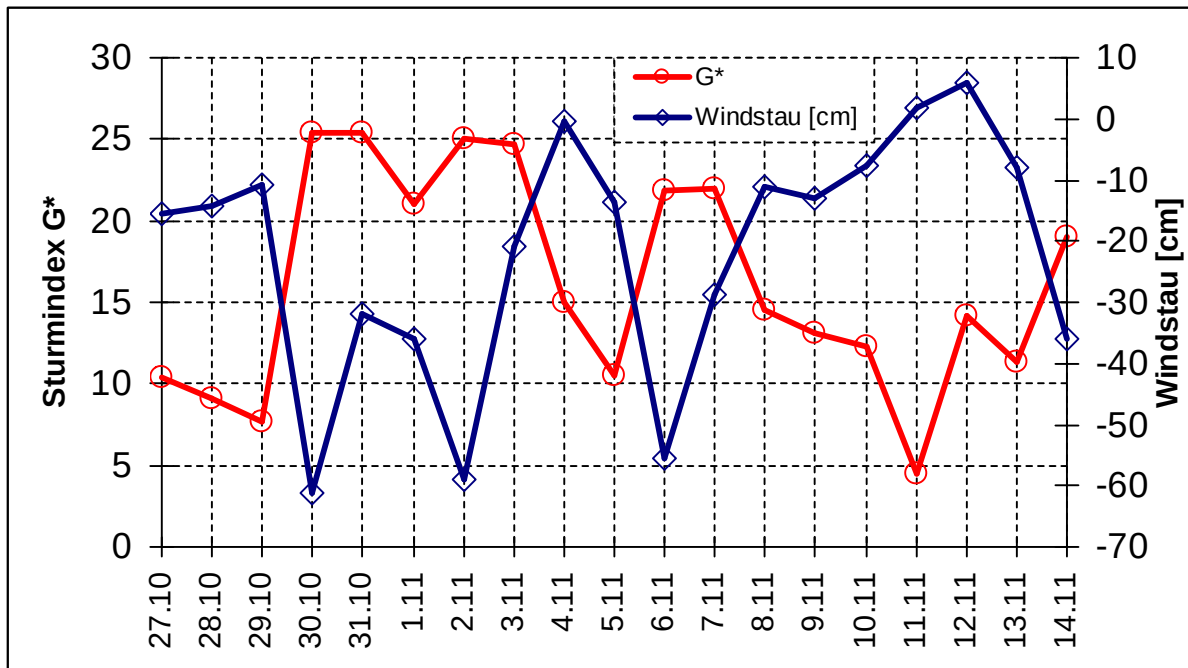


Abbildung 14: Sturmindeks und potentieller Windstau in der südlichen Ostsee im Zeitraum der Sturmflut aus dem Jahr 1872, berechnet aus dem bodennahen Luftdruckfeld des EMSLP.

Erkennbar sind die – für den EMSLP – relativ hohen Werte des Sturmindexes, die im UKMO wahrscheinlich höher ausfallen würden (vgl. Abbildungen 8 und 9). Das erste Tief verursacht über fünf Tage hinweg Werte des G^* von mehr als 20. Ab dem 5.11. zieht eine neue Zyklone heran, die etwas schwächer zu sein scheint.

Die korrespondierenden negativen Windstauwerte in diesem Zeitraum sind ein Indikator für die westlich- / südwestlichen Windrichtungen in der westlichen / südlichen Ostsee. Erst am 11.11. werden positive Windstauwerte erreicht, die aufgrund der niedrigen Luftdruckgradienten jedoch sehr gering sind. Auch wenn der EMSLP nur eingeschränkt für das Gebiet der Ostsee verwendet werden kann, werden Tendenzen deutlich, die das Auftreten einer sehr seltenen Abfolge von Wetterbedingungen zeigt. So konnte für den Zeitraum 1958 bis 2006 nur eine Wetterlage im Januar 2005 (vgl. Kap. 6.4) in den zur Verfügung stehenden Datensätzen gefunden werden, in der eine ähnliche Abfolge von auftretenden Zyklonen über der Ostsee vorgekommen ist.

Die genauen atmosphärischen Ursachen für die Sturmflut von 1872 können mit den globalen Datensätzen schließlich nicht untersucht werden. Wie schon an anderer Stelle erwähnt, werden jedoch im Rahmen von MUSTOK zeitlich und räumlich besser aufgelöste Daten vom Seewetteramt des DWD in Hamburg angefordert und mit diesen Daten das operationelle Ozeanmodell des BSH angetrieben. Dann wird sich zeigen, ob mit den aufbereiteten Daten ähnlich hohe Scheitelwasserstände im Ozeanmodell simuliert werden können!

5.3 Operationelles EPS-Archiv

5.3.1 Beschreibung

Eine andere Möglichkeit Termine zu finden, an denen physikalisch basierend, modifizierte Wetterlagen aufgetreten sind, liegt darin, in der Vergangenheit durchgeführte Vorhersagen aus dem operationellen Betrieb zu untersuchen. Hierzu eignet sich – wenn auch mit Einschränkungen – das meteorologische Datenarchiv (MARS) des EZMW.

Hier werden alle operationellen EPS-Simulationen seit 1992 gespeichert. Im EPS-Archiv gibt es einige Millionen globale Vorhersagestunden, von denen möglicherweise einige für die Erzeugung von Sturmfluten an der deutschen Ostseeküste interessant sein könnten. Aus diesem Grund wurde das MARS nach solchen Wettersituationen durchsucht. Allerdings ist der Datensatz aufgrund von vielen Veränderungen in der operationellen Vorhersage sehr inhomogen.

In dem Zeitraum zwischen 1992 und 1996 gab es nur 33 Member mit einem Startzeitpunkt um jeweils 12 UTC, wobei nur alle 12 Stunden Werte der 10-Tagesvorhersage gespeichert wurden. Erst seit 1997 wird das EPS mit 50 Membern verwendet, sowie bis zu einer gewissen Vorhersagelänge, mit einem sechsständigen Output. Seit März 2003 gibt es sechsständig gespeicherte Daten von jeweils zwei Vorhersagen pro Tag. Die räumliche Auflösung des EPS hat sich sukzessive mit zunehmenden Rechenkapazitäten verbessert. Vor dem Jahr 2003 lag diese bei weniger als 100km, bis 2006 bei 80km und erst seit Februar 2006 ist das EPS mit 50km bzw. 0.5° aufgelöst.

Das Archiv ist also zusammenfassend betrachtet, erst ab dem archivierten Jahr 2003 für die Untersuchung von Sturmflut erzeugenden Tiefdruckgebieten wirklich nützlich, da bis dato vor allem die zeitliche Auflösung nicht ausreicht. Trotzdem wurde das komplette Archiv für den Zeitraum 1994 bis 2006 nach hohen potentiellen Windstauwerten in der Nähe von Arkona untersucht (die Jahre 1992 und 1993 weisen große Datenlücken auf, die eine schnelle automatisierte Datenbankabfrage unmöglich machen).

5.3.2 Statistische Analyse

Die Untersuchung der Datenbank zeigt, dass nur 333 der insgesamt knapp 7,5 Millionen Vorhersagestunden (das entspricht einem Anteil von ungefähr vier pro hunderttausend) Windgeschwindigkeiten von mindestens 20m/s und Windrichtungen zwischen 0 und 90° aufweisen (Tabelle 2). Diese 333 Stunden – mit vergleichsweise hohem potentiellen Windstau – entfallen auf wenige Zieltermine, von denen vier für dieses Projekt ausgewählt worden sind und mit dem neuesten EPS nachgerechnet wurden.

In der folgenden Tabelle sind die Ergebnisse der Analysen des Windes in 10m Höhe aus dem Ensemble-Archiv zusammengefasst. Insgesamt treten in nur 19% der Vorhersagestunden Windrichtungen zwischen 0 und 90° auf, die größte Anzahl hiervon bei einer Windgeschwindigkeit zwischen 5 und 10m/s.

Klasse WS [m/s]	Häufigkeit WR [°] 0 bis 360	%	Häufigkeit WR [°] 0 bis 90	% Gesamt
0 bis 5	2264094	30	474207	6,33
5 bis 10	3740542	50	690460	9,22
10 bis 15	1319581	18	210817	2,81
15 bis 20	159991	2	15488	0,21
20 bis 25	7584	0,1	327	$4,4 \cdot 10^{-5}$
>25	274	$4 \cdot 10^{-4}$	6	$8 \cdot 10^{-6}$
Summe	7492066	100	1391305	19

Tabelle 2: Statistik der Windgeschwindigkeit und der Windrichtung im Ensemble-Archiv in Gitterpunkten in der Nähe von Arkona im Zeitraum 1994 bis 2006.

Auch wenn die Daten nur sechsstündig aufgelöst sind, kann die Aussage getroffen werden, dass im Zeitraum 1994 bis 2006 wahrscheinlich nur wenige Wetterlagen bzw. Member vorhanden sind, die sehr hohe Sturmfluten hätten auslösen können!

Eine genauere Aufteilung der Windklassen und die statistische Analyse mithilfe der so genannten Weibull-Verteilung zeigen Abbildungen 15 und 16.

$n = 7.492.066$; Mittel = 7.11 m/s ; $k=2.3$; $a=8.4$

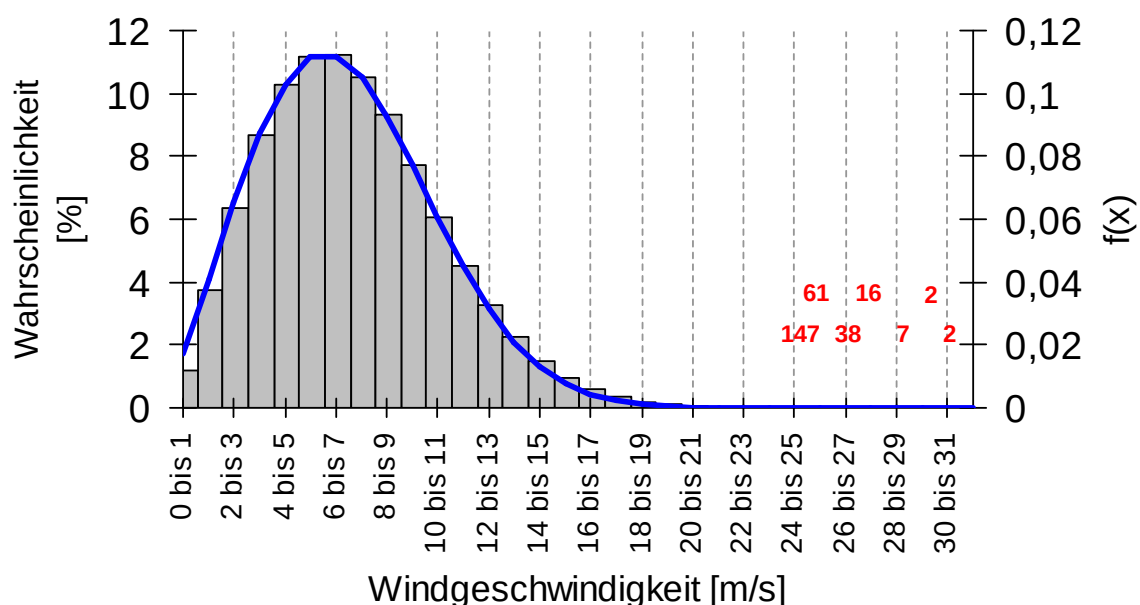


Abbildung 15: Weibullverteilung der Windgeschwindigkeit in 10m Höhe, berechnet für das Ensemble-Archiv. Rot dargestellt sind die Anzahl der Vorhersagestunden, die eine bestimmte sehr hohe Windklasse erreichen.

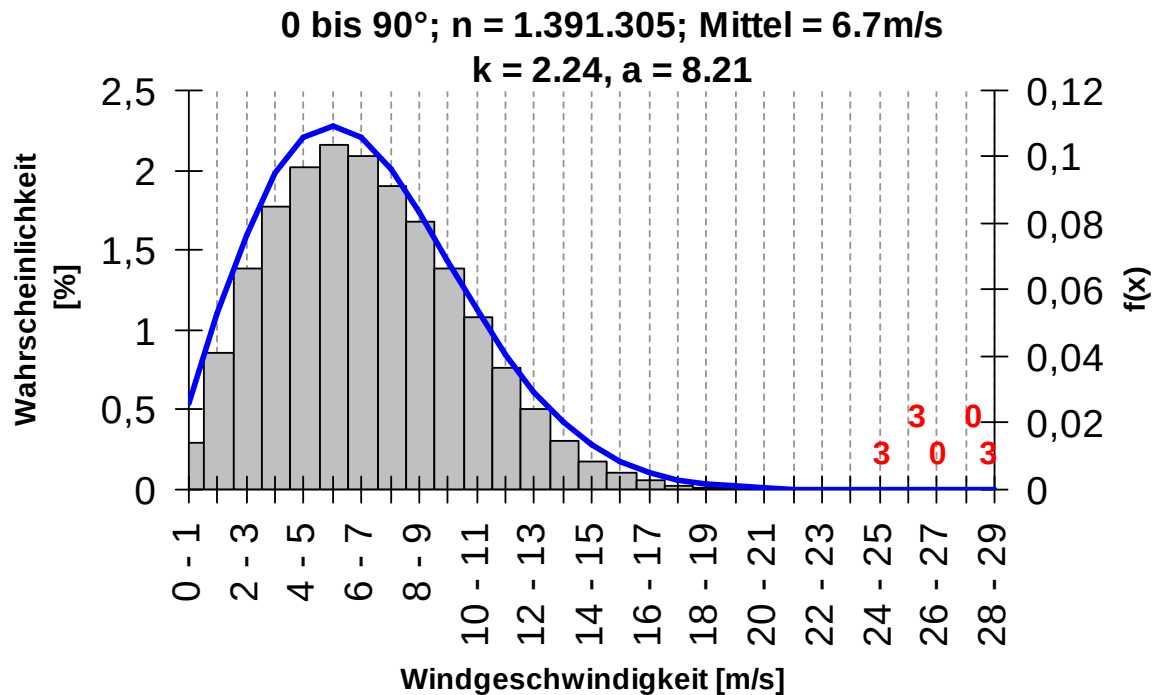


Abbildung 16: Wie Abbildung 15, aber für Windrichtungen aus 0 bis 90°.

In Abbildung 15 ist erkennbar, dass nur ein sehr geringer Anteil der im EPS-Archiv enthaltenen Vorhersagestunden Windgeschwindigkeiten erreichen, die für das Projekt MUSTOK interessant sind. So werden nur an zwei Stunden mehr als 30m/s vorhergesagt, in denen jedoch westliche Windrichtungen dominieren. Nur in 17% aller Vorhersagestunden werden Windrichtungen aus 0 bis 90° prognostiziert (Abbildung 16). Bei nur neun von mehr als 1.3 Millionen Vorhersagestunden treten Windgeschwindigkeiten von mehr als 24m/s auf, bei Windrichtungen aus 0 bis 90°. Dies sind potentielle, für das Projekt MUSTOK interessante Vorhersagen, wobei diese neun Stunden an vier verschiedenen Stürmen auftreten. Alle vier Stürme wurden mit dem neuesten EPS-Modell nachgerechnet, um eine höhere zeitliche und räumliche Auflösung der Vorhersagen zu erhalten. Im Oktober 2003 (vgl. Kap. 6.4) sind die höchsten potentiellen Windstauwerte für Wismar berechnet worden, wie in Abbildung 17 zu erkennen ist. Hier sind die einzelnen Windwerte der Vorhersagen aus dem EPS-Archiv in Windstau umgerechnet worden. Am 6. Dezember 2003 gab es auch eine reale Sturmflut (korrespondierend zu den Datumsangaben vom 2. und 3.12. in Abb.17), an der die zweithöchsten Windstauwerte aus dem Archiv gefunden bzw. berechnet wurden. Für diesen Termin im Dezember 2003 und den Zieltermin im Oktober 2003 sowie für einen Sturm im Januar 2005 und zwei Stürme im November 2004 wurden ebenso Vorhersagen – aufgrund der Analysen des EPS-Archivs – durchgeführt (vgl. Kapitel 6).

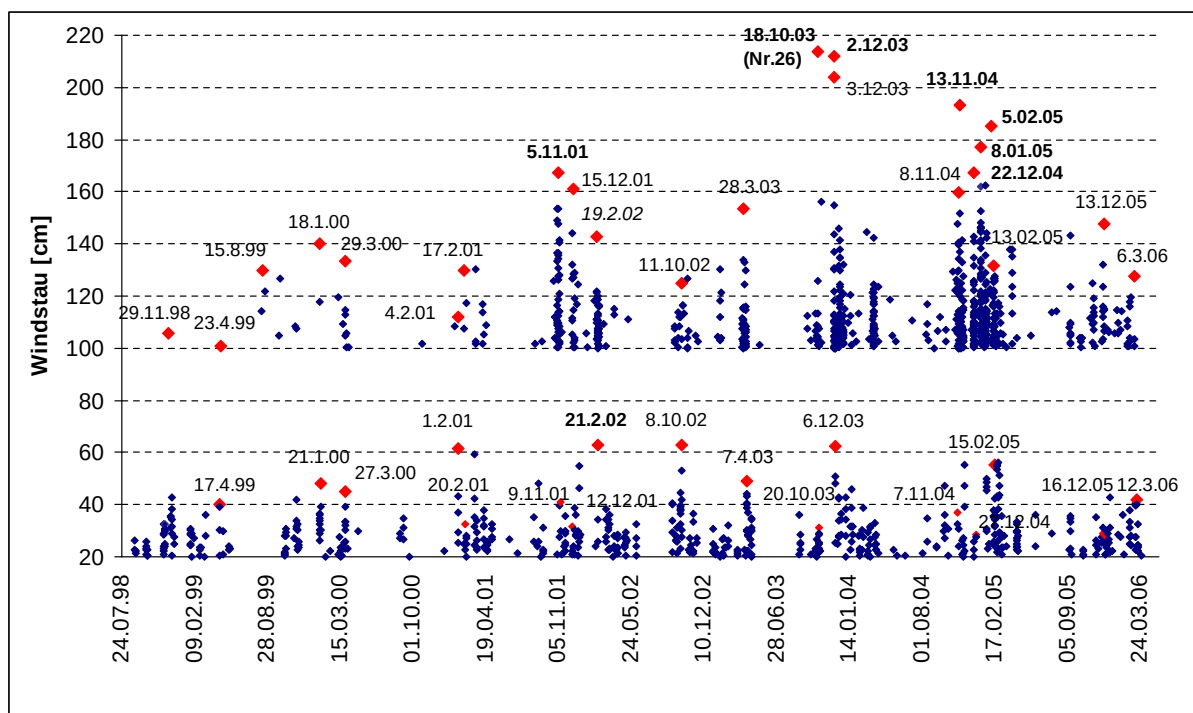


Abbildung 17: Potentieller, nach dem Ansatz von Schmager aus Windgeschwindigkeit und Windrichtung berechneter Windstau in Wismar im Zeitraum 1998 bis 2006. Die archivierten EPS-Vorhersagen sind ab einem Wert von 100cm dargestellt, darunter befinden sich alle berechneten Werte für den ERA40 ab 20cm. Die eingezeichneten Datumsangaben sind die jeweiligen Startzeitpunkte der betreffenden Member.

Die Windgeschwindigkeiten im ERA40 repräsentieren ungefähr den Mittelwert einer Ensemble-Vorhersage (vgl. Kap.6), so dass es nicht verwunderlich ist, dass die entsprechenden, in Abbildung 17 erkennbaren Werte des Windstaus deutlich unter den Membern liegen, in denen die höchsten Windgeschwindigkeiten vorkommen. Für den Member, der am 18. Oktober 2003 startet und der mit rund 28m/s die höchsten Windgeschwindigkeiten im gesamten Archiv bei östlicher Windrichtung erreicht, gibt es in der zeitnahen Analyse des ERA40 (Windstauwerte liegen bei lediglich 30cm) keine Hinweise auf einen Sturm (vgl. Kap.6.4)! Erst in der Vorhersage wird eine Zyklone über der Ostsee erkennbar, die Sturmstärke erreicht. Nur durch die komplette Analyse des EPS-Archivs konnten jene vier Termine identifiziert werden, an denen eventuell hohe Sturmfluten in den Ozeanmodellen vorhergesagt werden können.

6. Vorhersagen historischer Stürme

6.1 Ensemble Prediction System

Um möglichst viele physikalische konsistente Wetterlagen für das Projekt MUSTOK zu erzeugen, wurde das operationelle EPS-Modell verwendet. Insgesamt wurden 31900 globale Vorhersagen der Atmosphäre in 50km räumlicher Auflösung für 37 verschiedene historische Stürme nachgerechnet. Dies entspricht der Simulation von 630 EPS mit jeweils 50 Mitgliedern, d.h. einem Anteil von fast 90% der Jahresproduktion des operationellen Ensemblesystems! Damit ist auch der enorme Rechenbedarf auf dem Superrechner des EZMW für das Projekt MUSTOK im Jahr 2006 erklärt, der mehr als 30% des gesamten deutschen Verbrauchs ausgemacht hat.

Im Mittel betrug die Vorhersagelänge der EPS-Member rund 135 Stunden, so dass insgesamt 4,3 Mio. Vorhersagestunden produziert wurden. Hierbei wurden aus Gründen der Datenmenge zunächst nur sechs Oberflächenvariablen in das MARS geschrieben, die am Ende dieses Teilprojektes insgesamt rund 100 Terabyte Plattenplatz einnehmen. Alle Vorhersagen wurden in dem Gebiet zwischen 11 und 15.5° östlicher Länge und 55° nördlicher Breite hinsichtlich Windgeschwindigkeit und Windrichtung untersucht (vgl. Kap. Methode).

Tabelle 3 listet alle 37 durchgeführten Super-Ensembles mit den entsprechenden Zielterminen auf und kennzeichnet wichtige Simulationsergebnisse. Die Zieltermine sind farblich unterlegt, um zu zeigen, warum ein Experiment durchgeführt wurde (vgl. Kap. Datenbasis). Der Zieltermin ist das Datum, an dem die meisten Member eines Ensembles die höchsten positiven potentiellen Windstauwerte (nach Schmager) für einen nachgerechneten Sturm aufweisen. In der Regel stimmt dieses Datum ungefähr mit den tatsächlich vorgekommenen Sturmflutscheitelwerten an den Pegeln zeitlich überein. WS in Tabelle 3 ist die Abkürzung der Windgeschwindigkeit in Beaufort (Bft.). Die dritte Spalte kennzeichnet die maximale Windgeschwindigkeit im ERA40 über der betrachteten Region bei Arkona (vgl. Kap. 3). In den Spalten vier und fünf sind die mittleren und maximalen Windgeschwindigkeiten für die gleiche Region aus den simulierten Super-Ensembles pro Zieltermin angegeben. Die nächste Spalte zeigt den prozentualen Anteil der Member an, die in den Modellierungen in den entsprechenden Gitterpunkten mindestens 10 Beaufort erreicht haben. Das sind solche Member, die für die Erreichung des Ziels von MUSTOK wahrscheinlich das größte Potential haben. Spalten sieben und acht beziehen sich auf den Pegel Wismar, erstere zeigt den höchsten mithilfe eines EPS-Members simulierten Scheitelwasserstand an, letztere den entsprechenden gemessenen. Jene Werte können auch ein oder zwei Tage vor bzw. nach dem angegebenen Zieltermin aufgetreten sein. So werden die Stürme häufig Stunden oder wenige Tage früher bzw. später vorhergesagt, als sie in der Realität aufgetreten sind. Entsprechend kann sich das zeitliche Auftreten der gemessenen und der simulierten Scheitelwasserstände unterscheiden. Die Pegelmessung in Landsort (Spalte 9) ist ein Tagesmittel. Diese Messung ist ein Indikator für einen erhöhten mittleren Wasserstand der Ostsee, wenn höhere positive Pegelwerte über mehrere Tage hinweg anhalten.

Member eines Super- EPS	Zieltermin tt.mm.jjjj	WS ERA40 Bft.	WS S_mi Bft.	WS S_ma Bft.	Mem. %	Pegel S_max cm NN.	Pegel M_max cm NN.	Pegel Landsort cm	G*
1050	13.01.1960	7	8	9	0,0		155	-6	19
1050	15.01.1963	7	7	10	0,3		30	-23	23
1400	06.02.1964	6	6	12	0,1		130	18	32
850	12.01.1968	7	7	11	2,4	221	145	4	33
700	16.02.1969	7	8	10	0,1		104	-16	28
450	17.11.1970	4	5	13	1,3	283	18	23	28
850	08.12.1971	6	7	11	0,6	264	121	8	40
650	20.11.1973	xx	5	8	0,0		90	40	60
750	04.01.1976	7	6	11	2,1	237	136	50	41
1900	28.12.1978	8	7	9	0,0		120	-11	30
950	13.02.1979	8	7	10	0,1		157	3	33
350	24.11.1981	xx	3	7	0,0		81	50	54
250	06.01.1982	6	6	9	0,0		112	-2	31
600	18.01.1983	xx	5	11	0,3	141	128	76	41
250	02.02.1983	xx	5	8	0,0		109	78	49
1050	07.02.1983	7	7	10	0,2	230	149	80	38
500	12.10.1985	4	4	10	0,0		71	8	34
800	07.04.1986	7	8	10	0,5	171	88	-19	21
700	19.12.1986	6	5	13	1,1	252	140	36	38
550	12.01.1987	7	8	9	0,0		173	-2	30
550	29.11.1988	4	5	11	0,2	130	147	20	45
950	17.01.1992	3	5	10	0,1		113	50	41
800	21.02.1993	6	6	10	0,3		156	26	45
1750	03.01.1995	6	6	10	0,1		142	16	33
2300	08.04.1995	4	5	10	0,1		128	30	44
600	04.11.1995	7	8	11	8,5	266	202	21	30
1300	17.11.1995	5	6	12	2,3	284	90	26	32
650	20.02.1996	7	10	12	57,0	210	136	-36	38
2950	11.04.1997	4	6	10	0,8		120	12	35
550	01.11.2001	xx	5	9	0,0		81	16	46
250	02.01.2002	6	6	9	0,0		137	20	47
1050	21.02.2002	7	7	9	0,0	190	192	41	47
250	25.10.2003	6	6	11	1,2	250	62	15	30
300	06.12.2003	7	7	10	1,3		162	-10	40
750	18.11.2004	xx	5	10	0,3		xx	-1	45
250	23.11.2004	xx	6	10	0,8		xx	17	46
900	27.01.2005	7	7	10	0,5	229		65	11
31800									

 Archiv

 Vorfüllung + Analyse

 Analyse + Sturmflut

 Analyse mod.

 Sturmindex

Tabelle 3: Wichtige Kenngrößen der durchgeführten EPS-Modellierungen. Rot markiert sind auffällige, simulierte oder gemessene Größen.

Die Werte in Landsort beziehen sich auf den Zieltermin ± 2 Tage, wegen der zuvor erläuterten zeitlichen Abweichungen durch die Vorhersagen. In der letzten Spalte ist der in Kapitel 5 vorgestellte Sturmindex G^* enthalten. Dieser Wert wurde mithilfe des UKMO errechnet, aus dem die Stürme genauer klassifiziert werden können, als dies mit dem ERA40 möglich ist. Die Sturmindices für diesen Datensatz sind deutlich reduzierter, wobei das Ranking der Sturmintensitäten gleich bleibt, d.h. in diesem Datensatz ist der Sturm aus dem Jahr 1973 z.B. im Vergleich zu anderen aus demselben Datensatz ebenso einer der stärksten. Die Mittelwerte der Windgeschwindigkeiten der jeweiligen Super-Ensembles weichen maximal zwei Beaufortklassen von der im ERA40 ab, was für die Vorhersagegüte des Modells spricht. Einzelne Member können dagegen deutlich von dem ERA40 abweichen, schließlich sind insbesondere die Wetterlagen für MUSTOK interessant, welche sehr starke Winde erzeugen.

Eine Ausnahme bildet der Sturm im Februar 1996, in dessen Zusammenhang an der Küste in Wismar Scheitelwasserstände bis zu 100cmNN in der Messung aufgetreten sind. Das EPS simuliert für diesen Sturm im Mittel deutlich stärkere Winde von zehn Beaufort, die deutlich höher sind, als die maximal sieben Beaufort im ERA40. Da im ERA40 wahrscheinlich deutlich niedrigere Windgeschwindigkeiten auftreten als in der Realität, können theoretisch nur solche Ozeanmodellierungen die gemessenen Scheitelwasserstände erreichen, die mit Vorhersagen von Membern angetrieben werden, in denen eine überdurchschnittliche hohe Windgeschwindigkeit vorhergesagt wird!

Die nach dem Sturmindex klassifizierten stärksten Stürme über der Ostsee, die mit dem EPS nachgerechnet wurden, sind im Zusammenhang mit einer Windrichtung aufgetreten, die vornehmlich aus westlichen Richtungen stammt, wie z.B. bei den Orkanen ($G^* > 50$) an den Zielterminen vom 20.11.1973 und 24.11.1981. Hier hat das EPS die Tiefdruckgebiete, die in der Realität relativ nahe an der deutschen Ostseeküste vorgekommen sind, nicht so verlagert, dass andere Windrichtungen aufgetreten sind. Entsprechend wurden diese Vorhersagen nicht weiter verwendet.

Elf Super-Ensembles wurden für Termine gerechnet, an denen in der Messung keine Sturmflut registriert worden ist. An zwei Zielterminen haben sich jeweils interessante Wetterlagen – aufgrund der hohen potentiellen Windstauwerte – gezeigt. Die Ergebnisse der Vorhersagen für diese Stürme im Oktober 2003 und am 17. November 1995 werden in dem Kapitel 6.4 näher vorgestellt.

Bei dem Vergleich der schließlich vom FTZ durchgeführten simulierten Scheitelwasserstände mit den jeweiligen Messungen fällt auf, dass die maximalen Modellwerte deutlich höher sind. Lediglich die Ozeanmodellierungen für die Stürme bei der sehr schweren Sturmflut im Februar 2002 und der schweren Sturmflut im November 1988 erreichen nur bzw. unterschreiten sogar die gemessenen Scheitelwerte. Diese beiden Stürme werden mithilfe des ERA40 offensichtlich nicht gut mit dem EPS vorhergesagt, wenn als Validationsvergleich die simulierten Scheitelwasserstände herangezogen werden. Jedoch können auch andere Faktoren dazu führen, dass es bei relativ gut vorhergesagten Stürmen zu deutlichen Differenzen in den gemessenen und simulierten Scheitelwasserständen kommt. So kann der zeitliche Faktor eine überproportional wichtige Rolle bei der Entwicklung der Stürme spielen, z.B. wenn Eigenschwingungen mit zu den Sturmfluten geführt haben.

An sechs verschiedenen Zielterminen wird sogar die Größenordnung ($> 250\text{cmNN}$) des historischen Höchststandes in Wismar aus dem Jahr 1872 erreicht! Die höchsten modellierten Werte gibt es für den Zieltermin im November 1970 und am 17.11.1995. Es ist auffällig, dass der mittlere Wasserstand bei den sechs Zielterminen keine größere Rolle gespielt hat.

So liegen die Pegelwerte für Landsort zu Beginn der Vorhersagen zwischen 8cm (6.12.1971) und 36cm (19.12.1986). Damit werden die höchsten Scheitelwasserstände in Wismar (sowie in Warnemünde und Greifswald) wahrscheinlich zu sehr großen Teilen durch den Windstau-effekt erzielt! Die Termine im November 2005 und Januar 1983, an denen es

wahrscheinlich eine sehr hohe Vorfüllung gab, erreichen in Wismar maximale Wasserstände von 230cmNN. Die Starkwindfelder der entsprechenden Member weisen eine Maximalgeschwindigkeit von 10 Beaufort bei einer sehr großen Wirklänge auf, während an den zuvor erwähnten sechs Zielterminen bei den stärksten Membern mindestens 11 Beaufort simuliert werden.

Die maximale Windgeschwindigkeit scheint zwar notwendige Bedingung zu sein, jedoch nicht die hinreichende. So gibt es einige Member, z.B. für die Zieltermine aus den Jahren 1968, 1976, 1983, 1988 und 1996, bei denen 11 Beaufort in bestimmten Regionen vorhergesagt werden. Die höchsten simulierten Scheitelwasserstände in dem Ozeanmodell des FTZ bleiben jedoch deutlich unter der historischen Messung. Bei dem Sturm aus dem Jahr 1968 z.B. werden zwar sehr hohe Windgeschwindigkeiten vorhergesagt, jedoch ist das Tiefdruckgebiet kleinräumig bei entsprechender geringer Wirklänge. Diese wird noch weiter reduziert, da bei allen fünf ausgewählten Membern für diesen Zieltermin nördliche Windrichtungen dominieren. Ähnliches gilt auch für den Sturm im Januar 1976, bei dem die Windrichtung für die Entwicklung von Sturmfluten nicht ganz optimal zu sein scheint. Hier zeigt sich auch die Schwäche des Ansatzes von Schmager, da nördliche Windrichtungen in dem Algorithmus offensichtlich zu hoch gewichtet werden und die Wirklänge bei der Entwicklung des Scheitelwasserstandes nicht berücksichtigt wird. Eine genauere Analyse einzelner Member und der modellierten Scheitelwasserstände wird in spätere Kapiteln durchgeführt.

Beim Zieltermin im Februar 1996 sind Member mit einer sehr kurzen Vorhersagelänge für die Ozeanmodelle ausgewählt worden. Hier könnte sich eine methodische Schwäche in der Kopplung der Atmosphären- mit den Ozeanmodellen zeigen.

Die höchsten Windgeschwindigkeiten in den zwei Membern, die für die Stürme von 1988 und im Januar 1983 ausgewählt wurden, treten in der südlichen Ostsee auf. Weiter westlich ist das Windfeld offensichtlich so schwach, dass schließlich keine höheren Scheitelwasserstände modelliert werden.

Abbildung 18 zeigt in chronologischer Reihenfolge den potentiellen Windstau von allen mit dem neuen EPS modellierten Vorhersagestunden.

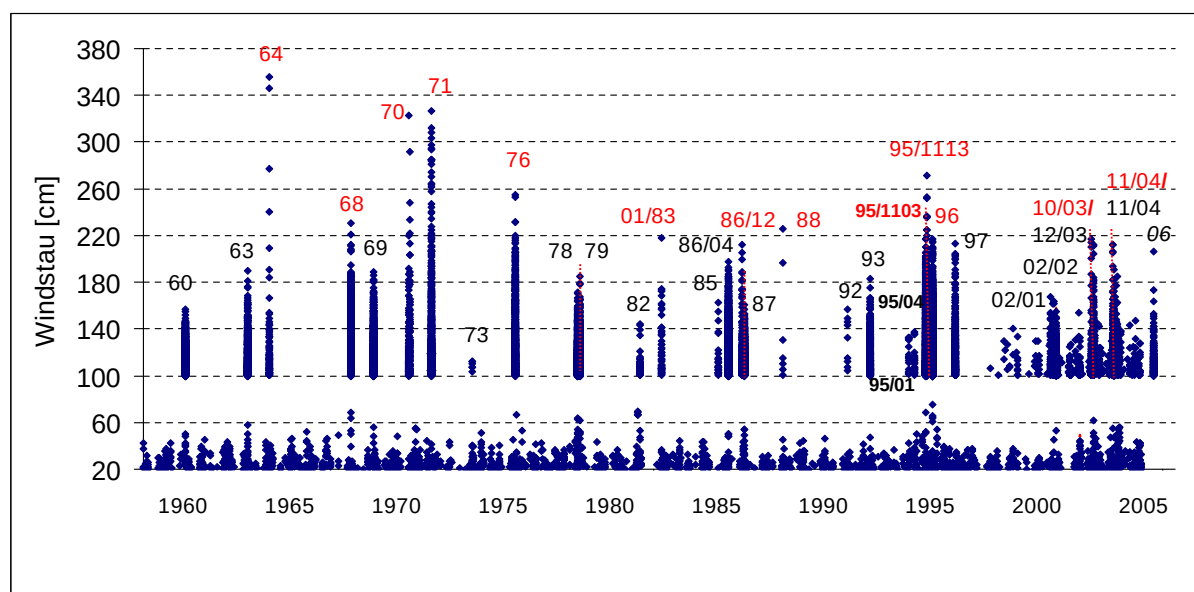
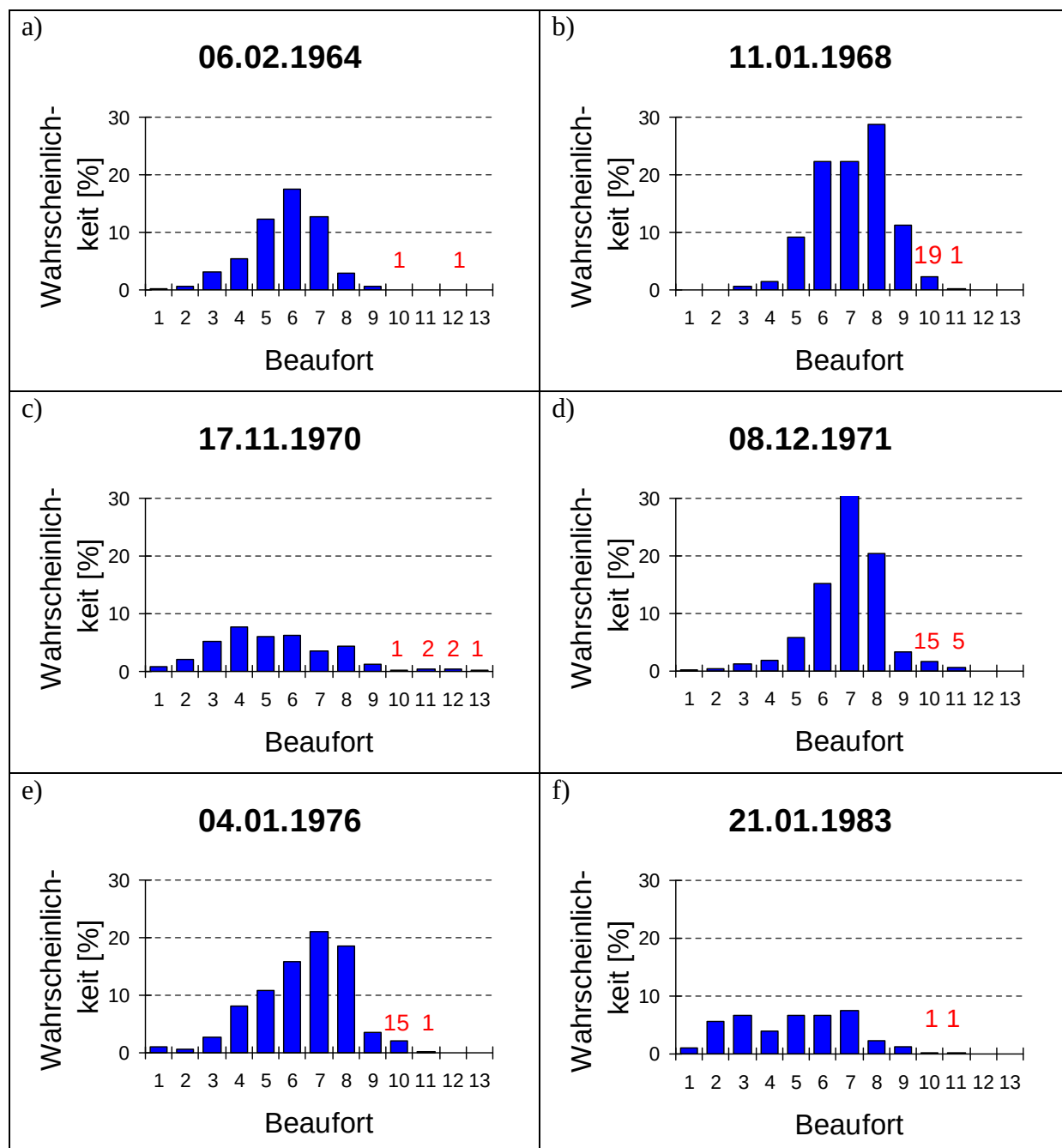


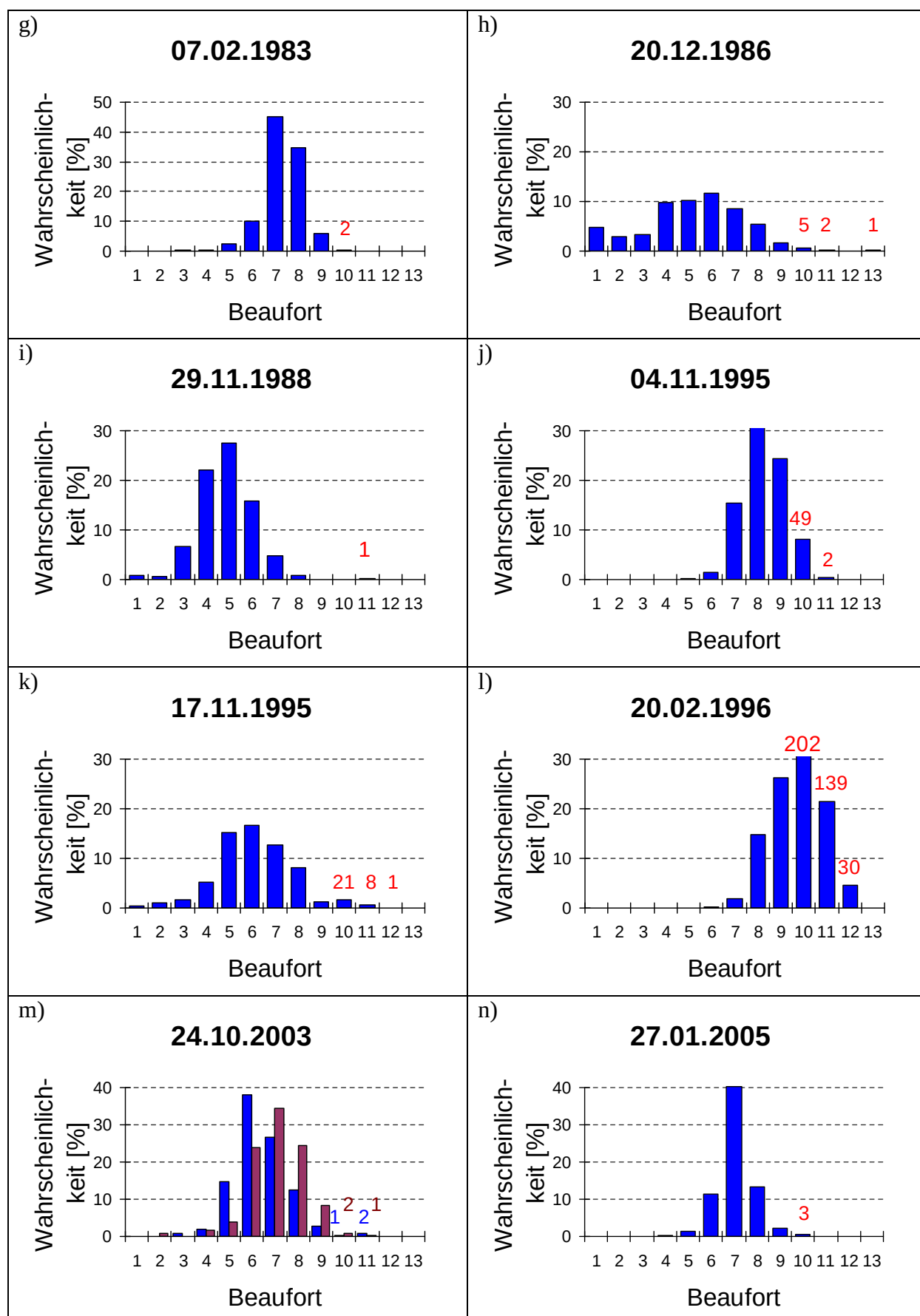
Abbildung 18: Potentieller Windstau in Wismar, berechnet für alle Vorhersagestunden mit dem EPS. Dargestellt sind Werte ab 100cm. Ab dem Jahr 1998 sind außerdem Werte aus dem EPS-Archiv hinzugefügt worden. In der unteren Reihe sind die Werte für den ERA40 abgebildet, die ungefähr den Mittelwert der Super-Ensembles repräsentieren und deswegen deutlich niedrigere Werte erreichen.

Die rot markierten abgekürzten Jahresangaben zeigen Termine, an denen Member für Ozeanmodellierungen ausgesucht wurden.

Die höchsten Werte des Windstaus werden für Vorhersagestunden des Zieltermins aus dem Jahr 1964 berechnet. Hier werden maximale Windgeschwindigkeiten von knapp 40m/s in der Nähe von Arkona vorhergesagt. Diese Windgeschwindigkeiten entsprechen einem sehr hohen Windstau von 360cm bei der vorherrschenden Windrichtung von ca. 30°.

In Abbildung 19a-o sind die Windstatistiken der Super-Ensembles für die Zieltermine dargestellt, an denen mindestens ein Member zu einer Vorhersagestunde 11 Beaufort bei Arkona vorhersagt (die jeweilige Gesamtanzahl der Member ist aus Tabelle 3 ersichtlich).





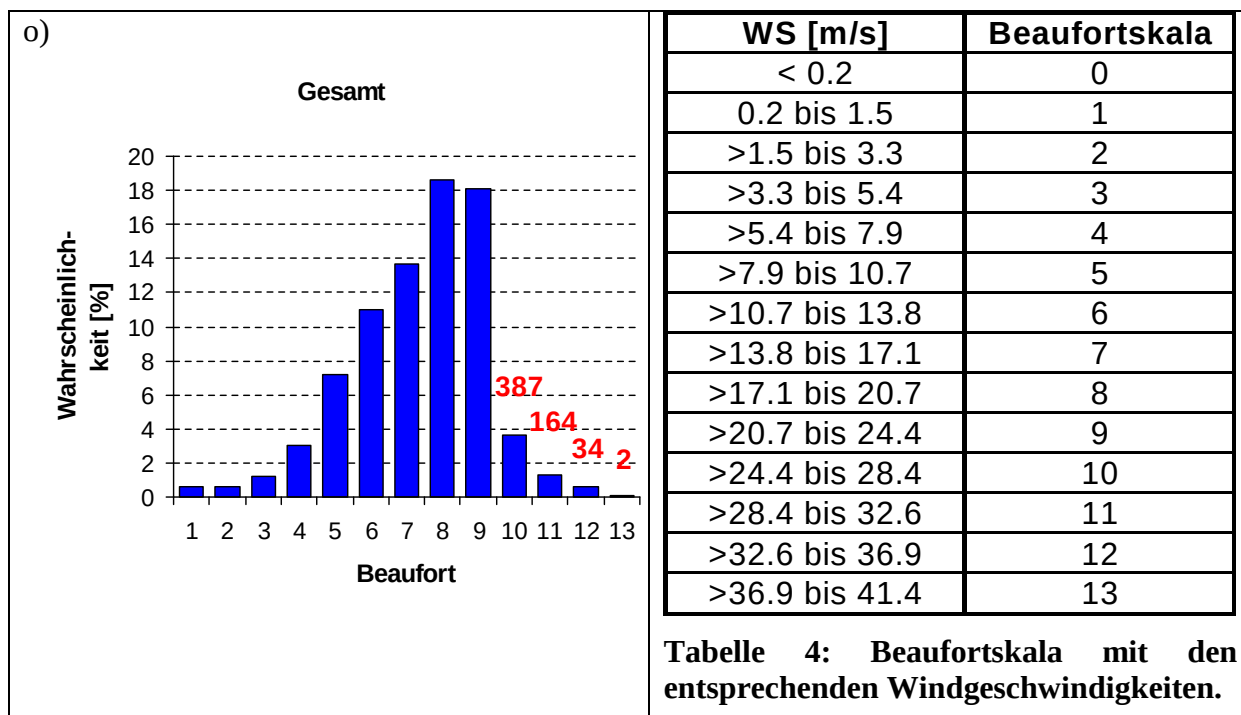


Abbildung 19a-o: Häufigkeitsverteilungen der Windklassen für die jeweiligen Zieltermine, die mit dem EPS nachgerechnet wurden.

Außerdem sind die Statistiken der Zieltermine für Februar 1983 und Januar 2005 dargestellt. An diesen Terminen gab es vor dem Auftreten der Tiefdruckgebiete über der Ostsee einen längere Zeit andauernden, vergleichsweise hohen Pegelstand in Landsort. In Abbildung 19m sind neben den selbst durchgeführten Modellergebnissen, die aus dem operationellen Archiv (lila markiert) dargestellt, die sich kaum voneinander unterscheiden. Dies ist umso erstaunlicher, da die neu durchgeführten EPS-Simulationen zeitlich um das sechsfache höher aufgelöst sind und sich die verwendeten Modelle in dem Entwicklungsstand um Jahre unterscheiden.

In den Abbildungen sind jeweils die Wahrscheinlichkeiten dargestellt, mit denen Vorhersagen der Member eine bestimmte Windklasse maximal erreichen, bei Winden aus nördlichen bis östlichen Richtungen. In die Statistik wird jeweils nur eine Vorhersagestunde eines Members berücksichtigt, wenn die entsprechenden Windrichtungen simuliert werden. So beträgt z.B. die Wahrscheinlichkeit nur 0.0006%, dass die Windklasse 13 Beaufort bei Windrichtungen zwischen 0 und 90° mindestens einmal pro Vorhersage erreicht wird, korrespondierend mit zwei Vorhersagestunden von zwei verschiedenen Members aus insgesamt 31900 Vorhersagen (vgl. Abbildung 19o).

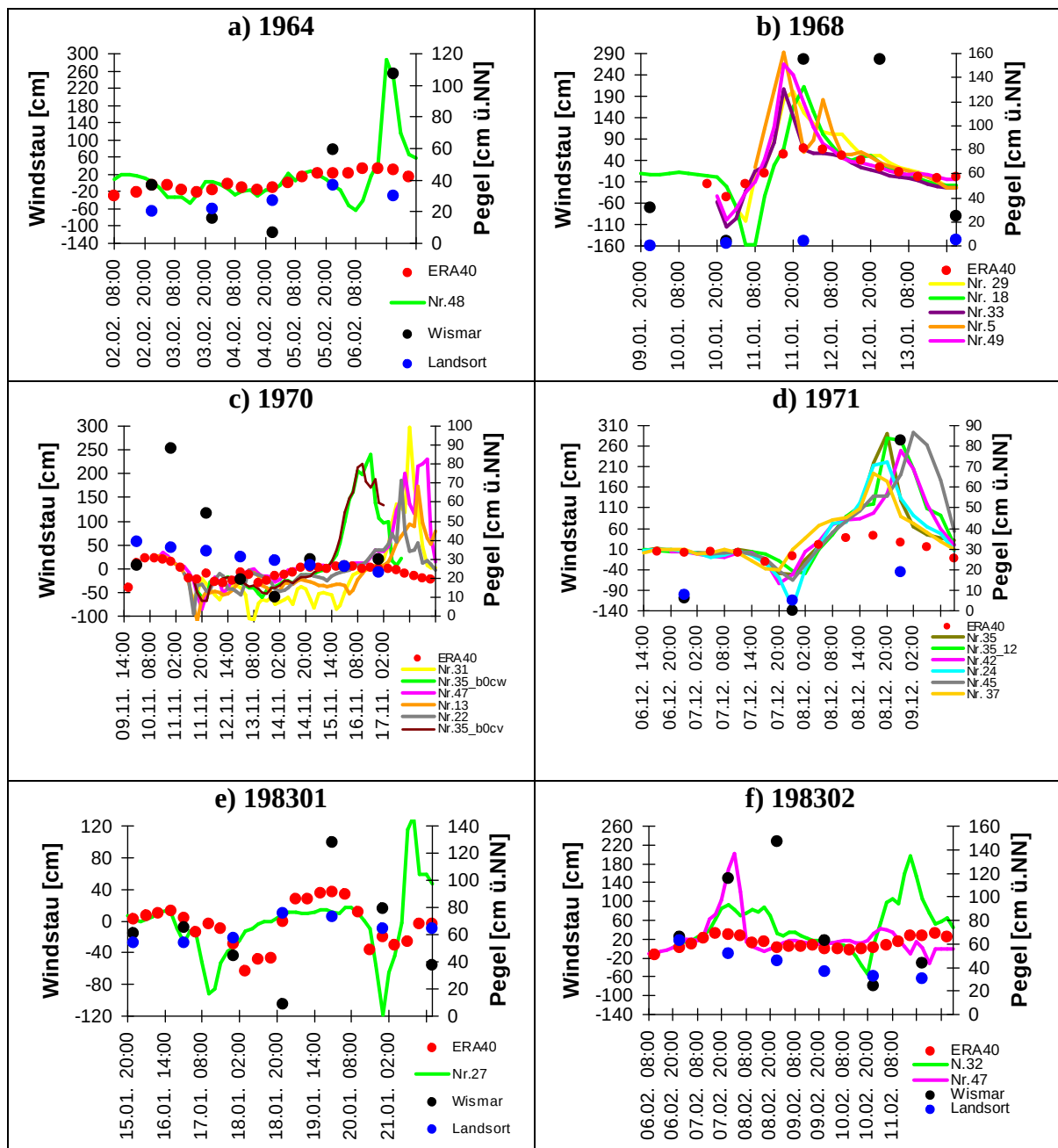
Die Abbildungen 19a-o zeigen auch, dass – mit Ausnahme der Stürme im Februar 1996 und am 4. November 1995 – die Wahrscheinlichkeit, dass Windgeschwindigkeiten ab 10 Beaufort bei früheren Stürmen in der Nähe von Arkona hätten erreicht werden können, jeweils sehr gering ist. Diese Untergrenze wird zur Vorselektion von Members gewählt, die dann nach weiteren Kriterien untersucht wurden. Nach der Auswahl bleiben schließlich nur noch 14 der ursprünglich 37 berücksichtigten Zieltermine übrig. Die für MUSTOK interessanten Members aus diesen 14 Stürmen machen schließlich nur einen sehr kleinen Anteil an den gesamten Vorhersagen aus.

Wie Abbildung 19o verdeutlicht, sind insgesamt weniger als 600 Members bzw. 1,8% aller Vorhersagen für das Projekt MUSTOK interessant. 56, d.h. rund 10% der in dieser Abbildung

rot markierten Member aus den 14 verschiedenen Stürmen, sind für weitere Analysen schließlich ausgewählt worden. Die Experimente für die ausgewählten Member wurden nochmals wiederholt, wobei diesmal Modellflächen in den Output geschrieben wurden, damit dieser als Antrieb für das COSMO dienen kann (vgl. Kap. Methode).

Die 56 Member wurden auch direkt zum Antrieb der Ozeanmodelle verwendet. Bei der Nachrechnung der Member mit Modellflächen im Output kommt es ab einer gewissen Vorhersagedauer zu deutlichen Unterschieden in den vorhergesagten Windfeldern (vgl. Kap. 6.2).

Abbildung 20 zeigt – in chronologischer Reihenfolge der Zieltermine – die Windstauwerte der ausgewählten Member aus den Super-Ensembles, die zum Antrieb der Ozeanmodelle dienen.



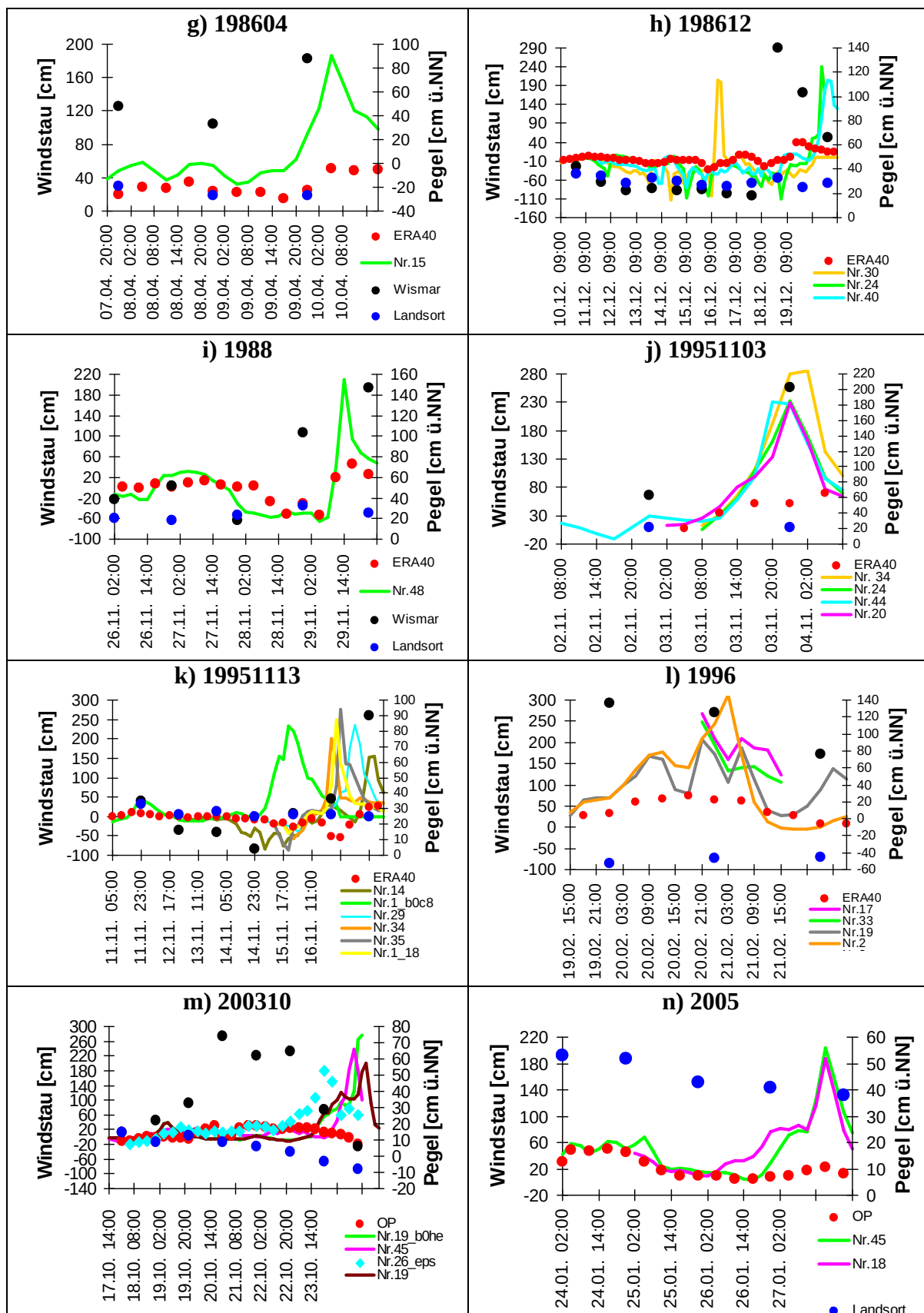


Abbildung 20a-n: Windstauwerte in Wismar an ausgewählten Zielterminen für verschiedene Member aus einem Super-Ensemble.

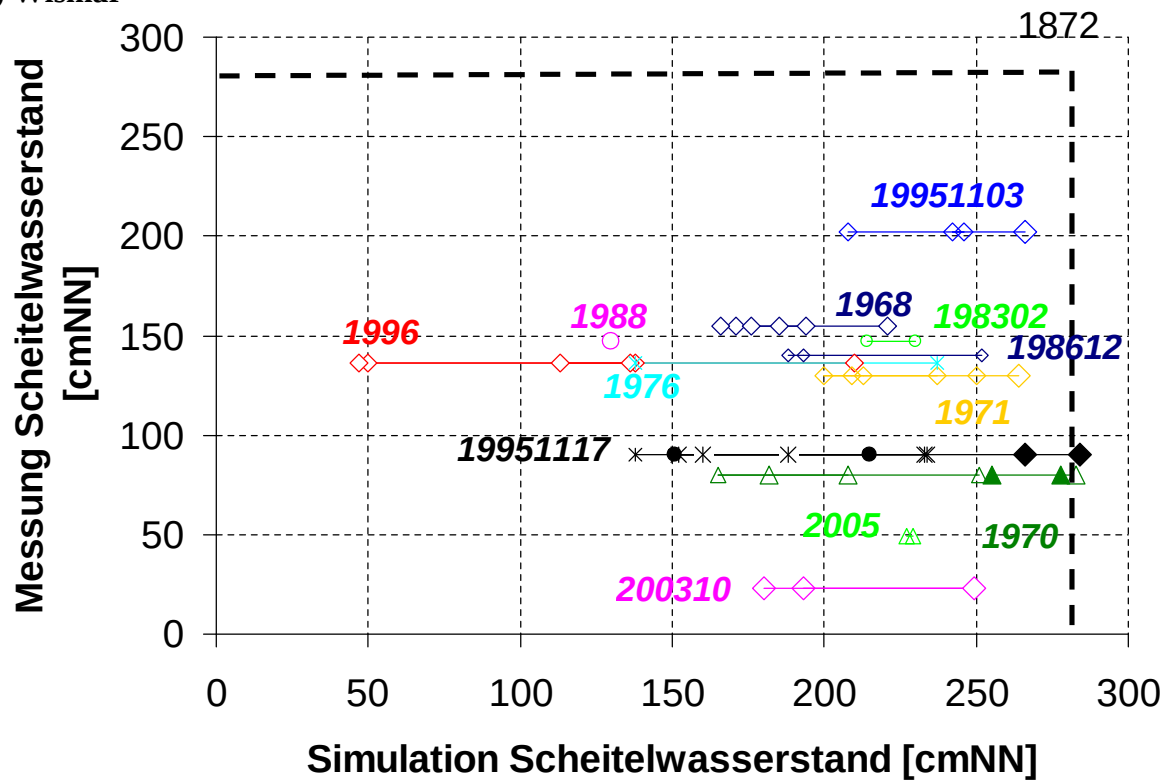
Die roten Punkte in den Abbildungen markieren die aus den Analysen berechneten Windstauwerte. Die schwarzen Symbole repräsentieren die Pegelmessung in Wismar, die blauen Symbole die Messung in Landsort (jeweils rechte Ordinate). Die Abbildungen 20a-n machen implizit über die Windstauwerte, die für jeden einzelnen Member erreichten maximalen, über Stunden gemittelten, Windgeschwindigkeiten deutlich. Je breiter die Kurven der einzelnen Member sind, umso größer ist die Wirkdauer des Windfeldes in der betrachteten Region bei Arkona. So haben z.B. Member Nr.1 (Abb.20k) und Nr.34 (Abb.20j) eine deutlich größere Wirkdauer als andere Member des gleichen Zieltermins. Die Wirkdauer hat einen entscheidenden Einfluss auf den modellierten Wasserstand (vgl. Kap. 6.2). Das zeitliche Auftreten des höchsten Windstaus ist auch sehr wichtig und wirkt sich auf die Höhe des Scheitelwasserstandes aus. Wenn eine erhöhte Vorfüllung zu Beginn der Vorhersagen gegeben ist, dann müsste ein Member, in dem zu einem früheren Zeitpunkt höhere Windgeschwindigkeiten auftreten, theoretisch höhere Scheitelwasserstände erzeugen, als ein Member, bei dem später hohe Windstauwerte eintreten. So spielt der Zeitfaktor eine Rolle, da sich die Ostsee in die Nordsee entleeren kann, wenn es das Windfeld zulässt. Hierbei werden auch die Windverhältnisse über dem Skagerrak bzw. Kattegat wichtig. Die Abbildungen zeigen auch, dass die Messungen der Windgeschwindigkeiten aus den Analysen jeweils deutlich durch die ausgewählten stärksten Member eines Super-Ensembles deutlich überschritten werden. Einerseits sind die Messungen jedoch zeitlich deutlich geringer aufgelöst als die Vorhersagen. Andererseits repräsentieren die ausgewählten Member den oberen Bereich der Ensemblevorhersagen bei den auftretenden Windgeschwindigkeiten. Bei einigen Stürmen sind sich die Vorhersagen ausgewählter Member des gleichen Zieltermins, sowohl im zeitlichen Verlauf als auch bei den erreichten maximalen Werten des Windstaus, sehr ähnlich (wie z.B. für den Zieltermin im Januar 1968). Die entsprechenden simulierten Wasserstände schwanken dementsprechend auch nur geringfügig (vgl. Kapitel 6.2).

6.2 Wasserstandssimulationen

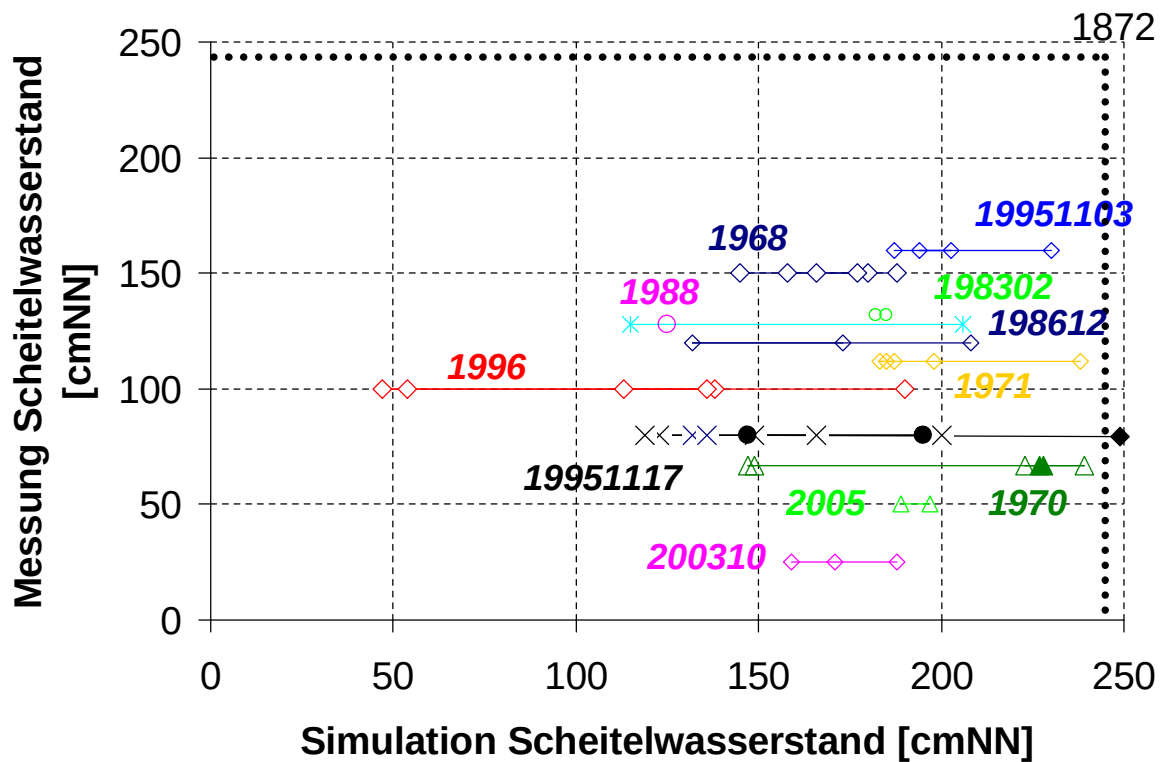
Hier werden die vom FTZ (Dipl.-Ing. Gerd Bruss) bis zu der Fertigstellung dieses Teilberichtes durchgeführten, modellierten Scheitelwasserstände kurz vorgestellt, die mithilfe der ausgewählten Member des EPS zustande gekommen sind. Für ausführlichere Beschreibungen und Ergebnisse (insbesondere die Ozeanmodellierungen mithilfe des COSMO) der Ozeanmodellierungen wird auf den Teilbericht des BSH und des FTZ im Rahmen von MUSTOK verwiesen.

Eine Übersicht von allen bisher modellierten Scheitelwasserständen an ausgewählten Pegelstandorten dokumentieren Abbildung 21a-e. In den Abbildungen sind die Unterschiede zwischen Modell und Simulation bezüglich der Zieltermine erkennbar, wobei die Differenzen der Member eines Zieltermins zusätzliche Erkenntnisse bringen. Die Unterscheidung nach den fünf Pegelstandorten erweitert hierbei die Analyse der möglichen Auswirkungen, die die Atmosphäre auf die simulierten Scheitelwasserstände hat. Die Abbildungen 21a-e zeigen wie hoch die maximalen simulierten Scheitelwasserstände sind, wenn verschiedene, physikalisch mögliche Vorhersagen für einen vergangenen Sturm zum Antrieb in den Ozeanmodellen verwendet werden. Hierbei wird zunächst deutlich, dass der ebenso eingezeichnete, bislang höchste gemessene Scheitelwasserstand aus dem Jahr 1872, nur von wenigen der 56 ausgewählten Member erreicht wird. Am Pegel Wismar (Abb. 21a) sind es immerhin 11, d.h. etwas mehr als 20%. Nominell erreichen hier zwar nur drei Ozeanvorhersagen die historische Höchstmarke von 284cmNN, jedoch werden solche mit einem Wert ab 250cmNN hinzugezählt, weil die Messung aus dem Jahr 1872 nicht genau angegeben werden kann.

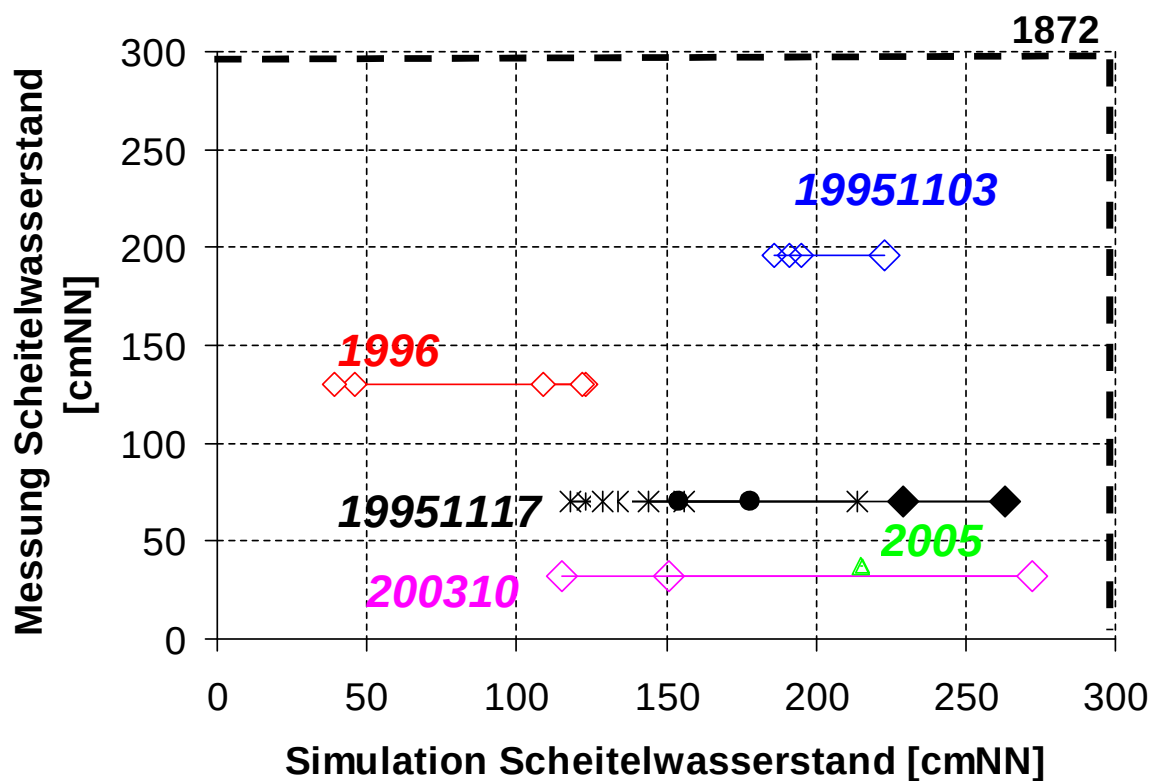
a) Wismar



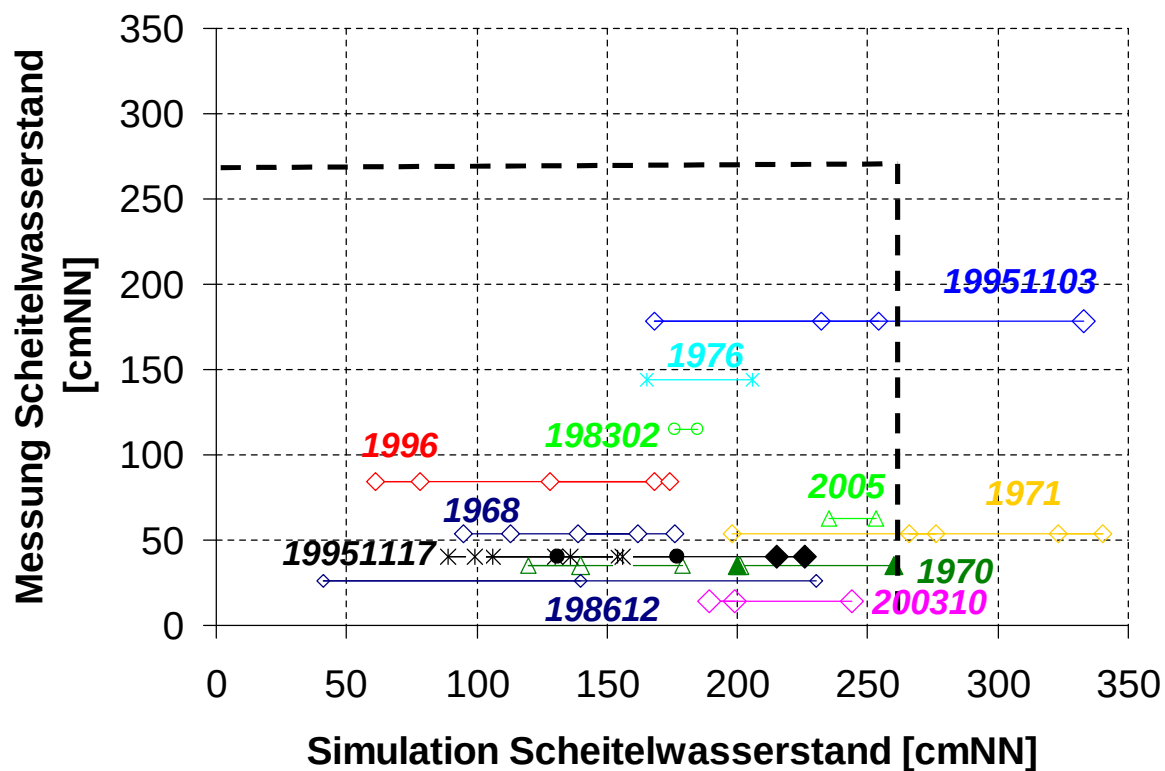
b) Warnemünde



c) Kiel-Holtenau



d) Greifswald



e) Travemünde

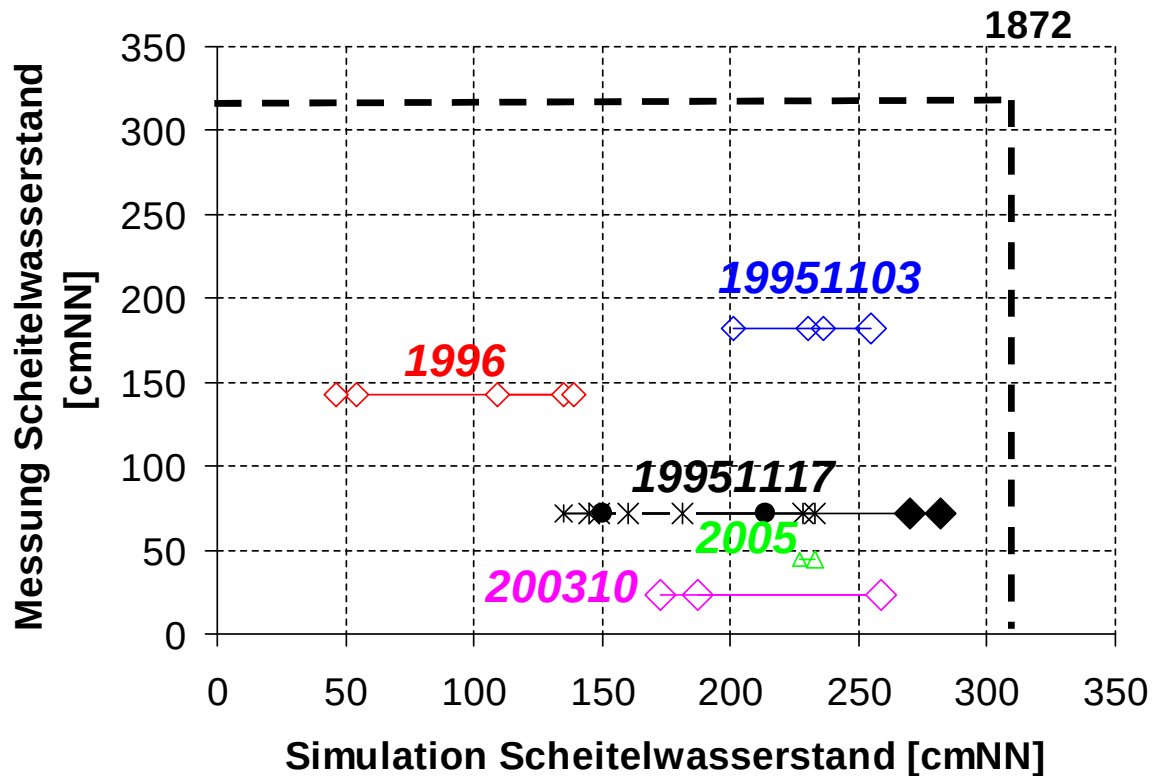


Abbildung 21a-e: Messung und Simulation der Scheitelwasserstände an ausgewählten Standorten zu bestimmten Zielterminen (vgl. Tabelle 3), angetrieben mit Mitgliedern des Ensemble Prediction System. Farblich gekennzeichnet sind jeweils die Zieltermine (jjjjmmtt), die von den Vorhersagen abgedeckt werden. Die Messungen sind Tagesmaxima zu dem Zeitpunkt der Zieltermine (die bis zu zwei Tagen von der tatsächlich aufgetretenen Sturmflut abweichen können) und wurden vom BSH zur Verfügung gestellt. Die Ozeanmodellierungen wurden vom FTZ (Dipl.-Ing. Gerd Bruss) durchgeführt und die Ergebnisse dem DWD zur Verfügung gestellt. Die atmosphärischen Member sind aus einem Kollektiv von mehr als 30000 atmosphärischen Globalsimulationen ausgewählt worden, aufgrund der in ihnen aufgetretenen, extrem starken Windfelder über Meeresflächen in der Nähe von Arkona. Die durch Symbole dargestellten Member bzw. Vorhersagen unterscheiden sich jeweils durch verschiedene Anfangsbedingungen und der im Modell gewählten physikalischen Beschreibung atmosphärischer und bodennaher Variablen.

In Warnemünde (Abb. 21b) sind es neun Wetterlagen, die in dem Ozeanmodell des FTZ die Größenordnung (d.h. bis zu 200cmNN) der bisherigen gemessenen Rekordmarke von 249cmNN erzeugen. Deutlich geringer wird der prozentuale Anteil für den Standort Kiel (Abb. 21c), an dem knapp 300cmNN in der Messung registriert wurden. Hier erreichen in der Abbildung nur zwei Member die Größenordnung aus dem Jahr 1872. Für diesen Standort sind jedoch auch nur 25 Werte eingetragen, da keine für den Vergleich nötigen Messungen vor 1990 zur Verfügung stehen. So erreichen zwei weitere Wetterlagen aus den Jahren 1970 mehr als 250cmNN.

Die deutlichen Unterschiede zwischen den Standorten bezüglich der erreichten simulierten Scheitelwasserstände hängen sicherlich auch mit dem gewählten Auswahlkriterium (vgl.

Kapitel 3) für die berücksichtigten Member zusammen. Für den Standort Kiel z.B. konnte in der Literatur kein Auswahlkriterium gefunden werden, das auf enorm große Datensätze schnell angewandt werden kann.

In Greifswald (Abb. 21d) wird dagegen der historische Höchstwert der Messung bei der Hälfte der nachgerechneten Stürme durch die ausgesuchten Wetterlagen nicht nur erreicht, sondern teilweise auch deutlich überschritten. In drei Fällen treten im Modell des FTZ sogar mehr als 300cmNN auf. Dieser Standort wird offenbar unmittelbar durch die modellierten lokalen Starkwindfelder aus den Ensemblesimulationen beeinflusst. Dies wird vor allem bei dem Vergleich der Member eines Zieltermins deutlich. Jedoch fällt bei den meisten tatsächlich aufgetretenen Sturmfluten auf, dass in Greifswald geringere Pegelwerte registriert wurden als anderen Standorten wie z.B. in Wismar. In den Simulationen sind die umgekehrten Verhältnisse aber so gravierend, dass eine Unsicherheit in dem Modell für den Standort Greifswald vermutet werden kann.

Die simulierten Werte in Travemünde (Abb. 21e) liegen maximal bei 280cmNN und sind damit deutlich unter den Werten aus dem Jahr 1872. Nur vier Member erreichen die Größenordnung der gemessenen maximalen Wasserstände. Deren modellierte Maximalwerte unterscheiden sich dagegen nur geringfügig von den jeweiligen Modellwerten in Wismar. Es gibt einige mögliche Erklärungen dafür, dass das FTZ-Modell mit den simulierten Wetterlagen in Travemünde jeweils proportional im Vergleich zu der historischen Rekordmarke deutlich geringere Scheitelwasserstände vorhersagt, als an anderen Pegelstandorten:

- Die historische Höchstmarke in Travemünde liegt bei 316cmNN. Diese ist jedoch schon 135 Jahre alt. Seitdem haben sich viele bauliche Veränderungen rund um den Messpegel vollzogen, die dazu führen, dass die lange Messreihe inhomogen ist (Jensen & Töppe 1990). Es ist also vorstellbar, dass im Modell ein solcher Wert grundsätzlich nicht erreicht werden kann – schon gar nicht mit einem homogenen Windfeld – da in diesem auch die aktuelle Küstentopographie implementiert ist.
- Das Windfeld des EPS ist, bedingt durch die grobe räumliche Auflösung, vergleichsweise homogen in der Windrichtung über einem größeren Gebiet der Ostsee. Wenn der Wasserstand in Travemünde jedoch bei realen, extremen Sturmfluten durch lokale Windfelder auch stark beeinflusst wird, können diese im Modell nicht aufgelöst werden. Es ist somit möglich, dass keine wesentlich höheren simulierten Scheitelwasserstände in Travemünde mit dem EPS erreicht werden können, solange das Windfeld eine derart grobe räumliche Auflösung besitzt!
- Die Vorfüllung aus dem Jahr 1872 ist möglicherweise bis heute unerreicht. Eine extrem hohe Vorfüllung kann, im Gegensatz zu anderen Standorten, jedoch notwendige Bedingung für Scheitelwasserstände von mehr als 300cmNN in der westlichen Ostsee sein, die möglicherweise nicht alleine durch sehr hohen Windstau und eine mittlere Vorfüllung erreicht werden können.

Bei dem Vergleich der täglichen Maxima der Messwerte an den Pegeln Wismar und Travemünde in dem Zeitraum 1992 bis 2005 fällt zudem auf (vgl. Abbildung 21), dass diese bei ersterem bei allen sehr schweren Sturmfluten mindestens gleichwertig oder häufig höher sind. Nur bei der Sturmflut aus dem Jahr 1872 scheint es in Travemünde deutlich höhere Scheitelwasserstände als in Wismar gegeben zu haben.

Die Member eines Zieltermins unterscheiden sich zu Beginn der Simulationen nicht in den ozeanischen Anfangsbedingungen, wie z.B. der Vorfüllung. Hierdurch wird die Analyse der Ursachen für die unterschiedlichen Scheitelwasserstände im Wesentlichen auf die

Atmosphäre reduziert. Außerdem ist jeweils die Zugbahn der Tiefdruckgebiete für Member eines Zieltermins teilweise sehr ähnlich (vgl. Kap. 6.4). Die größte Übereinstimmung besitzen jeweils zwei Member, die den gleichen Startzeitpunkt und die gleiche Membernummer aufweisen – also eigentlich identisch sein sollten – die Vorhersagen jedoch aus numerischen Gründen zum Teil deutlich abweichen (vgl. Kap. 3). Diese zwei Member sind jeweils durch ausgefüllte Symbole in den Abbildungen 21a-e gekennzeichnet und werden im Kapitel 6.4 gesondert betrachtet (neben den anderen Membern, die höchste Wasserstände simuliert haben). Hier werden Unterschiede mit mehr als 50cmNN deutlich, obwohl die Windvektoren nur in wenigen Gitterpunkten an wenigen Vorhersagestunden voneinander abweichen (vgl. Kap. 6.4).

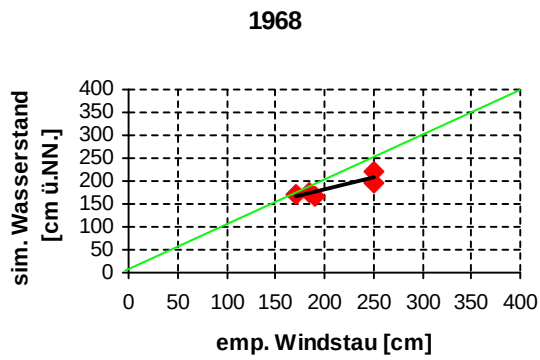
In den Abbildungen 21a-e wird die große Streubreite der simulierten Scheitelwasserstände pro Zieltermin (also entlang der x-Achse) deutlich. Diese wird zu einem sehr großen Prozentsatz nur durch die Unterschiede in den simulierten Windfeldern hervorgerufen. So liegt teilweise die Streubreite der simulierten maximalen Werte pro Zieltermin bei mehr als 150cmNN! Die Streuung wird umso größer, je höher der Einfluss des unmittelbar wirkenden Windfeldes ist. Sie ist außerdem bei den fünf betrachteten Pegeln unterschiedlich hoch. Für den nachgerechneten Sturm im Oktober 2003 z.B., liegt die Streubreite der modellierten Werte am Standort Warnemünde nur bei 50cmNN, während sie in Kiel bei mehr als 150cmNN liegt. Die hier auftretenden Unterschiede werden im Kapitel 6.4 näher betrachtet. Auffällig ist auch die große Variation der modellierten Scheitelwasserstände für den Sturm am 17.11.1995 an allen fünf Pegelstandorten.

Die deutlichen Unterschiede zwischen den Wasserständen für den gleichen Zieltermin sind das Ergebnis der verschiedenen, physikalisch möglichen Wettersituationen, die gleichzeitig auch die Unsicherheit in der Wettervorhersage und damit auch in der Ozeanmodellierung repräsentieren. Es kann also auch von einer Ensemblemodellierung der Scheitelwasserstände gesprochen werden, die durch unterschiedlichen meteorologischen Antrieb hervorgerufen wird. Es ist schließlich mit wesentlichen Einschränkungen verbunden nur eine Wasserstandsvorhersage mithilfe einer einzigen deterministischen Wettervorhersage durchzuführen, da bei dieser die Unsicherheiten in der atmosphärischen Vorhersage nicht berücksichtigt werden. In Zukunft könnten daher entsprechende Ensemblevorhersagen der Atmosphäre in den Ozeanmodellen genutzt werden, um die möglichen Schwankungsbreiten der zu prognostizierenden Wasserstände prozentual angeben zu können. Im Jahr 2009 steht voraussichtlich ein Ensemble des COSMO zur Verfügung, das in der Ozeanmodellierung genutzt werden könnte.

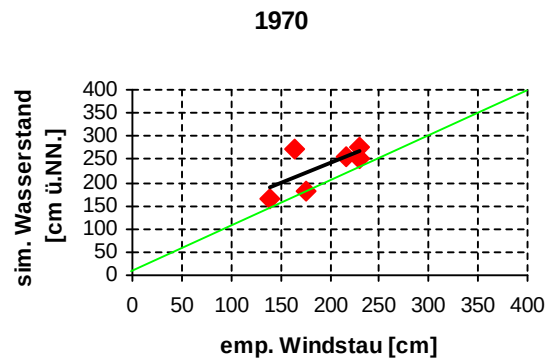
Die Abbildungen 21a-e machen somit deutlich, wie sensitiv der modellierte Wasserstand auf mögliche Variationen des atmosphärischen Antriebs reagiert. Geringfügige Änderungen im atmosphärischen Antrieb (ausgefüllte Symbole; vgl. Kap. 6.4) führen entweder zu einer Erreichung der bisherigen maximalen höchsten gemessenen Scheitelwasserstände aus dem Jahr 1872, oder zu einer deutlichen Unterschreitung von diesen. In der Praxis würde das bedeuten, dass in einer Vorhersage die Deiche überspült werden, bei einer anderen, die sehr ähnlich ist, kann die Bemessung der Deiche dagegen ausreichend sein! Damit überhaupt eine Wahrscheinlichkeit angegeben werden kann, wie gefährlich eine bestimmte Wetterlage für die deutsche Ostseeküste ist, sind Ensemblesimulationen zwingend notwendig.

Um die Ursachen der modellierten Scheitelwasserstände näher darzustellen werden die Abbildungen 22a-l gezeigt, in denen die Abhängigkeit des simulierten Scheitelwasserstandes im Ozeanmodell von dem Windstau deutlich wird, der in der Nähe von Arkona auftritt.

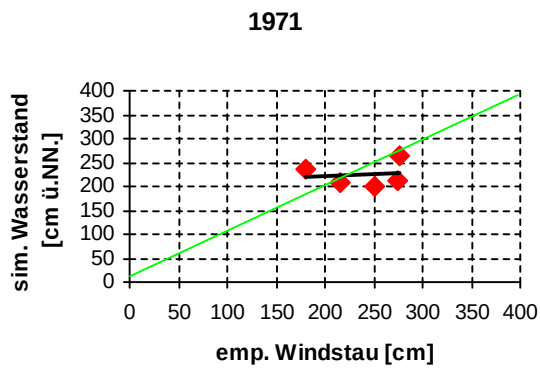
a)



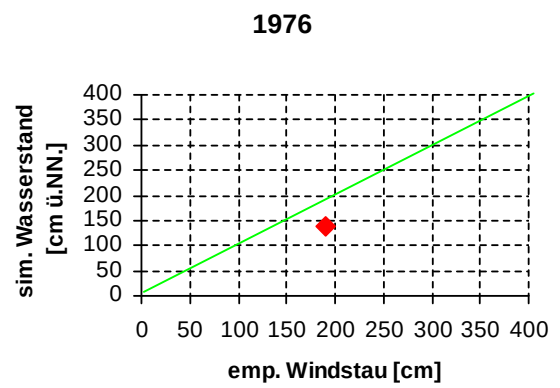
b)



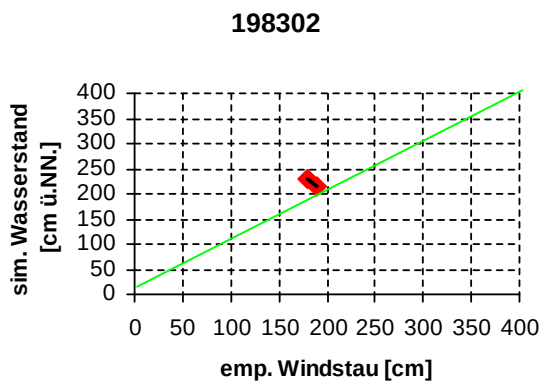
c)



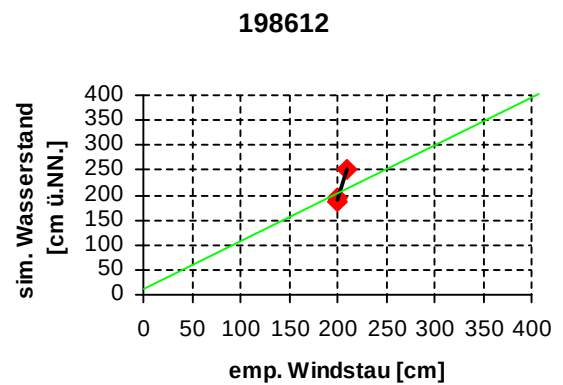
d)



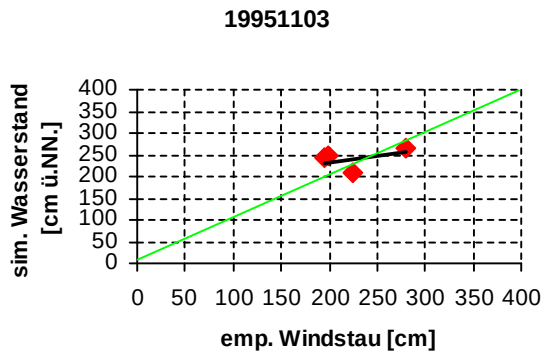
e)



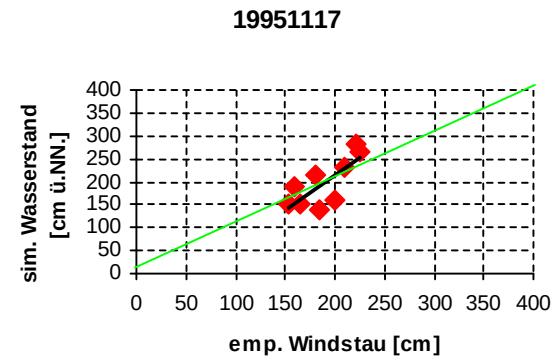
f)



g)



h)



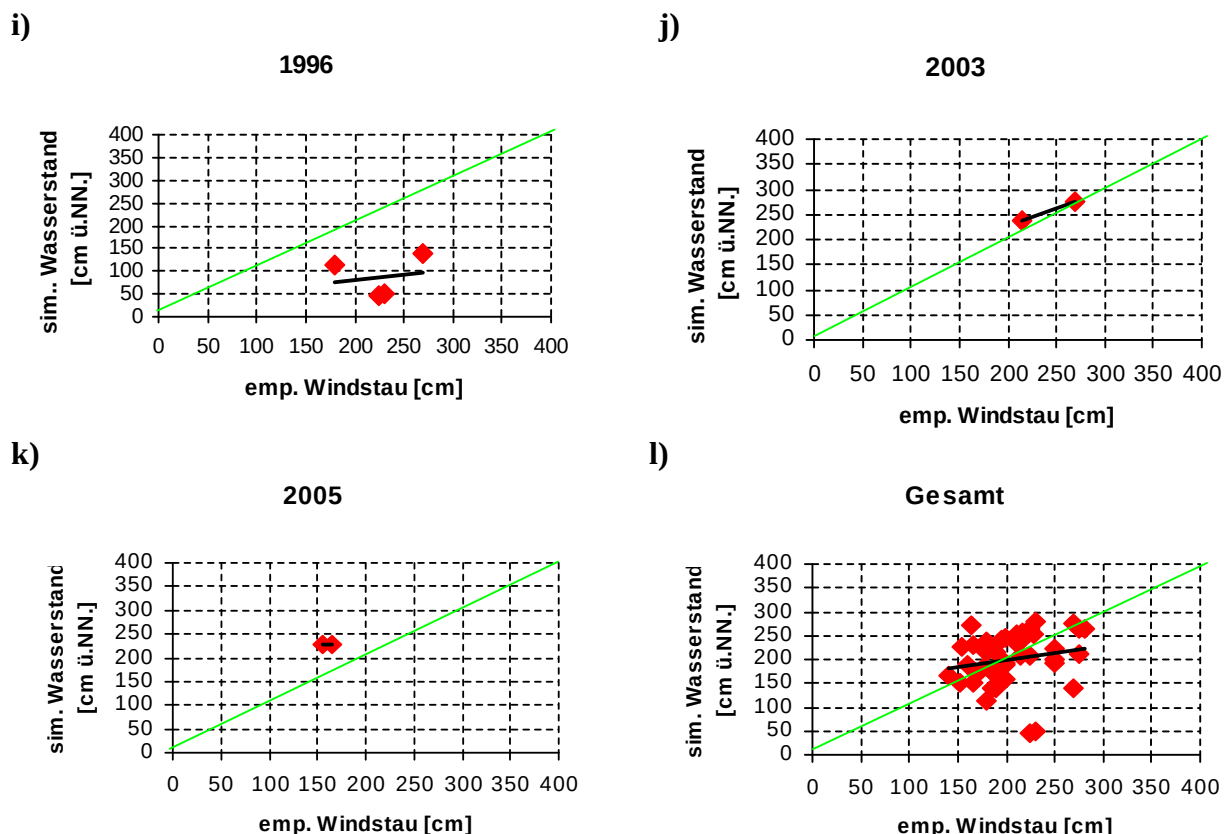


Abbildung 22a-l: Simulierter Scheitelwasserstand, und über sechs Stunden gemittelter Windstau in Wismar für verschiedene Member und Zieltermine.

Die Streudiagramme in der Abbildung 22 zeigen pro Zieltermin, ob die Windgeschwindigkeit (implizit im Windstau enthalten) annähernd proportional zum simulierten Scheitelwasserstand ist.

Mit Ausnahme des Sturms aus dem Jahr 1996, ist ein deutlicher Zusammenhang zwischen den Windgeschwindigkeiten bzw. dem Windstau und den modellierten Scheitelwasserständen erkennbar. Der Korrelationskoeffizient für alle Simulationen beträgt allerdings nur 0.2, wenn alle 56 Member berücksichtigt werden. Ohne die Werte von 1996 steigt der Koeffizient schließlich auf immerhin 0.5 bei 52 Werten.

Bei der sechsstündigen Mittelbildung stimmen die simulierten Messwerte am Besten mit den Windstauwerten nach Schmager überein. Werden die Werte nur über drei Stunden gemittelt, liegen die Werte des empirischen Windstaus deutlich über den Scheitelwasserständen.

Bei den ausgewählten Vorhersagen für den Sturm von 1996 treten die stärksten Windstauwerte nach sehr kurzer Zeit auf (ab zwei Stunden). Hier scheinen Ozean und Atmosphäre in der kurzen Vorlaufzeit noch nicht genug gekoppelt zu sein, so dass sehr geringe Scheitelwasserstände simuliert werden, obwohl Windgeschwindigkeiten bis zu 12 Beaufort auftreten (vgl. Abb. 19l).

Beim Sturm aus dem Jahr 1970 (Abb. 22b) und für den Zieltermin 19951117 (Abb. 22h) nimmt der Wasserstand auch bei sehr hohen absoluten Werten noch mit steigenden Windgeschwindigkeiten bei verschiedenen Membern zu. Für den Termin im Dezember 1971 (Abb. 22c) scheinen dagegen ab einer gewissen Windgeschwindigkeit noch andere Faktoren zunehmend wichtig zu werden. Bei den Terminen 198302 und 2005 (Abb. 22e und 22k) gibt es zu Beginn der Simulationen wahrscheinlich eine sehr hohe Vorfüllung, so dass alle vier simulierten Scheitelwerte über denen des empirisch errechneten Windstaus liegen. In der

Windstauberechnung nach Schmager wird die Vorfüllung implizit mit einbezogen. Ist diese bei einem einsetzenden starken Windfeld überproportional hoch, sind die Scheitelwasserstände deutlich höher als der empirische Windstau.

6.3 Vergleiche der Atmosphärenmodelle

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse der EPS-Member und des feiner aufgelösten COSMO hinsichtlich der Vorhersage der Windgeschwindigkeit verglichen. Hierbei zeigen sich gravierende Unterschiede in den modellierten maximalen Windgeschwindigkeiten, die in den EPS-Membren, von einer Ausnahme abgesehen, immer höher sind (Abbildung 23). In der Abbildung sind jeweils die mit dem COSMO nachgerechneten Member dargestellt, die pro Zieltermin die geringsten Unterschiede in den auftretenden Windgeschwindigkeiten zu den EPS-Membren aufweisen. Die in COSMO modellierte absolut höchste Windgeschwindigkeit in 10m Höhe beträgt über der Ostsee maximal 31m/s, im EPS sind es dagegen knapp 40m/s. Diese deutlichen Unterschiede mit bis zu 10m/s für die gleiche Wetterlage treten bei allen Vorhersagen auf (mit Ausnahme des Zieltermins im April 1986). Die Unterschiede scheinen jedoch ausschließlich ein Phänomen der unteren Grenzschicht zu sein. In höheren gelegenen Atmosphärenschichten sind die Differenzen zwischen den beiden Modellen geringer. Ab einer Höhe von ca. 350m sind die Windgeschwindigkeiten bei zwanzig untersuchten Fällen ähnlich, von denen einer in Abbildung 24 dargestellt ist. Da die Luftdruckgradienten über der Ostsee in den zwei Modellen sehr ähnlich sind, kann nur die Parametrisierung der Grenzschicht für die Unterschiede verantwortlich sein (vgl. Kap. 6.4).

Die Ozeanmodelle werden mit dem Wind in 10m Höhe angetrieben, so dass sich wahrscheinlich sehr große Unterschiede in den Wasserständen ergeben, wenn COSMO oder ein EPS-Member als Antrieb verwendet werden. Bei einigen Vorhersagen unterscheidet sich außerdem die Zuggeschwindigkeit in den beiden Modellen deutlich, obwohl das höher aufgelöste Modell stündlich von dem Globalmodell angetrieben wird. So treten teilweise auch Unterschiede in dem zeitlichen Auftreten der Starkwindfelder sowie in der Windrichtung auf. Leider lässt sich nicht entscheiden, welches Modell die realistischeren Windstärken liefert. Festzuhalten ist zunächst, dass beide – sowohl das COSMO als auch das EPS – operationell erprobte Vorhersagemodelle sind, die dem heutigen Stand der Wissenschaft entsprechen. Die besondere Schwierigkeit für MUSTOK liegt darin, dass hier nur Fälle mit extremen Windstärken, speziell über der See, interessieren. Dafür lassen sich keine aussagekräftigen Verifikationsergebnisse erhalten, da die Starkwindfälle sehr seltene Ereignisse sind und über See nur wenige Beobachtungen vorliegen. Jedoch liegen Verifikationsergebnisse für Arkona aus dem letzten Winterhalbjahr 2006/2007 vor. Abbildung 25 zeigt speziell für das operationelle COSMO-EU ein Verifikationsergebnis im Mittel über alle 00 UTC-Vorhersagen des letzten Winterhalbjahres. Verglichen wird die beobachtete Windgeschwindigkeit an der Station Arkona mit Werten, die aus den vier nächstgelegenen Modellgitterpunkten gemittelt wurden (3 Seepunkte und ein Landpunkt). Die Abbildung zeigt, dass das Modell die beobachtete Windgeschwindigkeit offensichtlich etwas unterschätzt, für kürzere Vorhersagezeiten mehr als für längere. Im Mittel sind die Abweichungen mit etwa 0.5 bis 0.8 m/s recht gering. Das belegt aber im Grunde nur, dass das Modell nicht durchweg grob falsch arbeitet; für die sehr seltenen Fälle mit extremen Windstärken könnte sich ein anderes Bild ergeben. Für die statistischen Auswertungen im MUSTOK sollten daher die Ergebnisse beider Modelle als gleichwertig angesehen werden.

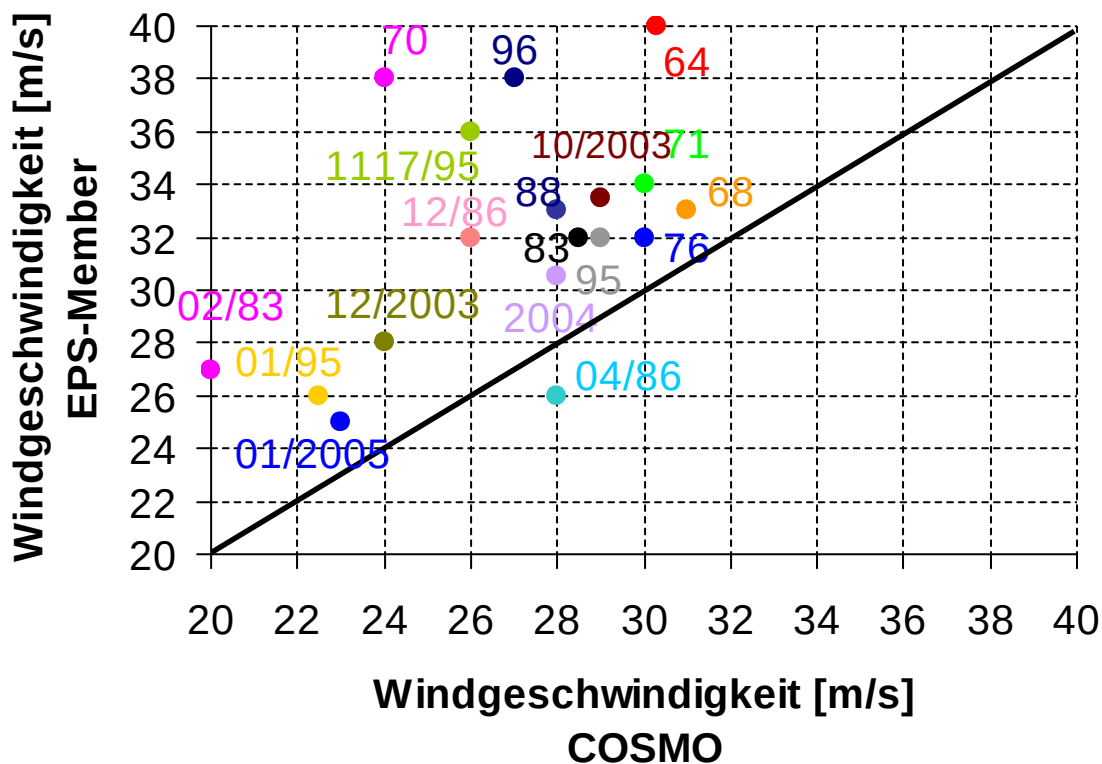


Abbildung 23: Vergleich der simulierten maximalen Windgeschwindigkeit in 10m Höhe zwischen ausgewählten EPS-Membren und COSMO.

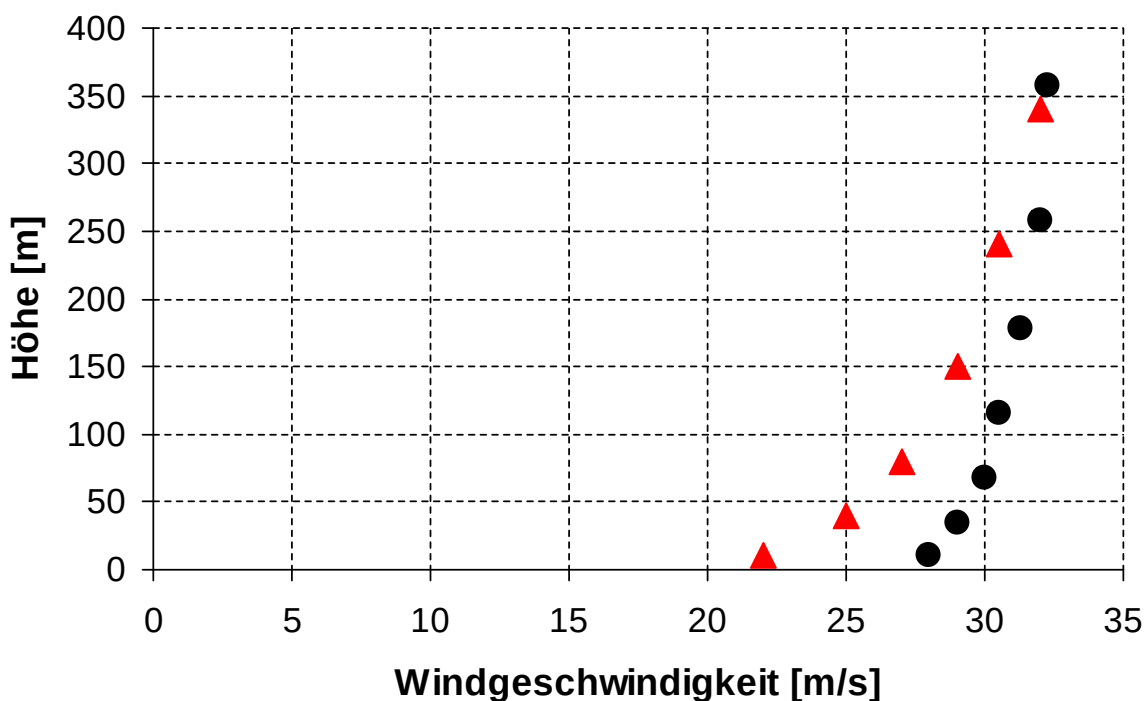


Abbildung 24: Windgeschwindigkeit in verschiedenen Höhen, simuliert von EPS-Member Nr.45 und COSMO am 27.1.2005 um 17UTC (vgl. Abbildung 41). Es wurden jeweils die maximalen Windgeschwindigkeiten zwischen 13 und 15.5° östlicher Länge und zwischen 54.5 und 55.5° nördlicher Breite berücksichtigt.

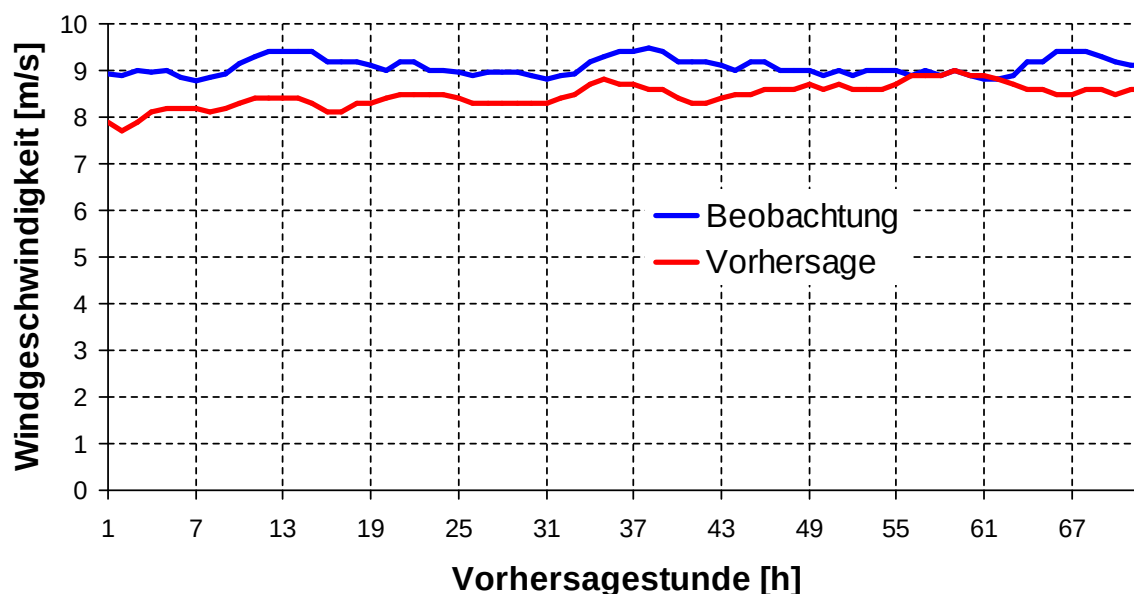


Abbildung 25: Vergleich der mit COSMO im operationellen Betrieb simulierten und der beobachteten Windgeschwindigkeit in Arkona (Daten zur Verfügung gestellt von Ullrich Damrath; DWD). Die Modellwerte sind ein Mittel aus 180 um 0UTC gestarteten Vorhersagen für das Winterhalbjahr 2006/2007. Die simulierte Windgeschwindigkeit ist ein Mittelwert aus den Arkona am Nächsten gelegenen vier Gitterpunkten, von denen ein Land- und die anderen drei Seegitterpunkte sind. Wenn andere Gitterpunkte und Interpolationsmethoden angewandt werden, ergeben sich ähnliche Tendenzen.

6.4 Fallstudien

In diesem Kapitel werden sechs mit dem EPS und COSMO nachgerechnete Stürme vorgestellt, in denen sehr hohe Windgeschwindigkeiten simuliert werden und die in den vom FTZ durchgeführten Ozeanmodellierungen enorm hohe Wasserstände erzeugt haben.

Auch wenn die Ursachen für simulierte Wasserstände grundsätzlich komplex sind, können diese bei Fällen, die für den gleichen Zieltermin gerechnet wurden, im Wesentlichen auf kurzfristig auftretende Unterschiede in der Atmosphäre zurückgeführt werden. Dies hängt damit zusammen, dass die Ozeanmodellierungen für den gleichen Zieltermin mit einer ähnlichen oder identischen Vorfüllung starten. Wenn die Starkwindfelder auch noch zur gleichen Zeit auftreten, sind es häufig Unterschiede in der erreichten Maximalgeschwindigkeit und der Windrichtung, sowie in der Wirkdauer und Wirklänge, die zu verschiedenen modellierten Wasserständen führen.

Diese Einflussfaktoren sind gut zu erfassen, wenn die stündlichen Felder des Luftdruckes und der Windvektoren betrachtet werden. Jedoch ist es außerordentlich schwer, die dem Betrachter direkt auffallenden Unterschiede in den Windfeldern automatisiert zu beschreiben. Bisherige Ansätze (z.B. die Ansätze zur Berechnung des empirischen Windstaus von Schmager und anderen; vgl. Die Küste 66) reichen bei weitem nicht aus.

Aus den oben genannten Gründen werden nur modellierte Scheitelwasserstände in diesem Kapitel miteinander verglichen, die mithilfe von Mitgliedern des gleichen Zieltermins entstanden sind. Modellerte Wasserstände von jeweils verschiedenen Zielterminen bzw.

Sturmsituationen miteinander zu vergleichen und deren atmosphärischen und ozeanographischen Ursachen zu analysieren, ist dagegen deutlich schwieriger.

6.4.1 Sturm November 1970

Ursprünglich wurde der sehr starke Sturm vom 10. November mit einem Sturmindex von 42 für EPS-Modellierungen ausgewählt. Im Verlauf der Simulationen stellte sich jedoch heraus, dass das EPS für einen späteren Termin einen Sturm mit deutlich höheren Windgeschwindigkeiten vorhersagt. In den Analysen treten in dem betreffenden Zeitraum nur Windgeschwindigkeiten von vier Beaufort aus nördlichen bis östlichen Richtungen auf, während in der zeitlich sechsfach höher aufgelösten Vorhersage bis zu dreizehn Beaufort bei jenen Windrichtungen erreicht werden (vgl. Tabelle 3).

Von den 450 durchgeführten globalen Vorhersagen gibt es sechs Member, bei denen Windgeschwindigkeiten von mehr als 10 Beaufort modelliert werden. Mit diesen und einem nachgerechneten Member (der zum Antrieb für COSMO ausgewählt wurde) wurde das Ozeanmodell des FTZ angetrieben.

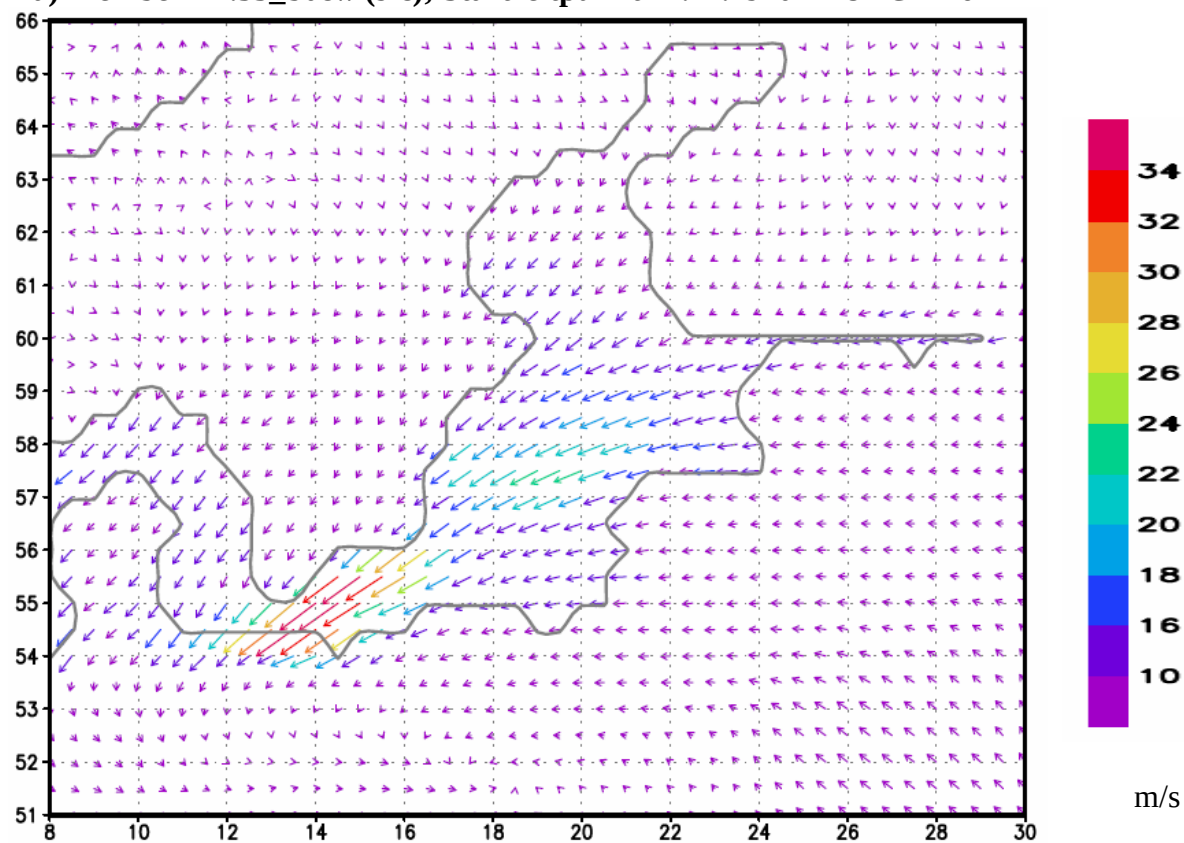
Diese sechs stärksten Member erreichen ihre höchsten Windgeschwindigkeiten bei einer sehr großen Vorhersagelänge ab acht Tagen. Die simulierten Tiefdruckgebiete lassen sich jedoch im ERA40 erstaunlicherweise nicht finden, d.h. das Modell weicht bei diesen Membern deutlich von den Analysen ab. Diese modellierten Wetterlagen sind also nicht in der Realität eingetreten. Dennoch gibt es eine Wahrscheinlichkeit von mehr als einem Prozent, dass extrem hohe Windgeschwindigkeiten hätten auftreten können und eine extreme Sturmflut auslösen können (vgl. Tabelle 3).

Mithilfe der ausgewählten Member (vgl. Abbildung 20c) vom FTZ berechneten Scheitelwasserstände sind auch im Vergleich mit den anderen Ozeanmodellierungen sehr hoch. Zwei Prognosen erreichen nicht nur in Wismar und Warnemünde die Größenordnung der bisherigen Rekordmesswerte aus dem Jahr 1872, sondern gleichzeitig auch am Pegel Kiel-Holtenau (vgl. Abb.21a,b,d)!

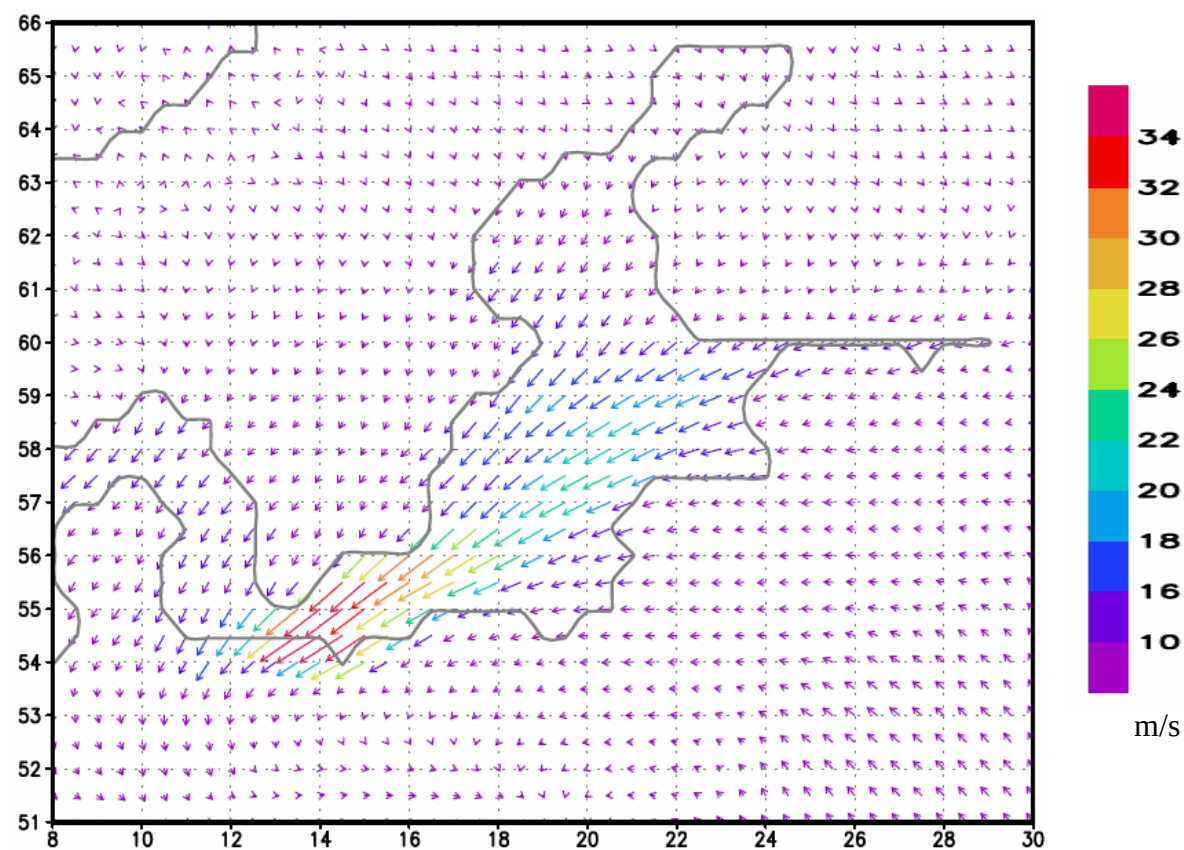
Die Ursachen hierfür sind sehr hohe Windgeschwindigkeiten bis zu 38m/s in den Vorhersagen der EPS-Member, die in der Nähe von Arkona mit Windrichtungen zwischen 60 und 90° auftreten. Die mit Schmäger errechneten potentiellen Windstauwerte liegen wegen der schwächeren Gewichtung der entsprechenden Windrichtungen unter den simulierten Scheitelwasserständen, selbst für den sechsstündigen Mittelwert (vgl. Abb. 22b). Der mittlere Wasserstand (Messung in Landsort 20cmNN) zu Beginn der Ozeanmodellierungen spielt bei diesen sechs Simulationen wahrscheinlich keine größere Rolle. Das bedeutet, dass vorwiegend Windstaueffekte die sehr hohen Wasserstände ausgelöst haben. Bei entsprechender höherer Vorfüllung wären die gemessenen Werte von 1872 vielleicht auch in der Region um Kiel oder Travemünde übertroffen worden! Im Folgenden werden die Windfelder eines Members aus dem Super-Ensemble sowie der gleiche, mit Modellflächen nachgerechnete Member kurz vorgestellt, welcher die höchsten Scheitelwasserstände an diesem Zieltermin ausgelöst hat (Abbildung 26a-b).

Zwei weitere Member (Nr. 31 und Nr. 47, vgl. Abb. 20c) verursachen in dem Ozeanmodell des FTZ sehr hohe Wasserstände. Member Nr. 13 und Nr. 22 weisen dagegen deutlich niedrigere Werte des potentiellen Windstaus auf. Unter Verwendung dieser zwei Member sind die simulierten Sturmfluten entsprechend wesentlich niedriger. Der Zusammenhang zwischen den auftretenden sehr hohen Windgeschwindigkeiten und den entsprechenden Wasserständen scheint schließlich für die ausgewählte Sturmsituation aus dem Jahr 1970 hoch zu sein, zudem der mittlere Wasserstand zu Beginn der Simulationen nicht sehr hoch gewesen ist (vgl. Abb.22b).

a) Member Nr.35_b0cw (sfc); Startzeitpunkt 11.11.1970 12 UTC + 164h



b) Member Nr.35_b0cv (ML); Startzeitpunkt 11.11.1970 12 UTC + 164h



Abbildungen 26a-b: Windvektoren in 10m Höhe, simuliert von einem Member aus dem EPS-Kollektiv (a) und diesem mit Modellflächen im Output nachgerechneten Member (b) für den Vorhersagezeitpunkt, an dem die Unterschiede in den auftretenden Windgeschwindigkeiten am Größten sind.

Abbildung 26b zeigt Vorhersagen des Members Nr.35 mit gleichem Startzeitpunkt und Membrnummer, der mit Modellflächen im Output nachgerechnet wurde und sich aus verschiedenen Gründen geringfügig von dem Member Nr.35 aus dem Super-Ensemble unterscheidet (Abb. 26a). Einmal durchgeführte Ensemblerechnungen sind dementsprechend, in Abhängigkeit von den atmosphärischen Bedingungen, der Vorhersagelänge und dem Autor unbekannten numerischen Gründen, nicht mehr hundertprozentig reproduzierbar. Dieses Phänomen ist auch in dem Abschlussbericht von MUSE Nordsee dokumentiert (Koziar & Renner 2004) und tritt nicht bei allen nachgerechneten Members auf. Diese „Modellschwäche“ wurde ausgenutzt, um die Sensitivität der Ozeanmodellierung gegenüber geringfügigen Variationen in der Atmosphäre zu testen. In diesem Fall führen jene zu deutlichen Änderungen in der Modellierung der Scheitelwasserstände. Die Unterschiede der Windfelder in den beiden Members, die erst ab der 155-ten Vorhersagestunde signifikant werden, machen bei den prognostizierten Scheitelwasserständen bis zu 60cm aus (vgl. ausgefüllte Dreieckssymbole in Abbildung 21a-b)! Mithilfe des Members Nr.35_b0cv werden 260cmNN in Greifswald maximal modelliert, mit Nr.35_b0cw sind es nur 200cm. Dafür werden mithilfe von b0cw in Kiel 264cmNN simuliert (b0cv 220cmNN) und in Wismar 278cmNN (b0cv 255cmNN). Diese Unterschiede zeigen die starke Sensitivität der modellierten Scheitelwasserstände gegenüber geringfügigen Änderungen im atmosphärischen Antrieb!

Drei der sechs atmosphärischen Vorhersagen des EPS wurden ausgewählt, um das höher aufgelöste COSMO anzutreiben. Bei der mithilfe von Member Nr.35 (b0cv) durchgeführten COSMO-Modellierung werden die höchsten Windgeschwindigkeiten erzielt, die jedoch nur maximal 22m/s ausmachen (vgl. Abb.23). Bei diesem Sturm lohnt es sich vermutlich nicht Vorhersagen von COSMO als Antrieb in den Ozeanmodellen zu verwenden.

6.4.2 Sturm Dezember 1971

Der Sturm am 8.12.1971 wurde für EPS-Vorhersagen ausgewählt, da er aufgrund des Luftdruckfeldes mit einem G^* von 40 in die Kategorie „schwerer Sturm“ fällt. Außerdem wandert das beobachtete Tiefdruckgebiet von Norden aus über die Ostsee hinweg, was vergleichsweise selten eintritt (Abbildung 27; vgl. Abbildung 1). Im ERA40 befindet sich das Tief zunächst mit einem Kerndruck von 990hPa über Nordskandinavien und wandert zügig Richtung Süden über die zentrale Ostsee hinweg. Es erreicht dabei Windgeschwindigkeiten von bis zu 20m/s, die im gesamten ERA40 selten erreicht werden.

Für diesen Sturm sind 850 Vorhersagen durchgeführt worden, wobei 20 Member davon aufgrund der gewählten Kriterien herausgefiltert wurden. Diese Vorhersagen wurden an den Zeitpunkten des jeweils höchsten Windstaus großflächig hinsichtlich der regionalen Luftdruck- und Windverteilung analysiert und schließlich fünf Member für die Ozeanmodellierung ausgewählt.

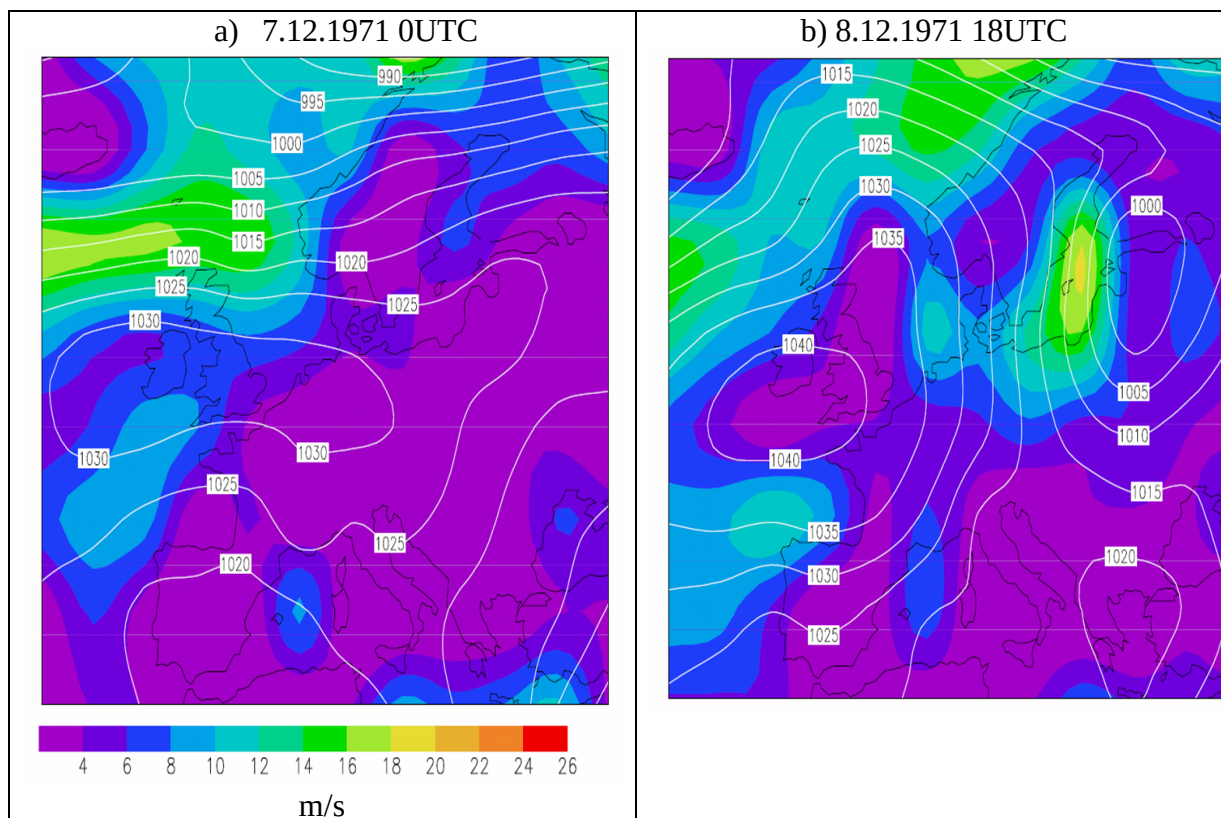


Abbildung 27a-b: ERA40-Analysen für den Sturm im Dezember 1971. Am 7.12. um 0UTC befindet sich das Kerntief noch über Nordskandinavien und erreicht in den Analysen nach 42 Stunden seine maximalen Windgeschwindigkeiten über der zentralen Ostsee.

Vier der fünf Member erzielen am Pegel Greifswald höhere Werte als die 266cmNN, die bei der historischen Rekordmarke aufgetreten sind. Die Ursachen hierfür sind wahrscheinlich die Wanderung des Tiefdruckgebietes von Norden aus über die Ostsee hinweg und die extrem hohen Windgeschwindigkeiten mit bis zu 40m/s in der südlichen Ostsee. Zwei mit Member Nr.45 und Nr.35 angetriebenen Ozeanmodellierungen des FTZ, erreichen in Greifswald sogar mehr als 300cmNN. Bei dem Vergleich der simulierten Wasserstände fällt auf, dass diese vergleichsweise schlecht mit dem empirischen Windstau korrelieren (vgl. Abb.21c). Eine mögliche Ursache ist die in der Realität selten aufgetretene Wanderung der Zyklonen in den modellierten Vorhersagen, die den zeitlichen Verlauf der Scheitelwasserstände beeinflussen. Die Werte des höchsten potentiellen Windstaus bei den fünf Membern werden jeweils zu unterschiedlichen Zeitpunkten erreicht und die Wirkdauer in den betrachteten Gitterpunkten ist auch unterschiedlich. Member Nr.45 (in Abb.21a der höchste Wert), der am 7.12.1971 um 0UTC startet, erreicht die höchsten Windgeschwindigkeiten über der zentralen und südlichen Ostsee sowie die höchsten Windstauwerte in Wismar, im Vergleich zu anderen Vorhersagen des Zieltermins im Jahr 1971 (vgl. Abb. 20d). Dieser Member hat auch die größte Wirkdauer, bezogen auf das prognostizierte Starkwindfeld. Somit ist es nicht verwunderlich, dass auch der simulierte Scheitelwasserstand in Greifswald mit 340cmNN der Höchste ist. Dieser Wert übersteigt den bisherigen gemessenen Höchststand an dem Pegel um mehr als 70cm. Es ist somit anzunehmen, dass die im November 1872 erreichten Windgeschwindigkeiten östlich von Arkona deutlich niedriger gewesen sind, als in Member Nr.45. In der westlichen Ostsee werden jedoch im Vergleich dazu, deutlich niedrigere Wasserstände als im Jahr 1872 erzielt. Zu dem Startzeitpunkt des Members Nr.45 folgen rund 35% der 50 EPS-Member jener Trajektorie, die in der Messung auftritt (Abbildung 28). Die Trajektorie von Nr.45 verläuft im

Gegensatz zu den anderen Membern so weit westlich, dass auch noch in der Nähe von Arkona höhere Windgeschwindigkeiten von mehr als 30m/s, allerdings vorwiegend aus nördlichen Richtungen vorkommen. 65% der Membern sagen eine Trajektorie etwas weiter östlich voraus, so dass die entsprechenden Windfelder kaum die westliche Ostseeregion beeinflussen. Member Nr.45 (dick markiert olive Linie in Abb.28) folgt ungefähr der Analyse und erreicht über wenige Gitterpunkte gemittelt Windgeschwindigkeiten bis zu 12 Beaufort. Dies ist ein weiterer wesentlicher Grund für die extrem hohen Wasserstände in Greifswald. Bei der Wanderung des Tiefdruckgebietes mit Windgeschwindigkeiten über die zentrale Ostsee hinweg, wird eine große Menge des Meerwassers Richtung Süden transportiert. Dann treten ab einer Vorhersagelänge von ungefähr vierzig Stunden nordöstliche Windrichtungen über der südlichen Ostsee auf. Die Trajektorie der Zyklone verläuft jedoch so weit östlich, dass die Windgeschwindigkeiten in der westlichen Ostsee im Vergleich dazu deutlich reduziert sind. Abbildung 29 zeigt das Druckfeld des Members Nr.45 zu dem Zeitpunkt, an dem die größte Wirklänge, bezogen auf die deutsche Ostseeküste, auftritt. Das Regionalmodell COSMO wurde mit Daten dieses EPS-Members angetrieben. Die Ergebnisse sind in Abbildung 29b dargestellt. Hier zeigt sich, dass bei der Vorhersage in COSMO das Tief ungefähr die gleiche Trajektorie entlang wandert. Die Zuggeschwindigkeit ist jedoch im Vergleich zum EPS-Member so erhöht, dass die südliche Ostsee drei Stunden früher vom Kerntief erreicht wird. Damit verändert sich auch das zeitliche Auftreten der Starkwindfelder. Die höchste Windgeschwindigkeit in COSMO liegt jedoch mit bis zu 8m/s deutlich unter der von EPS-Nr.45. Jedoch ist die Wirklänge des Windfeldes in COSMO auch sehr groß. Deswegen wird empfohlen diesen Member auch zum Antrieb für die Ozeanmodellierung zu verwenden.

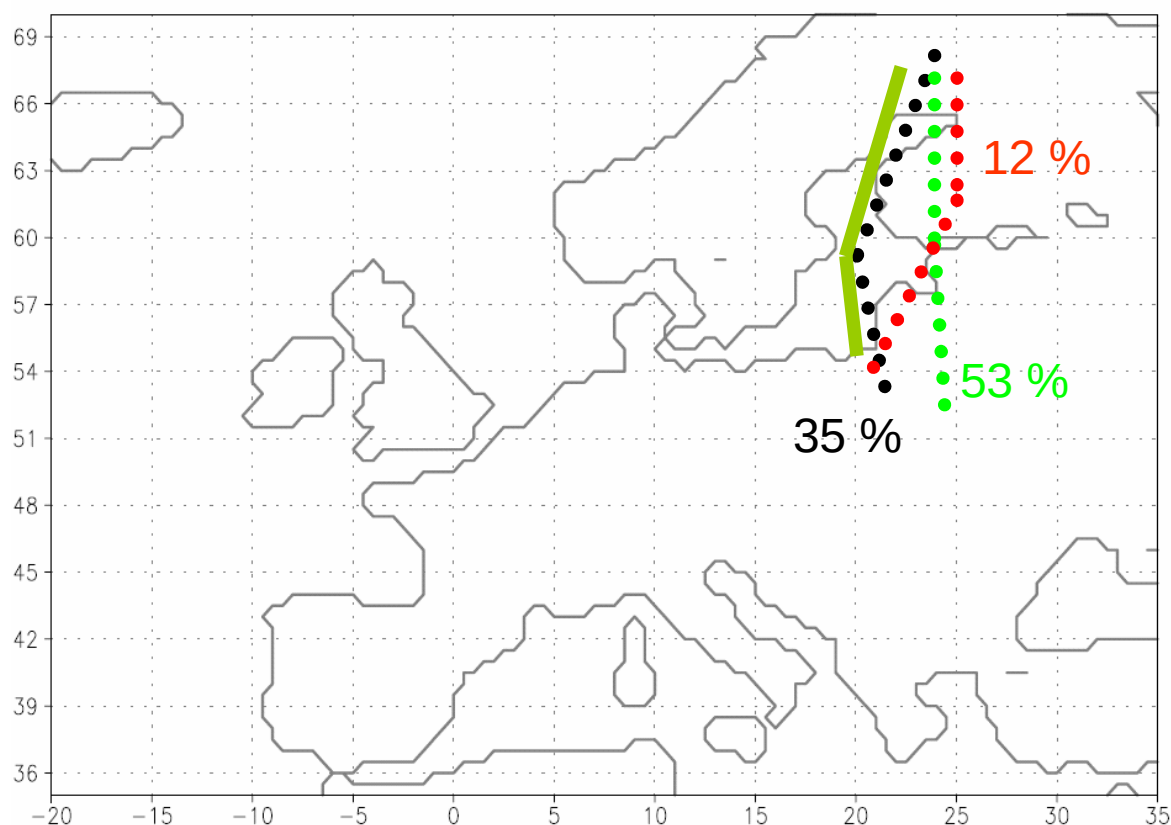


Abbildung 28: Wahrscheinlichkeit der simulierten Trajektorien für ein Ensemble von 50 Membern, das am 7.12.1971 um 12UTC startet.

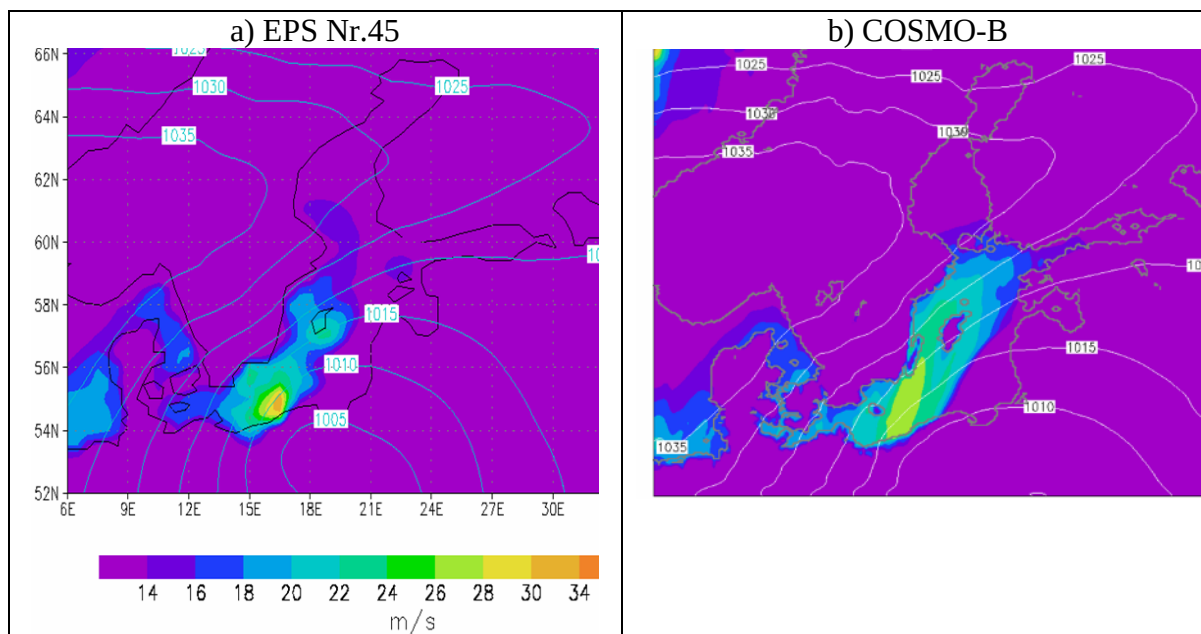


Abbildung 29a-b: Bodenluftdruck und 10m-Windgeschwindigkeit, simuliert von EPS-Member Nr.45 und COSMO. Startzeitpunkt der Vorhersagen ist am 7.12.1971 um 0UTC, die Vorhersagelänge beträgt in beiden Modellen 44 Stunden.

6.4.3 Sturm 4. November 1995

An diesem Termin sind die höchsten gemessenen Wasserstände in Wismar und an anderen Standorten seit rund 40 Jahren aufgetreten. Die Wetterlage von damals ist ausführlich in dem Buch “Die Küste“ (2003) dokumentiert. Abbildung 30 verdeutlicht, dass die Windgeschwindigkeiten im ERA40 mit maximal 16m/s jedoch nicht sehr hoch sind. Damit könnte die gemessene sehr schwere Sturmflut in den Ozeanmodellen nicht reproduziert werden, wenn die Windgeschwindigkeit aus dem ERA40 als Antrieb verwendet werden! Trotzdem markieren die Werte des potentiellen Windstaus die höchsten in dem gesamten ERA40 im Zeitraum von 1958 bis 2002 (vgl. Abbildung 12). Die hohen gemessenen Wasserstände und die vergleichsweise hohen potentiellen Windstauwerte sind die Gründe dafür, dass dieser Zieltermin mit dem EPS nachgerechnet wurde. Während der EPS-Simulationen stellte sich heraus, dass die höchsten Windgeschwindigkeiten bei der Kurz- und Mittelfristvorhersage auftreten. Deswegen wurden insgesamt nur 600 globale Wettervorhersagen durchgeführt, da Vorhersagelängen von mehr als sechs Tagen in den Experimenten nicht berücksichtigt wurden. Anders formuliert, wurde der Sturm bei längeren Vorhersagen nicht gut prognostiziert. Von den 600 Mitgliedern erfüllen immerhin 51 den Auswahlkriterien für das Projekt MUSTOK. Hiervon wurden vier zum Antrieb in COSMO und direkt in dem Ozeanmodell des FTZ verwendet. Nur ein Member (Nr.34) erreicht in wenigen Gitterpunkten gemittelt, die Beaufortklasse 12, und im Ozeanmodell die mit Abstand höchsten Scheitelwasserstände an den fünf betrachteten Pegeln. Abbildung 31a-b zeigt die simulierte Luftdruckverteilung und die Windgeschwindigkeiten dieses Members bei der Vorhersagelänge, an denen die höchsten Windstauwerte errechnet wurden. In Abbildung 31b ist die korrespondierende Modellierung mit COSMO dargestellt, das nur rund 3m/s weniger vorhersagt.

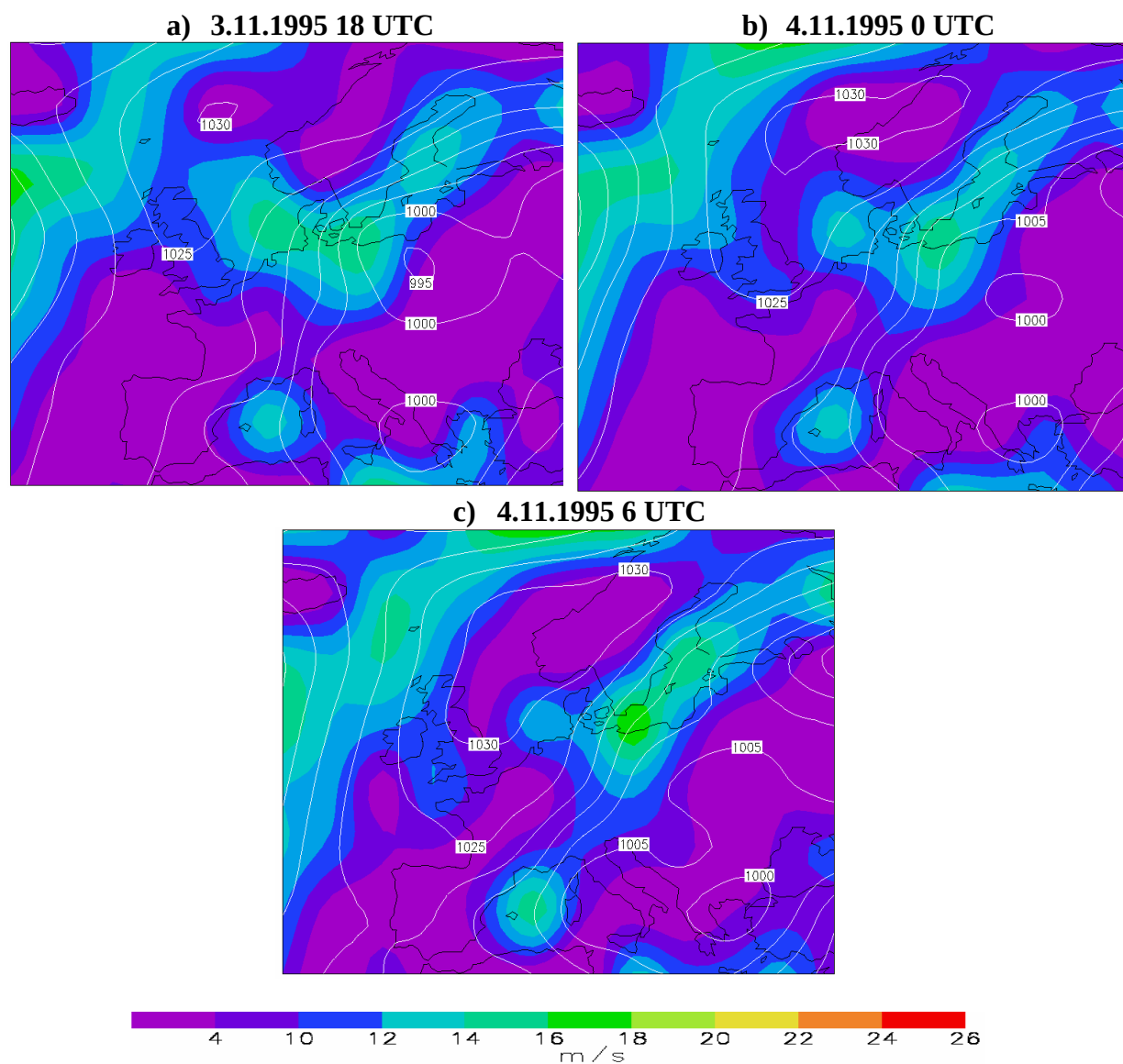


Abbildung 30a-c: ERA40-Analysen für den Sturm am 4.11.1995.

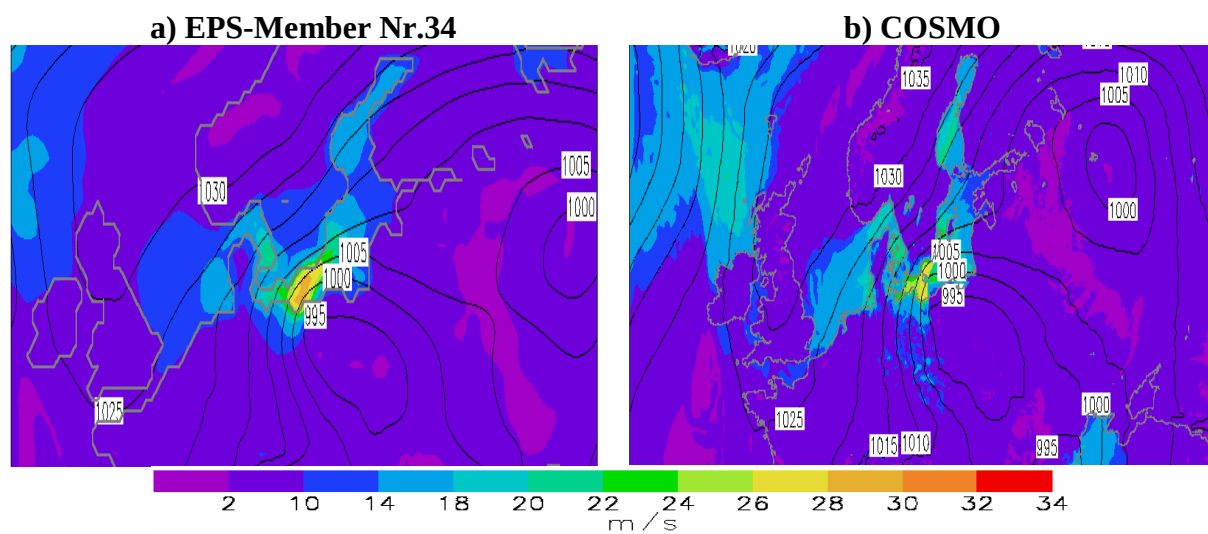


Abbildung 31a-b: Vorhersage des Bodenluftdruckes und der Windgeschwindigkeit in 10m Höhe von EPS-Member Nr.34 und COSMO jeweils am 3.11.1995 um 23UTC.

Member Nr.34 erreicht von allen im Ozeanmodell des FTZ verwendeten EPS-Member die höchsten Wasserstände in Greifswald, die mit 330cmNN weit über die im Jahr 1872 registrierte Messung (266cmNN) hinausgeht. Bei der Sturmflut wurden im November in Greifswald 178cmNN gemessen, d.h. die Modellierung mithilfe dieses Members hat zu einer drastischen Erhöhung des Scheitelwasserstandes an diesem Standort geführt! Damit liegt dieser eine Größenordnung über den Wasserständen der anderen drei Prognosen für diesen Zieltermin. Eine Ursache ist die sehr große Wirkdauer in Member Nr. 34 (vgl. Abb.20j). An sieben Stunden werden in der südlichen Ostsee Windgeschwindigkeiten von mehr als 30m/s modelliert. An den anderen Pegelstandorten Wismar und Travemünde werden die höchsten Wasserstände mit mehr als 200cmNN für diesen Zieltermin im FTZ-Modell simuliert. Hier werden jedoch jeweils die historischen Höchstwerte deutlich unterschritten. Das Starkwindfeld tritt anscheinend zu weit östlich auf und die Windrichtung ist mit ungefähr 30° zu nördlich ausgerichtet.

Die COSMO-Modellierung ähnelt in der Trajektorie und in der Struktur des großräumigen Luftdruckfeldes dem gröber aufgelösten EPS-Member. Größere Unterschiede treten in dem weiter nordöstlich vorhergesagten zweiten Tiefdruckgebiet auf, das jedoch die Region an der deutschen Ostseeküste nicht direkt beeinflusst. Diese COSMO-Vorhersage könnte auch in den Ozeanmodellen höhere Wasserstände auslösen.

6.4.4 Sturm 17. November 1995

Der Sturm für diesen Zieltermin tritt zwei Wochen nach der im vorherigen Kapitel dargestellten sehr schweren Sturmflut auf. Im ERA40 werden vergleichsweise hohe Windgeschwindigkeiten von bis zu 19m/s dokumentiert. Die maximalen Windgeschwindigkeiten treten jedoch über der zentralen Ostsee auf und die Windrichtung über der deutschen südlichen Ostsee kommt aus nördlichen Richtungen. So ist es nicht verwunderlich, dass zu dem Zieltermin keine reale Sturmflut aufgetreten ist.

Für diesen Zieltermin wurden 1300 Vorhersagen gerechnet. 30 Member konnten hiervon gefunden werden, die dem Auswahlkriterium für das Projekt MUSTOK entsprechen. So weisen immerhin 2,3% aller Member bei Arkona Windgeschwindigkeiten von mehr als zehn Beaufort auf, mit nördlichen bis östlichen Windrichtungen. Von diesen 30 wurden 10 zum Antrieb in dem Ozeanmodell des FTZ verwendet, weil bei ihnen die höchsten Windstauwerte errechnet wurden. Es ist jedoch gut möglich, dass weitere der 20 anderen Member sehr hohe Wasserstände in den Ozeanmodellen ausgelöst hätten.

Vier der ausgewählten zehn Member dieses Zieltermins lösen in dem Ozeanmodell vor allem in Wismar sehr hohe Scheitelwasserstände aus. Ursachen hierfür sind Windgeschwindigkeiten in den Starkwindfeldern, mit örtlich bis zu 13 Beaufort, bei Windrichtungen zwischen 50 und 90°. Bei den vorhergesagten Wasserständen gibt es eine vergleichsweise hohe Korrelation mit den entsprechenden, nach dem Ansatz von Schmäger, berechneten Windstauwerten in Wismar (vgl. Abb. 22h; Korrelationskoeffizient = 0.8).

Jeweils zwei nachgerechnete Member (mit Modellflächen im Output) sind ebenfalls für den Antrieb im Ozeanmodell des FTZ verwendet worden (gefüllte Symbole in Abb. 21a-e; die Kreissymbole kennzeichnen jeweils den Member Nr.14, die Diamantsymbole Member Nr.1). Abbildung 32 veranschaulicht die Zeitreihe des Windstaus für diese beiden bzw. vier Member.

Nr14_b0be ist der ursprünglich vorhergesagte Member aus dem Super-Ensemble und Nr.14_b0bb der nochmals nachgerechnete. Bei der erneuten Simulation treten zwischen diesen beiden Membern Nr.14 deutliche Unterschiede ab der 110-ten Vorhersagestunde auf. Weitere zehn Stunden später treten die größten Unterschiede zwischen den beiden Membern mit mehr als 10m/s über der westlichen Ostsee auf. In b0bb weht der Wind über der südlichen

Ostsee aus Südosten und in b0be aus Osten (Abbildung 33a-b). Unter Verwendung von b0bb treten an den Standorten Travemünde, Wismar und Warnemünde um mehr als 50cm höhere Scheitelwasserstände im FTZ-Modell auf, als bei b0be.

Die atmosphärischen Unterschiede zwischen den beiden Membern Nr.1_b0bq und Nr.1_b0c8 sind dagegen geringer.

Diese beiden Member erreichen im FTZ-Modell die mit Abstand höchsten Werte des Zieltermins (vgl. Abbildung 21). Die Ursache scheint vor allem die sehr große Wirkdauer sowie das frühe Auftreten des Starkwindfeldes zu sein (vgl. Abb. 20k). So wird in Warnemünde, unter Verwendung beider Wettervorhersagen im Ozeanmodell des FTZ, der historische Höchstwert aus dem Jahr 1872 mit 249cmNN erreicht. An den anderen betrachteten vier Standorten werden trotz der geringen Unterschiede in der Atmosphäre deutlich verschiedene Scheitelwasserstände erzeugt (Abbildung 34a-b). Obwohl in b0c8 die Windvektoren an den Gitterpunkten über der westlichen Ostsee stärker sind, wird in Kiel z.B. ein um 35cm niedrigerer Scheitelwasserstand vorhergesagt. Dafür sind die Winde in der Nähe von Arkona um 2m/s stärker. Bei den zwei Simulationen ist möglicherweise auch das zeitliche Auftreten des Starkwindfeldes wichtig. In b0c8 werden zwei Stunden früher potentielle Windstauwerte von mehr als 200cm errechnet (vgl. Abb. 32). Der Vergleich der beiden Member zeigt, dass das lokale Windfeld an den westlichsten Gitterpunkten des EPS (zwischen 11 und 12° östlicher Länge) nicht entscheidend für die Unterschiede in den Scheitelwasserständen an der westlichen Ostsee sind, sondern weiter östlich aufgetretene Windfelder. In Travemünde werden unter Verwendung des Members b0bq mit 284cmNN die höchsten Scheitelwasserstände von allen 56 Ozeansimulationen erreicht. Dies ist außerdem der einzige Member, der im FTZ-Modell sowohl in der südlichen als auch in der westlichen Ostsee die Größenordnung aus dem Jahr 1872 erreicht! In b0c8 und b0bq werden – im Gegensatz zu den anderen 55 berücksichtigten atmosphärischen Vorhersagen – in den zehn Gitterpunkten auf 55° nördlicher Breite hohe Windgeschwindigkeiten modelliert. Bemerkenswert ist außerdem, dass zu Beginn der Vorhersagen nur ein geringer mittlerer Wasserstand von ca. 20cmNN angenommen wurde. Dies zeigt die starken Windstaueffekte in dem Ozeanmodell.

Wenn ein höherer Wasserstand angenommen würde, könnte vielleicht auch in Travemünde der historische Höchstwert von 316cmNN im Modell erreicht werden.

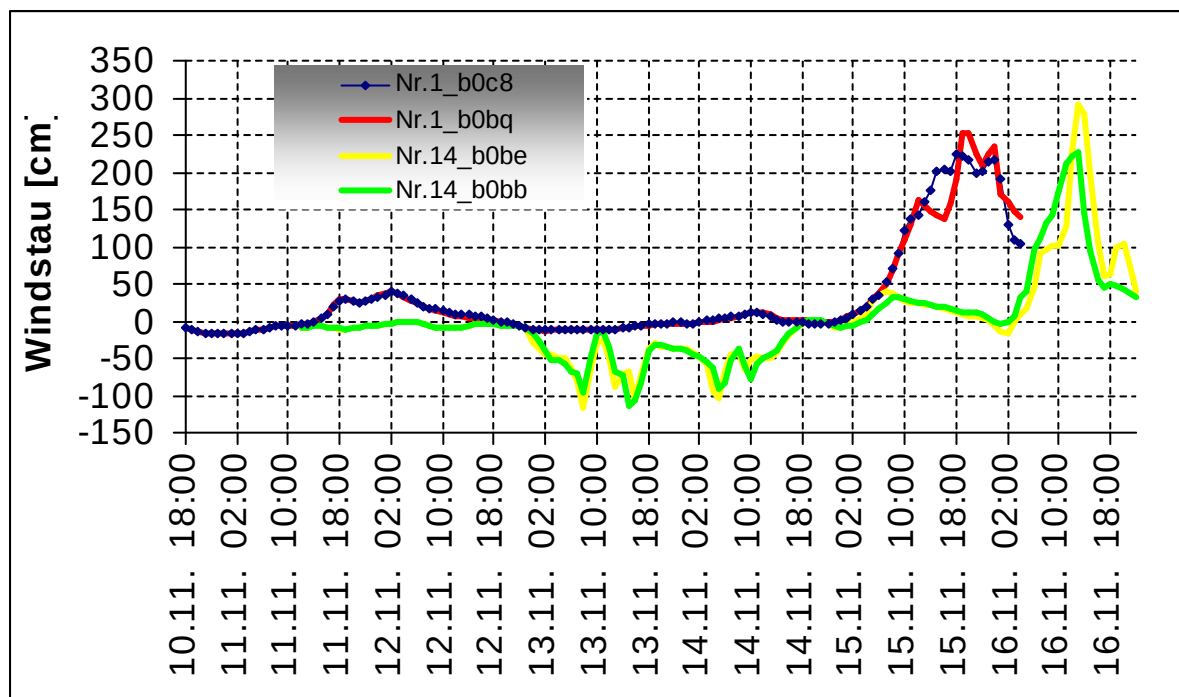
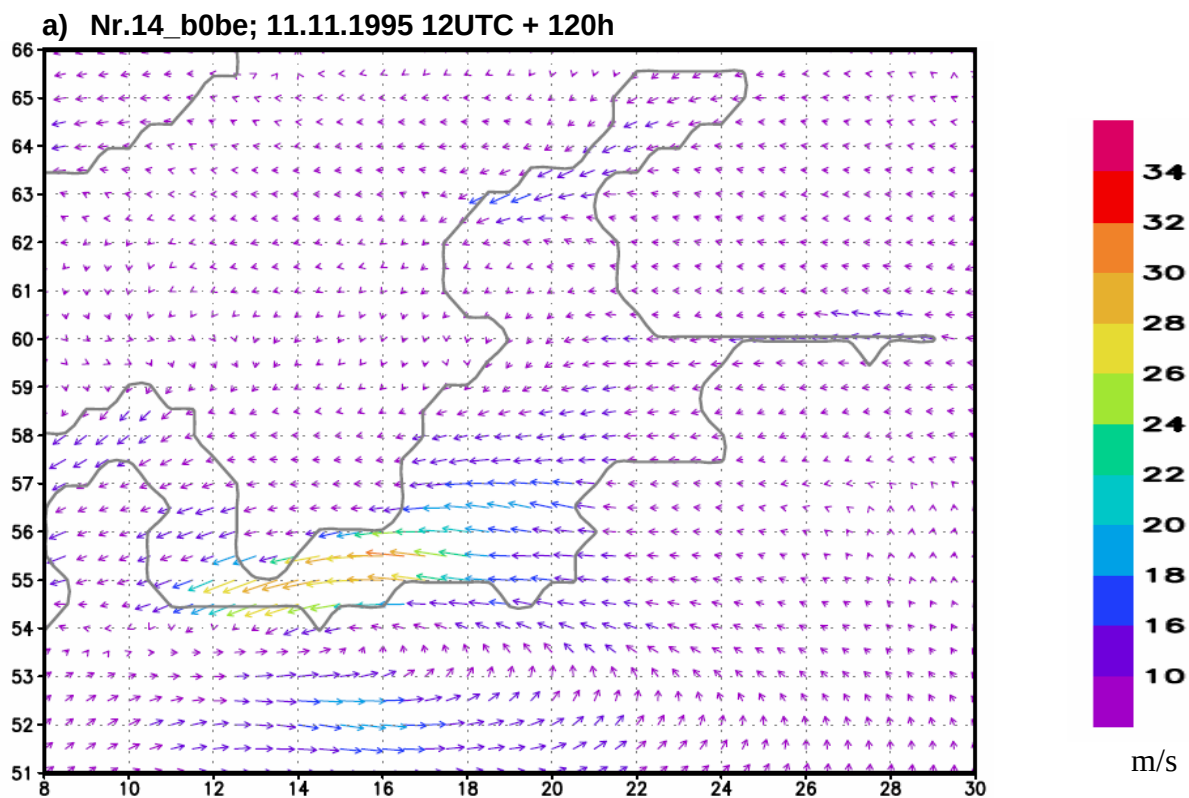


Abbildung 32: Windstau in Wismar von zwei ausgewählten Mitgliedern aus dem EPS und den jeweils mit Modellflächen nachgerechneten Mitgliedern für den Sturm am 17.11.1995.



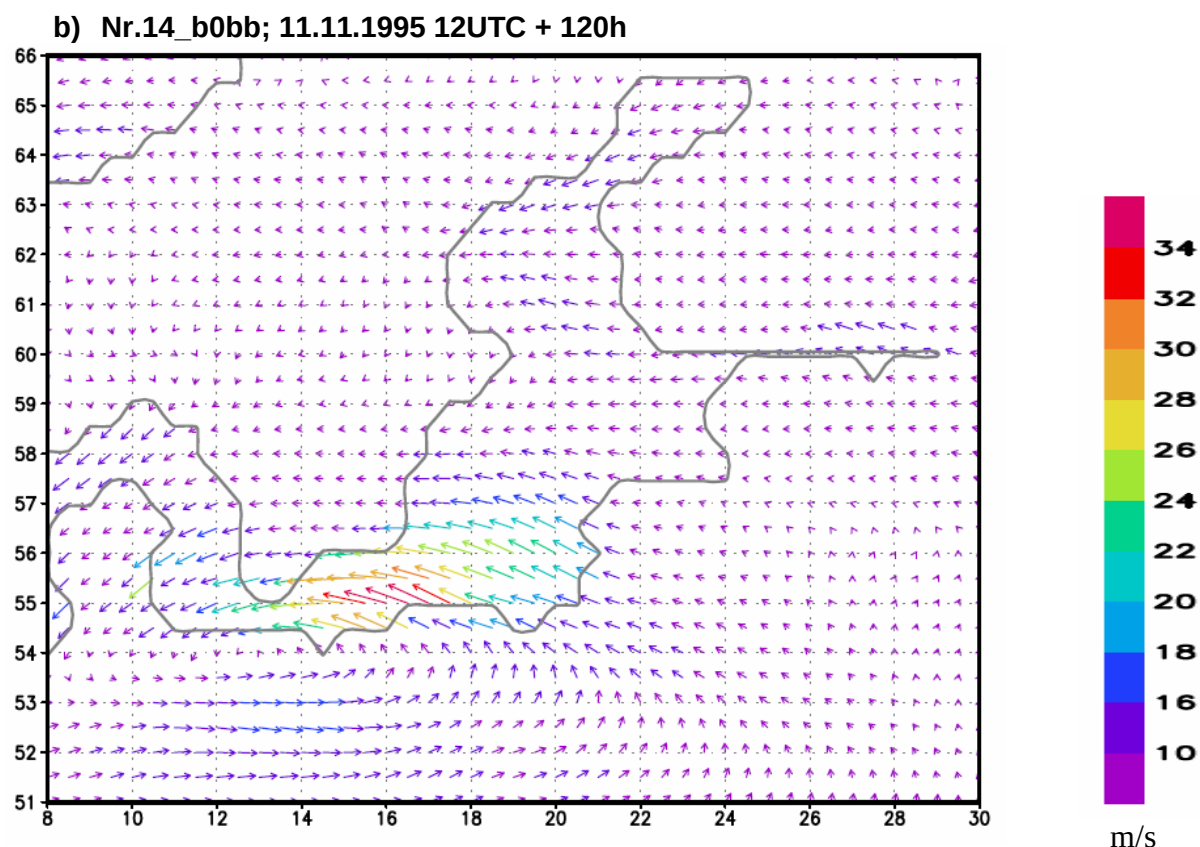
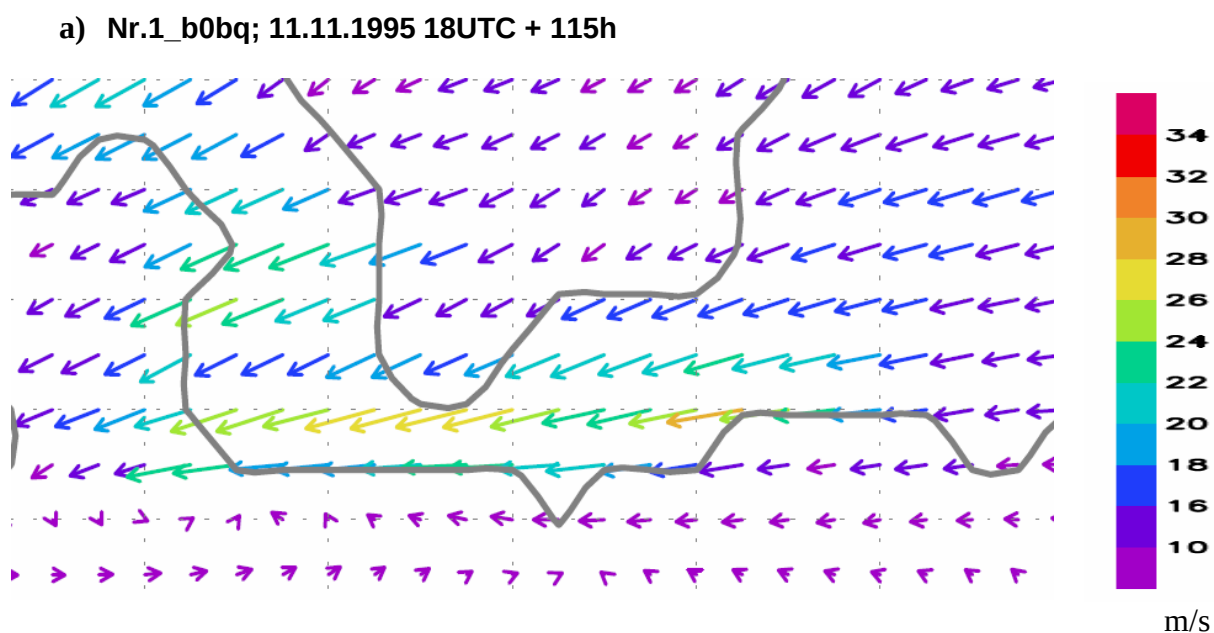


Abbildung 33a-b: Windvektoren in 10m Höhe, simuliert von Member Nr.14 aus dem EPS-Kollektiv (unten) und von dem, mit Modellflächen im Output, nachgerechneten Member (oben) zu dem Zeitpunkt, an dem die Unterschiede in den Windgeschwindigkeiten maximal sind.



b) Nr.1_b0c8; 11.11.1995 18UTC + 115h

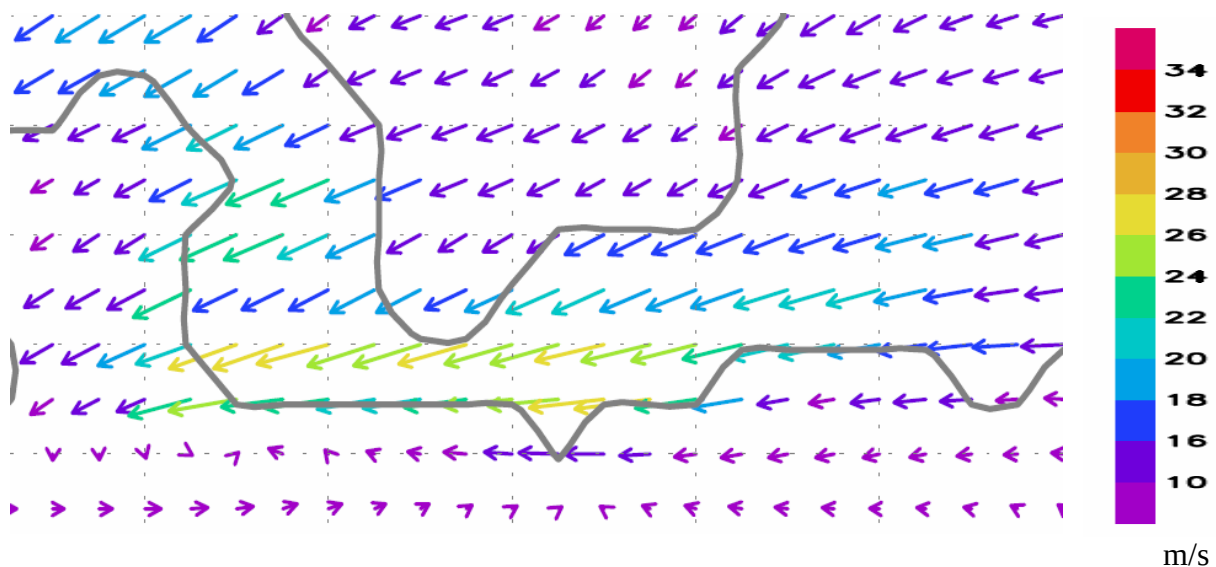


Abbildung 34a-b: Wie Abbildung 33, aber für Member Nr.1.

6.4.5 Sturm Oktober 2003

Der Sturm am 25. Oktober 2003 wurde ausgesucht, da im EPS-Archiv eine Vorhersage mit sehr hohen Windstauwerten zu diesem Zieltermin gefunden wurde (Member Nr.26; vgl. Abb.17). Da die zeitliche Auflösung der archivierten Daten jedoch nur sechs Stunden und die räumliche Auflösung 80km beträgt, wurde dieser Sturm mit dem neuesten Modell des EPS nachgerechnet. Die Daten des archivierten Members Nr.26 wurden jedoch auch zum Antrieb in dem FTZ-Modell verwendet.

In der Realität ist zu dem Zieltermin weder eine Sturmflut aufgetreten, noch gab es eine ausgeprägte Vorfüllung. In den operationellen Analysen tritt ein Tiefdruckgebiet zu jenem Zieltermin auf, das sich mit seinem Kern über dem finnischen Meerbusen befindet und über der zentralen Ostsee Windgeschwindigkeiten bis zu 18m/s erreicht. Wäre nicht ein Member im EPS-Archiv für diesen Sturm aufgefallen, wären dieser Zieltermin für MUSTOK nicht berücksichtigt worden.

Das Kerntief liegt in den Analysen sehr weit von deutschen Ostseeregionen entfernt, wo nur schwächere nordwestliche Winde aufgetreten sind. Mit dem neuen EPS wurden schließlich 300 Vorhersagen zu den Startzeitpunkten jeweils um 0 und um 12UTC durchgeführt (für 6 und 18UTC gibt es keine Daten in den operationellen Analysen).

Die höchsten Windstauwerte aus dem Super-Ensemble erzielt Member Nr.19, dessen Startzeitpunkt der 17.10. um 12UTC ist. Die Trajektorien der 50 Member für diesen Startzeitpunkt sind in Abbildung 35 eingezeichnet.

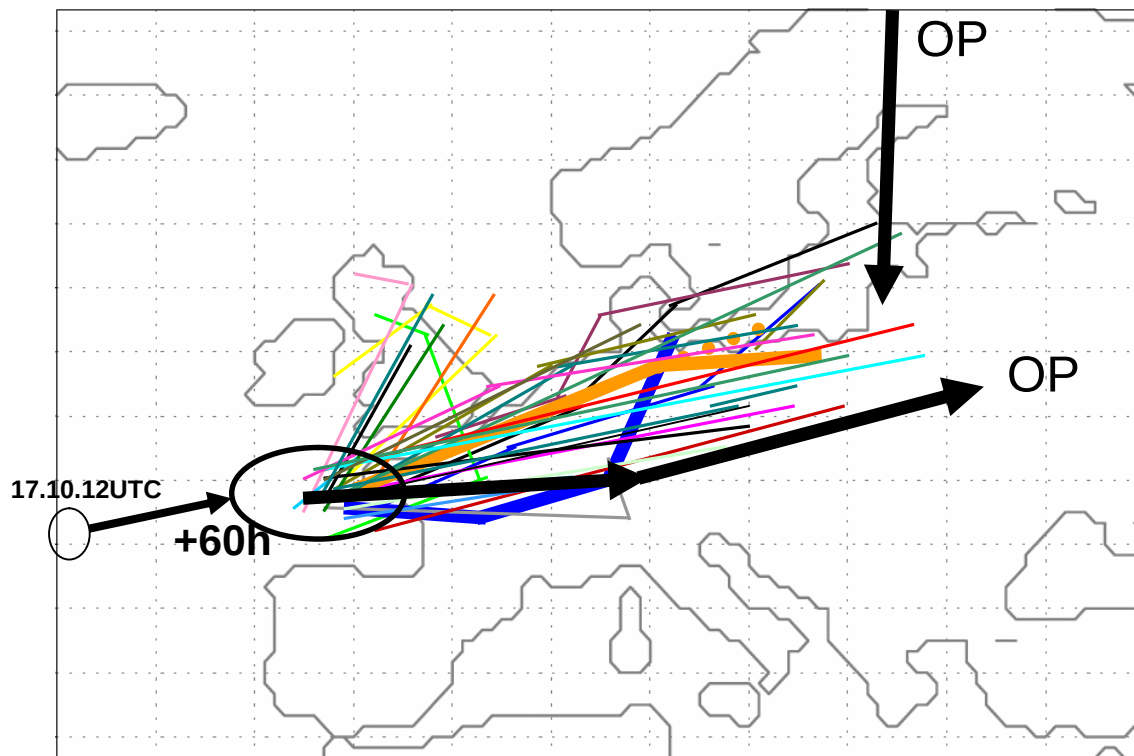
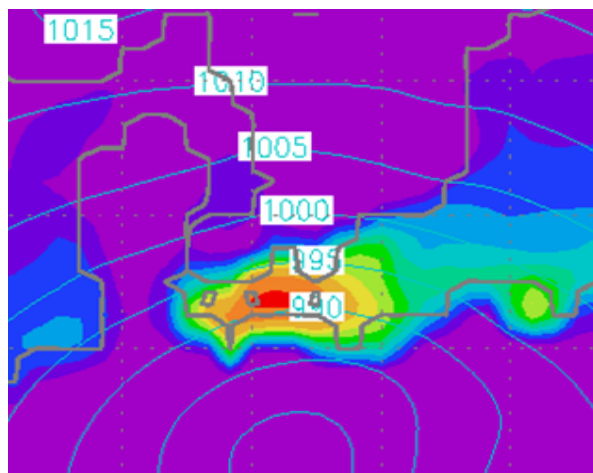


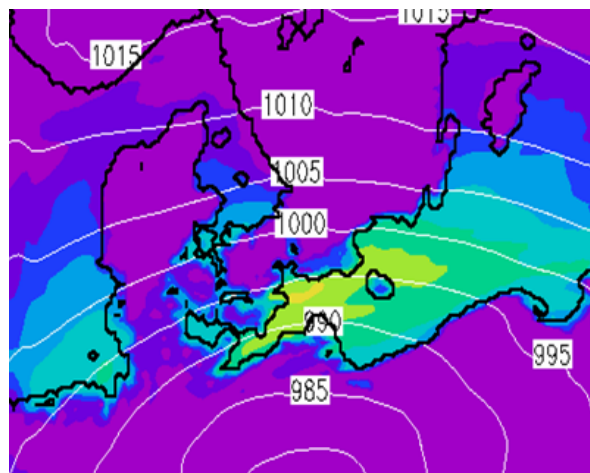
Abbildung 35: Trajektorien des Kerndrucks für ein EPS mit 50 Mitgliedern zu dem Startzeitpunkt am 17.10.2003 um 12UTC ab der Vorhersagelänge von sechzig Stunden. Dick markiert sind Member Nr. 19 (blaue Linie) und Member Nr.45 (orange). Die gepunktete orange Linie zeigt die Vorhersage, ebenso des Members Nr.45, die jedoch auf einem anderen Großrechner errechnet wurde. OP ist die Abkürzung für die operationellen Analysen. Die Pfeile stehen repräsentativ für die zwei Trajektorien der Tiefdruckgebiete in den OP (während in den Vorhersagen nur eine Zyklone auftritt).

In den ersten 60 Vorhersagestunden, d.h. nach 2.5 Tagen, folgen die Trajektorien der 50 Member denjenigen, die sich auch in den Analysen finden lässt. Danach divergieren die Zugbahnen der einzelnen Tiefs in den Vorhersagen deutlich. Nur noch rund 20% verlaufen ähnlich wie in der Analyse, der Rest zieht deutlich nördlicher und führt in Einzugsgebiete der Ostseeregion. Das bedeutet ab ungefähr drei Tagen wird das Tief nicht mehr gut vorhergesagt. Für das Projekt MUSTOK sind jedoch nicht diejenigen Vorhersagen interessant, die möglichst nahe an der Messung liegen. Vielmehr sind z.B. die zwei Member (Nr.19 und Nr.45; siehe unten) interessant, bei denen die Zyklonen ungünstiger über die Ostsee hinweg ziehen und hohe Windgeschwindigkeiten sowie in dem FTZ-Modell hohe Wasserstände mit mehr als 200cmNN erreichen. Die Wahrscheinlichkeit, dass zu diesem betrachteten Startzeitpunkt hohe Sturmfluten ausgelöst werden können, besteht immerhin zu 2/50, d.h. 4%. Da Member Nr.19 in dem Ozeanmodell des FTZ an bestimmten Standorten ähnliche Scheitelwasserstände in der Größenordnung der legendären Sturmflut aus dem Jahr 1872 modelliert hat, kann z.B. die folgende Aussage getroffen werden: Am 17.10.2003 um 12UTC bestand eine Wahrscheinlichkeit von 2%, dass rund sieben Tage später Wasserstände erreicht werden, die die deutsche Ostseeküste erheblich gefährdet hätten. An diesem Beispiel wird deutlich, wie wertvoll Ensemble-Vorhersagen der Atmosphäre sind, die entsprechend operationell in der Wasserstandsvorhersage genutzt werden könnten!

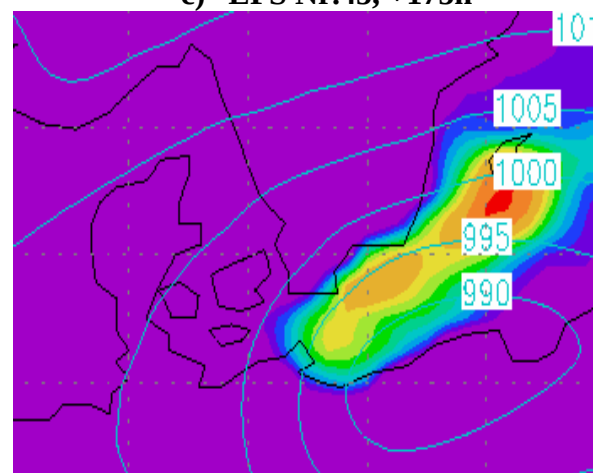
a) EPS Nr.19, +179h



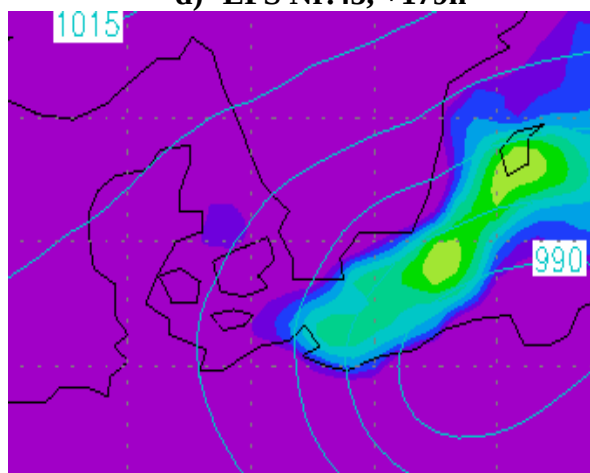
b) COSMO (Nr.19), +179h



c) EPS Nr.45, +175h



d) EPS Nr.45, +179h



e) EPS-Archiv Nr.26, +150h

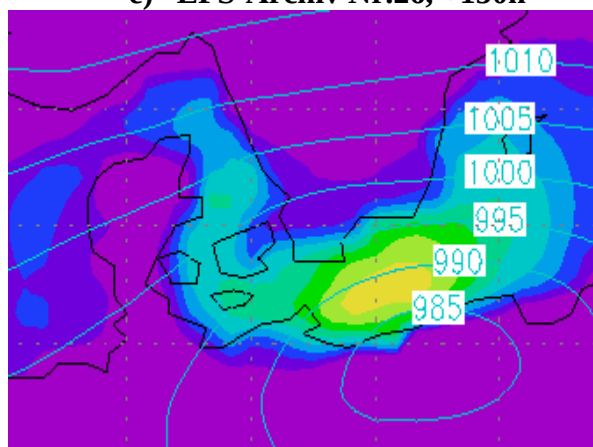
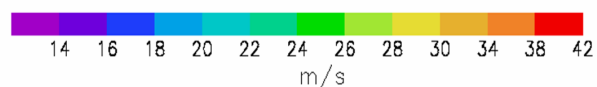


Abbildung 36a-e: Modellierter Bodenluftdruck und Windgeschwindigkeit in 10m Höhe von zwei verschiedenen EPS-Membren und COSMO. Startzeitpunkt ist jeweils der 17.10.2003 um 12UTC, bzw. für Nr.26 der 18.10.2003 um 0UTC.



Nur noch zwei weitere Membren (unter anderem auch Nr.45) aus dem gesamten Super-Ensemble prognostizieren Windgeschwindigkeiten ab zehn Beaufort, wobei in einem der beiden nur eine sehr kurze Wirkdauer zu verzeichnen ist. Alle 246 anderen sind höchstwahrscheinlich aufgrund der zu schwachen Windfelder für das Projekt MUSTOK nicht interessant.

Besonders interessant ist der atmosphärische Vergleich zwischen den beiden Mitgliedern Nr.45, die auf verschiedenen Großrechnern des EZMW simuliert wurden. Ab der 160-ten Vorhersagestunde unterscheiden sich die vorhergesagten Trajektorien (vgl. Abb.35), die möglicherweise auch zu anderen modellierten Wasserständen geführt hätten (nur einer der beiden wurde in dem FTZ-Modell verwendet). Daran ist deutlich erkennbar wie sensitiv die Wettervorhersage auf verschiedene Computersysteme reagiert (das experimentelle Setup auf den jeweils benutzten Großrechnern *hpcd* und *hpce* sowie die Modellversion und der Compiler sind absolut identisch!).

Abbildung 36 zeigt die Ergebnisse der zwei EPS-Mitglieder Nr.19 und Nr.45 sowie von COMSO (von Nr.19 mit Randdaten angetrieben) zu dem Zeitpunkt, an dem die stärksten Windgeschwindigkeiten aufgetreten sind. Bei beiden EPS-Mitgliedern werden sehr hohe Windgeschwindigkeiten mit bis zu 40m/s über der Ostsee vorhergesagt.

Das Tief von Mitglied Nr.45 wandert jedoch deutlich schneller von Südwest nach Nordost als von Nr.19, so dass die Starkwindfelder beim ersteren über der zentralen- und beim letzteren über der westlichen / südlichen Ostsee vorkommen. Die höchsten Windgeschwindigkeiten treten bei Nr.45 vier Stunden früher auf. Die Windrichtung in Nr.19 kommt an der betrachteten Vorhersagestunde des Starkwindfeldes vorwiegend aus nordöstlichen-, in Nr.45 aus nördlichen Richtungen. In Abbildung 37a-b werden diese Unterschiede deutlich. Der Wind in Nr.19 weht nahezu parallel zur Mecklenburgischen Bucht und die Wirklänge beträgt einige hundert Kilometer. Die Wirkdauer, in der die Windgeschwindigkeiten über der westlichen / südlichen Ostsee mehr als 20m/s erreichen, beträgt bei Nr.19 ungefähr sechs Stunden. Die mithilfe von Nr.19 simulierten Wasserstände in dem FTZ-Modell sind dementsprechend extrem hoch. Dies gilt insbesondere für die westliche Ostseeküste. In Kiel werden z.B. 272cmNN modelliert, die nur wenig unter der historischen Höchstmarke von 297cmNN liegen. In Greifswald werden dagegen nur 189cmNN vorhergesagt. Dies hängt damit zusammen, dass das Starkwindfeld nur westlich von 15° östlicher Länge auftritt und der Wind entsprechend zu weit aus dem Osten kommt. Mithilfe von Mitglied Nr.45 wird dagegen in Greifswald ein Scheitelwasserstand von 244cmNN erzielt, in der westlichen Ostsee bleiben die Werte aber unter 200cmNN. Mit dem vermeintlich stärksten Mitglied aus dem Ensemble-Archiv (Mitglied Nr.26; vgl. Abb.36e) werden in dem FTZ-Modell nur maximale Wasserstände von knapp 200cmNN in Greifswald erreicht. Hier liegt die zeitliche Auflösung der Atmosphäre jedoch nur bei sechs Stunden, so dass bei stündlichem Antrieb wahrscheinlich noch höhere Wasserstände aufgetreten wären.

In dem mit Mitglied Nr.19 angetriebenen COSMO werden im Vergleich zu dem EPS-Mitglied wesentlich niedrigere maximale Windgeschwindigkeiten vorhergesagt, obwohl die Verteilung der Isobaren zur gleichen Vorhersagestunde sehr ähnlich sind (vgl. Abb. 36a-b). Damit kann vermutet werden, dass die Parametrisierungen in der bodennahen Grenzschicht für die großen Unterschiede in den Windgeschwindigkeiten hierfür verantwortlich sind. Ab einer Höhe von 400m sind die Differenzen in den beiden Wettervorhersagemodellen dagegen deutlich niedriger (nicht dargestellt). Im Vergleich zu anderen COSMO-Modellierungen ist das in Abbildung 37 erkennbare Windfeld eines der stärksten von den ca. 100 insgesamt durchgeführten COSMO-Vorhersagen (siehe auch Abb. 23). So ist die Windrichtung vermeintlich optimal und die Windgeschwindigkeiten sind mit bis zu 28m/s vergleichsweise hoch. Zu dem Zeitpunkt der Erstellung dieses Berichtes sind bislang noch keine Ozeanmodellierungen mit COSMO durchgeführt worden. Entsprechende Wasserstandsvorhersagen mit den Antriebsdaten von COSMO werden in den Abschlussberichten des FTZ und des BSH vorgestellt. Es ist jedoch zu vermuten, dass die mithilfe von COSMO modellierten Wasserstände deutlich unter denen liegen, die mit den entsprechenden EPS-Mitgliedern simuliert wurden.

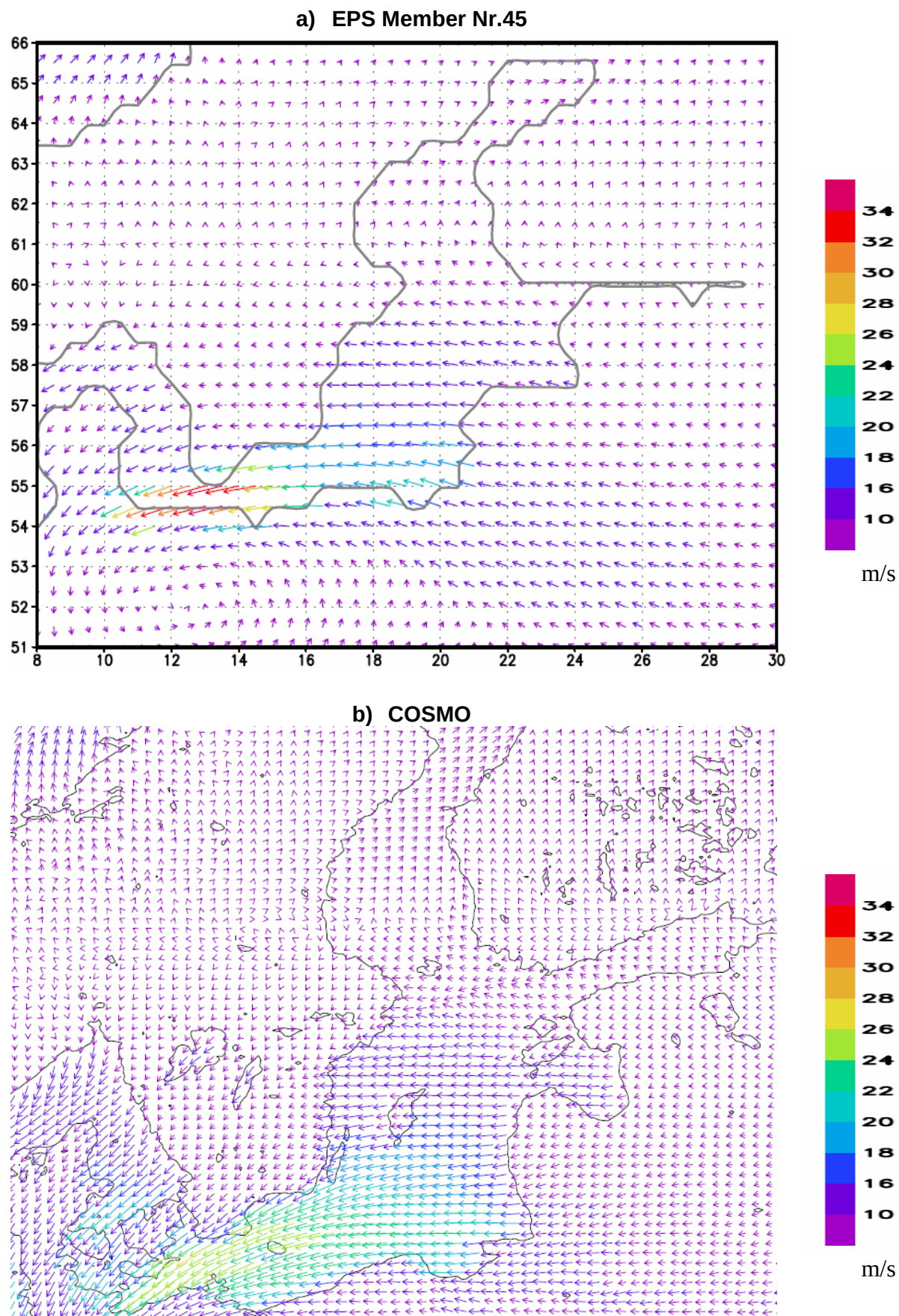


Abbildung 37a-b: Wie Abbildung 36a-b, aber für simulierte Windvektoren. In Abb. 37b ist nur jeder dritte Windvektor dargestellt.

6.4.6 Sturm Januar 2005

Der Sturm am 26. Januar 2005 wurde ausgewählt, da zu dem Zieltermin in dem EPS-Archiv einige Member mit hohem positivem Windstau aufgefallen sind (vgl. Abb.17). Außerdem gab es eine, ab Mitte November 2004 bis Ende Januar anhaltende, deutlich erhöhte Vorfüllung. In Abbildung 38 wird die Pegelmessung in Landsort als Indikator für die Vorfüllung dargestellt, die vor dem Zieltermin aufgetreten ist. Die Ursache für den lang anhaltenden hohen Wasserstand am Wind geschützten Standort Landsort, ist eine ungewöhnlich hohe Wiederkehr von starken Stürmen über der Ostsee in diesem Zeitraum vor dem Zieltermin Ende Januar. Nach dem Abschwächen oder Weiterziehen der Tiefdruckgebiete schwanken jeweils für kurze Zeit die aus den Analysen errechnete Windstauwerte sehr stark (z.B. zwischen 25.12. und 29.12.2004 sowie an den Tagen 4/5/14/15.1.2005). Der jeweils schwankende Sturmindex ist ein Indikator für die Vielzahl der auftauchenden kräftigeren Tiefdruckgebiete über der Ostsee. In den vier Wochen vor dem Zieltermin sinkt der Sturmindex nur an neun Tagen unter den Wert von 20 und erreicht an 16 Tagen die Sturmkategorie. Am Pegel Wismar tritt in der Realität am 24.1.2005 eine leichte Sturmflut mit maximalen Werten von 111cmNN auf.

Die Wetterlagen an und vor dem Zieltermin Ende Januar 2005 ähneln in ihrer Struktur und dem zeitlichen Auftreten, denen die bei der legendären Sturmflut in dem Jahr 1872 aufgetreten sind (Abbildung 39a-d; vgl. Abbildung 13). Abgesehen von den ständig heranziehenden Tiefdruckgebieten (die allerdings nicht die Größe aus dem November 1872 erreichen), entsteht schließlich mittags am 23. Januar ein Vb-Tief, das für nordöstliche Winde mit moderaten Geschwindigkeiten zwischen 12 und 14 m/s sorgt (Abbildung 39d). In der Regel liegen die Windgeschwindigkeiten in den operationellen Analysen, wie auch im ERA40, deutlich unter den tatsächlichen gemessenen Maximalgeschwindigkeiten z.B. in Arkona. Die in Abbildung 39 erkennbare zeitliche Abfolge der Luftdruckverteilung macht deutlich, wie es zu einer erhöhten Vorfüllung in der Ostsee kommen kann. Das Kerntief liegt über dem Baltikum (Abb.39b-c) und sorgt für Nordwestliche Winde über dem Kattegat / Skagerrak. Tags zuvor herrschen über der südlichen Ostsee Westwinde vor, die dafür sorgen, dass der erhöhte mittlere Wasserstand sich nicht erniedrigen kann, indem der Abfluss in die Nordsee verhindert wird (Abb. 39a). Für den Zieltermin Ende Januar 2005 wurden 900 globale Wettervorhersagen durchgeführt. Die höchsten positiven Windstauwerte werden von den meisten Membern des Super-Ensembles im Vergleich mit den operationellen Analysen drei Tage später (am 27. Januar) erreicht. Damit weichen die Vorhersagen deutlich von den Analysen ab. Eine Erklärung hierfür könnte die hohe Komplexität der Wetterlage sein, die durch das Auftauchen zahlreicher Tiefdruckgebiete in relativ kurzem Zeitraum schwierig vorherzusagen ist.

In dem Kollektiv der 900 Vorhersagen sind nur drei Member gefunden worden, die den gewählten Kriterien für das Projekt MUSTOK genügen. Eine Übersicht über die modellierten maximalen Windgeschwindigkeiten an jedem Starttermin des Super-Ensembles zeigt Abbildung 40. Bei zwei Vorhersagen mit dem Startzeitpunkt am 24.1. (Member Nr.45) und 25.1. (Member Nr. 18) treten jeweils um 12UTC die höchsten absoluten Windgeschwindigkeiten auf. Mithilfe dieser zwei Member wurden Ozeanmodellierungen vom FTZ durchgeführt. Je kürzer die Vorhersagelänge im Hinblick auf den Zieltermin ist, umso geringer wird die Variabilität der vorhergesagten Windgeschwindigkeit durch die verschiedenen Member. Das Wachsen der Variabilität gewisser atmosphärischer Variablen mit zunehmender Vorhersagelänge ist bei allen Ensemblevorhersagen zu beobachten.

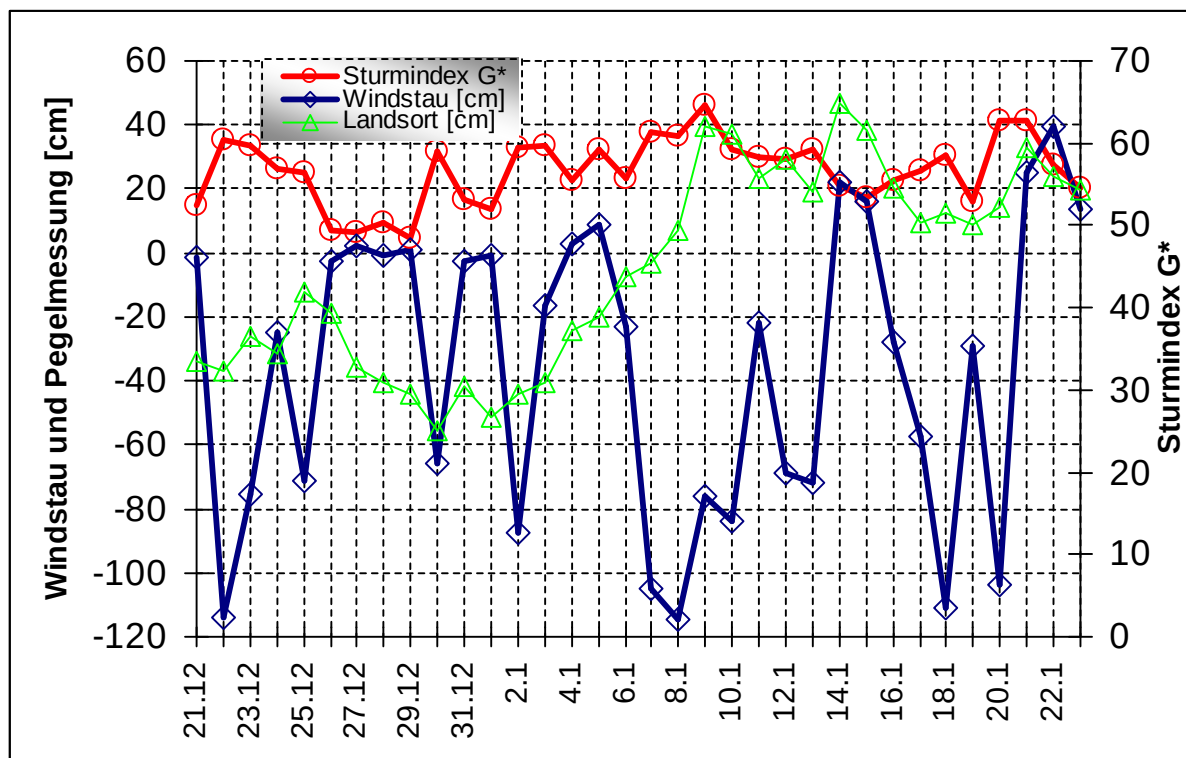
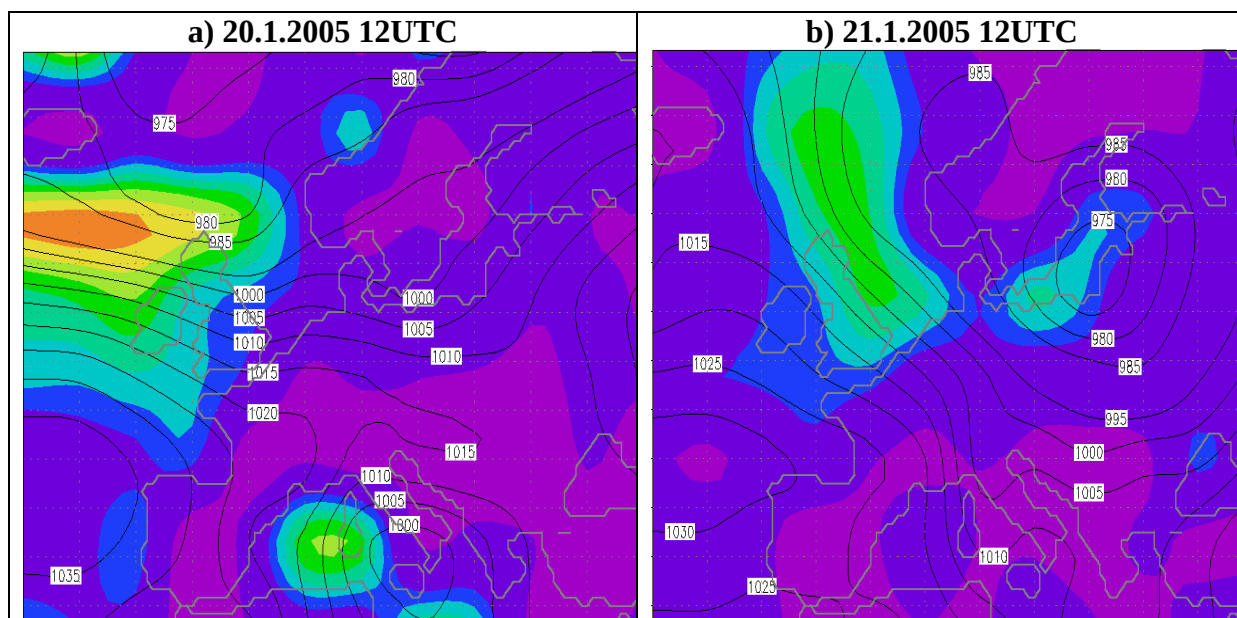


Abbildung 38: Potentieller Windstau in Wismar, gemessener Wasserstand in Landsort und Sturmindex über der westlichen / südlichen Ostsee vor dem Sturm am 26.1.2005. Die Pegelwerte in Landsort sind errechnete Tagesmaxima.



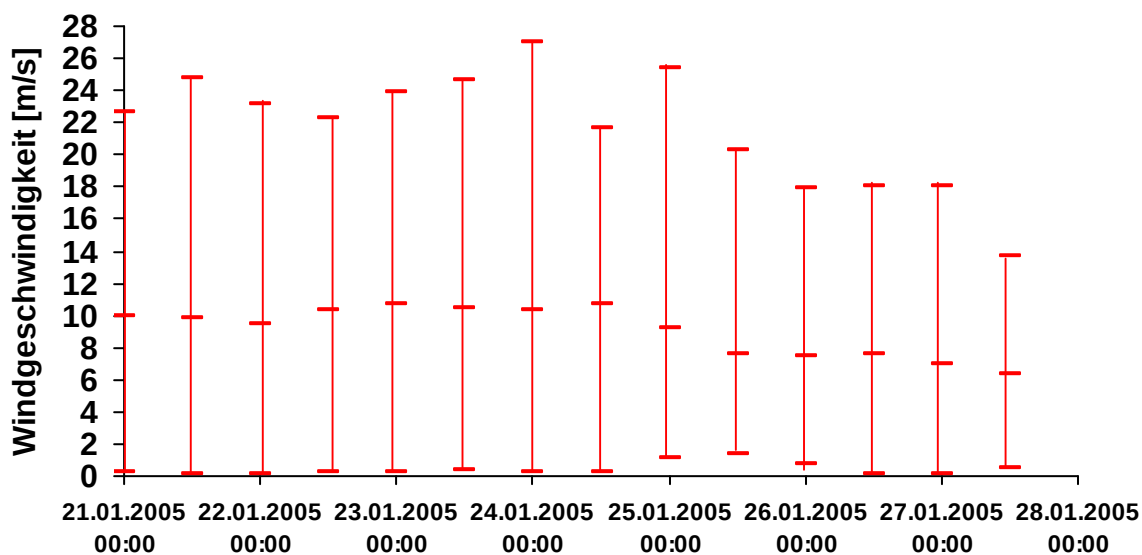
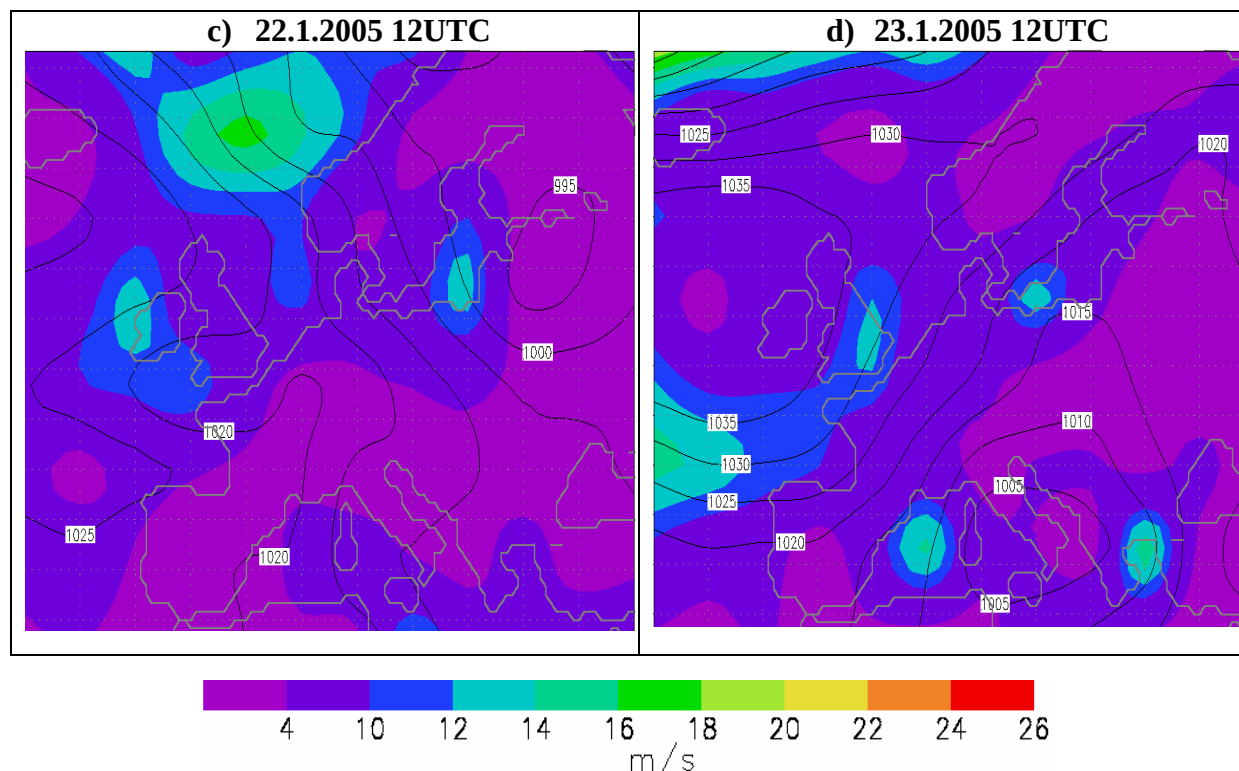


Abbildung 40: Maximale, minimale und mittlere Windgeschwindigkeit der jeweils fünfzig EPS-Member, in Abhängigkeit vom Startzeitpunkt der Vorhersagen für den Sturm im Januar 2005.

In den ausgewählten Mitgliedern Nr.45 und Nr.18 sind die Starkwindfelder bzw. die Wirklänge sehr groß (Windgeschwindigkeiten $>20\text{m/s}$). Hinzu kommt der hohe mittlere Wasserstand von rund 50cmNN zu Beginn der Simulationen. Die absoluten Windgeschwindigkeiten sind mit knapp 27m/s jedoch im Vergleich zu Mitgliedern anderer Zieltermine vergleichsweise

niedrig. Die Wirkdauer ist bei beiden Membern ungefähr sechs Stunden, wobei in Nr.45 um ca. 3m/s höhere maximale Windgeschwindigkeiten prognostiziert werden. Das Luftdruckfeld von diesem Member und von COSMO bei dem Auftreten der jeweils höchsten (ebenso dargestellten) Windgeschwindigkeiten veranschaulicht Abbildung 41a-b.

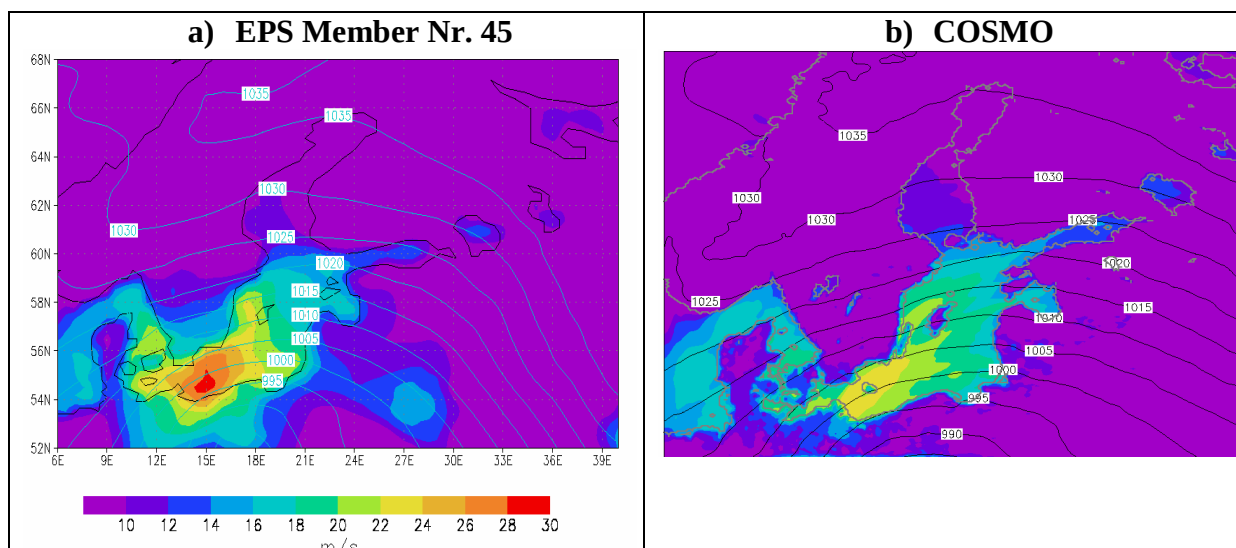


Abbildung 41a-b: Modellerter Bodenluftdruck und Windgeschwindigkeit in 10m Höhe von EPS-Member Nr.45 und COSMO. Startzeitpunkt ist jeweils der 24.1.2005 um 0UTC, die Vorhersagelänge beträgt in beiden Abbildungen 89 Stunden.

Die Unterschiede zwischen Member Nr.45 und COSMO machen ca. 6m/s über der südlichen Ostsee aus, obwohl die Luftdruckgradienten sehr ähnlich sind.

Die Differenzen in den resultierenden Windfeldern des EPS-Members Nr.45 im Vergleich zu Member Nr.18, wirken sich im Ozeanmodell nur am betrachteten Scheitelwasserstand in Greifswald aus, an dem 20cm höhere Wasserstände von dem FTZ-Modell vorhergesagt werden. Die große Wirklänge macht sich in beiden Membern vor allem an den Standorten der westlichen Ostsee bemerkbar. So werden in beiden Membern bei Travemünde mit 230cmNN um mehr als 40cm höhere Scheitelwasserstände simuliert als in Warnemünde. Die regionale Verteilung der höchsten Pegelstände ähnelt derjenigen die im Jahr 1872 aufgetreten ist, wobei die historischen Höchstmarken um deutliche 100cm verfehlt werden. Nur in Greifswald wird die Größenordnung mit 235cmNN (Nr.18) bzw. 253cmNN (Nr.45) erreicht.

7. Zusammenfassung

Um das übergeordnete Ziel des Verbundprojektes MUSTOK zu erreichen – historisch aufgetretene sehr hohe Wasserstände an der deutschen Ostseeküste statistisch besser einordnen zu können – wurden einige tausend physikalisch mögliche Vorhersagen für verschiedene, in der Vergangenheit aufgetretene Sturmtiefs, durchgeführt. Hierzu wurde das Ensemble Prediction System (EPS) des europäischen Zentrums für mittelfristige Vorhersage (EZMW) verwendet. Zunächst wurde nach geeigneten Terminen in verschiedenen Datensätzen gesucht, an denen das EPS die Vorhersagen startet.

Nach Analyse der Datensätze der britischen und amerikanischen Wetterdienste sowie des ERA40, aus dem die Anfangsbedingungen für die EPS-Experimente berechnet werden, konnten zunächst mithilfe von automatisierten Verfahren geeignete Termine identifiziert werden, an denen historisch aufgetretene Stürme mit dem EPS nachmodelliert wurden.

Für den Zeitraum zwischen 1960 und 2005 wurden mehr als 30000 globale Wettervorhersagen an 37 unterschiedlichen Terminen durchgeführt, an denen Sturmtiefs über der Ostsee aufgetreten sind. Diese Vorhersagen wurden anhand von Windgeschwindigkeit und Windrichtung bzw. potentiell Windstau nach dem Schmager-Ansatz in bestimmten Regionen über der Ostsee analysiert, um geeignete Vorhersagen bzw. Member aus den Ensemblevorhersagen zur weiteren Verwendung in dem Projekt MUSTOK herauszufiltern.

Aus den rund 30000 Vorhersagen genügen schließlich nur rund 600 Member, d.h. ca. 2%, den gewählten Kriterien. Als Kriterium zur Vorauswahl wurde eine Windgeschwindigkeit von 10 Beaufort bei entsprechenden Windrichtungen aus Nord bis Ost in der Nähe der Küstenstation bei Arkona verwendet.

Nach weiteren Analysen dieser 600 Vorhersagen wurden ca. 70 von diesen ausgewählt, die als Antrieb für die Ozeanmodelle des FTZ und des BSH dienen. Das bedeutet, dass 90% bzw. mehr als 500 Member, die sehr hohe Windgeschwindigkeiten aufweisen, nicht in den Ozeanmodellen genutzt werden konnten. Jedoch machen den größten Anteil dieser 90% lediglich Member von zwei verschiedenen Stürmen aus, so dass in den Ozeanmodellen ein hoher Prozentsatz (an den gesamten Prognosen der EPS-Simulationen) von interessanten Wetterlagen berücksichtigt wurde.

Bei der Erstellung dieses Berichtes wurden Ergebnisse von 56 bisher vom FTZ durchgeführten Modellierungen der Wasserstände berücksichtigt.

Die bisherigen Ergebnisse der vom FTZ durchgeführten Ozeanmodellierungen lassen einige Schlüsse hinsichtlich des Auftretens und der Ursachen von extremen Sturmfluten sowie deren möglicher Eintrittswahrscheinlichkeit zu.

Die mit dem Ozeanmodell des FTZ prognostizierten Wasserstände bei verschiedenen Stürmen sind – von zwei Ausnahmen abgesehen – deutlich stärker als vergleichbare gemessene Wasserstände. Das bedeutet, es hat in der Vergangenheit – aufgrund physikalisch möglicher Variationen in der Atmosphäre – eine gewisse Wahrscheinlichkeit gegeben, mit der wesentlich höhere Scheitelwasserstände hätten auftreten können. Die folgende Tabelle zeigt die Anzahl der Ozeanmodellierungen, die an ausgewählten Pegelstandorten, die Größenordnung der legendären Sturmflut aus dem Jahr 1872 erreichen (d.h. bis 50cmNN an die Rekordmarken heranreichen).

Pegelstandort	Member 1872-50cm	Member Nominell 1872
Travemünde	4	0
Kiel-Holtenau	4	0
Wismar	14	2
Warnemünde	10	1
Greifswald	14	6
Regional (alle fünf Orte)	1	0

Tabelle 5: Anzahl der Ozeanmodellierungen, die pro Pegelstandort die Größenordnung oder den nominellen Wert der höchsten Scheitelwasserstände der Sturmflut aus dem Jahr 1872 erreichen.

Nur eine Wasserstandsprognose (mithilfe eines Members für den Sturm am 17. November 1995) erreicht gleichzeitig an allen fünf betrachteten Pegelstandorten die Größenordnungen der legendären Sturmflut aus dem Jahr 1872. Bei dem Member, der das Modell des FTZ antreibt, werden Windgeschwindigkeiten von maximal 30m/s simuliert, die jedoch im Vergleich zu anderen Vorhersagen gering sind. Das Besondere an dem Member ist die große Wirklänge (fetch) des vorhergesagten Starkwindfeldes. So werden über einer Region von mehreren hundert Kilometern sehr hohe Windgeschwindigkeiten prognostiziert, die eine Wirkdauer von ungefähr sechs Stunden aufweisen. In den meisten anderen atmosphärischen Vorhersagen ist der fetch des Starkwindfeldes deutlich geringer und die Wirkdauer wesentlich kürzer.

Bei der Vorhersage des Sturms aus der zweiten Novemberwoche im Jahr 1995 werden zu Beginn der Modellierungen nur ein mittlerer Wasserstand von rund 20cm angenommen, die aus der Pegelmessung von Landsort vom FTZ abgeleitet wurden. Trotzdem werden, mit Ausnahme weniger Pegelstandorte an der westlichen Ostseeküste, extrem hohe Scheitelwasserstände erzielt. Dies zeigt, dass nicht nur eine erhöhte Vorfüllung, in Verbindung mit einem Sturmtief, zu Wasserständen führen kann, die die deutsche Ostseeküste gefährden. So reicht hierfür im Modell eine sehr große Wirklänge bei hohen Windgeschwindigkeiten mit einer Wirkdauer von ein paar Stunden aus!

In Greifswald und Wismar erreichen immerhin 25% der vom FTZ durchgeführten Ozeanmodellierungen die gemessenen Rekordmarken aus dem Jahr 1872, wobei mithilfe von drei atmosphärischen Vorhersagen aus dem EPS sogar mehr als 300cmNN modelliert werden. In der westlichen Ostsee gibt es in Kiel-Holtenau und in Travemünde immerhin vier Prognosen mit sehr hohen Scheitelwasserständen, die jedoch nicht den nominellen Wert der historischen Höchstmarke erreichen.

Aus den modellierten Wasserständen können folgende Schlüsse gezogen werden:

- Die Scheitelwasserstände reagieren im Ozeanmodell des FTZ sehr sensitiv auf den atmosphärischen Antrieb. Vorhersagen, in denen nahezu die gleichen Starkwindfelder auftreten und die sich erst ab einer Vorhersagedauer von fünf Tagen deutlicher unterscheiden, führen in dem Ozeanmodell des FTZ zu signifikanten Unterschieden in den Wasserständen an verschiedenen Pegelstandorten wie z.B. in Kiel-Holtenau und in Wismar. Dies erschwert eine genauere Prognose sehr hoher Scheitelwasserstände mithilfe von Ozeanmodellen erheblich, zumal die Wettervorhersage prinzipiell mit Unsicherheiten behaftet ist. Damit zeigt sich auch gleichzeitig die große Bedeutung von Ensemblevorhersagen des Wetters bzw. der Wasserstände!

- Die Ursachen für die verschiedenen sehr hohen modellierten Scheitelwasserstände sind vielfältig. Da ein erhöhter mittlerer Wasserstand zu Beginn der Ozeanmodellierungen häufig nur eine geringe Rolle spielt, können keine grundsätzlichen Aussagen über die Wichtigkeit der Zyklonenzugbahn über die Ostsee hinweg getroffen werden. So treten extrem hohe Wasserstände bei Trajektorien auf, die aus Nordosten, Westen, Nordwesten, Südwesten oder Süden stammen. Vielmehr scheint die Geschwindigkeit, mit der sich die Zyklonen verlagern, wichtiger zu sein, da hierdurch bestimmt wird, zu welchen Zeitpunkten die Starkwindfelder auftreten. Wie hoch schließlich die simulierten Scheitelwasserstände werden können, hängt vor allem von der maximalen Windgeschwindigkeit und der entsprechenden Wirkdauer und der Wirklänge des Starkwindfeldes ab.
- Damit Wasserstände in der Größenordnung der legendären Sturmflut aus dem Jahr 1872 in dem Ozeanmodell des FTZ auftreten können, sind Windgeschwindigkeiten mindestens 30m/s in der Nähe von Arkona notwendige Voraussetzung. Dies trifft auf Modellierungen zu, die mit einem mittleren Wasserstand bis zu 30cm zu Beginn der Vorhersagen starten. Bei noch größerer Vorfüllung treten in den Vorhersagen des EPS nur Stürme auf, die nur maximal 10 Beaufort bzw. 28m/s erreichen. Die entsprechenden prognostizierten Scheitelwasserstände führen jedoch an der mecklenburgischen Bucht zu rund 50cm geringeren Werten als die historischen Rekordmarken. Umgekehrt kann daraus abgeleitet werden, dass Windgeschwindigkeiten unter 30m/s wahrscheinlich nur in Verbindung mit einer extrem hohen Vorfüllung großflächig die Pegelwerte aus dem Jahr 1872 in dem Ozeanmodell erreichen. Diese Bedingungen treten jedoch bei keiner der berücksichtigten Simulationen auf. Die Wahrscheinlichkeit, dass die Wasserstände aus dem Jahr 1872 in dem Modell an gewissen Pegeln erreicht werden, ist sehr unterschiedlich zu bewerten. Die südliche Ostsee scheint ein wesentlich höheres Gefährdungspotential aufzuweisen, als die westliche. In der südlichen Ostsee reicht ein sehr großer Windstau aus, um theoretisch die Deiche gefährden zu können, während in der westlichen Ostsee eine sehr hohe Vorfüllung zusätzlich auftreten muss. Eine Quantifizierung der Eintrittswahrscheinlichkeit der simulierten Wasserstände auf Grundlage der modellierten Daten ist außerordentlich schwierig. Dies hängt damit zusammen, dass nur ein gewisser Anteil der Vorhersagen berücksichtigt werden konnte.

Die Ursachen dafür, dass die bisherigen vom FTZ durchgeführten modellierten Scheitelwasserstände nicht flächenhaft die Werte aus dem Jahr 1872 erreichen, liegen wahrscheinlich in der sehr seltenen zeitlichen Abfolge der damals aufgetretenen Tiefdruckgebiete und den entsprechenden ozeanographischen Voraussetzungen vor dem Eintreten der eigentlichen Sturmflut. Die Abfolge kann nicht mit den durchgeführten EPS-Simulationen sowie den Daten in den Reanalysen reproduziert werden.

Die damaligen Wetterlagen waren deswegen so selten, weil verschiedene Zyklonen zeitlich nacheinander so aufgetreten sind, dass sowohl eine sehr hohe Vorfüllung möglich war, als auch später eintretende, sehr starke Windgeschwindigkeiten bei östlichen Windrichtungen. Es ist aber auch möglich, dass die Windstaueffekte im November 1872 dominant gewesen sind und die Vorfüllung gar nicht so extrem hoch gewesen ist! Ohne genauere Untersuchungen bzw. Messungen der tatsächlichen damaligen Vorfüllung kann diese These schließlich nicht widerlegt werden. So ist die zeitliche Abfolge des Auftretens der Tiefdruckgebiete nur ein Hinweis auf eine mögliche sehr hohe Vorfüllung zu Beginn der legendären historischen Sturmflut.

8. Ausblick

Die bisherigen Ergebnisse der modellierten Wasserstände des FTZ machen die starke Abhängigkeit von der Atmosphäre deutlich. So führen schon geringfügige Änderungen in der Atmosphäre zu sehr unterschiedlichen Scheitelwasserständen in dem Ozeanmodell.

Es sollte daher in Zukunft bei der operationellen Wasserstandsvorhersage nicht nur eine mögliche (deterministische) Wettervorhersage als Antrieb für ein Ozeanmodell verwendet werden, sondern eine Vielzahl hiervon. Diese können durch Ensemblesysteme wie das EPS des EZMW bereitgestellt werden. Allerdings sind dessen Vorhersagen – auch wenn es wahrscheinlich das zur Zeit am weitesten entwickelte Wettervorhersagemodell weltweit ist – räumlich noch zu grob aufgelöst, als dass eine realistische Vorhersage der Wasserstände, besonders in der westlichen Ostsee, durchgeführt werden könnte.

9. Literatur

Ansell, T. J., P. D. Jones, R. J. Allan, D. Lister, D. E. Parker, M. Brunet, A. Moberg, J. Jacobeit, P. Brohan, N. A. Rayner, E. Aguilar, H. Alexandersson, M. Barriendos, T. Brandsma, N. J. Cox, P. M. Della-Marta, A. Drebs, D. Founda, F. Gerstengarbe, K. Hickey, T. Jónsson, J. Luterbacher, Ø. Nordl, H. Oesterle, M. Petrakis, A. Philipp, M. J. Rodwell, O. Saladie, J. Sigro, V. Slonosky, L. Srnec, V. Swail, A. M. García-Suárez, H. Tuomenvirta, X. Wang, H. Wanner, P. Werner, D. Wheeler & E. Xoplaki (2006): Daily Mean Sea Level Pressure Reconstructions for the European–North Atlantic Region for the Period 1850–2003. In: *Journal of Climate* Vol.19 (12), 2717 - 2742.

British Atmospheric Data Center (2005): Northern Hemisphere Mean Sea Level Pressure Data (1873-2005). UK MetOffice, Oxfordshire. In: <http://badc.nerc.ac.uk> (September 2007).

Buizza, R., Miller, M., & T. N. Palmer (1999): Stochastic representation of model uncertainties in the ECMWF Ensemble Prediction System. In: *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 125, 2887-2908.

Buizza, R. & A. Hollingsworth (2002): Storm prediction over Europe using the ECMWF ensemble prediction system. In: *Meteorological Applications* 9, 289-305.

Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (Hrsg.): Nordseezustand 2003. In: Bericht des BSH-Nr.38, Hamburg, 2003.

Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (Hrsg.): Sturmfluten in der südlichen Ostsee (westlicher und mittlerer Teil). In: Bericht des BSH-Nr.39, Hamburg, 2005.

Doms, G., Förstner, J., Heise, E., Herzog, H-J., Raschendorfer, M., Schrodin, R., Reinhardt, T. & G.Vogel (2006): The nonhydrostatic limited-area model LM (Lokal-Modell) of DWD. Part II: Physical Parameterizations. Deutscher Wetterdienst, Offenbach, 146S.

Doms, G., Schättler, U. & C.Schraff (2006): The nonhydrostatic limited-area model LM (Lokal-Modell) of DWD. Part VII: User's guide. Deutscher Wetterdienst, Offenbach, 132S.

Doms, G., U. Schättler & J. P. Schulz (2003): Kurze Beschreibung des Lokal-Modells LM und seiner Datenbanken auf dem Datenserver (DAS) des DWD. Deutscher Wetterdienst, Offenbach, 60S.

Europäisches Zentrum für mittelfristige Vorhersage: In: <http://www.ecmwf.int>.

Europäisches Zentrum für mittelfristige Vorhersage (2005): Newsletter 105. Reading, UK, 36S. In: <http://www.ecmwf.int/publications/newsletters/pdf/105.pdf> (September 2007).

Europäisches Zentrum für mittelfristige Vorhersage (2006): Newsletter 108. Reading, UK, 29S. In: <http://www.ecmwf.int/publications/newsletters/pdf/108.pdf> (September 2007).

Europäisches Zentrum für mittelfristige Vorhersage (2006): Newsletter 109. Reading, UK, 40S. In: <http://www.ecmwf.int/publications/newsletters/pdf/109.pdf> (September 2007).

Europäisches Zentrum für mittelfristige Vorhersage (2007): ECMWF-Annual Report 2006: In: http://www.ecmwf.int/publications/annual_report/2006/pdf/ecmwf_annual_report_2006.pdf (September 2007).

Froude, L.S.R., L. Bengtsson & K. Hodges (2006): The predictability of extratropical storm tracks and the sensitivity of their prediction to the observing system. *Mon. Wea. Rev.* (in press).

Froude, L.S.R. (2006): The Prediction of extratropical Storm Tracks by the ECMWF and NCEP Ensemble Prediction Systems. Dissertation an der Universität Reading. Reading, UK, 61S.

Jenkinson, A. & F.Collinson (1977): An initial climatology of gales over the North Sea. In: *Synoptic Climatology Branch Memorandum Nr.62*, Reading, UK Met Office.

Jensen, J. & A. Töppe (1990): Untersuchungen über Sturmfluten an der Ostsee unter spezieller Berücksichtigung des Pegels Travemünde. In: *Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen DGM*, 34. Jahrgang, Heft 1/2.

Jensen, J., Mudersbach, C. & C. Koziar (2004): Simulation von extremen Sturmflutwetterlagen in der Nordsee und deren statistische Analyse. Tagungsband Workshop. In: *Klimaänderung und Küstenschutz*, 159 - 170.

Jensen, J., Mudersbach, C., Müller-Navarra, S., Bork, I., Koziar, C. & V. Renner (2006): Modellgestützte Untersuchungen zu Sturmfluten mit sehr geringen Eintrittswahrscheinlichkeiten an der Deutschen Nordseeküste. In: *Die Küste* 71, KFKI (Hrsg.).

Jung, T., Klink, E., S. Uppala: Reanalysis and reforecast of three major European storms of the twentieth century using the ECMWF forecasting system. Part I: Analyses and deterministic forecasts. In: *Meteorological Applications* 11, 343 - 361.

Jung, T., Klink, E., S. Uppala: Reanalysis and reforecast of three major European storms of the twentieth century using the ECMWF forecasting system. Part II: Ensemble forecasts. In: *Meteorological Applications* 12, 111-122.

Kallberg, P., Berrisford, P., Hoskins, B., Simmons, A., Uppala, S., Lamy-Thépaut, S., & R.Hine (Hrsg.): ERA-40 Atlas. ECMWF-Re-Analysis Project Report Series 2005, Reading, UK.

Kohlmetz, E. (1967): Zur Entstehung, Verteilung und Auswirkung von Sturmfluten an der deutschen Ostseeküste. In: *Petermanns Geographische Mitteilungen* 2, 89 - 96.

Koziar, C. & V. Renner (2004): Abschlussbericht Verbundvorhaben MUSE Nordsee. Deutscher Wetterdienst, Offenbach.

Kraus, H. (2000): *Die Atmosphäre der Erde. Eine Einführung in die Meteorologie*. Vieweg, Bonn. 470 S.

Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen (Hrsg.): Die Küste Nr. 66. Die Wasserstände an der Ostseeküste. Hamburg, 2003.

Mark, P. , Peter J. Vickery and Timothy A. Reinhold (2003): Reduced drag coefficient for high wind speeds in tropical cyclones. In: Nature 422, 279 - 283.

Meier, H., J. Andréasson, B. Broman, L. Graham, E. Kjellström, G. Persson & M. Viehhauser (2006): Climate change scenario simulations of wind, sea level, and river discharge in the Baltic Sea and Lake Mälaren region – a dynamical downscaling approach from global to local scales. In: SMHI Reports Meteorology and Climatology No.109. SMHI, Sweden, 52S.

Molteni, F., R.Buizza, T.N. Palmer & T. Petroliagis (1996): The ECMWF ensemble prediction system: Methodology and validation. In: Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 122, 73 - 119.

Palmer T. N., 2002: The economic value of ensemble forecasts as a tool for risk assessment: From days to decades. In: Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 128, 747 - 774.

Schmager, G. (1984): Ein Beitrag zur Dynamik der aperiodischen Wasserstandsschwankungen und ihrer Vorhersage im Übergangsgebiet zwischen Nordsee und Ostsee. Dissertation an der Universität HU Berlin, 176S.

Smits, A. (2001): Estimation of extreme return levels of wind speed. An analysis of storm maxima. In: <http://www.knmi.nl/samenw/hydra/documents/storms/storms.pdf> (September 2007).

Schmitz, R. (2005): Einfluss der Landoberfläche auf die Atmosphäre unter besonderer Berücksichtigung der Bodenfeuchte. Dissertation am Meteorologischen Institut Bonn. In: http://hss.ulb.uni-bonn.de/diss_online/math_nat_fak/2006/schmitz_ralf/schmitz.htm

Schmitz, R. (2007): Modelling of extreme storm surge weather situations in the German Baltic Sea with the Ensemble Prediction System of ECMWF. In: NATO Science for Peace, Flood Risk Analysis for the Gulf of Finland and Saint Petersburg. International Workshop in St.Petersburg, Mai 2007.

KFKI-VERBUNDPROJEKT
Modellgestützte Untersuchungen zu extremen
Sturmflutereignissen an der Deutschen Ostseeküste (MUSTOK)

TEILVORHABEN
Modellgestützte Untersuchungen zu Sturmfluten mit sehr geringen
Eintrittswahrscheinlichkeiten an der Deutschen Ostseeküste (MUSE Ostsee)



ERGÄNZUNG ZUM

ABSCHLUSSBERICHT 1.1

**Die unterschiedlichen Windsimulationsergebnisse von EZMW-EPS
und COSMO-EU**

Autorin	Gudrun Rosenhagen
Institut	Deutscher Wetterdienst (DWD), Hamburg
Bearbeitungszeitraum	01.07.2005 – 31.12.2008
Fördernummer	BMBF 03KIS052 / KFKI 84
Datum	06.02.2009
Version	1.0

Zitierhinweis: Rosenhagen, G. (2009): Die unterschiedlichen Windsimulationsergebnisse von EZMW-EPS und COSMO-EU, Ergänzung zum Abschlussbericht 1.1 zum KFKI-Verbundprojekt *Modellgestützte Untersuchungen zu extremen Sturmflutereignissen an der Deutschen Ostseeküste (MUSTOK)*, Hamburg

Das Verbundprojekt wurde gefördert von:



Die unterschiedlichen Windsimulationsergebnisse von EZMW-EPS und COSMO-EU im KFKI-Projekt MUSTOK

Gudrun Rosenhagen, Deutscher Wetterdienst, Hamburg

1. Einleitung

Das Verfahren zur Bestimmung möglicher Spitzenwindgeschwindigkeiten im Projekt MUSTOK stützt sich auf die Ergebnisse von zwei meteorologischen Modellen:

- Das EPS-System (Ensemble-Prediction-System) des ECMW, das auf dem deterministischen **IFS-Modell** beruht,
- und das **COSMO-EU-Modell** des DWD, das in MUSTOK als COSMO-B auf den Ostseebereich beschränkt wurde.

Wie von Schmitz (2007) im Abschlussbericht in Kapitel 3 ausführlich beschrieben, wurden die Randwerte als Antrieb für das COSMO-Rechenläufe vom IFS-Modell übernommen. Das Vorgehensschema ist in Abb. 1 nochmals dargestellt.

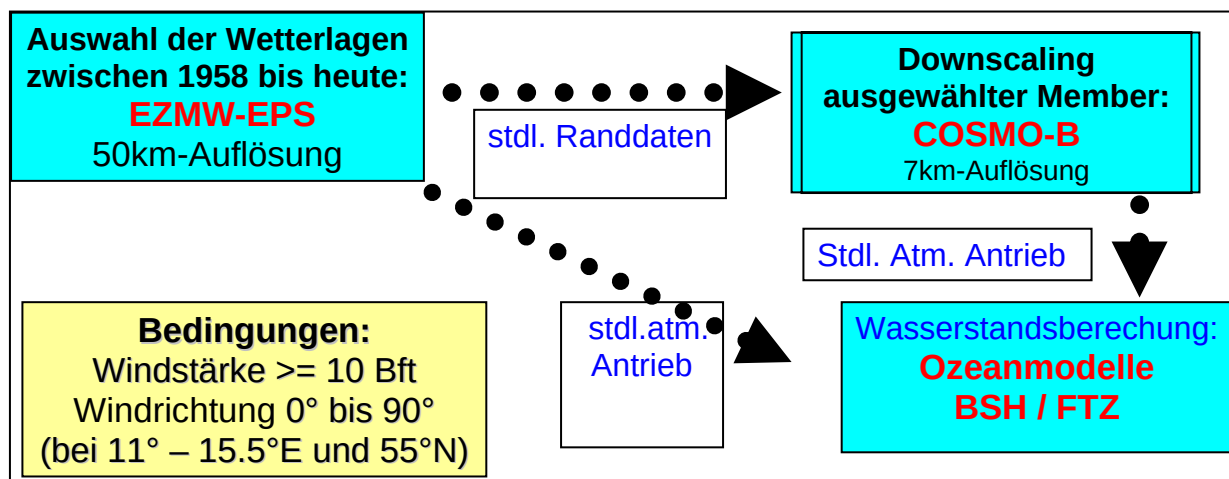


Abb. 1: Methode zur „Erzeugung“ extremer Wasserstände an der Ostseeküste (nach R. Schmitz, 2007)

Beim Vergleich der berechneten extremen Wasserstandswerte ergaben sich unerwartete Unterschiede.

2. Ergebnisse der Wasserstands- und Windmodellierung

Es fiel auf, dass bei den im Projekt durchgeführten Modellexperimenten die Wasserstandsberechnungen mit dem atmosphärischen Antrieb vom EZMW-EPS höher ausfielen als die mit dem des COSMO-B Antrieb (siehe Abb.2). Dieser Effekt war systematisch über fast alle Experimente hinweg zu beobachten. Entsprechend lieferte das IFS für die ausgewählten Extremsituationen fast durchweg höhere Spitzengeschwindigkeiten (s. Abb. 3). Das Ergebnis ist überraschend: Im Allgemeinen sollte nämlich das räumlich höher aufgelöste Modell gerade infolge der pro Gitterpunktswert kleiner zu repräsentierenden Fläche die höheren Windwerte liefern, da es kleinskalige Strukturen im Starkwindfeld besser abbilden kann. Somit wären die höchsten Gitterpunktswerte im COSMO-Modell zu erwarten. Auch im Mittel über das relativ kleine Untersuchungsgebiet in der südlichen Ostsee sollten Spitzenwerte eher beim COSMO-Modell auftreten, das

vermutlich prägnante kleinräumige Entwicklungen besser simulieren kann.

Bei einigen Vorhersagen unterscheidet sich außerdem die Zuggeschwindigkeit in den beiden Modellen deutlich, obwohl das höher aufgelöste Modell stündlich von dem Globalmodell angetrieben wird. So treten teilweise auch Unterschiede in dem zeitlichen Auftreten der Starkwindfelder sowie in der Windrichtung auf.

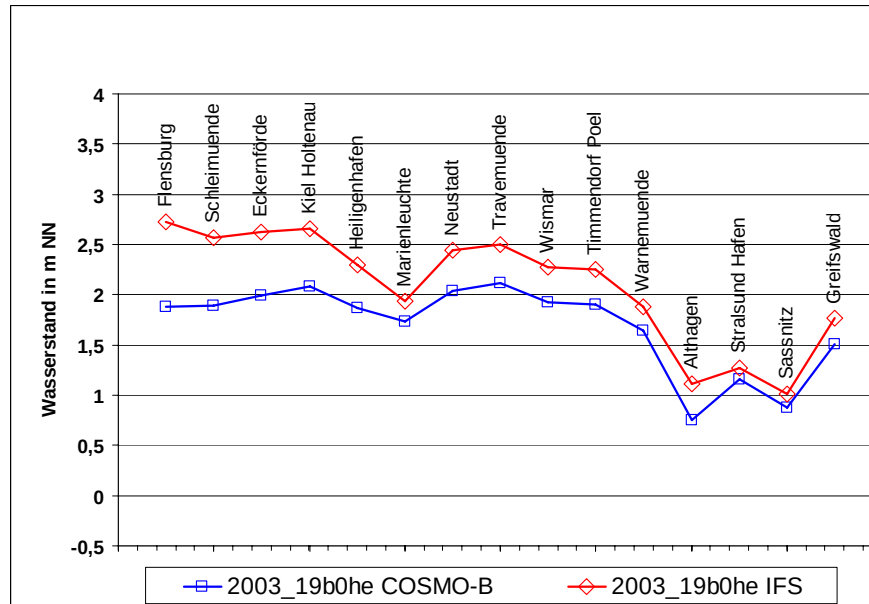


Abb. 2: Beispielhaftes Wasserstandssimulationsergebnis (nach I. Bork, 2008, pers. Mitteilung)

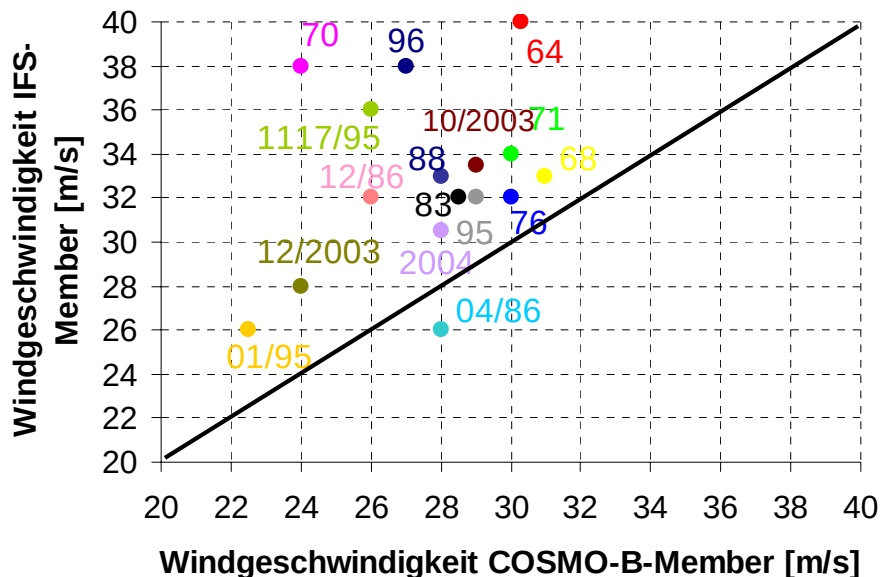


Abb. 3: Vergleich der Spitzenwindgeschwindigkeit von IFS und COSMO-B für Extremsituationen (nach R. Schmitz, 2007)

3. Verifikation der Modellergebnisse mit Messwerten

Idealerweise könnten direkte Verifikationen der beiden Modelle für Fälle mit höheren Windgeschwindigkeiten die Frage, welches Modell die tatsächlichen Windfelder besser beschreibt, beantworten. Derartige Vergleiche existieren für die beiden Modelle mit sehr unterschiedlicher horizontaler Auflösung jedoch nicht.

Separate Verifikationen der beiden Modelle mit Beobachtungswerten ergeben jeweils gute Übereinstimmung mit den Messwerten.

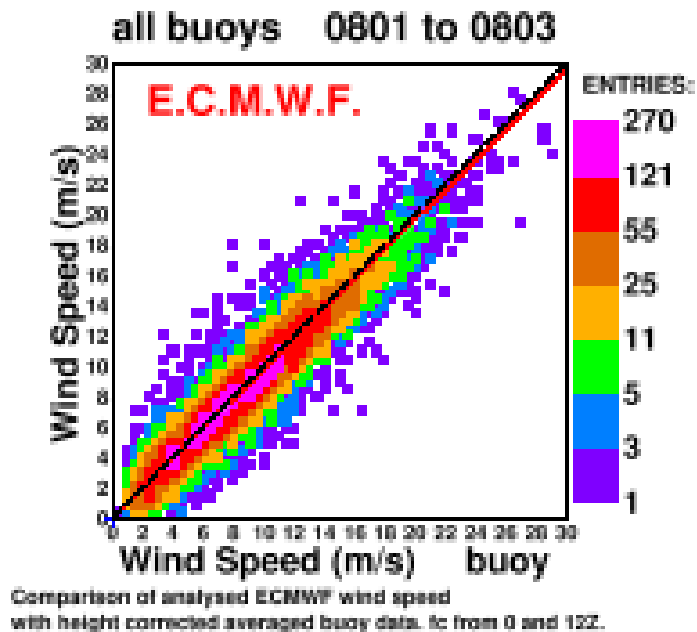


Abb. 4: Vergleich der mit dem IFS-Modell des ECMWF berechneten Windgeschwindigkeiten mit Bojenmesswerten für den Zeitraum Januar bis März 2008 (Bidlot, 2008)

Abbildung 4 zeigt beispielhaft einen Vergleich der mit dem IFS-Modell des ECMWF berechneten Windgeschwindigkeiten mit Bojenmesswerten vom Dezember 2006. Im Mittel herrscht sehr gute Übereinstimmung: Die Ausgleichsgerade des Streudiagramms und die Winkelhalbierende unterscheiden sich nur geringfügig.

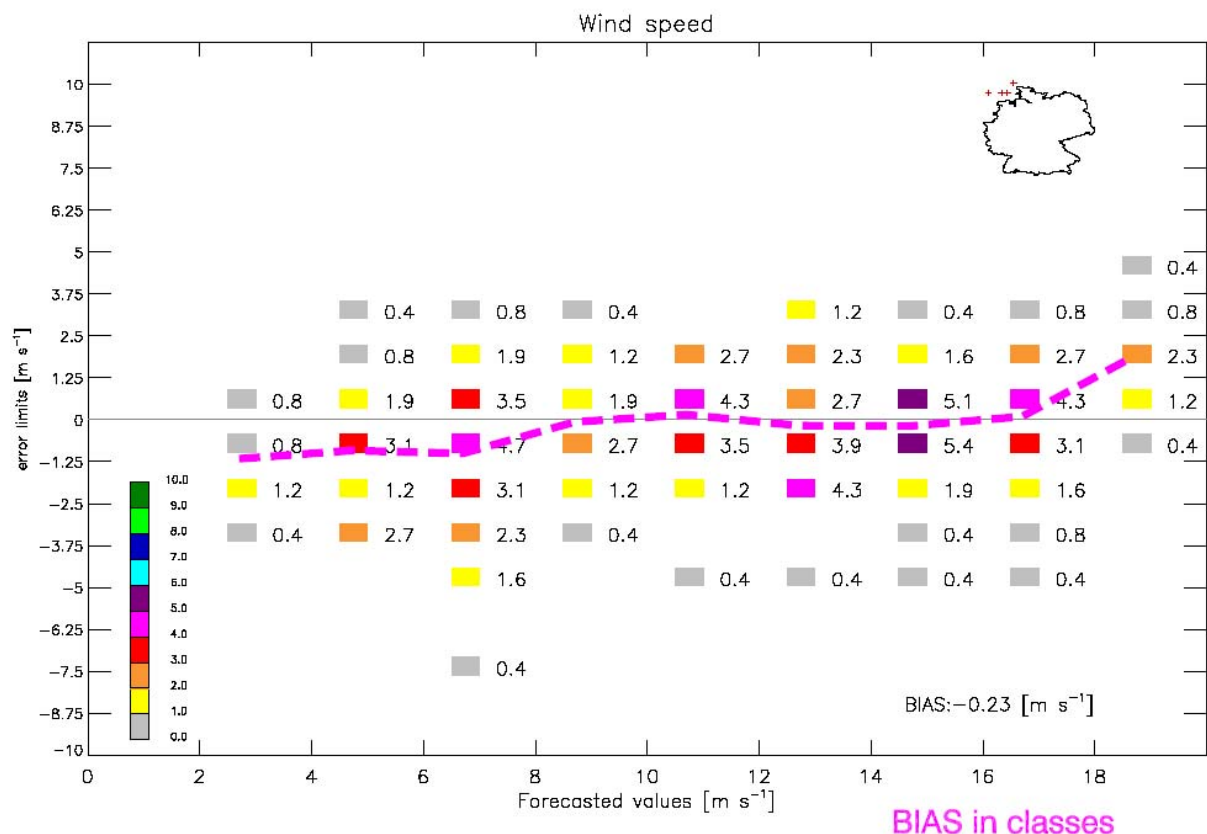
Tabelle 1 zeigt die Ergebnisse einer Verifikation des COSMO-EU-Modells für den Zeitraum Sommer 2007 bis Frühjahr 2008 für die Deutsche Bucht, die beim Deutschen Wetterdienst durchgeführt wurde. Der mittlere Modellfehler ist in Abhängigkeit von der Jahreszeit und der Vorhersagedauer (VV in Stunden) dargestellt. Mit Ausnahme des Winters und Vorhersagezeiträume von 6 Stunden wurde der Wind im Mittel leicht unterschätzt.

	VV=01	VV=06	VV=12	VV=18
Sommer 2007	-0.38	-0.31	-0.32	-0.15
Herbst 2007	-0.30	-0.29	-0.18	-0.25
Winter 2007/2008	-0.33	0.13	-0.21	-0.43
Frühjahr 2008	-0.20	-0.25	-0.06	-0.34

Tabelle 1: Mittlere Fehler der Windvorhersagen des COSMO-EU über der Nordsee: BIAS der Windgeschwindigkeit (in m/s) für verschiedene Jahreszeiten und Vorhersagezeiträume (Damrath, 2008)

Wie Abbildung 5 erkennen lässt, sind die Fehler jedoch auch von der Höhe der Windgeschwindigkeit abhängig. Mit wachsender Windgeschwindigkeit zeigt sich eine Verschiebung zu positiven Abweichungen: d.h. der Wind wird vom Modell eher leicht überschätzt. Diese Feststellung sollte jedoch von dem Hintergrund der geringen Häufigkeit hoher Windgeschwindigkeiten gesehen werden. Für eine allgemein gültige Aussage reicht die Betrachtung von nur drei Monaten sicher nicht aus.

Dieselben Effekte waren bereits im KFKI-Projekt MUSE aufgefallen. Es wurden zwei mögliche Ursachen ausgemacht (siehe: Handout zur KFKI-Projektgruppensitzung „MUSE“ vom 17.12.2004)



Frequency distribution of forecast errors COSMO-EU FCT: 24 hours December 2007 till February 2008 start: 00 UTC

Abb. 5: Häufigkeitsverteilung des Bias der Windgeschwindigkeit für die Deutsche Bucht im Winter 2007/2008 in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit für einen Vorhersagezeitraum von 24 Stunden.

Schmitz (2007) zeigt in seinem Projekt-Abschlussbericht einen Vergleich der mit COSMO im operationellen Betrieb simulierten und der beobachteten Windgeschwindigkeiten in Arkona in Abhängigkeit von der Vorhersagedauer. Dabei liegen die Messwerte durchweg um bis zu gut 1 m/s oberhalb der Modellwerte, die als Mittelwerte von vier Gitterpunkten (ein Land- und drei Seegitterpunkte) bestimmt wurden. Die lokalen Verhältnisse der Wetterstation Arkona verursachen jedoch an sich eine leichte Überschätzung der Windgeschwindigkeit, weshalb die Differenzen wenig aussagekräftig sind.

4. Modellunterschiede

Bereits im KFKI-Projekt MUSE war das Phänomen der Diskrepanzen der Modellergebnisse bei hohen Windgeschwindigkeiten aufgefallen. Als Ursache wurde die unterschiedlich aufgelöste Orographie vermutet. Letztere spielt im Fall der südwestlichen Ostsee keine

entscheidende Rolle.

Ein gravierender Unterschied besteht in der Parametrisierung der atmosphärischen Grenzschicht über See. Über Landflächen werden entsprechende Abweichungen der Modelle nicht beobachtet. Mit der Höhe nehmen die Diskrepanzen auch über See ab. (Schmitz zeigt im Projekt-Abschlussbericht, dass ab ca. 350 m Höhe kaum noch Unterschiede festzustellen sind (Abb. 24, S. 54).) Auch die Luftdruckgradienten über der Ostsee der zwei Modelle sind unauffällig. Da die Wasserstandsmodelle mit dem Wind in 10 m Höhe angetrieben werden, liegt es somit nahe, dass die Unterschiede in der Parametrisierung der Grenzschicht auf See die Differenzen verursachen.

Die verwendeten Ansätze für die Rauigkeitslängen der Seeoberfläche sind jedoch sehr komplex. Im IFS-Modell besteht eine Kopplung zwischen Atmosphäre und Ozean, so dass eine Rückwirkung des modellierten Seegangs auf die Atmosphäre stattfindet, siehe (IFS 2006, Kapitel VII.7). Bei hohen Windgeschwindigkeiten steigt die Rauigkeit bei wachsender Windgeschwindigkeit hier nicht mehr an. In den COSMO-Modellen wird die Oberflächenrauigkeit über Wasser zeitlich variabel nach der Charnock-Formel berechnet, siehe (COSMO 2008, Part II). Diese Beziehung beschreibt den Einfluss der Wellen auf die Rauigkeit in Abhängigkeit von der bodennahen Windgeschwindigkeit und der Stabilität der Schichtung. Die Rauigkeit der See steigt dabei mit wachsender Windgeschwindigkeit an, so dass für hohe Windgeschwindigkeiten die Rauigkeit über See in den COSMO-Modellen größer ist als im IFS-Modell. Eine größere Oberflächenrauigkeit wirkt sich jedoch bremsend auf den Wind aus und führt so zu einer Reduktion der Windgeschwindigkeit. Direkte Vergleiche der IFS-Rauigkeiten mit solchen nach Charnock sind nicht bekannt, so dass eine quantitative Abschätzung nicht möglich ist.

Beim Vergleich der Modellergebnisse muss berücksichtigt werden, dass das COSMO-Modell nur am Rand mit Werten des IFS-Modells angetrieben wird. Das COSMO-Modell hat selbst eine eigene Dynamik, die sich von der des IFS unterscheidet, wodurch sich die Unterschiede im zeitlichen Auftreten der Starkwindfelder sowie in der Windrichtung erklären lassen. Als Downscaling-Modell ist es deshalb nur bedingt geeignet.

5. Schlussbemerkung

Sowohl das IFS-Modell als auch das COSMO-EU-Modell sind operationelle numerische Wettervorhersagemodelle, die in der täglichen Routine benutzt werden und international anerkannt sind.

Die Diskrepanzen bei den Spitzenwindgeschwindigkeiten scheinen vorwiegend durch die unterschiedliche Parametrisierung der bodennahen Grenzschicht über See verursacht zu werden. Diese wird im gekoppelten Ozean-Atmosphärenmodell IFS realistischer behandelt. Eine quantitative Beurteilung erfordert aufwändige zusätzliche Untersuchungen, die in diesem Rahmen nicht geleistet werden können. Zum reinen Downscaling der Globalmodellerngebnisse sind die COSMO-Modelle wegen ihrer eigenen Dynamik nur sehr bedingt geeignet. Bei der Interpretation der EPS-Ergebnisse sollten sie eher wie ein zusätzliches EPS-Member betrachtet werden.

Literatur:

Bidlot, J.-R., 2008: Intercomparison of operational wave forecasting systems against buoys: data from ECMWF, MetOffice, FNMOC, DWD, BoM, and SHOM - January 2008 to March 2008, <http://www.jcomm-services.org/Buoy-Verification-Results-examples.html>

COSMO, 2008: <http://www.cosmo-model.org/content/model/documentation/core/default.htm>

IFS, 2006: <http://www.ecmwf.int/research/ifsdocs/CY31r1/index.html>

Schmitz, Ralf, 2007: Vorhersage von historisch aufgetretenen Stürmen über der Ostsee mithilfe des Ensemble Prediction System und COSMO, Abschlussbericht KFKI-Projekt MUSTOK.