

Dissertation

Klimatologie der Ostseewasserstände: Eine Rekonstruktion von 1948 bis 2011

zur Erlangung des Doktorgrades
an der Fakultät für Mathematik, Informatik und Naturwissenschaften
im Fachbereich Geowissenschaften
der Universität Hamburg.

vorgelegt von

Hendrik Weidemann

Hamburg, 2014

Datum der Disputation: Hamburg, den 6. Juni 2014

Folgende Gutachter haben die Annahme der Dissertation empfohlen:

Gutachter: 1. Prof. Dr. Hans von Storch

2. Dr. Ralf Weisse

Klimatologie der Ostseewasserstände: Eine Rekonstruktion von 1948 bis 2011

Hendrik Weidemann (131 Seiten mit 79 Abbildungen und 14 Tabellen)

Kurzfassung

Sturmhochwasser, deren Intensität, Dauer und Häufigkeit an der deutschen Ostseeküste werden üblicherweise durch die Analysen der Pegelmessungen über mehr oder weniger lange Zeitreihen bestimmt. Detaillierte und vor allem flächenhafte Analysen der Ostseewasserstände über einen langen, kontinuierlichen Zeitraum fehlen weitestgehend. Im Rahmen dieser Arbeit wird die Klimatologie der Ostseewasserstände mit Hilfe stündlicher, rekonstruierter Wasserstandsdaten der Ostsee von Januar 1948 bis Oktober 2012 ausgewertet. Diese Daten wurden mit dem hochaufgelösten numerischen Wasserstandsmodell TRIM-NP erstellt, welches von reanalysierten atmosphärischen Feldern des regionalen Klimamodells COSMO-CLM angetrieben wurde. Innerhalb dieser Arbeit wird untersucht, in welchem Umfang beobachtete Bedingungen durch die Rekonstruktion, auch Hindcast genannt, reproduziert werden können. Des Weiteren werden systematische Analysen der langfristigen Variabilität der Ostseewasserstände sowie Untersuchungen der Sturmhochwasser in der südwestlichen Ostsee für die vergangenen 65 Jahre durchgeführt. Das Sturmhochwasserklima der vergangenen Jahre zeigt starke jährliche und dekadische Schwankungen, aber ein langfristiger Trend innerhalb des untersuchten Zeitraums konnte nicht gefunden werden. Bei einigen Sturmhochwassern konnten ein Anteil der ozeanographischen Faktoren, Vorfüllung und Eigenschwingungen am Scheitelwasserstand bestimmt werden. An der schleswig-holsteinischen und mecklenburg-vorpommerischen Küste zeigen mehr als 50 Prozent der untersuchten Sturmhochwasser eine vorangegangene Vorfüllung, jedoch keine Unterschiede in deren mittlerer Intensität und Dauer im Vergleich zu den Sturmhochwassern ohne Vorfüllung. Jedoch wurden vergleichbare Sturmhochwasserstände bereits bei geringer Windwirkung erreicht. Ebenfalls konnten Eigenschwingungen in den rekonstruierten Wasserstandsdaten der deutschen Ostseeküste bestimmt werden. So zeigten z.B. in Wismar etwa ein Drittel der Sturmhochwasser zum Scheitelwasserstand einen schwingungsbedingten Anteil von mehr als zehn cm.

Abstract

Storm surge activity in the Baltic Sea is usually analyzed from tide-gauge data covering more or less extended periods. More comprehensive spatial or systematic analyses are mostly lacking. A high-resolution numerical tide-surge model is used which is driven by high-resolution reanalyzed atmospheric fields to reconstruct Baltic Sea sea levels from 1948 to 2012 on an hourly basis. This study showed that the model reasonably reproduces observed water levels and provides a systematic analysis of the storm surge climate during the past 65 years in the western Baltic Sea. The Storm surge climate showed pronounced inter-annual and decadal fluctuations but substantial long-term trends over the considered period could not be detected. Prefilling and seiches contributed substantially to some of the observed peak water levels in the past. For the German coast, it is demonstrated that storm surges with and without contributions from prefilling occurred at about equal shares. When prefilling was present, lower wind speeds were generally needed to sustain comparable peak water levels. Seiches also contributed to some of the observed surges usually with a preferred phase shift. In about one third of the cases contributions from seiches at peak water level were found to exceed about 10cm.

Inhaltsverzeichnis

Kurzfassung und Abstract	III
Abbildungsverzeichnis	VI
Tabellenverzeichnis	XII
1. Einführung	13
2. Allgemeiner Hintergrund	15
2.1 Klima der Ostseeregion	15
2.2 Beschreibung der Ostsee und deren Wasserhaushalt	17
2.3 Variabilität der Ostseewasserstände	19
2.3.1 Füllungsgrad	20
2.3.2 Eigenschwingungen.....	21
2.3.3 Windstau	23
2.3.4 Sturmhochwasser an der deutschen Ostseeküste.....	24
3. Modelle TRIM-NP und COSMO-CLM	26
4. Validierung	29
4.1 Datengrundlage der Validierung	29
4.2 Ergebnisse der Validierung	31
4.2.1 Validierung der rekonstruierten Windverhältnisse.....	31
4.2.2 Validierung der rekonstruierten Wasserstände.....	35
4.2.3 Vergleich von Extremereignissen.....	39
4.3 Vergleich mit den Ergebnissen einer baroklinen Rekonstruktion.....	45
5. Klimatologie und Veränderungen der Ostseewasserstände	51
5.1 Klimatologie der Ostseewasserstände	51
5.1.1 Räumliche Muster und saisonale Unterschiede der Ostseewasserstände.....	51
5.1.2 Jahresgang der Hoch- und Niedrigwasserereignisse an der deutschen Ostseeküste	57
5.2 Veränderungen der Wasserstände innerhalb der 64 Jahre von 1948 bis 2011	57
5.2.1 Veränderungen der jährlichen Mittel-, Niedrig- und Hochwasserstände	58
5.2.2 Zusammenhang zwischen dekadischen Wasserstandsschwankungen und großräumiger atmosphärischer Zirkulation	63
6. Sturmhochwasser an der deutschen Ostseeküste	68
6.1 Langfristige Veränderungen der hohen Wasserstände an der deutschen Ostseeküste.....	69
6.2 Rekonstruierte Sturmhochwasser an der deutschen Ostseeküste	72
6.2.1 Ablauf schwerer Sturmhochwasser am Beispiel der Sturmhochwasser im Januar 1987 und im November 1995.....	74
6.2.2 Meteorologische Bedingungen zum Zeitpunkt der Scheitelwasserstände.....	79
7. Vorfällung und Sturmhochwasser an der deutschen Ostseeküste	85
7.1 Ermittlung der Vorfällungen innerhalb der rekonstruierten Ostseewasserstände.....	86
7.2 Anzahl der Sturmhochwasser an der deutschen Ostseeküste mit und ohne Vorfällung	88
7.3 Unterschiede im Ablauf der Sturmhochwasser mit und ohne Vorfällung	90

8. Eigenschwingungen und Sturmhochwasser an der deutschen Ostseeküste	96
8.1 Ermittlung der Eigenschwingungen innerhalb der rekonstruierten Ostseewasserstände	97
8.2 Durch Eigenschwingungen bedingte Wasserstandsveränderungen und deren typischer Ablauf	100
8.2.1 Die Bedeutung der ersten Eigenschwingung für die Genese und Höhe der Ostseesturmhochwasser	106
8.2.2 Veränderungen der ersten Eigenschwingung innerhalb der vergangenen 64 Jahre von 1948-2011	113
9. Zusammenfassung, Diskussion der Ergebnisse und Fazit.....	116
Literaturverzeichnis	123

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 2.1.	Untersuchungsgebiet Ostsee.....	18
Abbildung 2.2.	Jährliche Wasserhaushaltszahlen für die Ostsee (nach LEPPÄRANTA und MYRBERG, 2009).....	18
Abbildung 2.3.	Mittlere Windstauwerte in cm für Warnemünde in Abhängigkeit von den lokalen Windverhältnissen im Untersuchungszeitraum 1984 bis 1998 (MEINKE, 1999).....	23
Abbildung 2.4.	Wahrscheinlichkeit der Zugbahn von sturmhochwasserauslösenden Zyklonen am Pegel Warnemünde im Zeitraum 1953-1997 (vereinfacht von SCHMITZ (2007) nach MEINKE (1999)).....	25
Abbildung 3.1.	Modellgebiet des hydrodynamischen Modells TRIM-NP für die Rekonstruktion der Ostseewasserstände. Dargestellt ist die Bathymetrie in m für die vier Modellgitter mit einer horizontalen Auflösung von 12,8km (Gitter 1), 6,4km (Gitter 2), 3,2km (Gitter 3) und 1,6km (Gitter 4).	28
Abbildung 4.1.	Quantil-Quantil-Plots der Verteilungen (1% bis 99% Perzentile) der modellierten (COSMO-CLM) und gemessenen stündlichen Windgeschwindigkeiten (m/s) in Kiel (1974-2007), Warnemünde (1954-2010) und am Kap Arkona (1973-2010).....	31
Abbildung 4.2.	Scatterplots (links) der Wertepaare der Differenzen (Modell-Beobachtung) der Tagesmittel der modellierten (COSMO-CLM) und gemessenen Windgeschwindigkeiten (m/s). Wertepaare in schwarz. Blaue durchgezogene Linie: Winkelhalbierende. Blaue gestrichelte Linie: Bereich in dem 90 Prozent der Wertepaare liegen. Box-Whisker-Plots (rechts) der Differenzen (Modell-Beobachtung) der Tagesmittel der modellierten (COSMO-CLM) und gemessenen Windgeschwindigkeiten (m/s). Box zeigt mittlere 50% der Abweichungen. Die Whisker zeigen minimale und maximale sowie 5% und 95% Perzentile der Abweichungen. In Kiel (1974-2007), Warnemünde (1954-2010) und am Kap Arkona (1973-2010).....	33
Abbildung 4.3.	Box-Whisker-Plots der Differenzen (Modell-Beobachtung) der stündlichen modellierten (COSMO-CLM) und gemessenen Windgeschwindigkeiten (m/s) in Kiel-Holtenau, Warnemünde und am Kap Arkona an Sturmtagen (gemessene Windgeschwindigkeit ≥ 17 m/s) (siehe Erklärung Abb. 4.2).....	34
Abbildung 4.4.	Prozentuale Windrichtungsverteilungen der modellierten (COSMO-CLM) und gemessenen Windrichtungen in Kiel (1974-2007), Warnemünde (1954-2010) und am Kap Arkona (1973-2010).....	35
Abbildung 4.5.	Quantil-Quantil-Plots der Verteilungen (1% bis 99% Perzentile) der stündlichen modellierten (TRIM-NP) und gemessenen Wasserstände in m über NN in Flensburg (1955-2010), Warnemünde (1954-2010) und Sassnitz (1955-2010).....	35
Abbildung 4.6.	Scatterplots der Wertepaare und Box-Whisker-Plots der Differenzen (Modell-Beobachtung) der Tagesmittel der modellierten (TRIM-NP) und gemessenen Wasserstände in m für Warnemünde, Flensburg, Sassnitz und Landsort. (siehe Erklärung Abb. 4.2).	38
Abbildung 4.7.	Jährliche 99% Perzentile der modellierten (TRIM-NP) und gemessenen Wasserstände für die Pegel Flensburg, Warnemünde und Sassnitz in m über NN.	40

Abbildung 4.8.	Modellierte (TRIM-NP) und gemessene Wasserstände während schwerer Sturmhochwasser (SHW) in Flensburg im Untersuchungszeitraum 1954 bis 2010.....	41
Abbildung 4.9.	Modellierte (TRIM-NP und COSMO-CLM) und gemessene Zeitreihen der stündlichen Wasserstände in Flensburg sowie der stündlichen Windgeschwindigkeiten und Windrichtungen am Kap Arkona im Februar 1979 (links) und im Dezember 1978 (rechts).....	41
Abbildung 4.10.	Modellierte (TRIM-NP) und gemessene Wasserstände während schwerer Sturmhochwasser (SHW) in Wismar im Untersuchungszeitraum 1954 bis 2010.....	43
Abbildung 4.11.	Modellierte (TRIM-NP und COSMO-CLM) und gemessene Zeitreihen der stündlichen Wasserstände in Wismar sowie der stündlichen Windgeschwindigkeiten und Windrichtungen am Kap Arkona im Januar 1987 (links) und im August 1989 (rechts).....	44
Abbildung 4.12.	Vergleich modellierter (TRIM-NP und Referenz-Modell) und gemessener Wasserstände am Pegel Kiel-Holtenau, Wismar und Sassnitz während der Sturmhochwasser im Februar 2002 (oben) und Dezember 2003 (unten).....	46
Abbildung 4.13.	Verteilungen der modellierten (TRIM-NP und Referenz-Modell) und gemessenen Wasserstände für die Pegel Kiel (1997-2005), Wismar und Sassnitz (1997-2010).....	48
Abbildung 4.14.	Verteilungen der modellierten (TRIM-NP und Referenz-Modell) und gemessenen Wasserstände nach einer Bias-Korrektur für die Pegel Kiel (1997-2005), Wismar und Sassnitz (1997-2010).....	50
Abbildung 5.1.	Langfristiger mittlerer Wasserstand in cm über NN (50% Perzentile) (1948-2011) (links). Mittlerer saisonaler Wasserstand in cm über NN (50% Perzentile) der Jahreszeiten DJF (Dezember, Januar, Februar), MAM (März, April, Mai), JJA (Juni, Juli, August), SON (September, Oktober, November) (1948 bis 2011) (rechts).....	52
Abbildung 5.2.	Saisonale Häufigkeitsverteilungen der modellierten Windrichtung (links) und Windgeschwindigkeit (rechts) in Prozent für das Kap Arkona im Untersuchungszeitraum 1948 bis 2011 (COSMO-CLM).....	53
Abbildung 5.3.	Langfristiger Niedrigwasserstand in cm über NN (1% Perzentile) (1948-2011) (links). Saisonaler Niedrigwasserstand in cm über NN (1% Perzentile) der Jahreszeiten DJF (Dezember, Januar, Februar), MAM (März, April, Mai), JJA (Juni, Juli, August), SON (September, Oktober, November) (1948 bis 2011) (rechts).....	54
Abbildung 5.4.	Langfristiger Hochwasserstand in cm über NN (99% Perzentile) (1948-2011) (links). Saisonaler Hochwasserstand in cm über NN (99% Perzentile) der Jahreszeiten DJF (Dezember, Januar, Februar), MAM (März, April, Mai), JJA (Juni, Juli, August), SON (September, Oktober, November) (1948 bis 2011) (rechts).....	55
Abbildung 5.5.	Langfristige Standardabweichung der Ostseewasserstände in cm (1948-2011) (links). Saisonale Standardabweichung der Ostseewasserstände in cm der Jahreszeiten DJF (Dezember, Januar, Februar), MAM (März, April, Mai), JJA (Juni, Juli, August), SON (September, Oktober, November) (1948 bis 2011) (rechts).....	56
Abbildung 5.6.	Relative Häufigkeit der Stunden mit einem Wasserstand über dem langfristigen 99% Perzentil und einem Wasserstand unter dem langfristigen 1% Perzentil in Flensburg, Wismar und Greifswald (1948 – 2011).....	57

Abbildung 5.7.	Veränderung der jährlichen 50% Perzentile der Ostseewasserstände in cm nach 64 Jahren unter Annahme eines linearen Trends (links). Mittelwerte der jährlichen 50% Perzentile der Ostseewasserstände in cm über NN für vier Zeiträume á 16 Jahren (rechts).	59
Abbildung 5.8.	Zeitreihen der jährlichen Mittelwasserstände (50% Perzentile) für das Kattegat, die südwestliche Ostsee, Landsort, den Golf von Riga sowie den Finnischen und Bottnischen Meerbusen, deren lineare Trends und das 10-jährige gleitende Mittel (1948-2011).	59
Abbildung 5.9.	Veränderung der jährlichen Ostseeniedrigwasser (1% Perzentile) in cm nach 64 Jahren unter Annahme eines linearen Trends (links). Mittelwerte der jährlichen Ostseeniedrigwasser (1% Perzentile) in cm für vier Zeiträume á 16 Jahren (rechts).	60
Abbildung 5.10.	Zeitreihen der jährlichen Niedrigwasserstände (1% Perzentile) für das Kattegat, die südwestliche Ostsee, Landsort, den Golf von Riga sowie den Finnischen und Bottnischen Meerbusen, deren lineare Trends und das 10-jährige gleitende Mittel (1948-2011).	60
Abbildung 5.11.	Veränderung der jährlichen Ostseehochwasser (99% Perzentile) in cm nach 64 Jahren unter Annahme eines linearen Trends (links). Mittelwerte der jährlichen Ostseehochwasser (99% Perzentile) in cm für vier Zeiträume á 16 Jahren (rechts).	62
Abbildung 5.12.	Zeitreihen der jährlichen Hochwasserstände (99% Perzentile) in cm für das Kattegat, die südwestliche Ostsee, Landsort, den Golf von Riga sowie den Finnischen und Bottnischen Meerbusen, deren lineare Trends und das 10-jährige gleitende Mittel (1948-2011).	62
Abbildung 5.13.	Scatterplots der Anomalien der jährlichen mittleren Wasserstände (50% Perzentile) (links) und jährlichen Hochwasserstände (99% Perzentile) (rechts) in cm und jährlicher NAO-Index (Hauptkomponenten der ersten EOF des Luftdrucks) am Beispiel verschiedener Modellpunkte der Ostsee.	64
Abbildung 5.14.	Zeitreihen der Anomalien der jährlichen mittleren Wasserstände (50% Perzentile oben) und der jährlichen Hochwasserstände (99% Perzentile unten) in cm und jährlicher NAO-Index (Amplitude der ersten EOF des Luftdrucks) (1948-2011).	65
Abbildung 5.15.	Mittelwert der jährlichen 50% Perzentile der Ostseewasserstände in cm über NN in den Jahren mit einem negativen NAO-Index (links) und einem positiven NAO-Index (rechts).	66
Abbildung 5.16.	Mittelwert der jährlichen 99% Perzentile der Ostseewasserstände in cm über NN in den Jahren mit einem negativen NAO-Index (links) und einem positiven NAO-Index (rechts).	67
Abbildung 6.1.	Schematische Darstellung der Anzahl, Dauer und Intensität der Hochwasserereignisse.	69
Abbildung 6.2.	Zeitreihen der jährlichen Anzahl der Hochwasserstände (\geq langfristige 99% Perzentil) sowie deren maximale Intensität und Verweildauer für den Pegel Flensburg.	70
Abbildung 6.3.	Zeitreihen der jährlichen Anzahl der Hochwasserstände (\geq langfristige 99% Perzentil) sowie deren maximale Intensität und Verweildauer für den Pegel Wismar.	71
Abbildung 6.4.	Zeitreihen der jährlichen Anzahl der Hochwasserstände (\geq langfristige 99% Perzentil) sowie deren maximale Intensität und Verweildauer für den Pegel Greifswald.	71

Abbildung 6.5.	Saisonale Verteilung leichter, mittlerer und schwerer Sturmhochwasser von 1948 bis 2011 in Wismar (links) und Flensburg (rechts).....	72
Abbildung 6.6.	Jährliche Anzahl leichter, mittlerer und schwerer Sturmhochwasser von 1948 bis 2011 in Wismar (links) und Flensburg (rechts).....	73
Abbildung 6.7.	Maximale Verweildauer und maximaler Wasserstand der jährlichen Sturmhochwasser in Flensburg (links) und Wismar (rechts) von 1948 bis 2011.	73
Abbildung 6.8.	Modellierte Wasserstände (m über NN) (TRIM-NP) in Flensburg und Wismar sowie rekonstruierte Windrichtung (Grad) und Windgeschwindigkeit (m/s) (COSMO-CLM) am Kap Arkona während der Sturmhochwasser am 12./13. Jan. 1987 (links) und am 4. Nov. 1995 (rechts).....	74
Abbildung 6.9.	48 Stunden (oben) und 6 Stunden (unten) vor dem Scheitelwasserstand in der südwestlichen Ostsee im Januar 1987. Modellierter Wasserstand (m über NN) für die gesamte und die südwestliche Ostsee (TRIM-NP) (links). Rekonstruierter Luftdruck (hPa) und skizzierte Zugbahn des Tiefdruckgebietes (rechts oben). Windgeschwindigkeit (m/s) und Windrichtung über der Nord- und Ostsee (COSMO-CLM) (rechts unten).	76
Abbildung 6.10.	Sturmhochwasser in der südwestlichen Ostsee im Januar 1987. Modellierter Wasserstand (m über NN) für die gesamte und die südwestliche Ostsee (TRIM-NP) (links). Rekonstruierter Luftdruck (hPa) und skizzierte Zugbahn des Tiefdruckgebietes (rechts oben). Windgeschwindigkeit (m/s) und Windrichtung über der Nord- und Ostsee (COSMO-CLM) (rechts unten).	77
Abbildung 6.11.	48 Stunden (oben) und 6 Stunden (unten) vor Scheitelwasserstand in der südwestlichen Ostsee im Nov. 1995. Modellierter Wasserstand (m über NN) für die gesamte und die südwestliche Ostsee (TRIM-NP) (links). Rekonstruierter Luftdruck (hPa) und skizzierte Zugbahn des Tiefdruckgebietes (rechts oben). Windgeschwindigkeit (m/s) und Windrichtung über der Nord- und Ostsee (COSMO-CLM) (rechts unten).	78
Abbildung 6.12.	Sturmhochwasser in der südwestlichen Ostsee im November 1995. Modellierter Wasserstand (m über NN) für die gesamte und die südwestliche Ostsee (TRIM-NP) (links). Rekonstruierter Luftdruck (hPa) und skizzierte Zugbahn des Tiefdruckgebietes (rechts oben). Windgeschwindigkeit (m/s) und Windrichtung über der Nord- und Ostsee (COSMO-CLM) (rechts unten).	79
Abbildung 6.13.	Relative Häufigkeit der Windrichtungen (oben) und der Windgeschwindigkeiten (unten) in Wismar und Landsort zum Scheitelwasserstand aller (183) Sturmhochwasser (links) und der acht schweren Sturmhochwasser in Wismar (rechts).....	80
Abbildung 6.14.	Luftdruck (hPa) und skizzierte Zyklonenzugbahn (links) sowie Windgeschwindigkeit (m/s) und Windrichtung (rechts) (COSMO-CLM) am 3. Jan. 1976 17:00 (oben) und am 1. Nov. 2006 21:00 (unten). Wetterlage nach KOHLMETZ (1964): West-Lage.	82
Abbildung 6.15.	Luftdruck (hPa) und skizzierte Zyklonenzugbahn (links) sowie Windgeschwindigkeit (m/s) und Windrichtung (rechts) (COSMO-CLM) am 7. Feb. 1983 21:00 (oben) und am 21. Feb. 1993 20:00 (unten). Wetterlage nach KOHLMETZ (1964): Nord-West-Lage.....	83
Abbildung 6.16.	Luftdruck (hPa) und skizzierte Zyklonenzugbahn (links) sowie Windgeschwindigkeit (m/s) und Windrichtung (rechts) (COSMO-CLM) am 14. Dez. 1957 11:00 (oben) und am 14. Jan. 1960 08:00 (unten). Wetterlage nach KOHLMETZ (1964): Vb-Lage.	84

Abbildung 7.1.	Anzahl, maximale Intensität und Dauer der Vorfüllungsereignisse mit einem Wasserstand von $\geq 0,27\text{m}$ aus den über 20 Tage gemittelten Wasserständen des Pegels Landsort von 1948 bis 2011.	86
Abbildung 7.2.	Wasserstand in Landsort in m über NN (blau) und gegebene Vorfüllung (rot) im Dezember 1991 bis April 1992.	87
Abbildung 7.3.	Tage pro Jahr mit einer gegebenen Vorfüllung in Landsort und jährlicher NAO-Index.	87
Abbildung 7.4.	Jährliche Anzahl der Stunden mit einer Vorfüllung der Ostsee und jährliche Anzahl der Stunden mit einem hohen Wasserstand in Wismar (1948-2011).	88
Abbildung 7.5.	Sturmhochwasser mit und ohne Vorfüllung in Wismar von 1948 bis 2011.	89
Abbildung 7.6.	Mittlerer Wasserstand in m über NN der jeweils 24 Sturmhochwasser (SHW) mit und ohne Vorfüllung in Landsort und Wismar.	91
Abbildung 7.7.	Komposite der Ostseewasserstände in m über NN für die 24 Sturmhochwasser ohne Vorfüllung (links) und mit Vorfüllung (rechts). Oben: 2 Tage vor Scheitelwasserstand; Mitte: 6 Stunden vor Scheitelwasserstand; Unten: zum Scheitelwasserstand (Wismar).	92
Abbildung 7.8.	Prozentuale Verteilung der Windrichtung (Netz) und der Windgeschwindigkeiten (Balken) der 24 Sturmhochwasser mit Vorfüllung (grün) und der 24 Sturmhochwasser ohne Vorfüllung (blau) für den Zeitraum 20 Tage bis 2 Tage vor dem Scheitelwasserstand (oben) und für den Zeitraum 2 Tage vor dem Scheitelwasserstand bis zum Scheitelwasserstand in Wismar (unten) (Skagerrak, Wismar und Landsort).	94
Abbildung 7.9.	Komposite der Windgeschwindigkeiten in m/s für die 24 Sturmhochwasser ohne Vorfüllung (links) und mit Vorfüllung (rechts) Oben: 2 Tage vor Scheitelwasserstand; Mitte: 6 Stunden vor Scheitelwasserstand; Unten: zum Scheitelwasserstand (Wismar).	95
Abbildung 8.1.	Schematische Darstellung der Variabilität der Wasserstände und der ersten Eigenschwingung mit einer Periode von 31 Stunden am Beispiel Wismar für verschiedene Zeitfenster.	98
Abbildung 8.2.	Skizzierte Eigenschwingung mit einer Amplitude von 0,5m und einer Schwingungsperiode von 31 Stunden.	98
Abbildung 8.3.	Häufigkeitsverteilung der ersten vier Eigenschwingungen am Pegel Wismar (1948-2011).	99
Abbildung 8.4.	Leichtes Sturmhochwasser im Jan. 1976. Wasserstand am Pegel Wismar und Beitrag der ersten Eigenschwingung am Wasserstand in Wismar sowie die Phase der Eigenschwingung (links). Windverhältnisse in Wismar (rechts).	100
Abbildung 8.5.	Ausgangssituation der Eigenschwingung am 2.1.1976 00:00 (oben) und der weitere Verlauf der Wasserstände in Verbindung mit einer Eigenschwingung am 2.1.1976 07:00 (unten). Modellierter Wasserstand (m über NN) für die gesamte und die südwestliche Ostsee (TRIM-NP) (links). Rekonstruierter Luftdruck (hPa) (rechts oben). Windgeschwindigkeit (m/s) und Windrichtung über der Nord- und Ostsee (COSMO-CLM) (rechts unten).	101
Abbildung 8.6.	Sturmhochwasser an der deutschen Küste in Verbindung mit einer Eigenschwingung am 2.1.1976 16:00. Modellierter Wasserstand (m über NN) für die gesamte Ostsee und die südwestliche Ostsee (TRIM-NP) (links). Rekonstruierter Luftdruck (hPa) (rechts oben). Windgeschwindigkeit (m/s) und Windrichtung über der Nord- und Ostsee (COSMO-CLM) (rechts unten).	102

Abbildung 8.7.	Zwei aufeinanderfolgende Eigenschwingungen, die zu erhöhten Wasserständen im Nov. 1989 führten. Wasserstand am Pegel Wismar und Beitrag der ersten Eigenschwingung am Wasserstand in Wismar sowie die Phase der Eigenschwingung (links). Windverhältnisse in Wismar (rechts).	103
Abbildung 8.8.	Ausgangssituation der Eigenschwingung am 26.11.1989 14:00 (oben) und weiterer Verlauf der Eigenschwingung am 26.11.1989 20:00 (unten). Modellierter Wasserstand (m über NN) für die gesamte und die südwestliche Ostsee (TRIM-NP) (links). Rekonstruierter Luftdruck (hPa) (rechts oben). Windgeschwindigkeit (m/s) und Windrichtung über der Nord- und Ostsee (COSMO-CLM) (rechts unten).	104
Abbildung 8.9.	Leichtes Hochwasser an der deutschen Ostseeküste 27.11.1989 02:00. Modellierter Wasserstand (m über NN) für die gesamte und die südwestliche Ostsee (TRIM-NP) (links). Rekonstruierter Luftdruck (hPa) (rechts oben). Windgeschwindigkeit (m/s) und Windrichtung über der Nord- und Ostsee (COSMO-CLM) (rechts unten).	105
Abbildung 8.10.	Anzahl der hohen Eigenschwingung (\geq langfristiges 99% Perz. (19,5cm)) der Periode 31 Stunden sowie Anzahl der Hochwasserereignisse (\geq langfristiges 99% Perz. (73,7cm)) pro Jahr in Wismar (1948-2011).	107
Abbildung 8.11.	Relative Häufigkeitsverteilung der stündlichen Wasserstände während eines hohen Beitrages der ersten Eigenschwingung (\geq 99% Perz.) am Beispiel Wismar (1948-2011).	107
Abbildung 8.12.	Relative Häufigkeitsverteilung der stündlichen Beiträge der ersten Eigenschwingung zum Zeitpunkt hoher Wasserstände (blau) und der Beiträge der ersten Eigenschwingung unabhängig vom Gesamtwasserstand (grau) Wismar (1948-2011).	108
Abbildung 8.13.	Prozentuale Häufigkeitsverteilung der stündlichen Beiträge der ersten Eigenschwingung über deren langfristigem 99% Perzentil (Wismar: 19,5cm; Flensburg: 24,9cm; Greifswald: 14,6cm) zur jeweiligen Phase der ersten Eigenschwingung (1948-2011).	109
Abbildung 8.14.	Prozentuale Häufigkeitsverteilung der stündlichen Wasserstände über deren langfristigem 99% Perzentil (Wismar: 73,5cm; Flensburg: 73,9cm; Greifswald: 72,9cm über NN) zur jeweiligen Phase der ersten Eigenschwingung (1948-2011).	109
Abbildung 8.15.	Boxplots der Beiträge der ersten Eigenschwingung mit einer Periode von 31 Stunden in cm zum Zeitpunkt hoher Wasserstände in Wismar, Flensburg und Greifswald (1948-2011) während der Schwingungsphase -180 bis 180 Grad und -35 bis 35 Grad.	111
Abbildung 8.16.	Klassifizierung der Sturmhochwasser in Wismar (1948 bis 2011) nach Anteil der Eigenschwingung mit einer Periode von 31 Stunden am Gesamtwasserstand.	112
Abbildung 8.17.	Anzahl der hohen Eigenschwingungen mit einer Periode von 31 Stunden pro Jahr sowie deren maximale Andauer über dem langfristigem 99% Perzentil (19,5cm) und deren maximaler Wasserstand für Wismar (1948-2011).	114
Abbildung 8.18.	Jährliche 99% und 1% Perzentile der ersten Eigenschwingung (31 Std.) in Wismar (1948-2011).	114
Abbildung 8.19.	Anzahl der ersten Eigenschwingungen mit einem Beitrag über dem langfristigem 99% Perzentil (19,5cm) am Wasserstand in Wismar und jährlicher NAO-Index (1948-2011).	115

Tabellenverzeichnis

Tabelle 2.1.	Eigenschwingungen der Ostsee nach WÜBBER und KRAUSS (1979).	22
Tabelle 2.2.	Klassifikation der Sturmhochwasser (MELUR SH, 2012).....	24
Tabelle 4.1.	Für die Validierung der Modellergebnisse verwendete Zeitreihen der Pegelmessungen (BSH) und Windmessungen (DWD) an der deutschen Ostseeküste.	30
Tabelle 4.2.	Pegelkorrektur ab November 1985 (BSH).	30
Tabelle 4.3.	Statistische Kennzahlen der modellierten (Hind.) und gemessenen (Obs.) Windgeschwindigkeiten der Tageswerte sowie die statistischen Kennzahlen für deren Differenzen (Modell-Beobachtung).....	32
Tabelle 4.4.	Statistische Kennzahlen der modellierten (Hind.) und gemessenen (Obs.) Wasserstandzeitreihen der Tageswerte sowie die statistischen Kennzahlen für deren Differenzen (Modell-Beobachtung).....	37
Tabelle 4.5.	Statistische Kennzahlen modellierter (TRIM-NP und Referenz-Modell) und gemessener Wasserstände am Pegel Kiel-Holtenau, Wismar und Sassnitz während der Sturmhochwasser im Februar 2002 und Dezember 2003.	46
Tabelle 4.6.	Statistische Kennzahlen modellierter (TRIM-NP und Referenz-Modell) und gemessener (BSH) Wasserstände in Kiel (1997-2005), in Wismar und Sassnitz (1997-2010).	48
Tabelle 4.7.	Statistische Kennzahlen modellierter (TRIM-NP und Referenz-Modell) und gemessener (BSH) Wasserstände nach einer Bias-Korrektur für die Pegel Kiel (1997-2005), Wismar und Sassnitz (1997-2010).	50
Tabelle 5.1.	Im Modell TRIM-NP realisierter monatlicher Süßwasser-Zufluss einiger in die Ostsee mündender Flüsse in m ³ pro Sekunde (vgl. KUUSISTO ET AL., 2008).	53
Tabelle 5.2.	Werte der linearen Regression und des studentischen T-Tests für die Zeitreihen der jährlichen 50%, 1% und 99% Perzentile der Wasserstände ausgewählter Modellpunkte von 1948 – 2011.	63
Tabelle 7.1.	Anzahl der Sturmhochwasser (SHW) in Wismar (1948-2011) mit einer über 20 Tage gemittelten Vorfüllung von mindestens 27cm über NN in Landsort.....	89
Tabelle 7.2.	Auswahl der Sturmhochwasser in Wismar mit und ohne Vorfüllung. Wasserstand [m] in Wismar zum Scheitelwasserstand und gegebener Füllungsgrad [m] in Landsort.	90
Tabelle 8.1.	Anzahl der Sturmhochwasser (SHW) mit einem Beitrag der ersten Eigenschwingung (31 Std.) von mindestens 10cm zum Scheitelwasserstand in Wismar (1948-2011).	112

1. Einführung

Die Wasserstände der gezeitenarmen Ostsee zeigen im Vergleich zur Nordsee eine geringe Dynamik. Dies gilt auch für die südwestliche Ostsee und das Auftreten von Sturmhochwassern an der deutschen Ostseeküste. Auch wenn schwere Sturmhochwasser an diesen Küstenabschnitten selten auftreten, werden die flach liegenden Küstengebiete durch diese möglichen extremen Wasserstände bedroht und müssen durch Küstenschutzmaßnahmen vor den Auswirkungen eines Sturmhochwassers geschützt werden. Insbesondere vor dem Hintergrund eines anthropogenen Klimawandels mit einem steigenden Meeresspiegel und denkbaren Veränderungen im regionalen Windklima und daher einem möglicherweise erhöhtem Risiko durch höhere zukünftige Sturmhochwasser, sollten die relevanten Prozesse in der Ostsee grundlegend verstanden sein. Neben den Fragen zum Ablauf und möglichen Ausmaß der Sturmhochwasser an der deutschen Ostseeküste sind dies Fragen hinsichtlich des mittleren Ostseewasserstandes und seinen kurz- und langfristigen Variationen.

Detaillierte Wasserstandsanalysen und die Bestimmung langfristiger Trends benötigen homogene Daten über möglichst über lange Zeiträume. Für Analysen der Ostseewasserstände stehen eine große Anzahl von Pegelmessungen, etwa 45 Wasserstandszeitreihen über einen Zeitraum von mindestens 60 Jahren, unter anderem die ältesten ozeanographischen Messungen bezüglich der Bestimmung des Meeresspiegels, mit ersten Messungen 1703 in St. Petersburg und der längsten kontinuierlichen Zeitreihe seit 1774 in Stockholm (EKMAN, 2003) zur Verfügung. Seit Anfang der 1950er Jahre wurden die Wasserstandsmessungen der Ostsee intensiviert und kontinuierlich für viele Pegel aufgezeichnet. Untersuchungen der langfristigen Klimatologie der Ostseewasserstände und der bisherigen Veränderungen werden üblicherweise anhand dieser gemessenen Datengrundlage durchgeführt. Umfangreiche Analysen der gemessenen Wasserstände der südwestlichen Ostsee und deutschen Ostseeküste wurden von LIEBSCH (1997), DIETRICH und LIEBSCH (2000), JENSEN und MUDERSBACH (2004), LAMPE ET AL. (2010) und RICHTER ET AL. (2007, 2011) durchgeführt. Statistische Auswertungen der Pegelzeitreihen der gesamten Ostsee sind unter anderem in OMSTEDT und NYBERG (1991), LIEBSCH (1997), JANSSEN (2002), BAERENS ET AL. (2003), MEIER ET AL. (2004), FEISTEL ET AL. (2006), NOVOTNY ET AL. (2006), HÜNICKE ET AL. (2008), EKMAN (2003, 2009), HÜNICKE und ZORITA (2011) und DONNER ET AL. (2012) zu finden. Neben möglichen Inhomogenitätsproblemen dieser Beobachtungsdatengrundlage, die im Wesentlichen aus unterschiedlichen Messtechniken der einzelnen Pegelstationen, der Erneuerung von Pegeln nach Hafenerweiterungen oder Änderungen des Bezugsniveaus (JANSSEN, 2002), entstehen können, besteht für die Charakterisierung der mehrjährigen Variabilität der Wasserstände das Problem, nur punktuelle Daten über mehr oder weniger lange Zeitreihen auswerten zu können. Zur Schließung der daraus gegebenen Wissenslücke können die Ergebnisse der Satellitenaltimetrie (LIEBSCH ET AL. (2002), NOVOTNY ET AL. (2005) MADSEN (2011) und HÜNICKE und ZORITA (2011)) sowie mehrjähriger Modellsimulationen mit einem regionalen hydrodynamischen Modell herangezogen werden. Anhand der Modellergebnisse können Wasserstände flächendeckend und zeitlich konstant für die gesamte Ostsee ausgewertet und mögliche Trends vor dem Hintergrund der natürlichen Variabilität bestimmt werden. Des Weiteren helfen diese Daten die hydrodynamischen Prozesse detailliert analysieren und Beiträge einzelner Prozesse am Gesamtwasserstand untersuchen zu können. Neben den operationellen Modellen, zum Beispiel dem dreidimensionalen Modell BSHcmod (DICK ET AL., 2001) des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie, mit einer horizontalen Auflösung von 1,8km in der westlichen

und 10km der gesamten Ostsee, die seit Mitte der 1990er Jahre Wasserstandsvorhersagen der Ostsee numerisch ermitteln und somit einen umfangreichen und flächendeckenden Datensatz der vergangenen Wasserstände gewonnen haben, konzentrieren sich die Modellierungen der Ostseewasserstände zumeist auf Szenarien und folglich auf die zukünftigen Entwicklungen sowie denkbare Folgen der globalen Erwärmung (u.a., OMSTEDT und NOHR, 2004; MEIER ET AL., 2006; GRÄWE und BURCHARD, 2011). Im Allgemeinen dienen die erstellten Rekonstruktionen der Wasserstände lediglich der Validierung der Modellergebnisse mit gemessenen Wasserständen. Langfristige, hochaufgelöste und flächendeckende Rekonstruktionen der vergangenen Ostseewasserstände zur Analyse der Klimatologie, welche zur Einschätzung zukünftiger Veränderungen grundlegend sind, fehlen mit Ausnahme der Arbeit von MEIER und KAUKER (2003) weitestgehend. Die von MEIER und KAUKER (2003) mit Hilfe des Rossby Center Ocean Models (RCO) unter Antrieb von rekonstruierten atmosphärischen Daten (KAUKER und MEIER (2003) erstellte Rekonstruktion gibt unter anderem eine Klimatologie der Monatsmittel der mittleren und extremen Ostseewasserstände für den Zeitraum 1903 bis 1998 wieder. Die Klimatologie und Veränderungen der Wasserstände konnte nach Aussage der Autoren für weite Bereiche der Ostsee zufriedenstellend dargestellt werden. Im Bereich der westlichen Ostsee liegen die Abweichungen der extremen Wasserstände jedoch bei 50 Prozent, was nach Aussage von MEIER ET AL. (2004) an der für die feingliedrige westliche Ostsee ungenügenden horizontalen Modellauflösung von etwa 11km liegt.

Mit Hilfe eines zeitlich und räumlich hochaufgelösten Datensatzes der Ostseewasserstände kann das Verständnis der kurz- und langfristigen natürlichen Variabilität der Wasserstände weiter verbessert werden und der Anteil der natürlichen Variabilität bestimmt werden. Anschließend ist die Möglichkeit gegeben, langfristige Veränderungen vor diesem Rauschen zu detektieren. Des Weiteren können Ursachen und Abläufe der Sturmhochwasser an der deutschen Ostseeküste im Detail beschrieben werden. Während über den primären sturmhochwasserverursachenden Faktor Wind Einigkeit besteht, werden die Faktoren Eigenschwingung und Vorfüllung am Sturmhochwasserstand hingegen äußerst kontrovers diskutiert.

Zum Verständnis dieser Abläufe und zur Darstellung des vergangenen Klimas der Ostseewasserstände soll die vorliegende Arbeit beitragen. Hierzu wurde mit Hilfe des hydrodynamischen Modells TRIM-NP ein zeitlich und räumlich hochaufgelöster Datensatz erstellt, der die Ostseewasserstände der vergangenen 64 Jahre repräsentiert. Eine solche Rekonstruktion der Wasserstände, im Folgenden auch Hindcast genannt, stellt durch seine zeitliche und räumliche Auflösung sowie dessen Homogenität eine optimale Voraussetzung für die statistische Auswertung der vergangenen Ostseewasserstände dar.

Zu Beginn dieser Arbeit wird eine allgemeine Einführung in Charakteristika der Ostsee, deren hydrodynamischen Bedingungen und der allgemeinen Atmosphärischen Zirkulation der Nordhemisphäre sowie der Sturmhochwasser-Wetterlagen gegeben (Kapitel 2). Anschließend werden in Kapitel 3 das hydrodynamische Modell TRM-NP und dessen atmosphärischer Antrieb durch das regionale Klimamodell COSMO-CLM sowie der gewonnene Datensatz, also die Rekonstruktion der Ostseewasserstände vom 1. Januar 1948 bis zum 31. Oktober 2012, beschrieben. Bevor die Ergebnisse der statistischen Analyse dieses Datensatzes in Kapitel 5 bis 8 statistisch analysiert werden können, wird in Kapitel 4 ausführlich belegt, mit welcher Genauigkeit die Wasserstände der Ostsee mit Hilfe des barotropen hydrodynamischen Modells rekonstruiert wurden. Anschließend wird überprüft, ob vor dem Hintergrund der natürlichen Variabilität der Wasserstände eine langfristige Veränderung der Wasserstände zu erkennen ist. Die saisonalen, jährlichen und dekadischen Schwankungen der Ostseewasserstände werden ebenfalls detailliert untersucht und überprüft, in welchem Zusammenhang diese mit Schwankungen im

regionalen Windklima und der Nordatlantischen Oszillation stehen. Die räumliche und saisonale Struktur der kurz- und langfristigen Variabilität der Wasserstände wird anschließend charakterisiert. Da für diese Untersuchungen unter anderem jährliche Mittel- und Höchstwerte analysiert werden, konzentrieren sich die Auswertungen auf den Zeitraum 1948 bis 2011. Anzahl, Dauer und Intensität der Sturmhochwasser an der deutschen Ostseeküste innerhalb des Untersuchungszeitraumes von 1948 bis 2011 werden in Kapitel 6 dargestellt und auf langfristige Veränderungen überprüft. Es wird untersucht, unter welchen meteorologischen Bedingungen in den vergangenen Jahren Sturmhochwasser entstanden sind und wie die hydrodynamische Reaktion der gesamten Ostsee war. Kontroverse Ansichten bestehen in der Ostseeforschung über die Faktoren Vorfüllung und Eigenschwingung auf die Genese und die Intensität der Sturmhochwasser an der deutschen Ostseeküste. Wie diese Eigenschwingungen und Zeiten eines erhöhten Füllungsgrades innerhalb der reanalysierten Wasserstände bestimmt werden konnten und welchen Effekt diese im Zusammenhang mit Sturmhochwassern an der deutschen Ostseeküste haben, wird in dem Kapitel 7 und 8 beschrieben. Abschließend wird in Kapitel 9 diskutiert, wie sich die Wasserstände innerhalb der vergangenen Jahre verändert haben, welche Unsicherheiten bestehen und wie die einzelnen sturmhochwasserverursachenden Faktoren zu bewerten sind.

2. Allgemeiner Hintergrund

Für die Untersuchung der Klimatologie der Ostseewasserstände ist die Kenntnis der Besonderheiten des Untersuchungsgebietes sowie der großskaligen charakteristischen atmosphärischen Muster der Nordhemisphäre und des regionalen Windklimas unabdingbar. Dieses Kapitel gibt einen Überblick über die tektonischen und klimatischen Verhältnisse des Untersuchungsraumes mit Schwerpunkt auf dem herrschenden Windklima und dessen saisonaler und dekadischer Variabilität. Des Weiteren werden die hydrodynamischen Besonderheiten der Ostsee als intra-kontinentales Zwischenmeer, dessen Wasserhaushalt und die Effekte von Windstau, Vorfüllung und Eigenschwingungen auf den Wasserstand erklärt. Neben den allgemeinen Beschreibungen der regelmäßigen und unregelmäßigen sowie kurz- und langfristigen Wasserstandsvariationen der gesamten Ostsee wird im speziellen auf die Sturmhochwasser an der deutschen Ostseeküste eingegangen.

2.1 Klima der Ostseeregion

Die Ostsee liegt in einem Übergangsbereich zwischen maritimem und kontinentalem Klima bei 54°N - 66°N x 9°E - 30°E in der Westwindzone der mittleren Breiten. Im Bereich der Westwindzone herrschen sowohl bodennah als auch in der Höhe der Troposphäre Winde aus westlichen Richtungen vor. Das Klima der Ostseeregion und insbesondere dessen Variabilität sind durch die Stärke dieser Westwindzirkulation geprägt. Die Westwindzirkulation ist besonders ausgeprägt, wenn der meridionale Temperaturgradient zwischen den marinen und kontinentalen Luftmassen groß ist. Dies ist saisonal aufgrund der jahreszeitlichen Einstrahlungsunterschiede im Winter am stärksten (LEPPÄRANTA und MYRBERG, 2009). Das Windklima der Ostseeregion wird primär durch diese vorherrschenden westlichen Windrichtungen bestimmt. Daher stehen die mittleren Bodenwindbedingungen und folglich die kurz- und langfristigen Variationen der Ostseewasserstände sowie das Auftreten der Sturmhochwasser in der Ostsee in engem Zusammenhang mit den

großräumigen Temperatur- und Luftdruckverhältnissen Nord-Europas. Die saisonale Verteilung der Windrichtungen und Windgeschwindigkeiten sowie die Anzahl von Sturmtiefs wird durch die Zyklonenaktivität der nördlichen Hemisphäre im atlantisch-europäischen Raum bestimmt, welche wiederum durch die großräumigen Luftdruckverhältnisse gesteuert werden. Der NAO-Index, der den Zustand einer großräumigen Zirkulation im atlantisch-europäischen Raum charakterisiert, beschreibt den Luftdruckgegensatz zwischen dem Azorenhoch im Süden und dem Islandtief im Norden des Nordatlantiks und zeigt das wesentliche Muster der winterlichen Klimavariabilität der Ostseeregion. Bei einem im Mittel höheren Luftdruckgegensatz zwischen Azorenhoch und Islandtief spricht man von einem positiven NAO-Index mit einer verstärkten Westwindzirkulation. Ist der Luftdruckunterschied zwischen Island-Tief und Azoren-Hoch geringer (ein negativer NAO-Index) sind im Mittel auch die Westwinde schwächer ausgeprägt (HURRELL, 1995; HURRELL ET AL., 2003).

Sturmtiefs, die sich über dem Nordatlantik entwickeln, wandern häufig unter Einfluss der Westwindzirkulation von West nach Ost und überqueren auf ihrer Zugbahn die Ostsee. Die mit der Abfolge der Zyklone verbundene starke Variabilität der Windfelder verursacht eine starke Variabilität der Wasserstände und kann entscheidend für das Auftreten von Sturmhochwassern sein. Im langfristigen Mittel treten die höchsten Windgeschwindigkeiten in der Ostseeregion von Oktober bis Februar auf, während zwischen April und Juni ein deutlich milderes Windklima herrscht. So treten im klimatischen Jahresgang (1961-1990) über der Arkonasee (siehe Abbildung 2.1) die höchsten Windgeschwindigkeiten mit einem Monatsmittel von 9,8m/s im Dezember auf und fallen kontinuierlich bis zum Juni mit durchschnittlich 6,7m/s (BSH, 1996). Im Winter führt die Westwindzirkulation überwiegend zu Winden aus Süd-West bis West. Gelegentlich treten nördliche Windrichtungen bei einem Zyklonendurchzug über der Ostsee auf. Detaillierte Darstellungen der mittleren Windgeschwindigkeiten und Windrichtungen für die gesamte Ostseeregion sind in LEPPÄRANTA und MYRBERG (2009) gegeben.

Untersuchungen von LEHMANN ET AL., (2011), anhand hochaufgelöster meteorologischer Daten des SMHI für den Zeitraum 1970-2007, zeigten einen Anstieg der mittleren Windgeschwindigkeit im Winter von 1,5m/s für den Zeitraum 1989-2007 im Vergleich zu 1970-1988 in der südlichen und zentralen Ostseeregion. Diese beobachtete Zunahme der mittleren Windgeschwindigkeiten trat zeitgleich mit einem erhöhten Aufkommen von Stürmen über der südlichen Nordsee und Ostsee auf (1958-2001 ca. 1-2% pro Jahr) (WEISSE ET. AL., 2005). Obwohl die jährlichen hohen Windgeschwindigkeiten (99% Perzentile) seit Mitte der 1990er Jahre zu einem mittleren, eher ruhigen Niveau zurückkehrten (MATULLA ET AL., 2007), ist nach Aussagen von DONAT ET. AL., (2011) ein langfristiger Trend zu erhöhten Stürmen im Winter über Nordeuropa innerhalb der vergangenen etwa 50 Jahre gegeben.

Um Veränderungen im Sturmklima zu untersuchen, werden lange Zeitreihen mit homogenen Datensätzen benötigt. Direkte Messungen der Windgeschwindigkeit und der Windrichtung sind oft inhomogen. Da die räumlichen Differenzen (Gradienten) des Luftdruckfeldes charakteristisch für die Windverhältnisse sind, dienen diese Luftdruckgradienten als Proxies für die Windverhältnisse. Die Luftdruckmessungen liefern innerhalb eines festen Stationsnetzwerkes einen geeigneten Indikator zur Beschreibung der Sturmtätigkeit und zeigen nicht die Inhomogenitätsprobleme direkter Windmessungen (KRUEGER und VON STORCH, 2011). Basierend auf solchen Luftdruckmessungen haben eine Reihe von Autoren (z.B. WASA GROUP 1998, ALEXANDERSSON ET AL., 2000, BÄRRING und VON STORCH, 2004) die Entwicklung des Sturmklimas in Nord-Europa untersucht. Demnach gab es seit den 1960er Jahren bis Mitte der 1990er Jahre eine stetige Zunahme der Sturmtätigkeit, mit einer anschließenden Abnahme in Zentral- und Nordeuropa und somit auch in der Ostseeregion (HURRELL ET AL., 2003).

Betrachtet man wie BÄRRING und VON STORCH (2004) sehr lange Zeitreihen seit etwa 1800, sieht man, dass solche dekadischen Variationen nicht ungewöhnlich sind und dass bisher kein langfristiger Trend in dem Sturmgeschehen über Europa zu erkennen ist (BÄRRING und FORTUNIAK, 2009). Bei den Auswertungen von ALEXANDERSSON ET AL., (2000) zeigte sich, dass seit Beginn der Druckmessungen (ca. 1880) bis in die 1960er Jahre eine stete Abmilderung des Sturmklimas im Bereich von Nord- und Ostsee vorlag. Seit den 1960er Jahren bis zu den 1990er Jahren gab es dann die bereits erwähnte Intensivierung auf ein Niveau, das dem von 1900 entspricht. Dieser sturmintensiven Zeit Anfang der 1990er Jahre folgte ab 1995 eine Verminderung der Sturmtätigkeit. Die Analyse von ALEXANDERSON ET AL., (2000) wurde im 4. Sachstandsbericht des IPCC fortgesetzt. Es zeigte sich, dass die Sturmaktivität seit 1995 in dekadisch geglätteten Zeitreihen weiterhin abgenommen hat (IPCC 2007). Innerhalb dieser abnehmenden Tendenz gab es immer einzelne Jahre mit höherer Aktivität. Diese hohe (multi-) dekadische Variabilität innerhalb des Sturmklimas wurde von WEISSE ET AL. (2005) mit Hilfe rekonstruierter Windfelder von 1958 bis 2001 ebenfalls beschrieben und eine systematische Veränderung bezüglich der Sturmhäufigkeit und Sturmintensität der vergangenen Jahre konnte nicht nachgewiesen werden. Ebenfalls betonen WERN und BÄRRING (2009), die bei Analysen der mittleren und hohen ($> 25\text{m/s}$) Windgeschwindigkeiten über Südschweden in der näheren Vergangenheit statistisch signifikante negative Trends ermittelten, dass diese langfristigen linearen Veränderungen im Vergleich zu der (multi-) dekadischen Variabilität gering sind. Da das Windklima der Ostseeregion in einem engen Zusammenhang mit den großräumigen Schwankungen der Atmosphärischen Zirkulation über dem Nord-Atlantik (insbesondere im Zusammenhang der NAO im Winter) steht, lässt sich die beschriebene saisonale, jährliche und (multi-) dekadische Variabilität der Windverhältnisse teilweise anhand der Variationen des NAO-Index erklären (DONAT ET AL., 2010).

2.2 Beschreibung der Ostsee und deren Wasserhaushalt

Das Untersuchungsgebiet, die Ostsee mit dem Bottnischen und Finnischen Meerbusen sowie dem Golf von Riga, dem Skagerrak und Kattegat sowie der südwestlichen Ostsee mit Beltsee, Arkona und Bornholm Becken, ist in der Abbildung 2.1 dargestellt.

Die Ostsee ist ein geologisch verhältnismäßig junges Meer das sich in den letzten 15.000 Jahren unter dem Wirken klimatischer und tektonischer Prozesse mit Wasser gefüllt hat. Die heutige Ostsee hat eine Fläche von 415.266km^2 (einschließlich Kattegat) und eine mittlere Tiefe von 52 m, wobei die maximale Tiefe 459m (Landsorttief, südlich von Stockholm) beträgt (BAERENS ET AL., 2003). Die südwestliche Ostsee zeigt insgesamt eine sehr geringe Wassertiefe, mit einer maximalen mittleren Tiefe von 25m in der Mecklenburger Bucht, 50m im Arkonabecken und 100m Tiefe im Bornholmbecken. Die Nord-Süd-Erstreckung der Ostsee beträgt ca. 1300km, während die West-Ost-Erstreckung auf einen Wert von ca. 1000km kommt (LIEDTKE und MARCINEK, 2002). Das intrakontinentale Nebenmeer ist über die Belte und den Sund mit der Nordsee und somit indirekt mit dem Atlantischen Ozean verbunden. Diese schmale und flache Verbindung der beiden Randmeere mit einer Tiefe von maximal 26m im Großen Belt (DIETRICH und KÖSTER, 1974) und die strukturierte Beckenstruktur der Ostsee mit einer großen Anzahl von Tiefenunterschieden sind ausschlaggebend für verschiedene Charakteristika des mittleren Ostseewasserstandes und deren Variationen. Dabei wird die Hydrographie der Ostsee

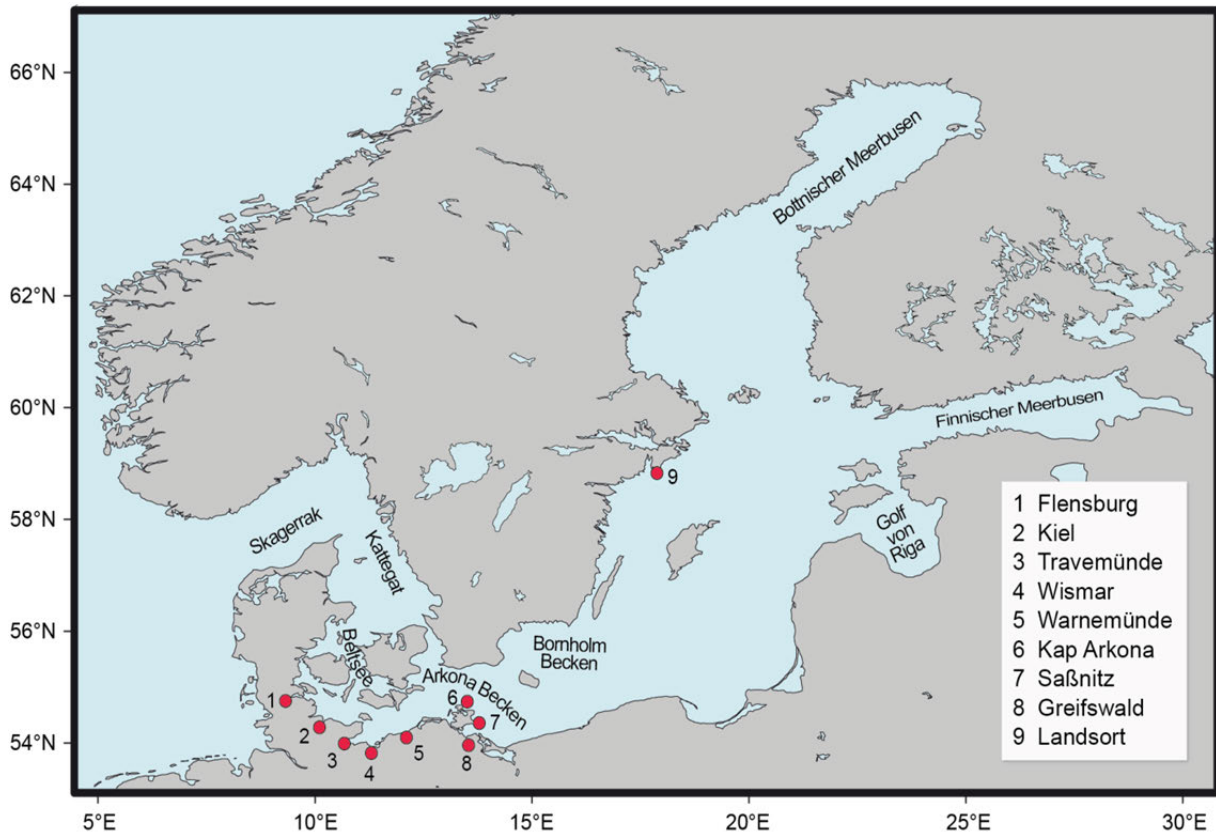


Abbildung 2.1. Untersuchungsgebiet Ostsee.

insbesondere durch die flachen Stellen (Schwellen), die die einzelnen Becken voneinander trennen, bestimmt. Für die Wasserstände der südwestlichen Ostsee hat z.B. die Darsser Schwelle mit einer Tiefe von 18m (NEWIG und THEEDE, 1985), welche die Trennung zwischen Beltsee und Arkonabecken darstellt, einen entscheidenden Einfluss.

Der mittlere Wasserstand der Ostsee wird primär durch den Wind beeinflusst. Während starker und langanhaltender Südwest- und Westwinde kann ein deutlicher Zufluss von Nordseewasser in die Ostsee erfolgen. Neben dem Zufluss von Salzwasser aus der Nordsee durch das Kattegat hat der Süßwasserzufluss, der in die Ostsee mündenden Flüsse einen Anteil am Wasserhaushalt und damit an den Schwankungen des Wasservolumens, was wiederum in dem mittleren Wasserstand der Ostsee zum Ausdruck kommt (BAERENS ET AL., 2003). Das Einzugsgebiet der Ostsee umfasst 1,75 Mio. km² und im langjährigen Mittel fließen etwa 440km³/a Flusswasser in die Ostsee. Das Gesamtvolumen der Ostsee beträgt im Vergleich dazu etwa 21.205km³. Etwa die Hälfte des Süßwasserzuflusses stammt aus den sieben größten Zuflüssen der Ostsee: Newa, Vistula, Nemunas, Daugava, Oder, Göta Älv und Kemijoki (HELCOM, 2011). Der Zustrom durch die

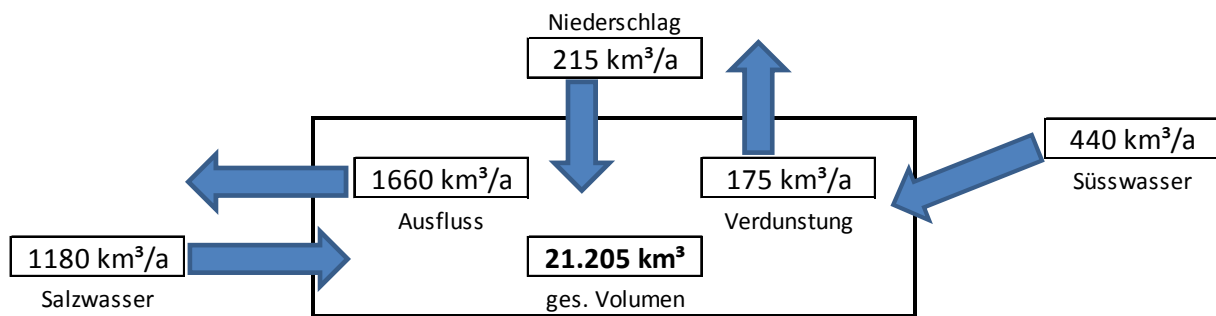


Abbildung 2.2. Jährliche Wasserhaushaltszahlen für die Ostsee (nach LEPPÄRANTA und MYRBERG, 2009).

Flüsse hat jedoch im Vergleich zu dem Zustrom durch das Kattegat mit etwa $1180\text{km}^3/\text{a}$ einen geringeren Anteil am Wasserstand. Wie aus der Abbildung 2.2 hervorgeht, entspricht diese Süßwasserzufuhr innerhalb der Wasserhaushaltsbilanz etwa dem um den Einstromanteil verminderten Ausstromanteil (LEPPÄRANTA und MYRBERG, 2009). Die Beträge der einzelnen Wasserhaushaltskomponenten variieren je nach Untersuchungszeitraum ausnahmslos als Folge der Veränderlichkeit der klimatischen Bedingungen im gesamten Ostsee- und Nordseeraum sowie im Bereich des Nordatlantiks (BAERENS ET AL., 2003).

2.3 Variabilität der Ostseewasserstände

Die Wasserstände der Ostsee und deren Variabilität entstehen aus einer Überlagerung verschiedener Anteile: der mittlere Wasserstand der Ostsee, der im Wesentlichen durch den Ein- und Ausstrom von Nordseewasser gesteuert wird, die Gezeiten sowie die Eigenschwingungen und Windstauwirkungen. Die kurzfristige Variabilität der Ostseewasserstände hängt somit, mit Ausnahme der Tiden und dem Süßwasserzufluss der in die Ostsee mündenden Flüsse, von der Veränderlichkeit der meteorologischen Faktoren ab. Auch die langfristige Variabilität – die ausgeprägten Jahresgänge sowie jährliche und dekadische Schwankungen – der Wasserstände ist klimatisch bedingt. Diese meteorologischen Ursachen sind zum einen die tangentiale Schubspannung des Windes und zum anderem der invers barometrische Effekt, der bewirkt, dass ein gegenüber dem mittleren Luftdruck erhöhter Bodenluftdruck für einen verringerten Wasserstand und ein verringerter Luftdruck für einen erhöhten Wasserstand sorgt. Dabei entspricht eine Luftdruckabnahme von 1hPa in etwa einer Wasserstandserhöhung von 1cm (GASPAR und PONTE, 1997). Die Tiden der Ostsee, überwiegend halb- und eintägige Tiden, die als Mitschwingungstiden von der Nordsee in die Ostsee getragen werden, zeigen insgesamt geringe Beträge mit tendenziell abnehmenden Amplituden der halbtägigen Gezeiten von etwa 10cm in der Beltsee zu etwa 2cm bis 5cm in den übrigen Gebieten der Ostsee (WITTIG, 1911 in BAERENS ET AL., 2003). Amplituden und Phasen der verschiedenen Ostseegezeiten sind von LISITZIN (1974) und MAGAARD und KRAUSS, (1966) ermittelt worden. Der Süßwasserzufluss, mit einem durchschnittlichen jährlichen Zufluss von etwa 440km^3 , hat ebenfalls einen untergeordneten Einfluss auf den mittleren Wasserstand und deren Variabilität. Während im jährlichen Durchschnitt die Wasserbilanz der Ostsee weitestgehend ausgeglichen ist (siehe Abbildung 2.2), kann der mittlere Wasserstand, bedingt durch einen erhöhten oder verminderten Zufluss saisonal schwanken. Als Folge der überwiegend in die nördliche und östliche Ostsee mündenden Flüsse nimmt die Salinität der Ostsee von Westen nach Nordosten ab und im Skagerrak und Kattegat sind Salzgehaltswerte von 25 bis 35 PSU zu finden, im nordöstlichen Bereich sind demgegenüber lediglich Werte von 3 bis 5 PSU vorhanden (EKMAN und MÄKINEN, 1996). Die räumlich und zeitlich sehr unterschiedlichen Temperatur- und Salzverhältnisse, mit tendenziell abnehmenden Temperaturen und Salzgehalten des Ostseewassers von Süd nach Nord, haben einen Einfluss auf die Variabilität der Wasserstände. Nach EKMAN und MÄKINEN (1996) entsteht primär durch diese unterschiedlichen Salzverhältnisse eine Differenz der mittleren Wasserstände von 35 bis 40 Zentimeter zwischen Skagerrak und Bottnischem Meerbusen. MEIER ET AL. (2004) ergänzen, dass sich diese räumlichen Differenzen des mittleren Wasserstandes neben den Salzverhältnissen aus den dominierenden westlichen Windverhältnissen ergeben. Langfristige Prozesse, die einen Einfluss auf den mittleren Wasserstand der Ostsee haben, sind die postglazialen isostatischen Landhebungen und Landsenkungen und ein

eustatischer Meeresspiegelanstieg als Folge der globalen Erwärmung. Die Ostseeregion ist stark von diesen isostatischen Prozessen geprägt, die sich folglich auf den relativen Meeresspiegel auswirken. Nach Aussagen von GARETSKY ET AL. (2001) findet eine Krustenhebung von $>8\text{mm/Jahr}$, nach HAMMARKLINT (2009) von etwa 10mm/Jahr im nördlichen Bereich der Ostsee und eine Krustensenkung von $<1\text{mm/Jahr}$ im Bereich der südlichen und südwestlichen Ostseeküste (RICHTER ET AL., 2011) statt. Infolge der Erdkrustenbewegung nehmen die relativen mittleren Wasserstände (RSL) im Süden zu und im Norden ab, so dass sich die Differenzen (Nord-Süd) mit der Zeit verkleinern (BAERENS ET AL., 2003). Detaillierte Untersuchungen zu den isostatischen Prozessen sind unter anderem in GARETSKY ET AL. (2001) und EKMAN (1996) zu finden. WARRICK ET AL. (1996) ermittelt für die vergangenen 100 Jahre einen mittleren Anstieg der Ostseewasserstände als Folge eines eustatischen Meeresspiegelanstieges von 1 bis $2,5\text{mm/Jahr}$, der den Ergebnissen von MEIER ET AL. (2004) mit 1 bis 2mm/Jahr und EKMAN (1996) mit 1mm/Jahr entspricht. In Addition der isostatischen und eustatischen Prozesse ist der Meeresspiegel (Relativer Meeresspiegel) in den vergangenen 100 Jahren im Bereich der nördlichen Ostsee etwas (um ca. 7 bis $5,5\text{cm}$ (VERMEER ET AL., 1988: $9,4\text{cm}$)) gefallen, während er im Bereich der südlichen Ostsee leicht (um ca. 1,5 bis 3cm (VERMEER ET AL., 1988: $1,7\text{cm}$)) angestiegen ist. Eine differenzierte Aussage für den Bereich der südwestlichen Ostsee ist hierzu unter anderem bei DIETRICH und LIEBSCH (2000) zu finden. Neben den langfristigen Veränderungen des mittleren Wasserstandes der Ostsee haben meteorologische Prozesse einen starken Einfluss auf den mittleren Wasserstand der Ostsee und deren kurzfristige Variationen insbesondere an den Küsten (EKMAN, 2007). Im Folgenden wird dargestellt, dass sowohl die isostatischen und eustatischen Faktoren als auch die baroklinen Faktoren aufgrund ihrer geringen Beträge im Vergleich zu den meteorologischen Faktoren für die kurzfristige Variabilität der Ostseewasserstände sekundär sind. In Bezug auf langfristige mittlere Wasserstände und deren Veränderungen sollten diese Faktoren jedoch berücksichtigt werden.

2.3.1 Füllungsgrad

Primär durch Veränderungen des Ein- und Ausstromes von Nordseewasser über die Belte und den Sund und sekundär über Veränderungen der Süßwasserzuflüsse kann der mittlere Wasserstand der Ostsee ansteigen oder absinken (BACC, 2008). Der Zu- und Ausstrom durch die Belte und den Sund hängt, neben der Neigung der Ostseewasserstände, primär von den aktuellen Windverhältnissen ab. Während langanhaltender südwestlicher und westlicher Winde über der Deutschen Bucht kann der mittlere Wasserstand bei intensiven Einstromphasen deutlich ansteigen und bei östlichen Windrichtungen über der Ostsee absinken. JANSSEN (2002) bestätigt einen Zusammenhang der starken westlichen Winde und einem Anstieg des mittleren Wasserstandes der Ostsee. Er führt aus, dass diese Windverhältnisse zu einem Anstieg des Wassers in der Deutschen Bucht (Nordsee) und der nord-östlichen Ostsee und zu einem Absinken des Wasserstandes in der Beltsee (Ostsee) führen. Als Folge dieses barotropen Druckgradienten im Übergangsbereich von Nord- und Ostsee wird der Einstrom weiter begünstigt.

Den mittleren Wasserstand der Ostsee bezeichnet man als deren Füllungsgrad. Die Wasserstände am Pegel Landsort, südlich von Stockholm ($17^{\circ}52'E$, $58^{\circ}45'N$) in der zentralen Ostsee, werden häufig als Referenz für den Füllungsgrad der Ostsee gewählt. Dieser Pegel eignet sich nach FRANCK und MATTHÄUS (1992) für die Bestimmung des mittleren Ostseewasserstandes und deren zeitlichen Variationen, da er sich in etwa im Knotenbereich der am häufigsten auftretenden einknotigen Eigenschwingung befindet, so dass dort der jeweilige Füllungsstand der Ostsee und die eintretenden Volumenänderungen in den Wasserstandsschwankungen günstig widerspiegelt

werden (BAERENS ET AL. 2003). Man spricht von einer Vorfällung, wenn der Füllungsgrad der Ostsee über eine gewisse Zeit deutlich erhöht ist. Diese Vorfällung wird von MUDERSBACH und JENSEN (2010) definiert als eine Wasserstandserhöhung um mindestens 15cm über dem mittleren Wasserstand über mehr als 20 Tage am Pegel Landsort. MUDERSBACH und JENSEN (2010) analysierten hinsichtlich dieser Definition die Vorfällung anhand einer über 21 Tage gefilterten Wasserstandszeitreihe des Pegels Landsort mit stündlich gemessenen Daten von 1886 bis 2006. In diesem Zeitraum von 121 Jahre wurden 145 Vorfällungsereignisse mit einer Wasserstandserhöhung von 15 (per Definition) bis etwa 40cm identifiziert und hatten eine Dauer von 20 Tagen (per Definition) bis zu 119 Tagen.

2.3.2 Eigenschwingungen

Aufgrund ihrer nahezu geschlossenen Form können in der Ostsee Eigenschwingungen (frz. Seiches) auftreten. Diese Seiches sind periodische Wasserstandsschwankungen, die im Gegensatz zu den regelmäßig vorhandenen Gezeiten nur gelegentlich angeregt werden. Die langen stehenden Wellen machen sich unter anderem in den Beobachtungen der Küstenpegel als vorübergehende periodische Schwankungen mit unterschiedlicher Amplitude bemerkbar (BAERENS ET AL., 2003). Eigenschwingungen entstehen, wenn der Wasserstand als Folge einer äußeren Einwirkung (Windstau oder starke Luftdruckunterschiede) aus deren Ruhelage, dem mittleren Niveau, gebracht wird und bei Nachlassen der Einwirkung sich selbst überlassen wird. Daraufhin können resonante Schwingungen erzeugt werden und das Wasser bewegt sich als stehende Welle mehrmals hin und her, bis die Bewegung durch die Reibung abklingt. Da die Ostseewasserstände durch die Einwirkung der häufigen Westwinde beziehungsweise der Luftdruckverhältnisse des Öfteren in eine Schrägstellung mit erhöhten Wasserständen in der nördlichen beziehungsweise östlichen Ostsee und gesenkten Wasserständen in der südwestlichen Ostsee versetzt werden und ein aus der Ruhelage ausgelenkter Wasserspiegel durch das Schwerfeld der Erde als rücktreibende Kraft immer seinem Ausgangsniveau zustrebt, ist die Grundvoraussetzung für Eigenschwingungen in der Ostsee gegeben.

Unter anderem haben NEUMANN (1941), KRAUSS und MAGAARD (1962) sowie WÜBBER und KRAUSS (1979) Bestimmungen der Ostsee-Seiches durchgeführt. Sie unterscheiden für die Ostsee zwei Schwingungssysteme: „Ostsee ohne Bottnischer Meerbusen“ und „Gesamte Ostsee“. Die Perioden der Seiches erster bis vierter Ordnung sind für das System „Gesamte Ostsee“ in Tabelle 2.1 angegeben. Die verschiedenen Schwingungsformen unterschiedlicher Ordnung (ein- oder mehrknotig) wurden unter anderem von LASS und MAGAARD (1996) beschrieben und in deren Untersuchung zur Veranschaulichung in einem rechteckigen Becken skizziert. Bei einer einknotigen Schwingung (1. Ordnung) befinden sich an den Enden Schwingungsbäuche und in der Mitte ein Schwingungsknoten, bei der zweiknotigen Schwingung (2. Ordnung) sind die Amplituden an den Enden in gleicher Phase und bei der dreiknotigen Schwingung (3. Ordnung) in Gegenphase. Nach MAGAARD und RHEINHEIMER (1974), die numerische Berechnungen der Seiches in einer „geschlossenen“ Ostsee durchgeführt haben, können die Schwankungen des Wasserstandes, die mit Seiches verbunden sind, an den Enden der Schwingungssystemen bis zu 1m betragen und sind in der Regel nach etwa vier Perioden abgeklungen. BAERENS ET AL. (2003) ergänzen, dass aufgrund der Abmessungen der Ostsee auf der einen Seite und der Größe von Sturmzyklonen (mit starken Luftdruckunterschieden und schnell wandernden Starkwindfeldern mit ihrer charakteristischen Einwirkzeit von 1-2 Tagen) auf der anderen Seite es hauptsächlich zur Anregung von einknotigen Eigenschwingungen kommt. Neben den theoretischen Betrachtungen

Tabelle 2.1. Eigenschwingungen der Ostsee nach WÜBBER und KRAUSS (1979).

Schwingungssystem: Gesamte Ostsee	
Schwingungsordnung	Periode / Stunden
Einknotige Schwingung	31,0
Zweiknotige Schwingung	26,4
Dreiknotige Schwingung	22,4
Vierknotige Schwingung	19,8

wurden die Seiches mehrfach anhand direkter Auswertungen von Pegelzeitreihen untersucht. Unter anderem ordneten NEUMANN (1941) anhand von Einzelfällen ungewöhnlich niedriger Wasserstände, und WEIDEMANN (1950) anhand von Strommessungen am Feuerschiff „Fehmarnbelt“ gewisse Anteile an Wasserstandsschwankungen Eigenschwingungen zu. Mit Hilfe einer Frequenzanalyse von mehrwöchigen Trübungs- und Strömungsmessungen zwischen Fehmarn und Lolland fand GIENAPP (1993) eine starke Übereinstimmung zu den Schwingungsperioden von WÜBBER und KRAUSS (1979) bis zur zehnten Ordnung. METZNER ET AL. (2000) hingegen konnten bei der Auswertung der mit Hilfe von Radarmessungen gewonnenen Wasserstandsdaten der Ostsee (viermonatige Zeitreihe) Eigenschwingungen ermitteln, jedoch nicht bei den von WÜBBER und KRAUSS (1979) bestimmten Perioden. Ebenso konnten BAUR und SAUER (1970) mit Hilfe einer Spektralanalyse einer 19-jährigen Zeitreihe der Pegel Landsort und Sassnitz keine eindeutigen Peaks bei den angegebenen Perioden finden. BORK und MÜLLER-NAVARRA (2009) kommentieren, dass die Eigenperioden unterschiedlicher Ordnung bei Spektralanalysen über einen endlichen Bereich im Rauschen weiterer Variabilität überlagert werden und deshalb nicht im Spektrum hervortreten. BAERENS ET AL. (2003) ergänzt, dass es praktisch keine ungestörten Eigenschwingungen in der Ostsee gebe.

Vielfach diskutiert sind die Eigenschwingungen bezüglich der Sturmhochwassergenese und dem schwingungsbedingten Beitrag zum Scheitelwasserstand. Das Staatliche Amt für Umwelt und Natur Rostock beschreibt in seinem Regelwerk *Küstenschutz Mecklenburg-Vorpommern* (STÄLU MV, 2009), dass sehr hohe Sturmhochwasser an der deutschen Ostseeküste nur aus einer Überlagerung der Faktoren Windstau und Buchtenstau sowie den Anteilen der Eigenschwingung und einer vorangegangenen Vorfällung auftreten können. Auch MEINKE (1999, 2003 in BAERENS ET AL.) und FENNEL und SEIFERT (2008) folgern, dass Seiches einen entscheidenden Anteil bei der Sturmhochwassergenese haben. Bei Auswertungen der Sturmhochwasser in Warnemünde im Zeitraum von 1953 bis 1997 unterscheidet MEINKE (1999) die Sturmhochwasser hinsichtlich ihrer Genese zwischen Windstauereignissen und Sturmhochwassern unter Beteiligung von hydrodynamischen Schwingungen. Sie konnte bei 50 Prozent der Sturmhochwasser den Einfluss von hydrodynamischen Schwingungen nachweisen und betonte, dass bei Sturmhochwassern unter Beteiligung von hydrodynamischen Schwingungen in erster Linie nicht der direkte Windeinfluss der wasserstandserhöhende Faktor sei (MEINKE, 2003 in BAERENS ET AL., 2003). MEINKE betonte weiterhin, dass bei Sturmhochwassern, die unter Beteiligung von Eigenschwingungen entstehen, die Möglichkeit besteht, dass der Sturmhochwassergrenzwert (1m über NN) auch ohne Präsenz stauwirksamer Winde erreicht wird und allein die rückschwingenden Wassermassen den Wasserstand auf Sturmhochwasserniveau anheben können. Andererseits können diese Eigenschwingungen durch direkten Windeinfluss verstärkt werden und zu sehr hohen Wasserständen führen. Hingegen bezweifeln BORK und MÜLLER-NAVARRA (2009) die These, dass Eigenschwingungen einen entscheidenden Beitrag zur Maximierung von extremen Sturmhochwassern liefern und zeigen dies an einem Sturmhochwasserereignis im Dezember 1971,

bei dem nach Meinung der Autoren ideale Bedingungen für eine Eigenschwingung gegeben waren. Für dieses Sturmhochwasser führten BORK und MÜLLER-NAVARRA (2009) eine numerische Rekonstruktion durch und konnten im modellierten Wasserstand keine schwingungsbedingten Anteile nachweisen.

2.3.3 Windstau

Die stärksten Wasserstandschwankungen der Ostsee entstehen durch die Wirkung des Windes. Die tangentielle Schubkraft des Windes ist entscheidend für die Entstehung von Windwellen und Triftströmungen (BAERENS ET AL., 2003). Der windinduzierte Wassertransport kann an Küsten zu Windstau führen. Bei Wetterlagen mit über einige Stunden andauernden auflandigen Winden mit hohen Windgeschwindigkeiten werden infolge des Windstresses Wassermassen an die Küste getrieben und führen als Windstau zu einer Wasserstandserhöhung. Die Höhe des Windstaus hängt unmittelbar mit der Stärke des lokalen Windes, seiner Einwirkzeit (Winddauer), seiner Wirkrichtung, Wirklänge (Fetch) und der Wassertiefe zusammen. Der Fetch wird zum einen durch die Windrichtung bestimmt, zum anderen durch die typische Ausdehnung der Starkwindfelder selbst. Die windinduzierten Wasserstandsveränderungen sind proportional zur Schubspannung, die wiederum proportional zur Windgeschwindigkeit ist, und zum Fetch. Neben der Wirkung des Windes hängt die Höhe des Windstaus von der Wassertiefe ab und verhält sich dabei umgekehrt proportional zu der Wassertiefe. Damit laufen insbesondere an flachen Küstenabschnitten die Wassermassen hoch auf. Folglich ist die Ostsee aufgrund der geringen Wassertiefen besonders anfällig für windinduzierte Wasserstandserhöhungen. Andererseits ist die Streichlänge des Windes, aufgrund der stark gegliederten Struktur der Ostsee, im Vergleich zur Nordsee für viele Windrichtungen sehr gering (SOOMERE ET AL., 2012). Nach Aussagen von SCHMAGER ET AL. (2008) kann davon ausgegangen werden, dass ein effektiver Fetch über 350km in der Ostsee nicht möglich ist. In der Ostsee finden Nordost- und Südwestwinde eine maximale Wirklänge vor, an deren Ende jeweils die Küsten der westlichen Ostsee bzw. des östlichen Finnischen Meerbusens liegen. Die Beziehung zwischen der tangentialen Schubspannung des Windes und dem Windstau

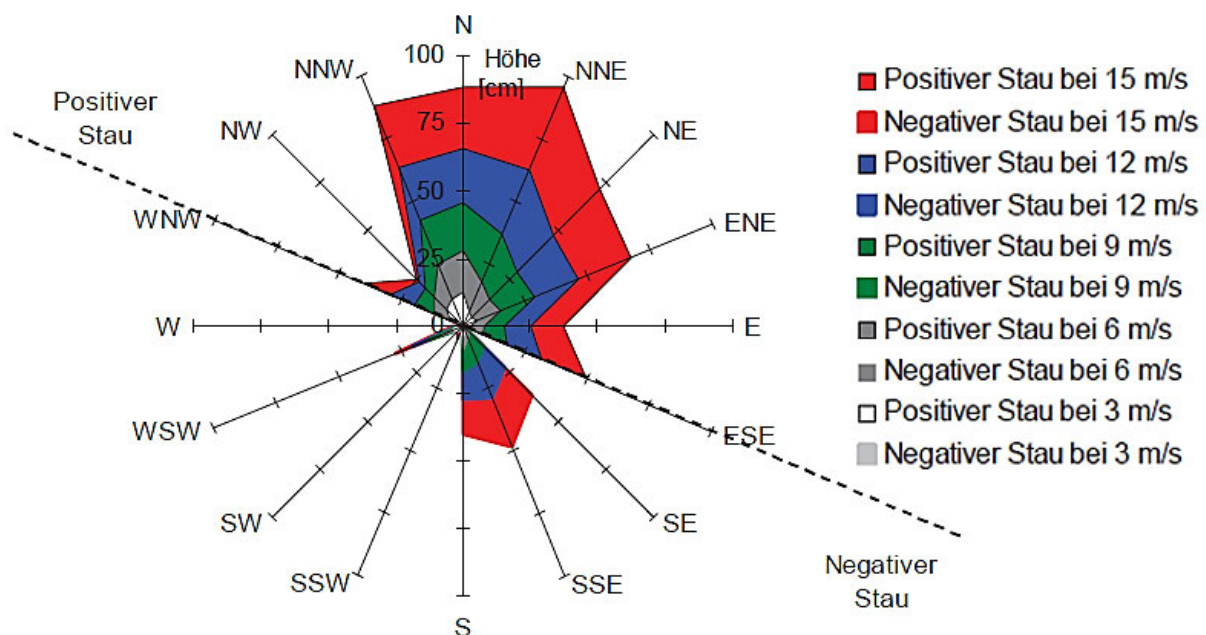


Abbildung 2.3. Mittlere Windstauwerte in cm für Warnemünde in Abhängigkeit von den lokalen Windverhältnissen im Untersuchungszeitraum 1984 bis 1998 (MEINKE, 1999).

an der Küste ist unter anderem von NEUMANN (1948), DEFANT (1961) und ERTEL (1973) detailliert dargestellt. Aus welchen Windverhältnissen ein Windstau an der deutschen Ostseeküste resultiert, wird in Abbildung 2.3 am Beispiel von Warnemünde dargestellt. MEINKE (1999) bestimmte bei der Auswertung der Wasserstände in Warnemünde und den lokalen Windverhältnissen im Untersuchungszeitraum von 1984 bis 1993 die mittleren Windstauwerte für Warnemünde in Abhängigkeit von Windrichtung und -stärke der lokalen Windfelder. Für Warnemünde gilt, dass Winde aus West-Nord-West bis Ost-Süd-Ost in Abhängigkeit ihrer Windgeschwindigkeit einen positiven Windstau erzeugen können. Ein besonders hoher mittlerer Windstau (etwa 90cm) resultierte im Untersuchungszeitraum (1984 bis 1993) bei Stürmen mit einer Windgeschwindigkeit von 15m/s aus Nord-Nord-Ost. Neben den lokalen Windverhältnissen können nach MEINKE (1999) auch die Winde über der zentralen Ostsee einen Windstau in Warnemünde erzeugen.

2.3.4 Sturmhochwasser an der deutschen Ostseeküste

Aufgrund der dominierenden westlichen Windrichtungen, das heißt für die deutsche Ostseeküste ablandige Windrichtungen und der stark gegliederten Ostsee, was eine zumeist geringe Windstreichlänge zur Folge hat, treten Sturmhochwasser an der deutschen Ostseeküste im Vergleich zur Nordseeküste verhältnismäßig selten auf. Im Gegensatz zur tidegeprägten Nordsee können an der deutschen Ostseeküste Sturmhochwasser jedoch einige Stunden bis Tage mit entsprechend hoher Seegangbelastung andauern. Auch die Intensitäten der Scheitelwasserstände liegen an der deutschen Ostseeküste unter den maximalen Wasserständen der Nordseesturmfluten. Die Voraussetzung für sehr hohe Wasserstände und einer damit einhergehenden Gefahr für flachliegende Küstengebiete ist jedoch gegeben. Im November 1872 kam es zum bisher schwersten Sturmhochwasser mit Wasserständen in Flensburg um 3,08m über Normal Null (NN) und in Wismar um 2,83m über NN (MELUR SH, 2012; STÄLU MV, 2009). Die Scheitelwasserstände dieses Sturmhochwassers sind dato unerreicht, jedoch kam es auch in der näheren Vergangenheit zu mehreren schweren Sturmhochwassern an der deutschen Ostseeküste mit Wasserständen über 1,49m über NN. Es bestehen mehrere Klassifikationen der Sturmhochwasser an der deutschen Ostseeküste, die in BAERENS ET AL. (2003) dargestellt sind. Im Folgenden werden die Sturmhochwasserstände entsprechend den Angaben des *Generalplans Küstenschutz des Landes Schleswig-Holstein* (MELUR SH, 2012) eingeteilt (siehe Tabelle 2.2). Während über den Einfluss des Windes (Richtung, Stärke, Dauer und Fetch) und des invers barometrischen Luftdruckeffekts als wesentliche Ursachen für hohe Wasserstände an der deutschen Ostseeküste Konsens besteht, werden die Beiträge von Vorfüllung und Eigenschwingungen zur Sturmhochwassergenese und deren Beitrag am Scheitelwasserstand zum Teil kontrovers diskutiert. Nach Aussagen von LEPPÄRANTA und MYRBERG (2009) entstehen die höchsten Wasserstände in der Ostsee, wenn sich die genannten meteorologischen und hydrologischen Faktoren (Vorfüllung, Eigenschwingung und Windstau) überlagern. Entsprechend wird im Regelwerk für *Küstenschutz Mecklenburg-Vorpommern*

Tabelle 2.2. Klassifikation der Sturmhochwasser (MELUR SH, 2012).

	m über Normal Null (NN)
leichtes Sturmhochwasser:	≥ 1,00 bis 1,24
mittleres Sturmhochwasser:	> 1,24 bis 1,49
schweres Sturmhochwasser	> 1,49 bis 2,00
sehr schweres Sturmhochwasser:	> 2,00

(STÄLU MV, 2009) ein maximal möglicher Sturmhochwasserscheitelpunkt von 4m über einen erhöhten Füllungsgrad von maximal 0,5m, einem maximalen Windstau von 2m, einem zusätzlichen Buchtenstau von 0,5m und einem maximalen Beitrag der Eigenschwingung von 1m ermittelt. Im Gegensatz dazu bezieht sich der *Generalplan Küstenschutz des Landes Schleswig-Holstein* (MELUR SH, 2012) auf die Ergebnisse von BORK und MÜLLER-NAVARRA (2009), wonach weder der Füllungsgrad noch Eigenschwingungen einen signifikanten Beitrag zu schweren Sturmhochwassern leisten. Beiträge von Eigenschwingungen und Vorfüllung werden hier bei der Ermittlung der Bemessungswasserstände demnach nicht berücksichtigt und die schweren Sturmhochwasser sind ausschließlich von der Ausdehnung und der zeitlichen Entwicklung der Starkwindfelder abhängig. TIESEL (2008) betonte, dass alle Sturmhochwasser der westlichen Ostsee eine Folge starker Stürme oder Sturmtiefs seien, welche die gesamte Ostsee beeinflussen, jedoch der genaue Ablauf der Sturmhochwasser bis heute nicht vollständig verstanden sei.

Die meteorologischen Verhältnisse, die zu Sturmhochwassern an der deutschen Ostseeküste führen, werden durch über die Ostsee ziehende Zyklonen bestimmt (vgl. Kapitel 2.1). Typische Sturmhochwasser-Wetterlagen der Ostsee gehen im Wesentlichen auf die Untersuchungen von KOHLMETZ (1964, 1967) zurück. Er bestimmte Zyklonen auf den Zyklonenzugbahnen Nord-West (NW), West (W), Nord-Ost (NO) und Süd (S) bis Süd-West (SW), welche als Vb-Lagen zusammengefasst werden, als relevant für die Entstehung von Sturmhochwassern an der deutschen Ostseeküste, wobei jeweils die Richtung, aus der die Zyklonen über die Ostsee ziehen, namensgebend ist. MEINKE (1999) untersuchte den Ablauf dieser sturmhochwasserauslösenden Zyklonen und bestimmt die Wahrscheinlichkeit der einzelnen Sturmhochwasserlagen nach Auswertungen der Sturmhochwasser im Zeitraum von 1953 bis 1997 am Beispiel Warnemünde. In dem von MEINKE (1999) untersuchten Zeitraum resultierten, wie in Abbildung 2.4 dargestellt, etwa 62 Prozent der Sturmhochwasser in Warnemünde als Folge der Sturmhochwasser-Wetterlage Nordwest. Während dieser Zyklonenzugbahn herrscht über der südwestlichen Ostsee zunächst ein West- bis Südwest-Sturm, der mit Durchzug des Sturmtiefs über die zentrale Ostsee auf Nordost bis Ost dreht. Weitere 20 Prozent der Sturmhochwasser in Warnemünde wurden im Untersuchungszeitraum durch Zyklonen aus West hervorgerufen. Während dieses Sturmtiefs weht der Wind zunächst an der Vorderseite des Tiefs aus östlichen Richtungen und dreht an der Rückseite des Tiefs über Nord auf westliche Richtung. Zyklonen auf Vb-artigen Zugbahnen ziehen aus Südwesteuropa über Ungarn nordwärts nach Südpolen und weiter in nordwestliche,

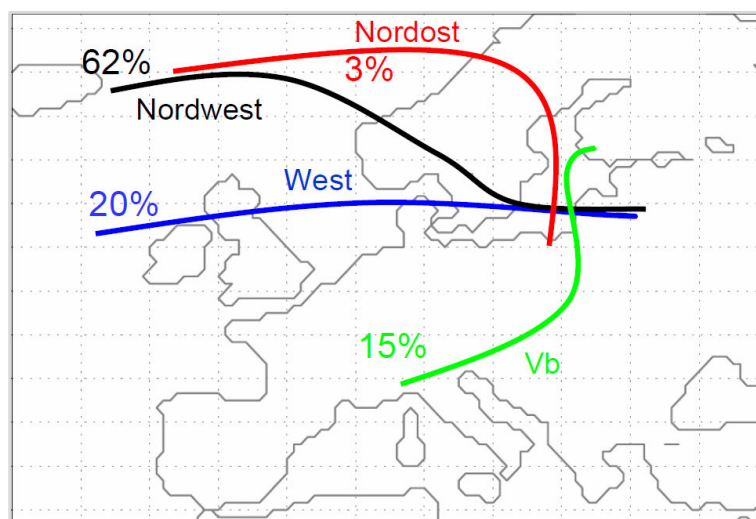


Abbildung 2.4. Wahrscheinlichkeit der Zugbahn von sturmhochwasserauslösenden Zyklonen am Pegel Warnemünde im Zeitraum 1953-1997 (vereinfacht von SCHMITZ (2007) nach MEINKE (1999)).

nordöstliche oder östliche Richtungen. Sie sind meist verbunden mit einem Hochdruckgebiet über Skandinavien. Beide Druckgebilde verlagern sich langsam, wodurch über der Ostsee lang anhaltende Nordost- bis Ost-Winde wehen, die häufig über Ostsüdost bis Südost drehen und abflauen. Diese Wetterlage rief im Untersuchungszeitraum 15 Prozent der Sturmhochwasser in Warnemünde hervor. Lediglich drei Prozent der von MEINKE (1999) ausgewerteten Sturmhochwasser entstanden durch die Sturmhochwasser-Wetterlage Nordost. Der typische Sturmablauf der Zyklonen aus Nordost zeichnet sich durch Winde, die über der Ostsee von Süd über West auf nördliche und nordöstliche Richtungen drehen, und einen Sturm aus nordöstlichen Richtungen an der Rückseite des Tiefs aus. Folge dieser vier Sturmhochwasser-Wetterlagen sind stauwirksame Windrichtungen an der deutschen Ostseeküste. Diese stauwirksamen Windrichtungen und deren Windstauwerte wurden exemplarisch für Warnemünde in Abbildung 2.3 dargestellt. Aus den verschiedenen Zyklonenzugbahnen und Ausdehnungen der Sturmtiefs sowie den herrschenden Wind- und Luftdruckverhältnissen resultieren unterschiedliche Abläufe, Scheitelwasserstände und Verweildauern der Sturmhochwasser mit und ohne Beteiligung der hydrodynamischen Faktoren Vorfüllung und Eigenschwingung an der deutschen Ostseeküste.

3. Modelle TRIM-NP und COSMO-CLM

Um langfristige Veränderungen der Ostseewasserstände und ihre jährliche und dekadische Variabilität bestimmen zu können, werden zeitlich und räumlich hochaufgelöste Daten der Ostseewasserstände der vergangenen Jahrzehnte benötigt. Hierfür wurde eine Rekonstruktion, auch Hindcast genannt, der Ostseewasserstände der vergangenen 65 Jahre mit Hilfe des regionalen Ozeanmodells TRIM-NP (KAPITZA, 2008, KAPITZA UND EPEL, 2000) unter Antrieb der atmosphärischen Felder des regionalen Klimamodells COSMO-CLM (ROCKEL ET AL., 2008; STEPELER ET AL., 2003) erstellt. Der gewonnene Datensatz ist einmalig und erweitert den Datensatz *coastDat* beziehungsweise *coastDat2* (WEISSE ET AL., 2009; GEYER, 2014) um die Wasserstandsrekonstruktion der Ostsee. *CoastDat* wurde erstellt, um eine konstante und homogene Datengrundlage für die Auswertung der Wetterstatistik und die Bestimmung von langfristigen Veränderungen in Europa zu erhalten. Um alle Bereiche der marinen Klimatologie (z.B. Stürme, Wellen und Sturmfluten) für vergangene Dekaden zu rekonstruieren, wurde eine Reihe verschiedener numerischer Modelle verwendet.

Eine realistische Rekonstruktion der Ostseewasserstände erfordert aufgrund der feingliedrigen Topographie der Küsten und der schmalen, durch den kleinen und großen Belt sowie den Sund sehr strukturierten Verbindung zwischen Ost- und Nordsee, ein Modell mit möglichst feiner horizontaler Auflösung. Andererseits muss das Modellgebiet eine angemessene Größe haben, um zu verhindern, dass Randbedingungen, die den physikalischen Prinzipien widersprechen, das Modellergebnis verfälschen (KAPITZA 2008). Hinzu kommt, dass eine Darstellung der Sturmhochwasser und eine Bestimmung der einzelnen sturmhochwasserverursachenden Faktoren eine hohe zeitliche Auflösung erfordern. Aufgrund einer sehr hohen Rechenzeit war es nicht möglich, das gesamte Modellgebiet mit einer sehr feinen räumlichen und zeitlichen Modellauflösung zu rechnen und ein genesteter Modellansatz wurde gewählt, in dem einzelne Modellgitter unterschiedlicher räumlicher Auflösung ineinander verschachtelt sind.

Das hydrodynamischen Ozeanmodell Modell TRIM-NP („Nested and Parallel“) (KAPITZA, 2008; KAPITZA und EPEL, 2000) ist eine überarbeitete Version des dreidimensionalen Modells TRIM3d (Tidal Residual Intertidal Mudflat) von CASULLI und CATTANI (1994), welches die Reynolds-gemittelten Navier-Stokes-Gleichungen (PLATZER, 2010) auf einem Arakawa-C Gitter

löst. Die Berechnungen können sowohl baroklin als auch barotrop durchgeführt werden. Die Anfangs- und Randbedingungen sowie das Signal der Tide erhält das größte Modellgitter aus dem FES2004 Gezeitenmodell (Finite Element Solutions) (LYARD ET AL., 2006, LEFEVRE ET AL., 2002). Es beinhaltet ausschließlich die Astronomie und es werden keine meteorologischen Informationen von außerhalb in das Modellgebiet integriert. Bei dem genesteten Ansatz dienen die Ergebnisse der gröberen Gitter jeweils als Randbedingungen der feineren. Somit wird auch das Signal der Tide aus dem größten Gitter in den feiner aufgelösten Modellgittern berücksichtigt und in der Ostsee als Mitschwingungstide der Nordseegezeiten realisiert. Als atmosphärischen Antrieb benötigt das hydrodynamische Modell zeitlich und räumlich hochaufgelöste Windfelder in 10m Höhe und den Bodenluftdruck. Die Wirkung der Windfelder auf die Wasseroberfläche wird nach dem Ansatz von SMITH und BANKE (1975) berechnet.

Die verwendeten atmosphärischen Rekonstruktionen für ganz Europa inklusive der Nord- und Ostsee sowie Bereiche des Nordatlantiks wurden für die vergangenen etwa 65 Jahre (1. Januar 1948 – 31. Oktober 2012) mit dem regionalen Klimamodell COSMO-CLM Version 4.8_clm_11 (ROCKEL ET AL., 2008; STEPELER ET AL., 2003) erstellt. COSMO-CLM ist die Klimaversion des regionalen, numerischen Wettervorhersagemodells COSMO (DOMS ET AL., 2006) des Deutschen Wetterdienstes und wurde von der „Climate Limited-area Modelling-Community“ (www.clm-community.eu) entwickelt. Die Rekonstruktion wurde auf einem regulären Gitter und rotierten Koordinaten mit einem rotierten Pol bei 170 Grad West und 35 Grad Nord sowie einer horizontalen Auflösung von 0,22 Grad durchgeführt. Die globalen NCEP1 Reanalysen (KALNAY ET AL., 1996; KISTLER ET AL., 2001) dienen bei dem atmosphärischen Hindcast als meteorologische Anfangs- und Randbedingungen. Während der klassische Antrieb eines regionalen Klimamodells durch eine einmalige Initialisierung des angetriebenen regionalen Modells und die Übergabe von Randwerten durch die Antriebsdaten erfolgt und nach der Initialisierung das regionale Klimamodell nur noch Informationen über die lateralen Ränder erhält, wurde bei der verwendeten atmosphärischen Rekonstruktion der „Spectral Nudging“-Ansatz (VON STORCH ET AL., 2000) verfolgt. Beim Einsatz des „Spectral Nudging“ erhält das regionale Klimamodell auch im Inneren des Modellgebiets Informationen aus den Antriebsdaten, in diesem Fall die großräumigen Windkomponenten, um die beobachtete großräumige Zirkulation realistisch zu simulieren. Da nur Informationen aus den großräumigen Eigenschaften an das Regionalmodell übertragen werden, kann sich das Regionalmodell in kleinen Skalen frei entwickeln. Gleichzeitig wird durch das „Nudgen“ der großen Skala verhindert, dass sich im Verlauf der numerischen Simulation die großskalige Zirkulation des Regionalmodells von denen das Regionalmodell antreibenden Daten entfernt (BENKEL ET AL., 2008). Die regionale atmosphärische Rekonstruktion stellt einen sehr detaillierten, räumlich und zeitlich hochaufgelösten Datensatz der vergangenen 65 Jahre dar und bietet sich somit für die Rekonstruktion der Ostseewasserstände an. Eine umfangreiche Validierung der stündlichen atmosphärischen Modellergebnisse ist in GEYER (2014) gegeben und als sehr zufriedenstellend zu bewerten.

Der Hindcast der Ostseewasserstände für die vergangenen circa 65 Jahre (1. Jan. 1948 bis 1. Oktober 2012) wurde barotrop, also ohne die Berücksichtigung barokliner Effekte und ohne Berücksichtigung von Seeis mit verschiedenen horizontalen Auflösungen gerechnet. Der Süßwasserzufluss der abflussstärksten Flüsse wurde durch monatliche Mittel berücksichtigt und die Modellergebnisse wurden stündlich gespeichert. In dem zweidimensionalen und barotropen Modellsetup für die Reanalysen der Ostseewasserstände umfasst das Modellgebiet des regionalen Ozeanmodells TRIM-NP die gesamte Nord- und Ostsee sowie angrenzende Bereiche des Nordatlantiks (Abbildung 3.1). Während mit einer horizontalen Auflösung von 12,8km die gesamte

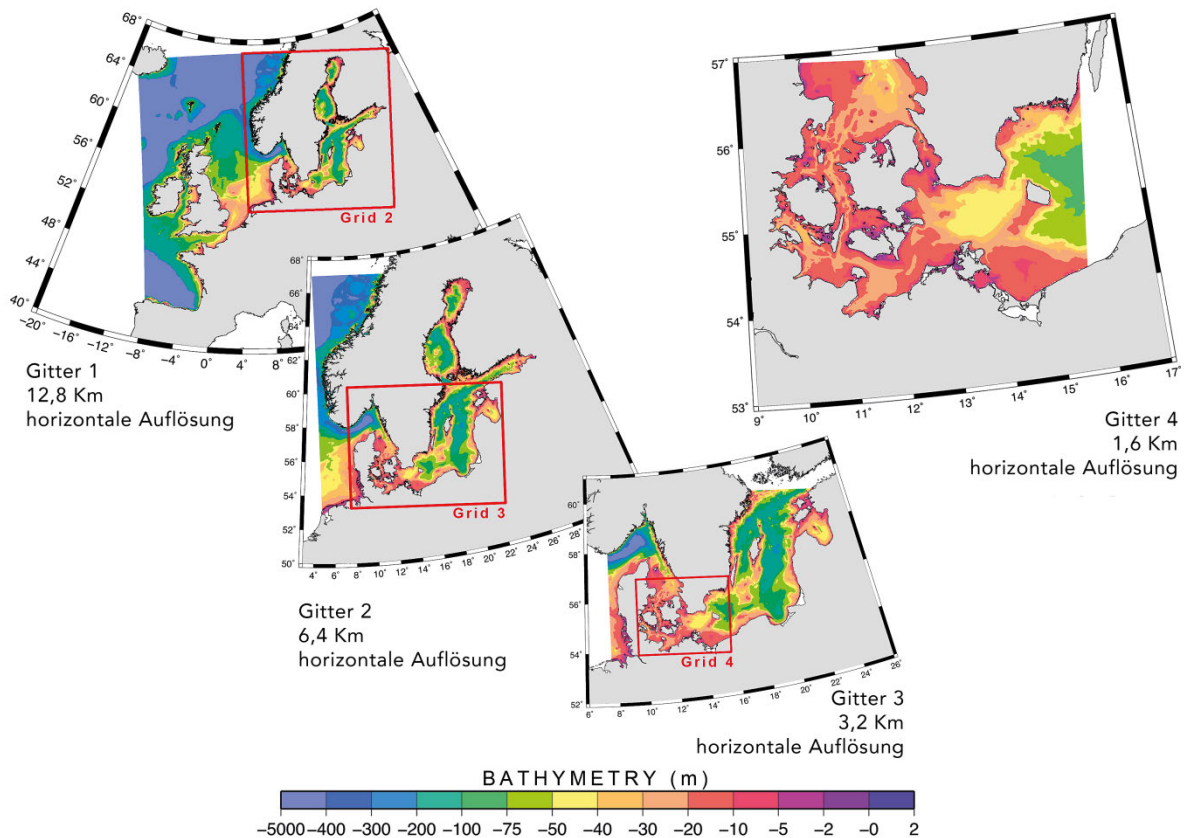


Abbildung 3.1. Modellgebiet des hydrodynamischen Modells TRIM-NP für die Rekonstruktion der Ostseewasserstände. Dargestellt ist die Bathymetrie in m für die vier Modellgitter mit einer horizontalen Auflösung von 12,8km (Gitter 1), 6,4km (Gitter 2), 3,2km (Gitter 3) und 1,6km (Gitter 4).

Nord- und Ostsee sowie Teile des Nord-Atlantiks gerechnet werden, konzentrieren sich die Berechnungen mit steigender räumlicher Auflösung auf das Untersuchungsgebiet der Ostsee (6,4km) und der südwestlichen Ostsee (1,6km). Die Wasserstände werden mit einer zeitlichen Auflösung von vier Minuten berechnet und die Ergebnisse für jede Stunde ausgegeben. Die Rekonstruktion des hydrodynamischen Modells stellt eine zeitlich und räumlich hochaufgelöste, konsistente Darstellung vergangener Bedingungen der Ostseewasserstände auch für Orte und Zeitpunkte, an denen keine Messdaten vorliegen, dar. Somit bietet sich die Rekonstruktion unter anderem an, um Messdaten räumlich und zeitlich zu ergänzen. Des Weiteren ist dieser Datensatz relativ frei von Inhomogenitäten, die bei Wasserstandmessungen auftreten können. Die räumliche und zeitliche Homogenität sowie die räumliche Auflösung (Flächenmittel statt Punktdaten) bieten im Vergleich zu Beobachtungsdaten eine sehr gute Grundlage für eine statistische Analyse der Variabilität der Ostseewasserstände und ihrer langfristigen Veränderungen.

Die Wechselwirkungen zwischen der Dynamik des Wasserkörpers und zum Beispiel der Topographie sowie die verschiedenen Faktoren der Wasserstandschwankungen sind jedoch sehr komplex und eine numerische Darstellung der realen Bedingungen unterliegt gewissen Unsicherheiten und beinhaltet folglich auch Fehlerquellen. So berücksichtigt das hydrodynamische Modell unter anderem das Signal der Tide, welches als Randbedingung des FES2004 (Finite Element Solution) Gezeitenmodells (LYARD ET AL., 2006, LEFÈVRE ET AL., 2002) bestimmt wird, jedoch mit welcher Exaktheit die kurz- und langfristigen Wasserstandsvariationen der Ostsee dargestellt werden, muss in einer Validierung belegt werden. Die Einflüsse von Salz und Temperatur auf den Wasserstand sowie der Einfluss von Seeis in der Ostsee werden in diesem barotropen, zweidimensionalen Modellsetup nicht berücksichtigt und bevor langfristige

Veränderungen in der Klimatologie der Ostseewasserstände und im speziellen im Sturmflutklima an der deutschen Ostseeküste bestimmt und interpretiert werden können, muss überprüft werden, mit welcher Genauigkeit dieses Modell die realen Wasserstände reproduzieren kann. Neben möglichen Ungenauigkeiten innerhalb des hydrodynamischen Modells sind die Ergebnisse von der Qualität der atmosphärischen Reanalysen abhängig. Die Qualität der reanalysierten Windverhältnisse des COSMO-CLM und der reanalysierten Wasserstände werden daher im folgenden Kapitel überprüft.

4. Validierung

Mit Hilfe der hier vorgestellten Rekonstruktion, vergleichbar dem Hindcast *coastDat* für die Wasserstände der Nordsee (WEISSE et al. 2008), sollen neben der Klimatologie der Ostseewasserstände und möglicher Trends innerhalb der vergangenen Jahrzehnte insbesondere der Ablauf der Sturmhochwasserereignisse an der deutschen Ostseeküste bezüglich der Faktoren von Vorfüllung, Eigenschwingung und Windstau auf den Gesamtwasserstand im Detail verstanden und dargestellt werden. Bevor diese Auswertungen durchgeführt werden können, muss die Zuverlässigkeit der Modellergebnisse hinreichend belegt sein. Die Qualität, mit der das Modell die realen Bedingungen rekonstruieren kann, wird innerhalb der folgenden Validierung dargestellt.

4.1 Datengrundlage der Validierung

Die Grundvoraussetzung für eine sinnvolle Auswertung der modellierten Wasserstände ist es, den Anteil der erklärten Varianz der Modellergebnisse mit den vorhandenen Beobachtungsdaten innerhalb einer umfangreichen Validierung zu überprüfen. Mit der folgenden Validierung soll detailliert dargestellt werden, mit welcher Güte das Modell die realen Wasserstände nachbilden kann, beziehungsweise wie groß die Differenzen zwischen Berechnungen und Messungen sind. Da unterschiedliche Referenzhöhen bezüglich Pegel-Null und Unklarheiten der genauen Höhenlage der verschiedenen Pegel gegeben sind und ein besonderes Interesse an den Anomalien des Wasserstandes gegeben ist, wurden für alle Zeitreihen der verwendeten Pegelmessstationen jeweils Differenzen von Messwert, beziehungsweise vom Modellwert und ihrem jeweiligen langfristigen Mittelwert gebildet. Die Grundvoraussetzung für eine sinnvolle Interpretation der simulierten Wasserstände ist folglich die Konsistenz der Simulationsergebnisse (y') mit den vorhandenen Beobachtungsdaten (x').

$$\text{Messwert: } x' = x - \bar{x} \quad \text{Modellwert: } y' = y - \bar{y} \quad (4.1)$$

Der Vergleich der modellierten und gemessenen Wasserstandsdaten erfolgt an acht ausgewählten Pegeln von Flensburg bis Greifswald entlang der deutschen Ostseeküste (siehe Abbildung 2.1) und an dem Pegel Landsort südlich von Schweden, der für die Bestimmung der Vorfüllung (Kapitel 7) entscheidend ist. Mit Ausnahme der Zeitreihe des Pegels Landsort, welcher vom Swedish Meteorological and Hydrological Institute (SMHI) zur Verfügung gestellt wurde, stammen die verwendeten Zeitreihen der Pegelmessungen vom Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) und sind in Tabelle 4.1 dargestellt. Die längste Zeitreihe ist für den Ort Warnemünde vom

1. November 1953 bis zum 31. Oktober 2010 gegeben, während die Zeitreihe für Kiel vom 1. November 1989 bis zum 31. Oktober 2005 die kürzeste darstellt. Innerhalb der Validierung werden die Pegelmessungen den Modelldaten gegenübergestellt. Unter Pegel­daten versteht man auf den Pegel­null­punkt bezogene Wasser­standsmesswerte. An der deutschen Ostseeküste sind sie seit 1935 an der Größenordnung ihrer Mittelwerte von circa 500cm zu erkennen (BAERENS ET AL., 2003). Bevor diese Zeitreihen miteinander verglichen werden konnten, mussten die Messwerte des BSH für diese Untersuchung teilweise korrigiert, angepasst und auf Meter über Normal Null (NN) umgerechnet werden. So wurden beispielsweise die Wasserstände der Küstenpegel Mecklenburg-Vorpommerns aufgrund einer Absenkung der Pegellatten ab dem ersten November 1985 um wenige cm korrigiert (BAERENS ET AL. 2003). Die Beträge der Pegelkorrektur sind in der Tabelle 4.2 aufgelistet. Ebenso wurden für die Validierung der Wasserstände, Datenlücken und Fehlwerte der gemessenen Zeitreihen entsprechend auch bei den modellierten entfernt.

Unsicherheiten und Abweichungen der modellierten und realen Wasserstände können ihren Ursprung bereits im unterschiedlichen atmosphärischen Antrieb haben. Es ist, neben der Validierung der Wasserstände notwendig, die Güte der Windgeschwindigkeiten und der Windrichtungen des regionalen Klimamodells COSMO-CLM anhand von gemessenen Winddaten des Deutschen Wetterdienstes (DWD) zu überprüfen. Für diesen Teil der Validierung wurden Windmessungen (Windrichtung, Windgeschwindigkeit) von drei ausgewählten Messstationen im Untersuchungsgebiet den modellierten gegenübergestellt. Die verwendeten Daten stehen in Zeitreihen von 34 Jahren (Kiel), über 39 Jahren (Kap Arkona) bis 56 Jahren (Warnemünde) zur Verfügung (siehe Tabelle 4.1). Entsprechend den gemessenen Pegeldaten mussten die Winddaten des Deutschen Wetterdienstes (DWD) vor der statistischen Auswertung überprüft werden. Datenlücken und Fehlwerte innerhalb der gemessenen Zeitreihen wurden entsprechend in den modellierten Zeitreihen entfernt.

Tabelle 4.1. Für die Validierung der Modellergebnisse verwendete Zeitreihen der Pegelmessungen (BSH) und Windmessungen (DWD) an der deutschen Ostseeküste.

	Verwendete Zeitreihen der Pegelmessungen an der deutschen Ostseeküste
Flensburg	1. Nov. 1954 bis 31. Okt. 2010
Kiel-Holtenau	1. Nov. 1989 bis 31. Okt. 2005
Travemünde	1. Nov. 1969 bis 31. Okt. 2010
Wismar	1. Nov. 1958 bis 31. Okt. 2005
Warnemünde	1. Nov. 1953 bis 31. Okt. 2010
Stralsund	1. Nov. 1961 bis 31. Okt. 2006
Sassnitz	1. Nov. 1954 bis 31. Okt. 2006
Greifswald	1. Nov. 1963 bis 31. Okt. 2006
	Verwendete Zeitreihen der Windmessungen an der deutschen Ostseeküste
Kiel-Holtenau	1. Jan. 1974 bis 31. Dez. 2007
Warnemünde	1. Jan. 1954 bis 28. Feb. 2011
Kap-Arkona	1. Jan. 1973 bis 31. Dez. 2010

Tabelle 4.2. Pegelkorrektur ab November 1985 (BSH).

Pegel	Änderung in cm
Wismar	4,2
Warnemünde	1,8
Stralsund	2,2
Sassnitz	3,0
Greifswald	2,0

4.2 Ergebnisse der Validierung

Um den mittleren Jahresgang und die Variabilität der modellierten Wasserstände sowie der modellierten Winddaten mit den Messwerten zu überprüfen, werden innerhalb der Validierung die Häufigkeitsverteilungen der jeweiligen Datensätze einander gegenübergestellt. Außerdem wird die Qualität dargestellt, mit der extreme Wasserstände durch das Modell rekonstruiert werden können, indem die jährlichen 99% Perzentile der modellierten und gemessenen Hochwasserstände berechnet werden. Zudem wird beschrieben, mit welcher Genauigkeit das Wasserstandmodell den Ablauf extremer Hochwasserereignisse reproduzieren kann. Hierzu wird der Verlauf der modellierten Wasserstände und der modellierten Windverhältnisse während verschiedener Sturmhochwasser, die innerhalb des Untersuchungszeitraumes an der deutschen Ostseeküste auftraten, den beobachteten Bedingungen gegenübergestellt. Da die untersuchte Rekonstruktion der Ostseewasserstände barotrop, somit ohne den Einfluss von Salz- und Temperaturverhältnissen auf den Wasserstand und ohne eine Berücksichtigung von Seeis gerechnet wurde, muss überprüft werden, wie groß ein daraus resultierender Fehler sein könnte. Um abschätzen zu können, wie groß diese möglichen Ungenauigkeiten einer barotropen Simulation der Ostseewasserstände ohne die Berücksichtigung von Seeis sind, folgt abschließend ein Vergleich mit einer baroklinen Simulation eines bestehenden Hindcasts für den Zeitraum 1997 bis 2010.

4.2.1 Validierung der rekonstruierten Windverhältnisse

Im Folgenden wird die Güte der modellierten Windgeschwindigkeiten und Windrichtungen dargelegt. Die Häufigkeitsverteilungen der stündlichen Windgeschwindigkeiten in m/s (Abbildung 4.1), in der die langfristigen 1% bis 99% Perzentile der gemessenen Windgeschwindigkeiten für Kiel, Warnemünde und am Kap Arkona innerhalb der jeweiligen Untersuchungszeiträume den simulierten gegenübergestellt werden, zeigt, dass Unterschiede in der Verteilung der Datensätze vorhanden sind. Diese Unterschiede der lokalen, bodennahen Windgeschwindigkeiten sind an den drei Stationen nicht konsistent. In Kiel überschätzt das Modell zumeist die gemessenen Windgeschwindigkeiten. Die maximalen Windgeschwindigkeiten der Windmessungen werden an diesem Ort gut durch die Modelldaten repräsentiert. In Warnemünde und am Kap Arkona zeigen sich gute Übereinstimmungen im Bereich der leichten und mittleren Windgeschwindigkeiten, aber

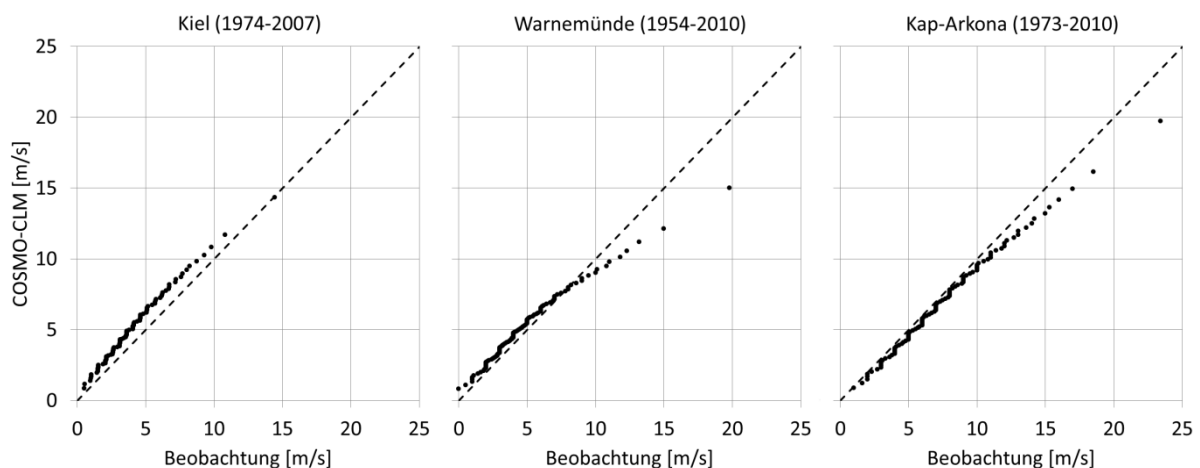


Abbildung 4.1. Quantil-Quantil-Plots der Verteilungen (1% bis 99% Perzentile) der modellierten (COSMO-CLM) und gemessenen stündlichen Windgeschwindigkeiten (m/s) in Kiel (1974-2007), Warnemünde (1954-2010) und am Kap Arkona (1973-2010).

die hohen Windgeschwindigkeiten werden innerhalb der Verteilung deutlich unterschätzt und das 99% Perzentil der modellierten Windgeschwindigkeiten liegt in Warnemünde mit 4,8m/s, am Kap Arkona mit 3,7m/s unter den beobachteten Bedingungen.

In der Tabelle 4.3 sind die statistischen Kennzahlen der Tagesmittel der modellierten und beobachteten Windgeschwindigkeit sowie deren Differenzen (Hindcast-Beobachtung) gegenübergestellt. Die Tagesmittelwerte der modellierten Windgeschwindigkeiten liegen in Kiel und Warnemünde über, am Kap Arkona hingegen etwas unter den beobachteten. So zeigen die Tagesmittelwerte eine mittlere Überschätzung der Modellergebnisse mit 0,96m/s in Kiel und 0,36m/s in Warnemünde und eine leichte Unterschätzung der modellierten täglichen Windgeschwindigkeiten von -0,46m/s am Kap Arkona. Auch die Tagesmittelwerte der hohen Windgeschwindigkeiten (95% und 99% Perzentile) liegen in der modellierten Zeitreihe von Kiel über der gemessenen. In Warnemünde und am Kap Arkona liegen diese modellierten Werte der stürmischen Tage mit etwa 2m/s (99% Perzentile) unter den Beobachtungen. Auch die Maximalwerte der täglichen, gemessenen Windgeschwindigkeiten liegen mit etwa 1,3m/s (Kiel), 3,66m/s (Warnemünde) und 4,45m/s (Kap Arkona) über den modellierten. Die Standardabweichungen der modellierten und gemessenen Windgeschwindigkeiten unterscheiden sich im Tagesmittel nur gering und auch ein RMSE (Wurzel der quadratischen Abweichung) der Differenzen der drei untersuchten Zeitreihen liegt zwischen 1,57m/s (Kiel) bis 1,99m/s (Kap Arkona). Dies spricht für

Tabelle 4.3. Statistische Kennzahlen der modellierten (Hind.) und gemessenen (Obs.) Windgeschwindigkeiten der Tageswerte sowie die statistischen Kennzahlen für deren Differenzen (Modell-Beobachtung).

	Kiel-Holtenau		Warnemünde		Kap-Arkona	
	Obs.	Hind.	Obs.	Hind.	Obs.	Hind.
Mittelwert	3,62	4,58	4,31	4,68	6,75	6,29
Median	3,33	4,39	3,81	4,45	6,34	6,03
5% Perzentile	0,98	1,42	1,03	1,38	1,72	1,57
95% Perzentile	7,18	8,36	9,49	8,74	13,28	11,92
99% Perzentile	9,31	10,16	12,68	10,66	16,36	14,32
Standardabweichung	1,93	2,12	2,60	2,25	3,55	3,21
Maximalwert	15,22	13,94	18,81	15,15	25,49	21,04
Minimalwert	0,02	0,12	0,03	0,05	0,06	0,10
Spannweite	-0,65	0,12	-0,50	0,05	-0,65	0,10
Korrelation r	0,82		0,73		0,84	
Bestimmtheitsgrad R ²	0,67		0,54		0,71	
	Differenz Modell (Hind.) - Beobachtung (Obs.)					
Mittelwert	0,96		0,36		-0,46	
Median	0,96		0,57		-0,39	
5% Perzentile	-1,07		-3,00		-3,71	
25% Perzentile	0,18		-0,60		-1,61	
75% Perzentile	1,76		1,56		0,76	
95% Perzentile	3,00		2,97		2,59	
99% Perzentile	3,94		4,03		4,23	
Standardabweichung	1,24		1,81		1,94	
Maximalwert	6,32		7,33		9,84	
Minimalwert	-5,91		-9,34		-10,76	
Spannweite	12,22		16,67		20,61	
RMSE	1,25		1,36		1,41	
Tage	12418		18992		13736	

die leichte Überschätzung, aber insgesamt gute Darstellung der modellierten Tagesmittel der Windgeschwindigkeiten im Vergleich zu den gemessenen Werten. Die Abweichungen der modellierten und gemessenen Windgeschwindigkeiten werden mit Hilfe der Abbildung 4.2 genauer dargestellt.

In welchem Bereich die Abweichungen der Modellergebnisse zu den natürlichen Bedingungen liegen und wie sich diese Differenzen in diesem Bereich verteilen, wird mit Hilfe der dazugehörigen Box-Whisker-Plots (Abbildung 4.2) deutlich. Die Box entspricht dem Bereich, in dem die mittleren fünfzig Prozent (25% bis 75% Perzentile) der Differenzen liegen. Die Whisker (Antennen) zeigen zum einen das 5% und das 95% Perzentile (schwarze Balken auf dem Whisker) sowie die maximalen Ausreißer in positiver wie in negativer Richtung. Des Weiteren ist der Mittelwert der Differenzen als Punkt innerhalb der Box angezeigt. Die dazugehörigen und weitere Kennzahlen der statistischen Auswertung sind in der Tabelle 4.3 im unteren Abschnitt zu finden.

Die Box, die den Bereich der mittleren fünfzig Prozent der Differenzen (Modell-Beobachtung) darstellt, liegt in Kiel im Bereich von 0,18 bis 1,76m/s konstant über der Nulllinie und verweist auf die Überschätzung der simulierten Windgeschwindigkeiten. Trotz der generellen Überschätzung zeigen fünfzig Prozent der Tage lediglich eine Differenz von maximal 1,76m/s und neunzig Prozent liegen im Bereich von -1,1m/s bis 3m/s. Vergleichbar zu Kiel ist in Warnemünde ebenfalls des Öfteren eine leichte Überschätzung im Tagesmittel der modellierten Windgeschwindigkeiten gegeben. Die Abweichungen der modellierten und gemessenen Windgeschwindigkeiten streuen jedoch in Warnemünde stärker von -3m/s (5% Perzentil) bis 3m/s (95% Perzentil). Im Gegensatz zu Warnemünde und Kiel werden die Windgeschwindigkeiten in Arkona durch das Modell leicht unterschätzt. Fünfzig Prozent der mittleren Differenzen liegen im Bereich

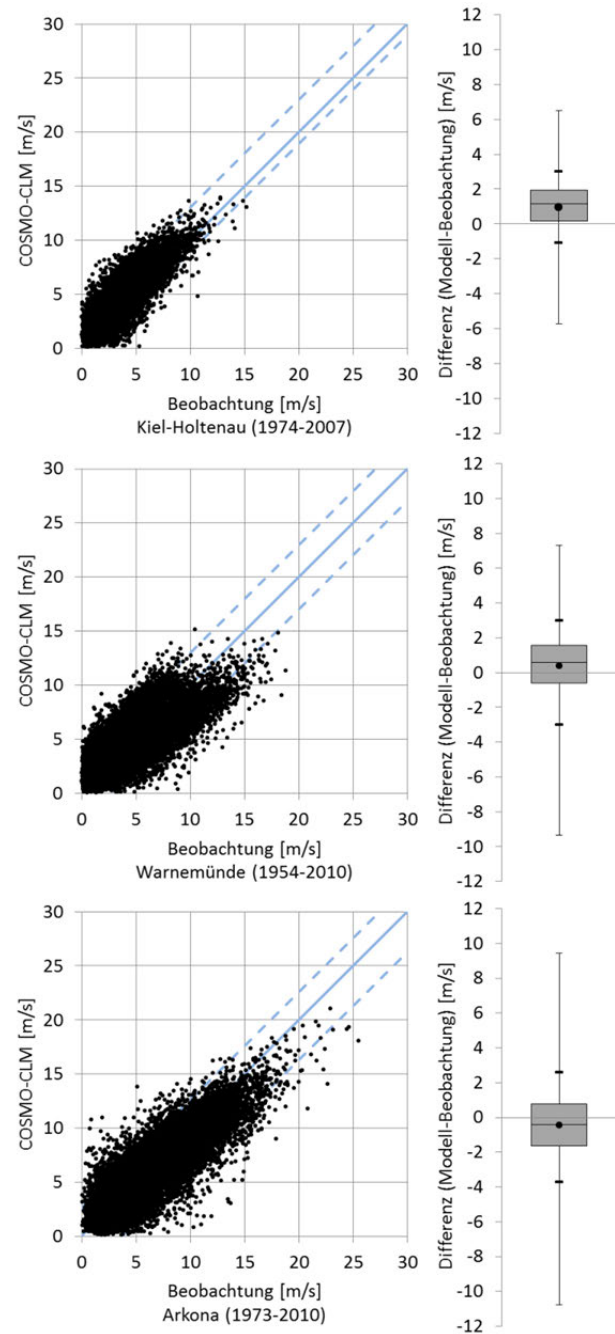


Abbildung 4.2. Scatterplots (links) der Wertepaare der Differenzen (Modell-Beobachtung) der Tagesmittel der modellierten (COSMO-CLM) und gemessenen Windgeschwindigkeiten (m/s). Wertepaare in schwarz. Blaue durchgezogene Linie: Winkelhalbierende. Blaue gestrichelte Linie: Bereich in dem 90 Prozent der Wertepaare liegen. Box-Whisker-Plots (rechts) der Differenzen (Modell-Beobachtung) der Tagesmittel der modellierten (COSMO-CLM) und gemessenen Windgeschwindigkeiten (m/s). Box zeigt mittlere 50% der Abweichungen. Die Whisker zeigen minimale und maximale sowie 5% und 95% Perzentile der Abweichungen. In Kiel (1974-2007), Warnemünde (1954-2010) und am Kap Arkona (1973-2010).

von -1,6 bis 0,76m/s und neunzig Prozent der mittleren Differenzen bei -3,7m/s (5% Perzentil) bis 2,6m/s (95% Perzentil) mit einer mittleren Abweichung von -0,46m/s. Bis auf wenige Ausreißer ist die Situation insgesamt als zufriedenstellend zu bewerten, da ein Großteil der Tage die beobachteten Bedingungen mit einer Differenz von wenigen m/s wiedergegeben hat. Allerdings ist eine Unterschätzung der modellierten Windgeschwindigkeiten an stürmischen Tagen insbesondere in Warnemünde und am Kap Arkona zu beobachten. Diese generelle Unterschätzung der modellierten Windgeschwindigkeiten in Kiel-Holtenau, Warnemünde und am Kap Arkona bei Sturmtagen wird detailliert in der Abbildung 4.3 dargestellt.

Die Box-Whisker-Plots verdeutlichen, wie sich die Differenzen der modellierten und gemessenen stündlichen Windgeschwindigkeiten in Arkona und Warnemünde, während gemessenen Windgeschwindigkeiten $\geq 17\text{m/s}$ verteilen. Obwohl die Variabilität des Windklimas insgesamt zufriedenstellend simuliert wird, werden die hohen Windgeschwindigkeiten an den drei untersuchten Orten deutlich unterschätzt und liegen im Mittel 3,8m/s (Kiel), 4,5m/s (Kap Arkona) und 7m/s (Warnemünde) unter den gemessenen. Bei den modellierten Windgeschwindigkeiten in Warnemünde, die zeitgleich zu den Stunden mit hoher gemessener Windgeschwindigkeit auftraten, zeigen die mittleren fünfzig Prozent der Abweichungen Werte von -5m/s bis -8,5m/s. Die reproduzierte Variabilität des Modells für diesen Kontrollzeitraum ist, trotz der gegebenen Unterschätzung der hohen Windgeschwindigkeiten, mit der tatsächlichen Variabilität vergleichbar und es muss überprüft werden, welchen Einfluss die Abweichungen der regionalen Windgeschwindigkeiten auf die Modellierung der Wasserstände haben. Dies wird in Abschnitt 4.2.2 erfolgen.

Neben den lokalen Windgeschwindigkeiten in Kiel, Warnemünde und am Kap Arkona wurde überprüft, mit welcher Genauigkeit das Modell COSMO-CLM die lokale Windrichtungsverteilung innerhalb der Untersuchungszeiträume wiedergeben kann. Die gemessenen und modellierten Daten standen für den Untersuchungszeitraum in einer stündlichen Auflösung zur Verfügung. In Abbildung 4.4 wird die prozentuale Windrichtungsverteilung beider Zeitreihen für Kiel, Warnemünde und Arkona innerhalb der Untersuchungszeiträume dargestellt. Insgesamt sind die modellierten Windrichtungen aller drei Orte vergleichbar mit den gemessenen. In Kiel und am Kap Arkona sind die dominanten Süd-West- und Westwinde sowohl innerhalb der gemessenen als auch innerhalb der modellierten Zeitreihen gut zu erkennen. Auch wenn diese Windrichtungen in den gemessenen Zeitreihen etwas häufiger als innerhalb der Modellergebnisse auftreten, gibt das regionale Klimamodell COSMO-CLM die Windrichtungsverteilung in Kiel und am Kap Arkona angemessen wieder. Die Windrichtungsverteilung in Warnemünde zeigt hingegen ein stärkeres Auftreten von Süd-Westwinden und eine Unterschätzung der Süd-Ost-Winde innerhalb der

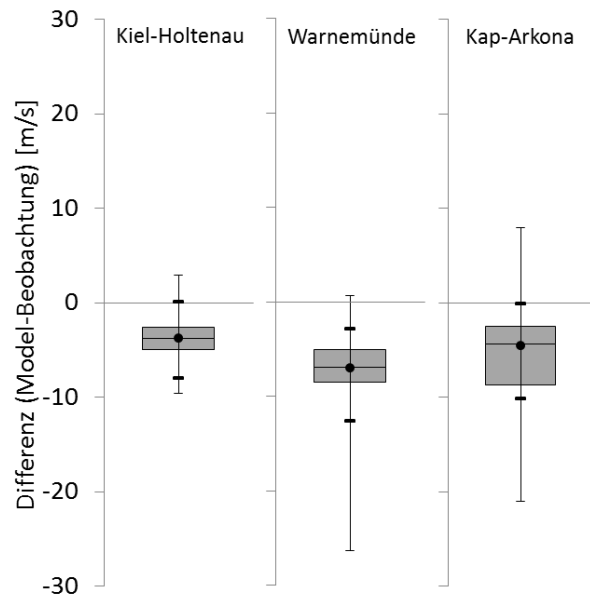


Abbildung 4.3. Box-Whisker-Plots der Differenzen (Modell-Beobachtung) der stündlichen modellierten (COSMO-CLM) und gemessenen Windgeschwindigkeiten (m/s) in Kiel-Holtenau, Warnemünde und am Kap Arkona an Sturmtagen (gemessene Windgeschwindigkeit $\geq 17\text{m/s}$) (siehe Erklärung Abbildung 4.2).

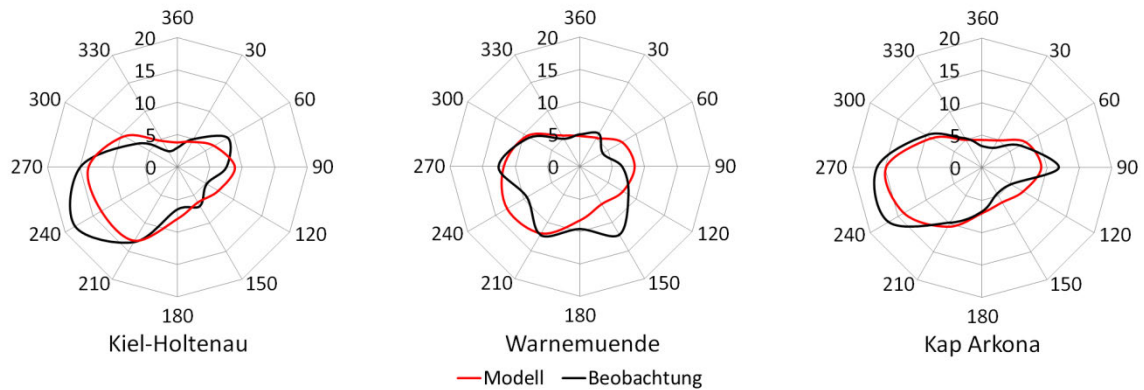


Abbildung 4.4. Prozentuale Windrichtungsverteilungen der modellierten (COSMO-CLM) und gemessenen Windrichtungen in Kiel (1974-2007), Warnemünde (1954-2010) und am Kap Arkona (1973-2010).

modellierten Daten im Vergleich zu den gemessenen. Es ist jedoch auch zu beachten, dass neben eventuellen Ungenauigkeiten innerhalb der Modellierung diese Abweichungen durch Fehler der in-situ Messungen hervorgerufen oder verstärkt werden könnten. Mit welcher Qualität das hydrodynamische Modell TRIM-NP die Wasserstände der Ostsee in Abhängigkeit dieser Vorhersagegüte des Windes simulieren kann wird im Folgenden gezeigt.

4.2.2 Validierung der rekonstruierten Wasserstände

In der folgenden Validierung werden einerseits die langfristigen Wasserstandsverteilungen der modellierten und gemessenen Zeitreihen der acht Pegel an der deutschen Ostseeküste dargestellt, um zu prüfen, ob die Variabilität beider Datensätze vergleichbar ist. Andererseits werden die jeweiligen 99% Perzentile sowie der Ablauf und das Ausmaß der modellierten Wasserstände zum Zeitpunkt starker Hochwasserereignisse an der deutschen Ostseeküste, mit den beobachteten Bedingungen verglichen. Zudem werden die gemessenen und modellierten Tagesmittelwerte des Pegels Landsort gegenübergestellt, um die Ermittlung der Vorfüllung in Kapitel 7 anhand der Modellergebnisse zu prüfen. Im Folgenden werden, wie bereits beschrieben, jeweils die Wasserstände abzüglich ihrer langfristigen Mittelwerte dargestellt.

Die Abbildung 4.5 zeigt die Häufigkeitsverteilungen, in der die langfristigen 1% bis 99% Perzentile der stündlichen Pegelmessungen in Meter über NN für Flensburg, Warnemünde und Sassnitz

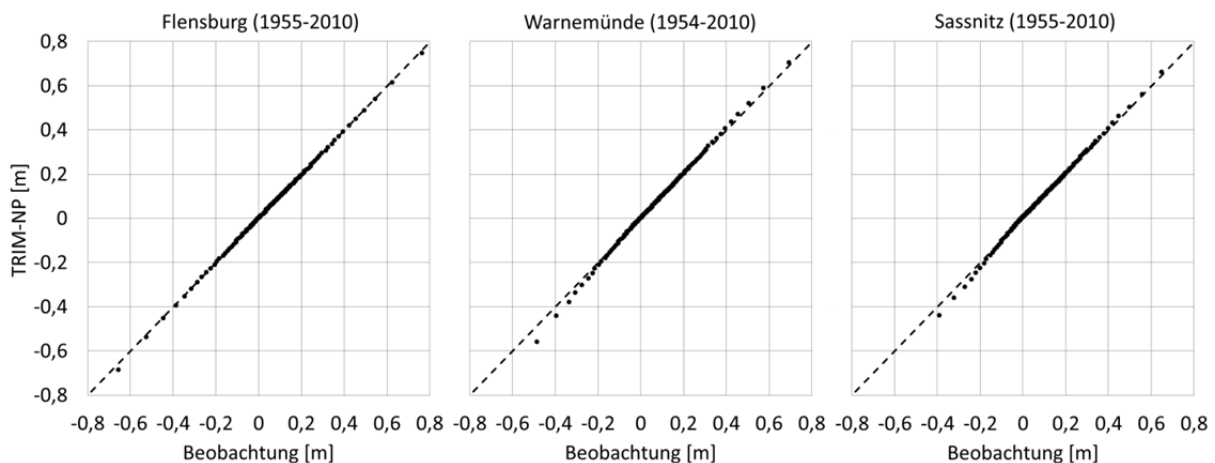


Abbildung 4.5. Quantil-Quantil-Plots der Verteilungen (1% bis 99% Perzentile) der stündlichen modellierten (TRIM-NP) und gemessenen Wasserstände in m über NN in Flensburg (1955-2010), Warnemünde (1954-2010) und Sassnitz (1955-2010).

Sassnitz den entsprechenden Modellergebnissen gegenübergestellt werden. Der Vergleich der Wasserstandsverteilungen von Messung und Modell für die drei Orte zeigt insgesamt eine sehr gute Übereinstimmung und neben der Variabilität werden insbesondere die Niedrig- und Hochwasser gut repräsentiert. Entsprechende Übereinstimmungen wurden ebenfalls für die weiteren untersuchten Pegel (Kiel, Travemünde, Wismar, Stralsund und Greifswald) gefunden. Somit ist die reproduzierte Variabilität des Modells für diesen Kontrollzeitraum mit der tatsächlichen Variabilität vergleichbar und die Verteilung der Wasserstände lässt sich mit Hilfe des Modells TRIM-NP und den Windverhältnissen des regionalen Klimamodells COSMO-CLM im Bereich der südwestlichen Ostsee erklären. Die Genauigkeit mit der das Modell TRIM-NP unter Bedingungen des atmosphärischen Antriebs der COSMO-CLM Daten die Wasserstände reproduzieren kann, wird nachfolgend detaillierter dargestellt.

Die statistischen Kennzahlen der Validierung der Tageswerte aller acht untersuchten Pegel sowie für deren Differenzen (Hindcast–Beobachtung) sind in Tabelle 4.4 dargestellt. Die gemessenen und modellierten Tagesmittel der Wasserstände an den untersuchten Pegeln der deutschen Ostseeküste zeigen lediglich geringe Abweichungen im Bereich der 5% Perzentile von 0cm (Flensburg) bis 4cm (Greifswald) und im Bereich der 99% Perzentile von maximal -5cm (Flensburg) bis 3cm (Kiel). Bei den Maximal- und Minimalwerten der gemessenen und modellierten Tagesmittel sind die Differenzen am größten. In Flensburg, Travemünde, Warnemünde und Sassnitz liegt der maximale Tagesmittelwasserstand innerhalb der gemessenen Zeitreihen über den modellierten Tagesmitteln, während in Kiel, Wismar, Stralsund und Greifswald die modellierten Maximalwerte höher sind. Die Differenzen der Maximalwerte liegen bei maximal 15cm (Flensburg). Bei den extremen Tagesniedrigwassern liegen die Werte des Hindcasts an allen untersuchten Pegeln unter den gemessenen. Die Standardabweichungen der modellierten Wasserstandsreihen im Tagesmittel betragen durchschnittlich 20cm und entsprechen somit den Standardabweichungen der gemessenen Zeitreihen. Die modellierten und gemessenen Tagesmittel zeigen eine starke Korrelation (r), als Maß für die Ähnlichkeit der beiden Zeitreihen, von $r=0,83$ (Flensburg) bis $r=0,88$ (Greifswald). Dies bedeutet, dass etwa 69 Prozent (Flensburg) bis 79 Prozent (Greifswald) der Variabilität im Wasserstand durch das hydrodynamische Modell erklärt werden können. Lediglich der Pegel Stralsund zeigt eine schwächere Korrelation ($r=0,73$), und das Modell überschätzt im Allgemeinen die Hoch- und Niedrigwasser in Stralsund.

Die insgesamt gute Übereinstimmung der simulierten und gemessenen Wasserstände lässt sich ebenfalls an der Berechnung der Nash-Sutcliffe Modell-Effizienz (NSE) (NASH und SUTCLIFFE, 1970) belegen. Die normierte dimensionslose statistische Kennzahl gibt an, wie gut die Werte beobachteter Zeitreihen mit den von einem Modell simulierten Werten übereinstimmen. Es wird überprüft, ob der Mittelwert der beobachteten Größen das System besser kennzeichnet als die modellierten Größen. Seine Berechnung erfolgt nach der Gleichung 4.2,

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{obs}(i) - Q_{sim}(i))^2}{\sum_{i=1}^N (Q_{obs}(i) - \bar{Q}_{obs})^2} \quad (4.2)$$

wobei \bar{Q}_{obs} den Mittelwert der gemessenen Wasserstände im Untersuchungszeitraum repräsentiert.

Der Wertebereich des Effizienzkoeffizienten (NSE) reicht von minus Unendlich bis zu 1, wobei der Wert von 1 eine perfekte Abbildung der Realität durch das Modell und somit eine Lage exakt der Wertepaare auf der Winkelhalbierenden der Scatterplots in Abbildung 4.6 bedeutet. Der NSE

Tabelle 4.4. Statistische Kennzahlen der modellierten (Hind.) und gemessenen (Obs.) Wasserstandzeitreihen der Tageswerte sowie die statistischen Kennzahlen für deren Differenzen (Modell-Beobachtung).

	Flensburg		Kiel-Holtenau		Travemünde		Wismar		Warnemünde		Stralsund		Sassnitz		Greifswald	
	Obs.	Hind.	Obs.	Hind.	Obs.	Hind.	Obs.	Hind.	Obs.	Hind.	Obs.	Hind.	Obs.	Hind.	Obs.	Hind.
Mittelwert	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,06	0,07	0,06	0,07	0,07	0,08	0,08	0,09	0,09	0,08	0,08
5% Perzentile	-0,27	-0,27	-0,27	-0,30	-0,27	-0,30	-0,26	-0,29	-0,23	-0,26	-0,23	-0,26	-0,20	-0,23	-0,24	-0,28
95% Perzentile	0,40	0,37	0,37	0,38	0,40	0,40	0,40	0,40	0,38	0,39	0,41	0,42	0,40	0,41	0,42	0,43
99% Perzentile	0,65	0,60	0,60	0,62	0,64	0,64	0,66	0,65	0,62	0,62	0,62	0,64	0,60	0,61	0,65	0,66
Standardabweichung	0,21	0,20	0,20	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21	0,19	0,20	0,20	0,21	0,18	0,19	0,20	0,22
Maximalwert	1,54	1,38	1,18	1,26	1,53	1,44	1,40	1,42	1,35	1,27	1,24	1,30	1,11	1,10	1,24	1,38
Minimalwert	-1,15	-1,33	-1,13	-1,26	-1,08	-1,23	-1,01	-1,13	-0,91	-1,04	-0,83	-1,05	-0,83	-0,94	-0,83	-1,12
Spannweite	2,69	2,72	2,31	2,51	2,61	2,67	2,42	2,54	2,27	2,31	2,07	2,35	1,94	2,04	2,07	2,51
Korrelation r	0,83		0,84		0,87		0,87		0,86		0,73		0,87		0,88	
Bestimmtheitsgrad R ²	0,69		0,70		0,76		0,76		0,74		0,53		0,76		0,78	
NSE (Nash-Sutcliffe)	0,67		0,65		0,74		0,73		0,70		0,42		0,73		0,74	
	Differenz Modell (Hind.) - Beobachtung (Obs.)															
Mittelwert	0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	
5% Perzentile	-0,21		-0,20		-0,18		-0,18		-0,18		-0,25		-0,16		-0,17	
25% Perzentile	-0,08		-0,07		-0,07		-0,07		-0,07		-0,07		-0,06		-0,06	
75% Perzentile	0,07		0,07		0,06		0,06		0,07		0,08		0,06		0,07	
95% Perzentile	0,19		0,19		0,17		0,17		0,16		0,22		0,15		0,16	
99% Perzentile	0,29		0,30		0,26		0,25		0,24		0,37		0,21		0,24	
Standardabweichung	0,12		0,12		0,11		0,11		0,10		0,15		0,10		0,10	
Maximalwert	1,10		1,05		1,09		1,05		0,97		1,02		0,65		0,80	
Minimalwert	-0,64		-0,77		-0,58		-0,63		-0,81		-1,22		-0,43		-0,70	
Spannweite	1,74		1,82		1,68		1,68		1,78		2,24		1,08		1,50	
RMSE	0,12		0,12		0,11		0,11		0,10		0,15		0,10		0,10	
Tage	20114		5724		14975		19358		20819		15341		20454		15706	

liegt mit Ausnahme des Pegels Stralsund (NSE=0,424) im Durchschnitt aller Zeitreihen bei 0,7. Folglich ist eine akzeptable Modell-Effizienz gegeben.

Die im Vergleich der anderen Pegel stärkeren Differenzen der simulierten und gemessenen Wasserstände am Pegel Stralsund sind möglicherweise dadurch begründet, dass die geschützte Lage Stralsunds und die feingliedrige Topographie des Strelasund durch die Modellauflösung von 1,6km nicht im Detail dargestellt werden kann.

Die Scatterplots in Abbildung 4.6 stellen die Tagesmittel der modellierten Wasserstände in Meter über NN den gemessenen Zeitreihen in Flensburg, Warnemünde und Sassnitz graphisch gegenüber. Die gute Übereinstimmung – mit Ausnahme weniger Ausreißer – ist deutlich an der Lage der Punktwolken nahe der durchgezogenen Winkelhalbierenden zu erkennen. Innerhalb der beiden gestrichelten Linien liegen 90 Prozent aller Wertepaare, die insgesamt nur geringe Abweichungen zeigen. Des Weiteren werden in dieser Abbildung die Wertepaare der modellierten und gemessenen Tagesmittel für den Pegel Landsort gezeigt. Die beiden Zeitreihen zeigen einen statistischen Zusammenhang mit einem Korrelationsindex von 0,74. Etwa 55 Prozent der Variabilität der gemessenen Wasserstände werden folglich durch das Modell erklärt. Damit zeigt die Rekonstruktion der Wasserstände am Pegel Landsort eine vergleichbare Qualität zum Pegel Stralsund. Dies könnte ebenfalls an der feingliedrigen Topographie der schwedischen Küste liegen. Hinzu kommt, dass die modellierten Wasserstände in diesem Bereich der Ostsee lediglich mit einer horizontalen Auflösung von 3,2km gerechnet wurden. Es wäre jedoch auch möglich, dass die Wasserstände im Bereich der zentralen Ostsee, mit sehr geringen Salzgehalten von etwa 6,5 PSU im Vergleich zu etwa 8 bis 12 PSU in der südwestlichen Ostsee, mit Hilfe des barotropen Modells und somit ohne die Berücksichtigung barokliner Effekte weniger genau rekonstruiert werden können.

Die Differenzen der Tagesmittel des Wasserstands von Modell und Messwert werden mit Hilfe der Box-Whisker-Plots in der rechten Abbildung 4.6 dargestellt. Es ist deutlich zu erkennen, dass die mittleren fünfzig Prozent der täglichen Mittelwerte lediglich um wenige Zentimeter

voneinander abweichen. Die Standardabweichung der Differenzen zeigt bei den untersuchten Zeitreihen etwa 10cm. Auch der Bereich, der die mittleren neunzig Prozent (5% bis 95% Perzentil) der Differenzen von Modell und Messung für die drei untersuchten Pegel anzeigt, ist mit einer Spannweite von durchschnittlich 35cm im Vergleich zu der natürlichen Variabilität mit Wasserstandsschwankungen von circa 230cm gering. Lediglich 10 Prozent aller Tage zeigen größere Abweichungen. Diese Verteilung der Differenzen ist bei allen acht untersuchten Pegeln der deutschen Ostseeküste (siehe Tabelle 4.4) zu beobachten und zeigt die Qualität des Modells, der verwendeten Randwerte sowie des atmosphärischen Antriebs die tatsächlichen Bedingungen zu rekonstruieren. Im Vergleich zu den Pegeln der deutschen Ostseeküste sind die Differenzen zwischen Modell und Beobachtung am Pegel Landsort etwas größer. Die mittleren fünfzig Prozent der Abweichungen liegen im Bereich von -8cm bis 9cm und neunzig Prozent der Abweichungen zwischen -22cm bis 20cm. Folglich zeigen lediglich zehn Prozent der Tage eine Abweichung von mehr als 20cm.

Das bisherige Ergebnis der Validierung ist demnach als zufriedenstellend anzusehen, da im Durchschnitt der acht untersuchten Pegel der deutschen Ostseeküste etwa 71 Prozent der erklärten Varianz der Tagesmittelwerte der Ostseewasserstände durch das Modell gut simuliert wurden. Die größte Übereinstimmung zeigen die modellierten Tagesmittelwerte in Greifswald mit 77,8 Prozent erklärter Varianz, wobei die geringste Übereinstimmung in Stralsund mit 53,2 Prozent und Landsort mit 55 Prozent liegt. Allerdings ist die Qualität der modellierten Wasserstände am Pegel Landsort für die folgenden Analysen als zufriedenstellend zu bewerten, da insbesondere die Bestimmung der Vorfüllung (siehe Kapitel 7) nach Definition aus dem 20-tägigen Mittel der Wasserstände Landsorts erfolgt.

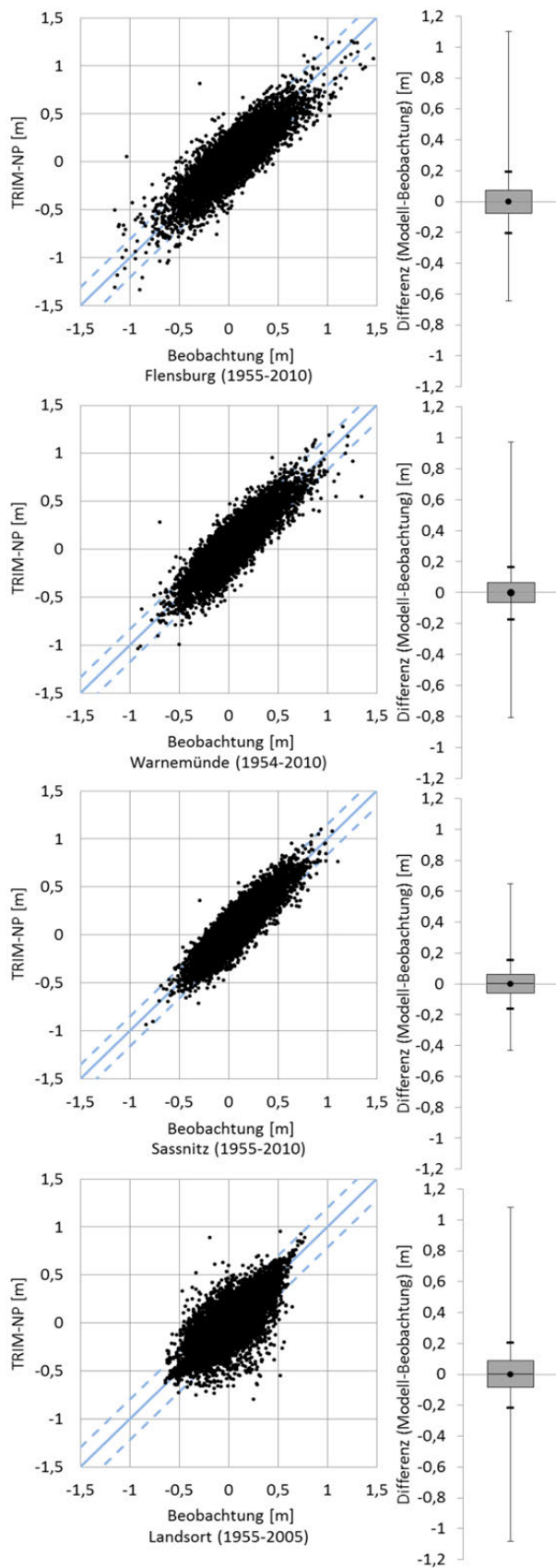


Abbildung 4.6. Scatterplots der Wertepaare und Box-Whisker-Plots der Differenzen (Modell-Beobachtung) der Tagesmittel der modellierten (TRIM-NP) und gemessenen Wasserstände in m für Warnemünde, Flensburg, Sassnitz und Landsort. (siehe Erklärung Abbildung 4.2).

Festzuhalten ist, dass der mit Hilfe des hydrodynamischen Modells berechnete Wasserstand mit dem der Pegelmessungen gut übereinstimmt und eine vergleichbare Variabilität der Wasserstände gegeben ist.

Jedoch sind Unterschiede in der Höhe einzelner Ereignisse zu beobachten. Die Wasserstände wurden teilweise mit höherer Genauigkeit modelliert als dies die Validierung der Windverhältnisse erwarten ließ. Insbesondere die hohen Windgeschwindigkeiten und die Windrichtungsverteilung in Warnemünde zeigten größere Unterschiede zwischen Rekonstruktion und Beobachtung. Da die Qualität der modellierten Wasserstände in starkem Ausmaß von der Qualität der antreibenden Windverhältnisse abhängt und diese Wasserstände auch in Warnemünde sehr zufriedenstellend rekonstruiert wurden, könnte dies ein Indiz dafür sein, dass die Windverhältnisse der COSMO-CLM-Daten eine zufriedenstellende Qualität besitzen und die beobachteten Ungenauigkeiten der Windvalidierung ihren Ursprung bei den gemessenen Windverhältnisse haben könnten.

4.2.3 Vergleich von Extremereignissen

Eine statistische Auswertung der Hochwasserereignisse an der deutschen Ostseeküste und eine Bewertung der Anteile von Vorfällung, Seiches und Windstau am Gesamtwasserstand erfordert, dass das hydrodynamische Modell neben der langfristigen Verteilung und der Rekonstruktion der Tagesmittelwerte insbesondere die extremen Sturmhochwasserereignisse mit großer Genauigkeit darstellen kann. Mit welcher Qualität das Modell extreme Wasserstände berechnet, wird in diesem Abschnitt beschrieben. Als Maß für schwere Hochwasser werden die jährlichen 99% Perzentile der gemessenen und modellierten Wasserstandszeitreihen berechnet. Die Höhe des jährlichen 99% Perzentiles wird im Wesentlichen durch die Anzahl der Sturmhochwasser pro Jahr sowie deren Intensität und Andauer bestimmt. Eine Veränderung einzelner Extremereignisse wird folglich nicht zwangsläufig zu einer Veränderung des jährlichen 99% Perzentiles führen.

In Abbildung 4.7 werden die beiden Kurven der jährlichen gemessenen und modellierten 99% Perzentile für die Pegel Flensburg, Warnemünde und Sassnitz gegenübergestellt. Der zeitliche Verlauf und die jährlichen Schwankungen der 99% Perzentile werden sehr gut durch das Modell reproduziert. Die Variabilität der modellierten und beobachteten jährlichen 99% Perzentile ist vergleichbar. Die Standardabweichung der jährlichen 99% Perzentile liegt in Flensburg bei den gemessenen Wasserständen bei etwa 12cm und bei der modellierten Zeitreihe bei etwa 10cm (Warnemünde: 9,7cm (Beobachtung) zu 10,2cm (Modell); Sassnitz: 9,4cm (Beobachtung) zu 10,8cm (Modell)). Knapp 52 Prozent der Varianz der jährlichen 99% Perzentile der gemessenen Wasserstände in Flensburg lassen sich mit Hilfe der modellierten jährlichen 99% Perzentile erklären. Die erklärte Varianz der modellierten Jahreswerte zu den gemessenen ist in Warnemünde (57 Prozent) und Greifswald (59 Prozent) noch etwas stärker. Die zeitlichen Schwankungen der jährlichen 99% Perzentile sind groß und ein Trend zu häufigeren oder höheren Sturmhochwassern innerhalb der letzten 65 Jahre ist weder im Hindcast noch bei den gemessenen Werten zu beobachten.

Der rekonstruierte Wasserstandsverlauf einiger Sturmhochwasser wird im Folgenden am Beispiel von Flensburg (Abbildung 4.8) und Wismar (Abbildung 4.10) den gemessenen Wasserständen gegenübergestellt.

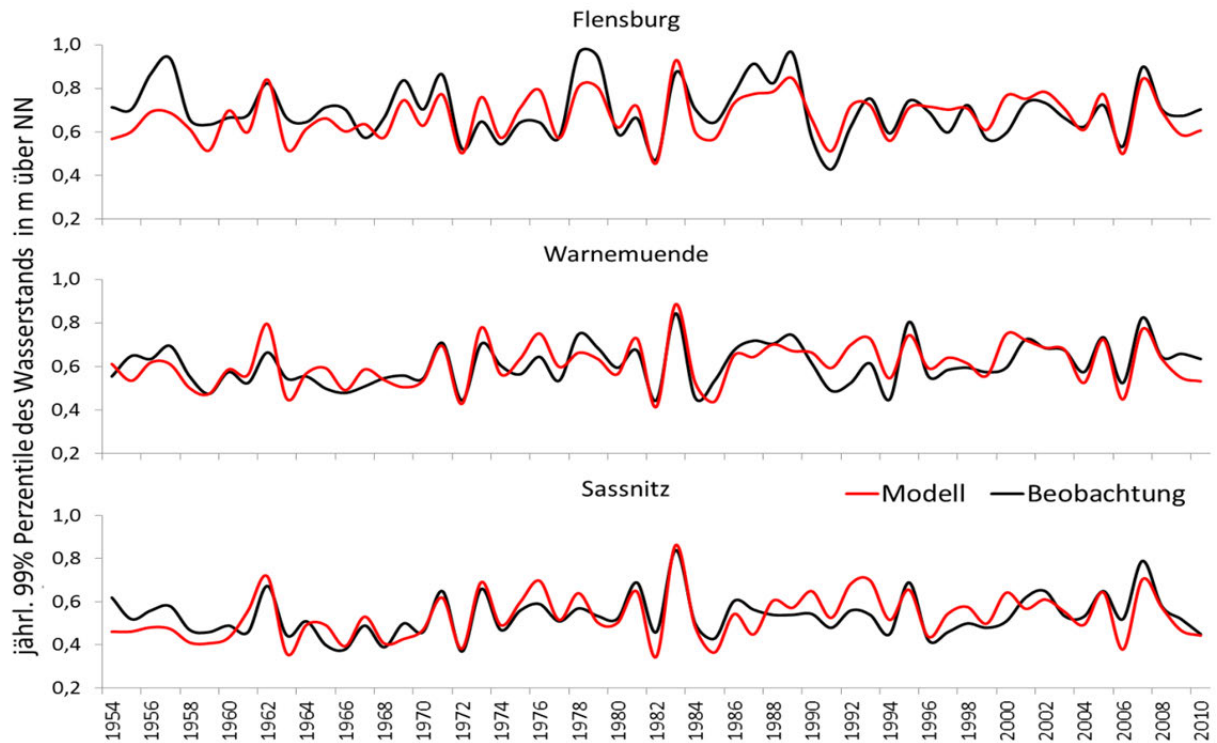


Abbildung 4.7. Jährliche 99% Perzentile der modellierten (TRIM-NP) und gemessenen Wasserstände für die Pegel Flensburg, Warnemünde und Sassnitz in m über NN.

Nach Angaben des Wasser- und Schifffahrtsamtes Lübeck kam es in Flensburg im Untersuchungszeitraum von 1957 bis 2010 zu neun schweren Sturmhochwassern (WSA LÜBECK, 2013). Eine insgesamt gute Rekonstruktion der tatsächlichen Abläufe und Scheitelwasserstände durch das Modell TRIM-NP ist in der Abbildung 4.8 zu erkennen. Die Wasserstandszeitreihen dieser schweren Sturmhochwasser zeigen eine durchschnittliche Korrelation mit einem Index von 0,93. Mit Ausnahme des Ereignisses im Dezember 1978 (Korrelationsindex: 0,81) wird im Durchschnitt der weiteren acht Sturmhochwasser über 90 Prozent der Variabilität der gemessenen Wasserstände durch das Modell erklärt. Jedoch unterschätzt das Modell die gemessenen Scheitelwasserstände mit durchschnittlich 21cm, wobei eine maximale Unterschätzung von 42cm im Dezember 1978 und eine leichte Überschätzung mit 3cm im November 2006 beobachtet werden. Der modellierte Scheitelwasserstand tritt in fünf von neun Ereignissen zeitgleich mit, in zwei Fällen kurz vor (maximal zwei Stunden vorher) und zweimal kurz nach (maximal zwei Stunden später) den gemessenen Scheitelwasserständen auf. Des Weiteren wird die Verweildauer und somit der Ablauf der Sturmhochwasser gut durch das Modell wiedergegeben. Lediglich die Ereignisse im Dezember 1978 und im Februar 1979 zeigen bei den gemessenen Wasserständen eine deutlich längere Verweildauer. Auch wenn der Wasserstandsverlauf dieser Ereignisse gut durch das Modell dargestellt wird, unterscheidet sich die ermittelte Verweildauer dieser Ereignisse deutlich. Dies liegt vermutlich daran, dass die modellierten Wasserstände in den Stunden vor und nach dem Scheitelwasserstand knapp unter dem Grenzwert für leichte Sturmhochwasser von einem Meter über NN und die gemessenen leicht über diesem Grenzwert liegen. Ohne Berücksichtigung der Sturmhochwasser im Dezember 1978 und im Februar 1979 wird die Andauer und somit der Ablauf der Sturmhochwasser gut durch das Modell wiedergegeben. Im Durchschnitt der weiteren untersuchten Sturmhochwasser, ohne die beiden genannten Ereignisse, liegt die Andauer der modellierten Sturmhochwasser etwa zwei Stunden unter den gemessenen.

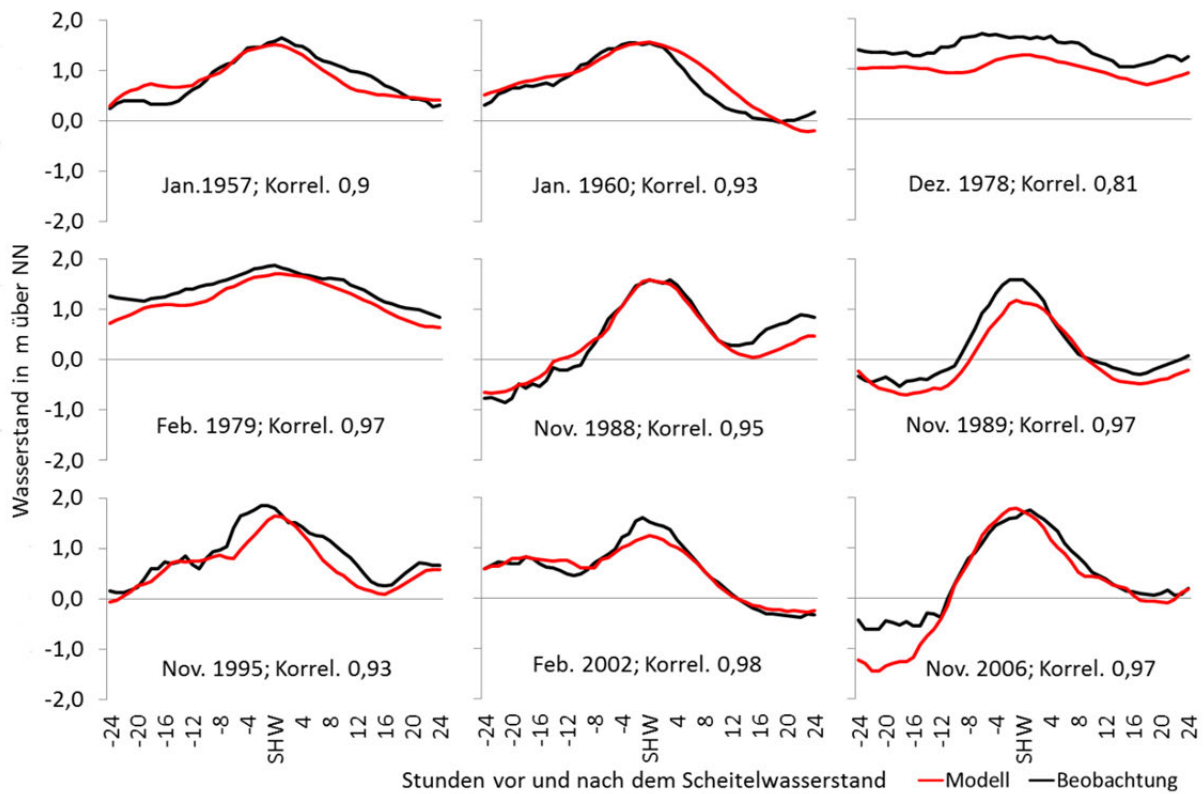


Abbildung 4.8. Modellierte (TRIM-NP) und gemessene Wasserstände während schwerer Sturmhochwasser (SHW) in Flensburg im Untersuchungszeitraum 1954 bis 2010.

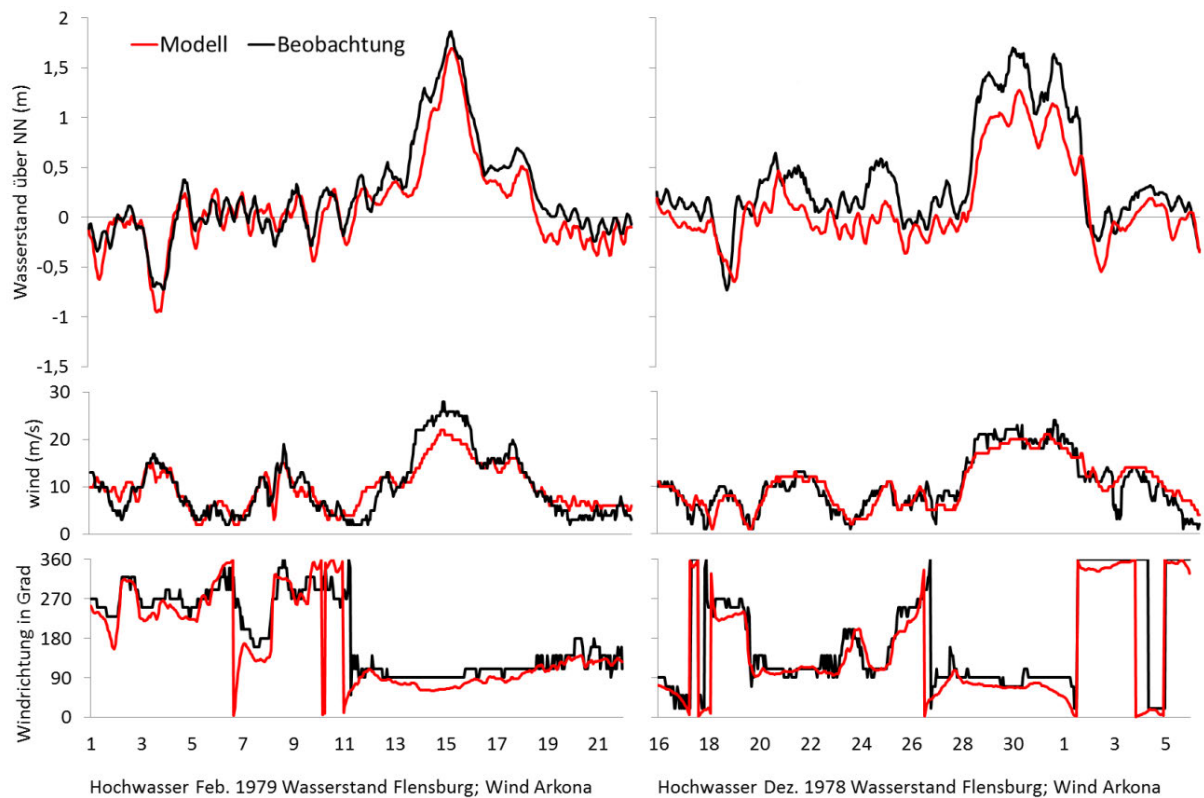


Abbildung 4.9. Modellierte (TRIM-NP und COSMO-CLM) und gemessene Zeitreihen der stündlichen Wasserstände in Flensburg sowie der stündlichen Windgeschwindigkeiten und Windrichtungen am Kap Arkona im Februar 1979 (links) und im Dezember 1978 (rechts).

In der Abbildung 4.9 sind die Sturmhochwasser im Februar 1979 und im Dezember 1978 detailliert für den Pegel Flensburg und einen Zeitraum von drei Wochen dargestellt. Das Sturmhochwasser im Februar 1979 wurde ausgewählt, da der modellierte und beobachtete Ablauf im Rahmen der vorausgegangenen Betrachtung trotz der unterschiedlichen Verweildauer eine sehr gute Übereinstimmung zeigte. Im Gegensatz dazu zeigte das Sturmhochwasser am 31. Dezember 1978 im Vergleich zu den dargestellten neun schweren Sturmhochwassern die geringste Übereinstimmung im Sturmhochwasserablauf und die größte Unterschätzung der modellierten Scheitelwasserstände. Neben den gemessenen und rekonstruierten stündlichen Wasserständen in Flensburg werden die dazugehörigen gemessenen und rekonstruierten stündlichen Windgeschwindigkeiten und Windrichtungen am Kap Arkona dargestellt. Die Zeitreihen umfassen den Zeitraum von zwei Wochen vor bis eine Woche nach dem Scheitelwasserstand.

Am 15. Februar 1979 kam es nach langanhaltenden Ostwinden mit Windgeschwindigkeiten über 20m/s (Kap Arkona) in Flensburg zu einem schweren Sturmhochwasser (Scheitelwasserstand > 1,49m über NN). Der zeitliche Verlauf der modellierten Wasserstandschwankungen, dargestellt in der linken Abbildung 4.9 oben, ist mit dem beobachteten Verlauf vergleichbar, jedoch unterschätzt das Modell den realen Scheitelwasserstand leicht. Der maximale Wasserstand beider Zeitreihen wird am 15. Februar um 05:00 Uhr mit 1,69m (Modell) und 1,86m (Beobachtung) über NN beobachtet und entspricht somit einer Unterschätzung des Modells von 17cm. Eine Betrachtung der Windverhältnisse zeigt, dass ebenfalls die maximalen Windgeschwindigkeiten für dieses Ereignis durch das regionale Klimamodell COSMO-CLM unterschätzt werden. Insgesamt sind jedoch gute Übereinstimmungen für die modellierten Windrichtungen und Windgeschwindigkeiten im Vergleich zu den Messungen am Kap Arkona gegeben. Neben der realistischen Darstellung des Sturmhochwassers wird ebenfalls der Tidenhub in Flensburg von dem Modell realitätsnah berechnet und ist in der Wasserstandszeitreihe bei geringem Windeinfluss an den Tagen nach dem Sturmhochwasser (z.B. ab dem 20. Februar) deutlich zu erkennen.

Die rechte Abbildung 4.9 zeigt ein Sturmhochwasser, welches mit Hilfe des Modells TRIM-NP unter Antrieb der COSMO-CLM Windfelder nicht in der vorherigen Qualität rekonstruiert werden konnte. Während der Schneekatastrophe in Norddeutschland kam es zur Jahreswende 1978/1979, als Folge langanhaltender Ost- und Nordost-Winde, zu einem Sturmhochwasser an der deutschen Ostseeküste. Obwohl die rekonstruierte Windrichtung und Windgeschwindigkeit zufriedenstellend durch das regionale Klimamodell COSMO-CLM wiedergegeben wurde, liegen die rekonstruierten Wasserstände in Flensburg deutlich unter den gemessenen. Auch wenn der zeitliche Wasserstandsverlauf innerhalb der Rekonstruktion vergleichbar ist, beträgt die Unterschätzung des Scheitelwasserstandes 42cm.

Im Folgenden wird die Qualität, mit der das Modell die Sturmhochwasser rekonstruieren kann, am Beispiel Wismar präsentiert. Nach Angaben des Wasser- und Schifffahrtsamtes Lübeck traten in Wismar im Untersuchungszeitraum von 1959 bis 2010 zwölf schwere Sturmhochwasser auf (WSA LÜBECK, 2013). Die gemessenen und modellierten Wasserstände dieser Ereignisse sind in Abbildung 4.10 dargestellt.

Im Vergleich zu der Situation in Flensburg werden die Sturmhochwasser für den Pegel Wismar etwas schlechter innerhalb der Rekonstruktion der Ostseewasserstände wiedergegeben. Die Sturmhochwasserstände im Januar 1968 und im August 1989 wurden im Modell nicht erreicht und das Sturmhochwasser im Februar 1983 zeigt einen weit abweichenden Wasserstandsverlauf zwischen Modell und Messwerten. Der Scheitelwasserstand tritt während dieses Ereignisses in der modellierten Zeitreihe sieben Stunden vor dem Scheitelwasserstand der gemessenen Zeitreihe auf und die beiden Wasserstandszeitreihen zeigen lediglich eine Korrelation mit einem Index von 0,62.

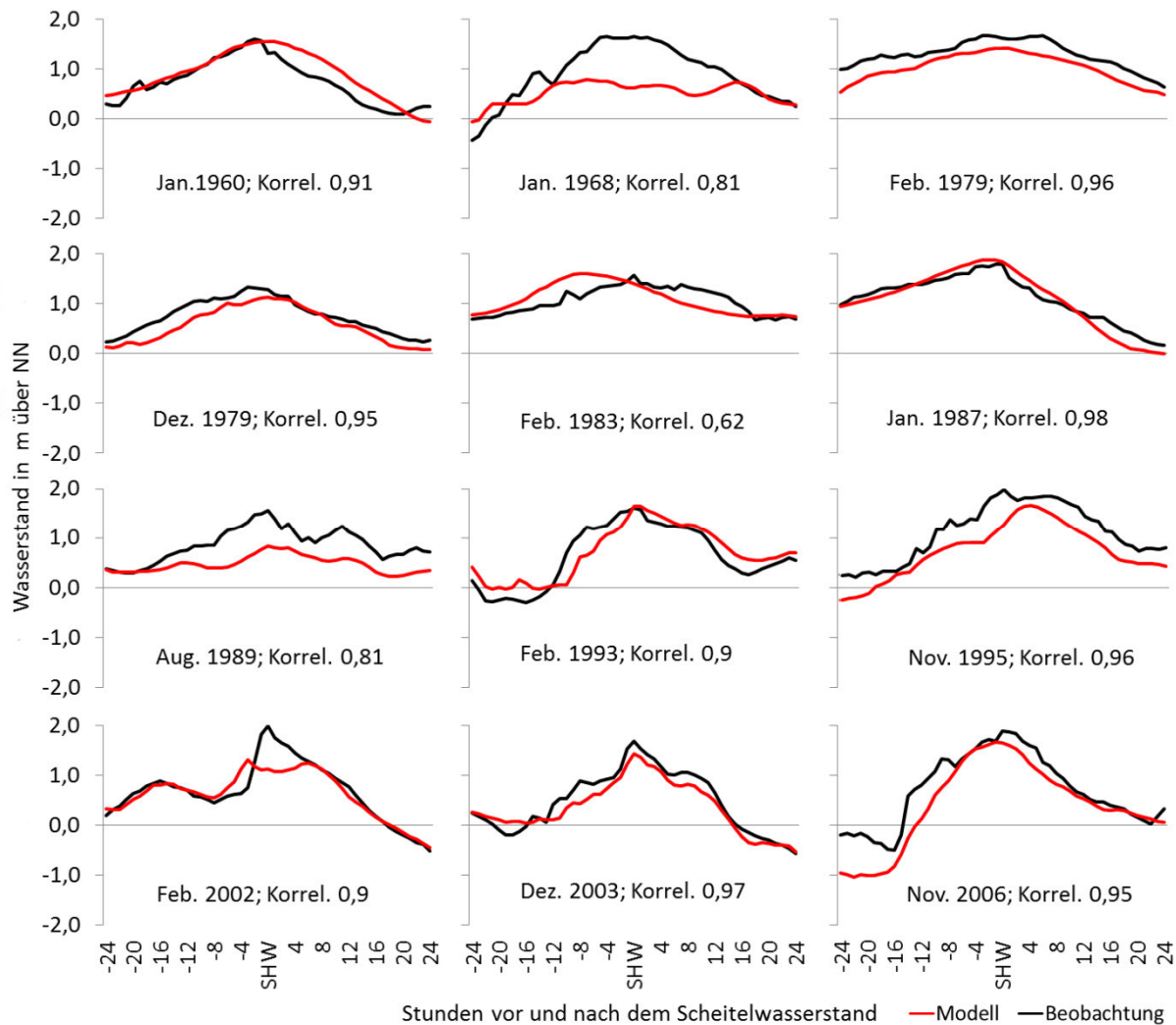


Abbildung 4.10. Modellierte (TRIM-NP) und gemessene Wasserstände während schwerer Sturmhochwasser (SHW) in Wismar im Untersuchungszeitraum 1954 bis 2010.

Die weiteren neun Sturmhochwasser in Wismar zeigen eine deutlich bessere Übereinstimmung zwischen Modell und Messwerten. Im Durchschnitt dieser Ereignisse konnten etwa 80 Prozent der Varianz im Sturmhochwasserablauf durch das Modell erklärt werden. Wie bereits für die Sturmhochwasser in Flensburg beobachtet, liegen die modellierten Scheitelwasserstände im Durchschnitt etwas unter den gemessenen. Die Unterschätzung der Scheitelwasserstände beträgt im Mittel der neun Sturmhochwasser 18cm mit einer maximalen Abweichung von -66cm im Februar 2002 und einer leichten Überschätzung von 8cm im Januar 1987. Mit Ausnahme der drei Sturmhochwasser im Januar 1968, Februar 1983 und August 1989 sind, wie in der Abbildung 4.10 deutlich zu erkennen ist, sowohl der Zeitpunkt und die Höhe der Scheitelwasserstände als auch der Ablauf der Sturmhochwasser in Wismar sehr zufriedenstellend rekonstruiert worden.

In der Abbildung 4.11 sind jeweils zwei Sturmhochwasser in Wismar detailliert dargestellt. Dies sind die Ereignisse im Januar 1987 und im August 1989. Das Sturmhochwasser im Januar 1987 wurde gewählt, da es in der vorherigen Untersuchung mit einem Korrelationsindex von 0,98 die größte Übereinstimmung zeigte. Das Sturmhochwasser im August 1989 wies hingegen eine besonders unzureichende Rekonstruktion des Sturmhochwasserablaufes und eine deutliche Unterschätzung der modellierten Scheitelwasserstände auf. In Abbildung 4.11 finden sich die

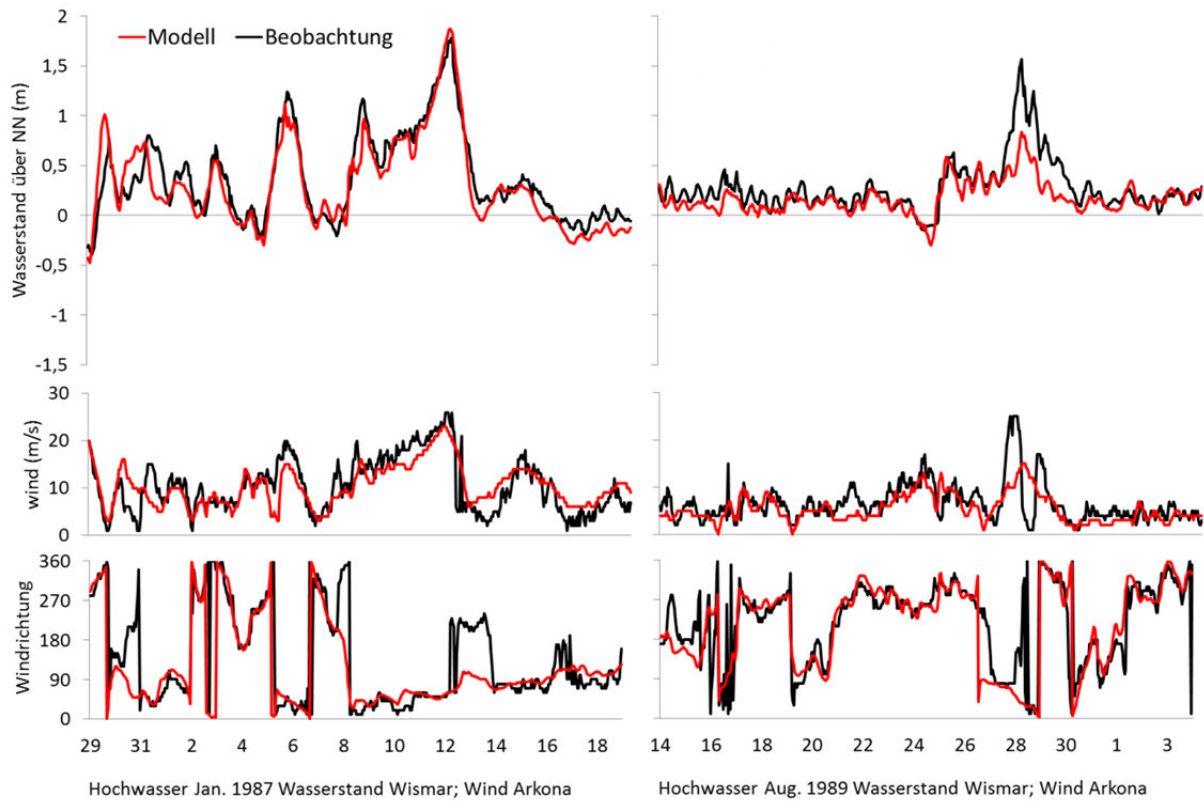


Abbildung 4.11. Modellierte (TRIM-NP und COSMO-CLM) und gemessene Zeitreihen der stündlichen Wasserstände in Wismar sowie der stündlichen Windgeschwindigkeiten und Windrichtungen am Kap Arkona im Januar 1987 (links) und im August 1989 (rechts).

modellierten und gemessenen, stündlichen Daten für die beiden Sturmhochwasser (Wasserstände in Wismar und Windgeschwindigkeiten /-richtungen am Kap Arkona) über einen Zeitraum von drei Wochen. An den Tagen vom 9. bis zum 13. Januar 1987 nahm die Windgeschwindigkeit aus nordöstlicher Richtung über der südwestlichen Ostsee stetig zu und erreichte am Abend des 12. Januar Höchstwerte von über 26m/s (Messung) und 23m/s (Modell). Folge dieser Windverhältnisse war ein schweres Sturmhochwasser mit einem Scheitelwasserstand von 1,87m (Modell) und 1,79m (Messung) über NN in Wismar (linke Abbildung 4.11). Sowohl der modellierte, zeitliche Ablauf des Sturmhochwassers als auch die modellierten extremen Wasserstandsschwankungen während dieses Ereignisses sind den beobachteten sehr nah. Obwohl die maximalen Windgeschwindigkeiten von dem regionalen Atmosphärenmodell leicht unterschätzt werden, wird bei diesem Ereignis der maximale Wasserstand von dem hydrodynamischen Modell leicht überschätzt. In der rechten Abbildung 4.11 sind die modellierten und gemessenen Windverhältnisse über der südwestlichen Ostsee (Kap Arkona) und der modellierte und gemessene Wasserstand in Wismar für den August 1989 dargestellt. Das ungewöhnliche Sturmhochwasser im August wird in der Rekonstruktion deutlich unterschätzt. Während an den Tagen vor dem Scheitelwasserstand Windrichtung, Windgeschwindigkeit und folglich auch der resultierende Wasserstand zufriedenstellend rekonstruiert wurden, werden insbesondere die hohen, stauwirksamen Windgeschwindigkeiten aus Nordost in der Nacht vom 27. auf den 28. August unterschätzt. Die maximalen gemessenen Windgeschwindigkeiten liegen mit 25m/s deutlich über den modellierten mit 10m/s. Als Folge liegen die modellierten Scheitelwasserstände 73cm unter den gemessenen (Modell: 0,84 m; Messung: 1,57 m).

Die präsentierten Sturmhochwasser zeigten jeweils ein Beispiel für eine besonders starke sowie für eine besonders geringe Übereinstimmung zwischen Modell und Messung. Somit wurden die

Qualität, mit der das Modell die schweren Sturmhochwasser rekonstruieren kann, dargestellt und typische Verläufe und Übereinstimmungen zwischen modellierten und gemessenen Wasserständen gegeben. Zusammenfassend muss betont werden, dass die Mehrzahl der Sturmhochwasser mit hoher Genauigkeit rekonstruiert wurden und die Ereignisse im August 1989 und im Dezember 1978 die Ausnahme darstellen. Die rekonstruierten Sturmhochwasser zeigen im Allgemeinen eine gute Übereinstimmung zu den gemessenen Wasserständen, sowohl für den Zeitpunkt der maximalen Wasserstände und die Dauer der Ereignisse als auch für deren Intensität. Entsprechend gute Übereinstimmungen wurden für weitere leichte, mittlere und schwere Sturmhochwasserereignisse an allen acht untersuchten Pegeln gefunden. Obwohl die simulierten Windrichtungen und Windgeschwindigkeiten über der südwestlichen Ostsee teilweise von den gemessenen Werten abweichen und insbesondere die hohen Windgeschwindigkeiten in den modellierten Zeitreihen mehrfach unterschätzt werden, simuliert das Modell TRIM-NP die Wasserstände mit hoher Übereinstimmung zu den gemessenen Bedingungen. Diese zufriedenstellende Simulation der Wasserstände in Abhängigkeit zur Vorhersagegüte der lokalen rekonstruierten Winde kann zum einen daran liegen, dass neben den lokalen Windfeldern der südwestlichen Ostsee der Wind über der zentralen Ostsee und großräumige Luftdruckgebiete einen entscheidenden Anteil an den Wasserstandsschwankungen an der deutschen Ostseeküste haben. Zum anderen wäre es möglich, dass die mit dem COSMO-CLM Klimamodell rekonstruierten Windfelder die tatsächlichen Bedingungen zufriedenstellend darstellen und die Unterschiede zwischen gemessenen und modellierten Windverhältnissen ebenfalls aus Fehlern der gemessenen Windverhältnisse resultieren. Insgesamt ist das Ergebnis der Validierung als sehr zufriedenstellend zu bewerten, da sowohl die Variabilität der Wasserstände als auch das Ausmaß sehr schwerer Hochwasser mit Hilfe des hydrodynamischen Modells mit hoher Genauigkeit simuliert wurden.

4.3 Vergleich mit den Ergebnissen einer baroklinen Rekonstruktion

Innerhalb des folgenden Modellvergleichs wird dargestellt, wie die Güte der modellierten Wasserstände des zweidimensionalen, barotropen Wasserstandmodells im Vergleich zu einem Hindcast zu bewerten ist, welcher mit Hilfe eines dreidimensionalen, baroklinen Wasserstandmodells erstellt wurde. Ob eine vergleichbare Güte der rekonstruierten Wasserstände und der Wasserstände eines dreidimensionalen baroklinen Modells gegeben ist, wird anhand von drei Wasserstandszeitreihen an der deutschen Ostseeküste überprüft. Sollte eine vergleichbare Modelleffizienz gegeben sein, bedeutet dies, dass die baroklinen Effekte eine zu vernachlässigenden Rolle bei der Wasserstandsvariabilität der deutschen Ostseeküste spielen, beziehungsweise diese komplexen baroklinen Prozesse auch innerhalb der baroklinen Rekonstruktion nicht in vollem Umfang simuliert werden können.

Der Referenzhindcast wurde für die westliche Ostsee mit einer horizontalen Auflösung von 600m und einer vertikalen Auflösung mit 50 Schichten sowie dem identischen atmosphärischen Antrieb der COSMO-CLM-Daten für den Zeitraum 1997 bis 2010 gerechnet (GRÄWE UND BURCHARD, 2011).

Der Modellvergleich wurde für diesen Zeitraum anhand von drei Wasserstandszeitreihen von Kiel, Wismar und Sassnitz durchgeführt. Die gemessenen Wasserstände werden wie zuvor in Meter umgerechnet und um ihren Mittelwert reduziert. Die beiden modellierten Zeitreihen bleiben vorerst unverändert. Beginnend werden zwei Sturmhochwasser im Februar 2002 und im Dezember 2003 dargestellt, um die Qualität und die Differenzen der barotropen und der baroklinen Wasserstandsrekonstruktionen zu untersuchen. Die Abbildung 4.12 zeigt die gemessene und die beiden modellierten Wasserstandszeitreihen für diese Sturmhochwasser am Pegel Kiel-Holtenau, Wismar und Sassnitz.

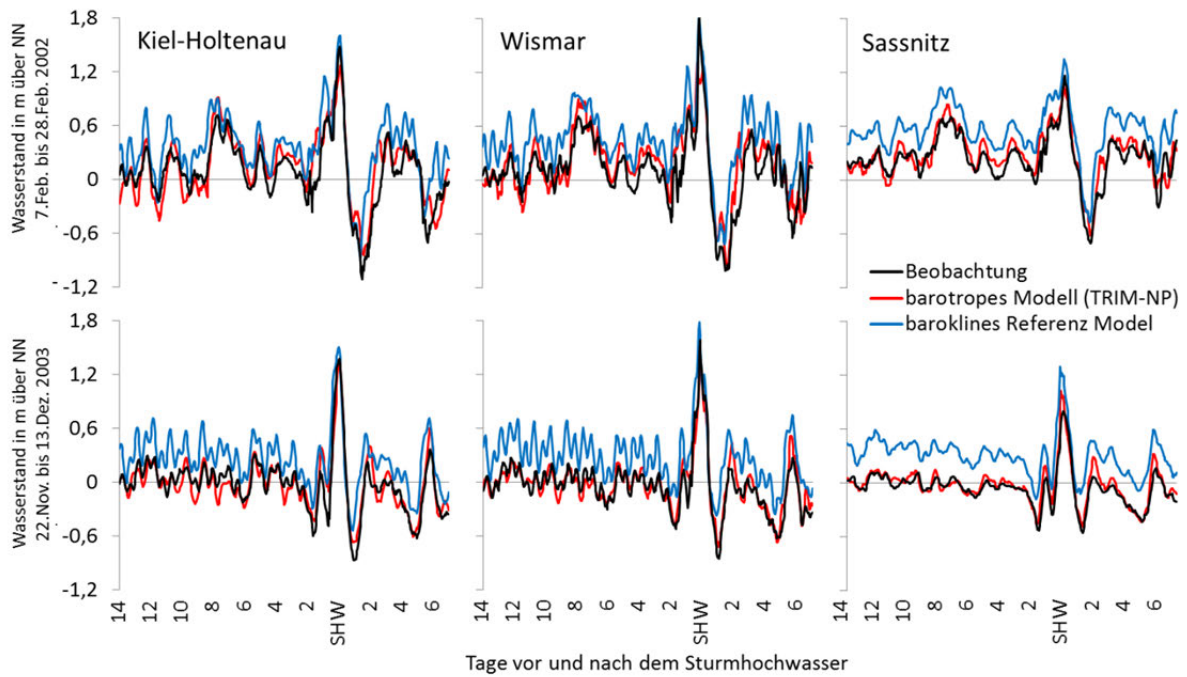


Abbildung 4.12. Vergleich modellierter (TRIM-NP und Referenz-Modell) und gemessener Wasserstände am Pegel Kiel-Holtenau, Wismar und Sassnitz während der Sturmhochwasser im Februar 2002 (oben) und Dezember 2003 (unten).

Tabelle 4.5. Statistische Kennzahlen modellierter (TRIM-NP und Referenz-Modell) und gemessener Wasserstände am Pegel Kiel-Holtenau, Wismar und Sassnitz während der Sturmhochwasser im Februar 2002 und Dezember 2003.

		Kiel			Wismar			Sassnitz		
		Beobachtung	Modell (baroklin)	TRIM-NP (barotrop)	Beobachtung	Modell (baroklin)	TRIM-NP (barotrop)	Beobachtung	Modell (baroklin)	TRIM-NP (barotrop)
Sturmhochwasser Februar 2002	Standardabweichung	0,39	0,37	0,38	0,39	0,38	0,37	0,27	0,27	0,27
	Mittelwert	0,08	0,35	0,14	0,10	0,43	0,18	0,24	0,56	0,29
	Minimalwert	-1,12	-0,87	-0,84	-1,01	-0,71	-0,98	-0,71	-0,47	-0,62
	Maximalwert	1,47	1,60	1,27	1,88	1,83	1,31	1,16	1,34	1,03
	Korrelation(r)		0,90	0,88		0,91	0,88		0,96	0,92
	RMSE (Modell-Obs.)		0,15	0,08		0,37	0,21		0,33	0,12
	Differenz Scheitelwasserstand		0,13	-0,21		-0,05	-0,57		0,18	-0,13
Sturmhochwasser Dezember 2003	Standardabweichung	0,32	0,31	0,30	0,31	0,31	0,29	0,20	0,22	0,21
	Mittelwert	-0,02	0,25	-0,02	-0,04	0,29	-0,03	-0,05	0,31	-0,02
	Minimalwert	-0,87	-0,54	-0,67	-0,85	-0,37	-0,73	-0,56	-0,18	-0,48
	Maximalwert	1,37	1,50	1,35	1,58	1,78	1,43	0,80	1,29	1,02
	Korrelation(r)		0,90	0,92		0,89	0,94		0,91	0,95
	RMSE (Modell-Obs.)		0,13	0,03		0,36	0,10		0,37	0,08
	Differenz Scheitelwasserstand		0,13	-0,02		0,20	-0,15		0,49	0,22

Die große Variabilität der Wasserstände während dieser Extremereignisse, mit Wasserstandsschwankungen von maximal 2,89m während des Sturmhochwassers im Februar 2002 am Pegel Wismar und einer Standardabweichung im Untersuchungszeitraum vom 7. Februar bis zum 28. Februar 2002 von maximal 39cm innerhalb der gemessenen Wasserstandszeitreihe von Wismar, wird sowohl von dem baroklinen Modell als auch von dem barotropen Modell mit großer Genauigkeit widergespiegelt. Dies gilt für beide Sturmhochwasser und alle drei untersuchten Pegel. Während die beobachtete Variabilität der Sturmhochwasserstände im Februar 2002 am Pegel Wismar zu etwa 83 Prozent (80 Prozent in Kiel; 92 Prozent in Sassnitz) durch die Variabilität der modellierten Wasserstände des baroklinen Modells und zu 77 Prozent in Wismar (78 Prozent in Kiel; 84 Prozent in Sassnitz) durch die Variabilität des barotropen Modells erklärt werden kann, ist die Situation für das Sturmhochwasser im Dezember 2003 umgekehrt. Die Wasserstandsvariabilität dieses Sturmhochwassers zeigt eine stärkere Übereinstimmung mit der Wasserstandsvariabilität des barotropen Modells. Die erklärte Varianz des barotropen Modells liegt in Kiel bei 85 Prozent und in Wismar und Sassnitz bei 89 Prozent. Die rekonstruierten Wasserstände des baroklinen Modells beschreiben die beobachtete Variabilität dieser Sturmhochwasser zu 81 Prozent (Kiel), 79 Prozent (Wismar) und 82 Prozent (Sassnitz) (vgl. jeweiligen Korrelationsindex in Tabelle 4.5).

Anhand der Ganglinien in Abbildung 4.12 ist deutlich zu erkennen, dass die Wasserstände des baroklinen Referenz-Modells neben einer vergleichbaren Variabilität im Allgemeinen über den Werten der Beobachtung und der barotropen Modellierung liegen. Während dieser Sturmhochwasser liegen die Mittelwerte der baroklinen Wasserstände im Durchschnitt der drei untersuchten Pegel etwa 31cm über den Mittelwerten der gemessenen Wasserstände. Das barotrope Modell zeigt lediglich eine Abweichung der Mittelwerte von 4cm. Folglich zeigt auch der mittlere Vorhersagefehler (RMSE) zwischen dem baroklinen Modell und der Beobachtung einen Wert von durchschnittlich 29cm und eine maximale Abweichung von 37cm während des Sturmhochwassers im Dezember 2003 am Pegel Sassnitz. Der mittlere Vorhersagefehler (RMSE) zwischen barotropen Modell und Beobachtung liegt im Durchschnitt der untersuchten Pegel und Sturmhochwasser bei etwa 10cm und maximal 21cm während des Sturmhochwassers im Februar 2002 in Wismar. Somit überschätzen beide Modelle während dieser Sturmhochwasser den beobachteten Wasserstand. Die beobachteten Scheitelwasserstände werden innerhalb der barotropen Modellierung während des Sturmhochwassers im Dezember 2003 am Pegel Sassnitz mit 22cm überschätzt und im Februar 2002 am Pegel Wismar um 57cm unterschätzt. Im Durchschnitt werden die beobachteten Scheitelwasserstände von dem barotropen Modell mit durchschnittlich 14cm unterschätzt. Die rekonstruierten Scheitelwasserstände des baroklinen Modells liegen hingegen mit durchschnittlich 18cm über den gemessenen. Insbesondere der Scheitelwasserstand im Dezember 2003 in Sassnitz wird mit 49cm deutlich innerhalb der baroklinen Rekonstruktion überschätzt und nur der maximale Wasserstand des Sturmhochwassers im Februar 2002 wird in Wismar mit 5cm leicht unterschätzt.

Die dargestellten Verläufe der modellierten und gemessenen Sturmhochwasserstände zeigen, dass beide Modelle die Wasserstandsvariationen mit hoher Genauigkeit berechnen. Sie zeigen jedoch Unterschiede innerhalb des mittleren Wasserstandsniveaus und überschätzen die mittleren gemessenen Wasserstände im Allgemeinen. Dies gilt auch für die Scheitelwasserstände der baroklinen Modellierung, während diese in der barotropen Modellierung meist unterschätzt werden.

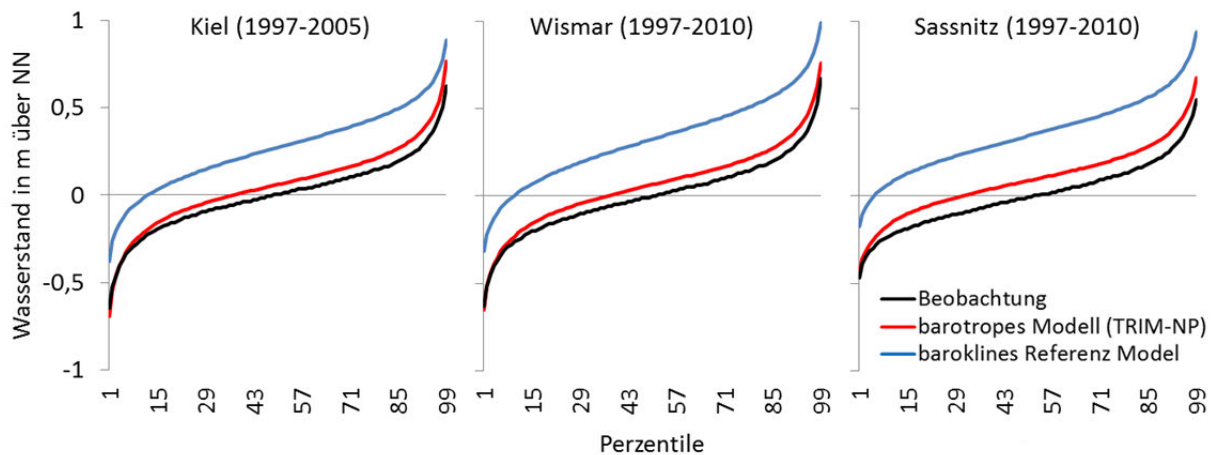


Abbildung 4.13. Verteilungen der modellierten (TRIM-NP und Referenz-Modell) und gemessenen Wasserstände für die Pegel Kiel (1997-2005), Wismar und Sassnitz (1997-2010).

Tabelle 4.6. Statistische Kennzahlen modellierter (TRIM-NP und Referenz-Modell) und gemessener (BSH) Wasserstände in Kiel (1997-2005), in Wismar und Sassnitz (1997-2010).

Ohne BIAS-Korrektur	Kiel			Wismar			Sassnitz		
	BSH	Modell (baroklin)	TRIM-NP (barotrop)	BSH	Modell (baroklin)	TRIM-NP (barotrop)	BSH	Modell (baroklin)	TRIM-NP (barotrop)
Standardabweichung	0,23	0,24	0,25	0,24	0,26	0,25	0,20	0,22	0,21
Minimalwert	0,00	0,27	0,05	0,00	0,32	0,06	0,00	0,35	0,09
Maximalwert	-1,85	-1,24	-1,64	-1,90	-1,26	-1,63	-1,41	-1,05	-1,34
Max	1,47	1,60	1,47	1,88	1,83	1,66	1,16	1,57	1,26
Korrelation (r)		0,80	0,82		0,82	0,85		0,91	0,87
MSE (Modell-Obs.)		0,09	0,02		0,13	0,02		0,13	0,02
RMSE (Modell-Obs.)		0,31	0,16		0,36	0,15		0,36	0,14
Bias		0,27	0,05		0,32	0,06		0,35	0,09
Brier Skill Score		0,73			0,82			0,85	

Diese beobachtete Überschätzung der Wasserstände während der beiden Sturmhochwasser ist ebenfalls für den gesamten Untersuchungszeitraum von 1997 bis 2005 in Kiel und von 1997 bis 2010 in Wismar und Sassnitz zu erkennen. Die Abbildung 4.13 stellt die Verteilungen der berechneten und modellierten Wasserstände innerhalb des Zeitraums 1997 bis 2005 (Kiel) und 1997 bis 2010 (Wismar und Sassnitz) gegenüber. Die Darstellung der Perzentile (1% Perzentil bis 99% Perzentil) verdeutlicht, dass die Variabilität der gemessenen Wasserstände sowohl von dem zweidimensionalen, barotropen Wasserstandsmodell TRIM-NP als auch von dem dreidimensionalen, baroklinen Referenzmodell gut repräsentiert wird. Die rekonstruierten Wasserstände für die drei Pegel Kiel, Wismar und Warnemünde weisen innerhalb des Untersuchungszeitraumes einen positiven systematischen Fehler und somit eine Überschätzung der mittleren Modellergebnisse im Vergleich zu den Messungen auf. Das mittlere Wasserstandsniveau wird für diese Pegel innerhalb des baroklinen Referenzhindcasts mit etwa 27 bis 35cm überschätzt. Das barotrope Modell repräsentiert das mittlere Wasserstandsniveau für diesen Pegel mit höherer Genauigkeit und zeigt einen Bias von etwa 5 bis 9cm (siehe Tabelle 4.6). In diesem Fall stellt der Bias die Abweichung zwischen dem Mittelwert der gemessenen Wasserstände und dem jeweiligen Mittelwert der modellierten Zeitreihen dar. Die im Mittel höheren Wasserstände der baroklinen Modellierung sind vermutlich auf die Dichteverhältnisse und somit auf den Einfluss von Salz und Temperatur auf den Wasserstand zurückzuführen. Neben dieser systematischen Abweichung ist sowohl die barokline als auch die barotrope Rekonstruktion als

sehr zufriedenstellend zu beurteilen. Die nahezu identischen Standardabweichungen der gemessenen und modellierten Wasserstände zeigen eine vergleichbare Variabilität der Wasserstände an allen drei Orten. Während die Wasserstände des barotropen Modells in Kiel und in Wismar etwa 67 Prozent und 72 Prozent der beobachteten Variabilität beschreiben und im Vergleich zu dem baroklinen Modell (64 und 67 Prozent) eine etwas genauere Rekonstruktion der Wasserstände zeigen, liegt die erklärte Varianz der baroklinen Wasserstände in Sassnitz mit 83 zu 75 Prozent etwas höher (siehe Tabelle 4.6).

Um zu überprüfen inwieweit das barotrope Modell eine vergleichbare oder bessere Reproduktion der gemessenen Wasserstände als das barokline Referenzmodell geben kann, wird der Brier Skill Score (BSS) verwendet. Er wird von STORCH und ZWIERS (1999) definiert als

$$BSS = 1 - \sigma_T^2 \sigma_R^{-2} \quad (4.3)$$

wobei σ_T^2 und σ_R^{-2} die Fehlervarianz der barotropen Modellierung mit TRIM-NP (T) und der baroklinen Modellierung (R) zu den gemessenen Werten repräsentieren. Hier wurde eine modifizierte Version des BSS verwendet, um die Auswirkung von positiven und negativen Werten entsprechend zu berücksichtigen.

$$BSS = \begin{cases} 1 - \sigma_T^2 \sigma_R^{-2} & \sigma_T^2 \leq \sigma_R^{-2} \\ \sigma_T^2 \sigma_R^{-2} - 1 & \sigma_T^2 > \sigma_R^{-2} \end{cases} \quad (4.4)$$

Der BSS kann laut Definition zwischen -1 und +1 liegen, wobei -1 eine perfekte Abbildung der Realität durch das Referenzmodell und +1 eine perfekte Abbildung der Realität durch das Modell TRIM-NP bedeutet. Der BSS nach Gleichung (4.4) zeigt für den Vergleich der modellierten Zeitreihen zu den gemessenen Wasserständen positive Werte von etwa 0,73 in Kiel, 0,82 in Wismar und 0,85 in Sassnitz. In diesem Fall wurden die Wasserstände besser von dem barotropen Lauf reproduziert, was primär an der höheren, systematischen Abweichung der baroklinen zu den gemessenen Wasserständen liegt. Als Erklärungen für die Unterschiede zwischen barotropem und baroklinem Lauf kommen prinzipiell zwei Ursachen in Frage und die Verschiebung der Wasserstandsverteilungen (siehe Abbildung 4.13) hat ihren Ursprung entweder innerhalb der Vernachlässigung der baroklinen Effekte beziehungsweise aufgrund unterschiedlicher Nullniveaus.

Da Unsicherheiten bezüglich des genauen Nullniveaus der deutschen Ostseepegel bestehen und für die Untersuchungen der Sturmhochwasser insbesondere die Anomalien des Wasserstandes interessant sind, wurde für die folgenden Analysen jeweils der Mittelwert der entsprechenden Zeitreihen abgezogen. Die durgeführte Bias-Korrektur ermöglicht eine Untersuchung der Reproduzierbarkeit der Wasserstandsvariabilität unabhängig von einer systematischen Abweichung. Betrachtet man die Verteilung der Wasserstände nach einer Bias-Korrektur, so ist eine sehr gute Übereinstimmung der drei Zeitreihen (siehe Abbildung 4.14) zu erkennen.

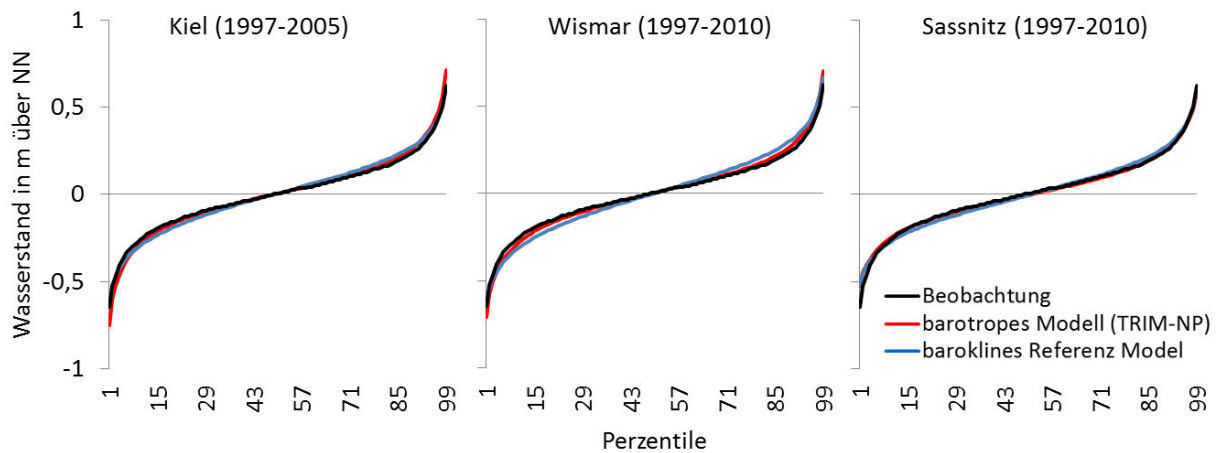


Abbildung 4.14. Verteilungen der modellierten (TRIM-NP und Referenz-Modell) und gemessenen Wasserstände nach einer Bias-Korrektur für die Pegel Kiel (1997-2005), Wismar und Sassnitz (1997-2010).

Tabelle 4.7. Statistische Kennzahlen modellierter (TRIM-NP und Referenz-Modell) und gemessener (BSH) Wasserstände nach einer Bias-Korrektur für die Pegel Kiel (1997-2005), Wismar und Sassnitz (1997-2010).

Mit BIAS-Korrektur	Kiel			Wismar			Sassnitz		
	BSH	Modell (baroklin)	TRIM-NP (barotrop)	BSH	Modell (baroklin)	TRIM-NP (barotrop)	BSH	Modell (baroklin)	TRIM-NP (barotrop)
Standardabweichung	0,23	0,24	0,25	0,24	0,26	0,25	0,20	0,22	0,21
Mittelwert	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Minimalwert	-1,85	-1,51	-1,69	-1,90	-1,58	-1,43	-1,41	-1,39	-1,22
Maximalwert	1,47	1,34	1,41	1,88	1,51	1,60	1,16	1,22	1,11
Korrelation (r)		0,80	-0,09		0,82	-0,05		0,91	-0,03
MSE (Modell-Obs.)		0,02	0,02		0,02	0,02		0,01	0,01
RMSE (Modell-Obs.)		0,15	0,15		0,15	0,13		0,09	0,10
Bias		0,00	0,00		0,00	0,00		0,00	0,00
Brier Skill Score		0,04			0,22			-0,19	

Nach einer Bias-Korrektur liegt der Brier Skill Score (BSS) für Kiel bei etwa Null und spricht somit für eine vergleichbare Vorhersagegüte der beiden Modelle; in Wismar ist das barotrope Modell etwas näher an der Realität und in Sassnitz etwas schlechter (Tabelle 4.7). Insgesamt ist die Qualität, mit der die Wasserstände durch das einfachere barotrope Modell TRIM-NP rekonstruiert wurden, mit der Qualität der baroklinen Modellierung vergleichbar. Denkbare barokline Effekte haben auf die Wasserstände der deutschen Ostseeküste, soweit sie innerhalb des baroklinen Referenz-Modells korrekt modelliert wurden, vermutlich keinen wesentlichen Einfluss auf die Variabilität der untersuchten Wasserstände. Abschließend ist anzumerken, dass die Rechenzeit des barotropen, zweidimensionalen Modells im Vergleich zu einem dreidimensionalen Setup deutlich geringer ist und es somit möglich war, einen zeitlich und räumlich hoch aufgelösten Hindcast für den Zeitraum 1948 bis 2012 zu erstellen.

5. Klimatologie und Veränderungen der Ostseewasserstände

Der mit dem hydrodynamischen Modell TRIM-NP erstellte Hindcast der Ostseewasserstände für den Zeitraum 1. Januar 1948 bis 31. Oktober 2012 bietet mit seiner hohen zeitlichen und räumlichen Auflösung eine gute Grundlage, um die Klimatologie der Ostseewasserstände der vergangenen Jahrzehnte statistisch auszuwerten und den Kenntnisstand über die zu hohen Wasserständen führenden Prozesse zu erweitern. Die äußerst zufriedenstellende Validierung der Modellergebnisse an mehreren Pegeln der deutschen Ostseeküste und dem schwedischen Pegel Landsort (siehe Kapitel 4) erlaubt die statistische Auswertung der Klimatologie der Ostseewasserstände der vergangenen Jahre. Da für die Analysen der langfristigen Veränderungen der Ostseewasserstände häufig Jahresmittelwerte und jährliche Perzentile gebildet werden, wird innerhalb der folgenden Klimatologie lediglich der Zeitraum vom 1. Januar 1948 bis zum 31. Dezember 2011 statistisch ausgewertet. Barokline Effekte, demnach der Einfluss von Salz und Temperatur auf den Wasserstand, sowie eine mögliche Eisbedeckung und ein Meeresspiegelanstieg, der in der Ostsee im Wesentlichen aus den eustatischen und isostatischen Prozessen entsteht, finden im Modell keine Berücksichtigung. Folglich sind mögliche langfristige Veränderungen und die kurz- und langfristige Variabilität der rekonstruierten Wasserstände vollständig auf meteorologische Prozesse zurückzuführen.

5.1 Klimatologie der Ostseewasserstände

Für die Darstellung regionaler und saisonaler Gemeinsamkeiten und Unterschiede der Ostseewasserstände werden die stündlichen Wasserstände der gesamten Ostsee innerhalb des Untersuchungszeitraums statistisch ausgewertet. Zunächst wird die typische räumliche Verteilung der langfristigen mittleren Wasserstände sowie der Niedrig- und Hochwasserstände dargestellt und anschließend auf deren Saisonalität eingegangen. Entsprechend wird mit Hilfe der langfristigen Standardabweichung die Schwankungsbreite der Ostseewasserstände gezeigt. Somit werden die typischen räumlichen Muster der Ostseewasserstände und deren Jahresgang für die gesamte Ostsee detailliert dargestellt. Anschließend werden mögliche langfristige Veränderungen und Variationen der Ostseewasserstände der vergangenen 64 Jahre präsentiert.

5.1.1 Räumliche Muster und saisonale Unterschiede der Ostseewasserstände

Für die räumliche und saisonale Darstellung der langfristigen Mittel-, Hoch- und Niedrigwasserstände wurden aus den stündlichen Wasserständen die langfristigen 50%, 99% und 1% Perzentile zum einen für den Gesamtzeitraum 1948 bis 2011, zum anderen nach Jahreszeiten differenziert berechnet. Aufgrund der großen Datenmenge und der in Kapitel 4 beschriebenen guten Übereinstimmung mit gemessenen Wasserständen zeigen diese Ergebnisse des Hindcasts ein vertrauenswürdiges Bild des meteorologisch bedingten, langjährigen Zustandes der Ostseewasserstände.

Mittlere Wasserstände der Ostsee (langfristige 50% Perzentile)

Bedingt durch die klimatischen Bedingungen, im speziellen die lokalen Wind- und Luftdruckverhältnisse sowie den Zufluss von Salz- und Süßwasser, und die Topographie ergibt sich der in Abbildung 5.1 dargestellte, langfristige mittlere Wasserstand der Ostsee für den Untersuchungszeitraum 1948 bis 2011. Auffällig ist, dass im langfristigen Mittel der Meeresspiegel der Ostsee von Norden nach Süden geneigt ist. Die höchsten mittleren Wasserstände sind mit etwa 14cm bis 18cm über NN im Bottnischen und Finnischen Meerbusen gegeben, während im Bereich der südwestlichen Ostsee die mittleren Wasserstände mit durchschnittlich etwa 4cm über NN ihr Minimum zeigen. Die mittlere Neigung des Meeresspiegels von Nord nach Süd beträgt etwa 14cm (Kattegat bis Bottnischer Meerbusen). Diese typische Schrägstellung der mittleren Ostseewasserstände ist im Wesentlichen auf das Windklima, die Dominanz der Windrichtungen West bzw. Südwest sowie der vornehmlich im östlichen Teil der Ostsee mündenden abflussreichen Flüsse zurückzuführen und unterliegt in ihrem Ausmaß jahreszeitlichen Schwankungen. Während sich die Neigung im Winter (DJF) und im Herbst (SON) mit etwa 24cm (DJF) beziehungsweise 16cm (SON) besonders stark ausprägt, ist sie im Frühjahr (MAM) und Sommer (JJA) nur gering vorhanden. In diesen Jahreszeiten ergibt sich ein räumlich relativ homogenes Muster, das heißt, es gibt nur wenige nennenswerte Unterschiede der Wasserstandhöhen zwischen den Regionen. Die häufigeren und stärkeren West- und Südwestwinde in den Wintermonaten schieben die Wassermassen aus den südwestlichen in die nördlichen Regionen der Ostsee. Weiterhin auffällig ist, dass der Füllungsgrad in den Sommermonaten (JJA) mit durchschnittlich 12 – 14cm über NN im Vergleich zum Frühling (MAM) mit durchschnittlich 4 – 8cm höher liegt. Dies ist primär durch häufigere westliche Windrichtungen in den Sommermonaten (JJA) im Vergleich zum Frühling (MAM) (Abbildung 5.2) und sekundär durch einen etwas höheren saisonalen Süßwasserzufluss im Sommer im Vergleich zum Frühling (Tabelle 5.1) zu erklären.

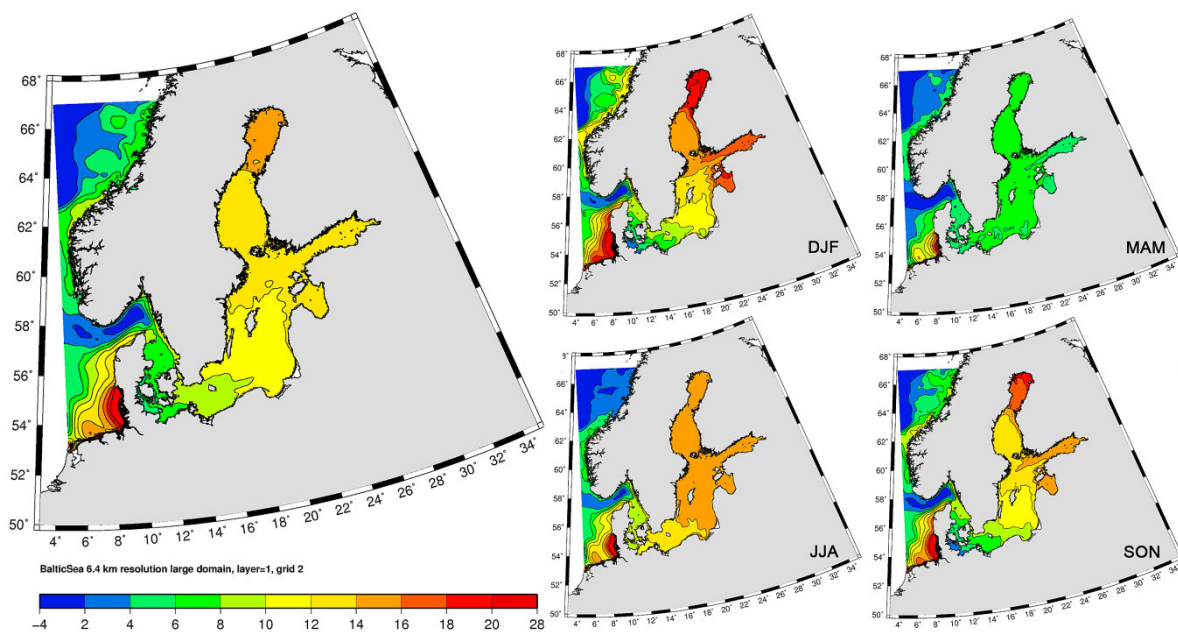


Abbildung 5.1. Langfristiger mittlerer Wasserstand in cm über NN (50% Perzentile) (1948-2011) (links). Mittlerer saisonaler Wasserstand in cm über NN (50% Perzentile) der Jahreszeiten DJF (Dezember, Januar, Februar), MAM (März, April, Mai), JJA (Juni, Juli, August), SON (September, Oktober, November) (1948 bis 2011) (rechts).

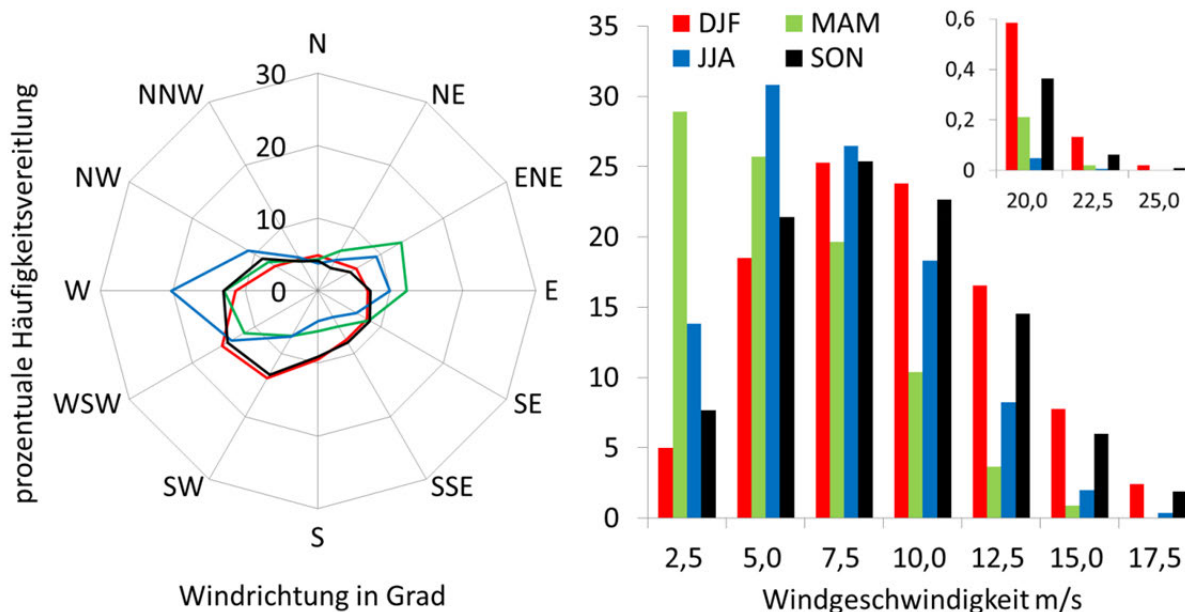


Abbildung 5.2. Saisonale Häufigkeitsverteilungen der modellierten Windrichtung (links) und Windgeschwindigkeit (rechts) in Prozent für das Kap Arkona im Untersuchungszeitraum 1948 bis 2011 (COSMO-CLM).

Tabelle 5.1. Im Modell TRIM-NP realisierter monatlicher Süßwasser-Zufluss einiger in die Ostsee mündender Flüsse in m³ pro Sekunde (vgl. KUUSISTO ET AL., 2008).

	Neva	Weichsel	Oder	Neman	Daugava	Narva	Kemijoki	Göta	Torne	Kymijoki	Summe	Saisonal
Dezember	2460	972	523	577	514	302	317	524	221	338	6748	
Januar	1845	972	523	577	643	353	238	524	166	254	6095	
Februar	1845	972	523	577	643	353	238	524	166	254	6095	DJF 18938
März	2153	1111	598	659	643	504	238	599	166	296	6967	
April	2153	1250	673	742	643	504	238	674	166	296	7339	
Mai	3075	1389	747	824	1607	453	793	749	553	423	10613	MAM 24919
Juni	3075	1111	598	659	1286	453	1190	599	830	423	10224	
Juli	2768	1111	598	659	643	403	1111	599	775	380	9047	
August	2768	972	523	577	321	403	793	524	553	380	7814	JJA 27085
September	2460	972	523	577	321	403	635	524	443	338	7196	
Oktober	2460	972	523	577	321	403	555	524	387	338	7060	
November	2460	972	523	577	321	302	397	524	277	338	6691	SON 20947
Mittelwert	2460	1064	573	632	659	403	562	574	392	338	7657	

Die Abbildung 5.2 zeigt die saisonale Windrichtungsverteilung (oben) und die saisonale Verteilung der Windgeschwindigkeiten (unten) am Beispiel Kap Arkona (1948 bis 2011) in Prozent, während in der Tabelle 5.1 die im Modell realisierten langjährigen Monatsmittelwerte der Süßwasserzuflüsse der zehn größten Flüsse aufgeführt sind (KUUSISTO ET AL., 2008). Da die Temperatur- und Salzverhältnisse der Ostsee innerhalb dieser Rekonstruktion nicht berücksichtigt werden und der Einfluss des Süßwasserzuflusses auf den mittleren Wasserstand eine sekundäre Bedeutung hat, ist der in Abbildung 5.1 dargestellte mittlere Wasserstand der Ostsee mit der deutlichen Schrägstellung der Wasseroberfläche vom Kattegat zum Bottnischen Meerbusen im Wesentlichen eine Folge der dominierenden westlichen Windverhältnisse. Eine Berücksichtigung der baroklinen Faktoren würde diese Schrägstellung, aufgrund der Dichteunterschiede der Wassermassen vom Kattegat zum Bottnischen Meerbusen, vermutlich verstärken.

Niedrigwasserstände der Ostsee (langfristige 1% Perzentile)

Durch ablandige Winde, die über große Distanzen Wassermassen von der Küste wegtreiben, können lokal besonders niedrige Wasserstände hervorgerufen werden. Lässt die ablandige Schubwirkung des Windes nach, wird durch die Rückstellkraft die ganze Wassersäule in Bewegung gesetzt und das Signal setzt sich als Schwerewelle fort. Auf diese Weise erzeugt der Wind nicht nur lokalen Stau, sondern regt auch Wellenbewegungen an, von denen die ganze Ostsee erfasst werden kann. So kann als Folge eines extremen Niedrigwassers an der Küste durch zurückströmende Wassermassen in den folgenden Tagen ein erhöhter Wasserstand entstehen (siehe Kapitel 8). Im Folgenden werden langfristige Niedrigwasserstände und deren räumliche und saisonale Verteilung für die gesamte Ostsee dargestellt. Aus den stündlichen Wasserständen wurden zum einen die langfristigen 1% Perzentile für den gesamten Zeitraum 1948 bis 2011, zum anderen für die einzelnen Jahreszeiten innerhalb derselben Zeitreihe berechnet und in der Abbildung 5.3 dargestellt. Im langfristigen Mittel weisen die Küstenzonen und die Meerbusen besonders niedrige Wasserstände auf. In Abbildung 5.3 ist zu erkennen, dass im langfristigen Mittel die niedrigsten Wasserstände küstennah in der südwestlichen Ostsee mit Werten um 70cm unter NN und im Bereich des Bottnischen und Finnischen Meerbusens sowie im Golf von Riga mit Werten geringer als 50cm unter NN auftreten. In der zentralen Ostsee fallen die 1% Perzentile dagegen weniger extrem aus. Saisonal bedingt bleibt dieses grundlegende Muster erhalten. Lediglich das Ausmaß der Niedrigwasser ändert sich deutlich. In den Sommermonaten treten nur vereinzelt oder nur wenig intensive Niedrigwasser in der gesamten Ostsee auf, wohingegen in den Winter- und Herbstmonaten die 1% Perzentile insgesamt niedrig und an der deutschen Ostseeküste teilweise 80cm unter NN liegt. Auch im Finnischen Meerbusen sind die niedrigsten Wasserstände mit 70cm unter NN in den Wintermonaten gegeben. Dies ist in der Ostseeregion die stürmischste Jahreszeit mit häufigen Starkwinden und einer insgesamt großen Dynamik im Wasserstand.

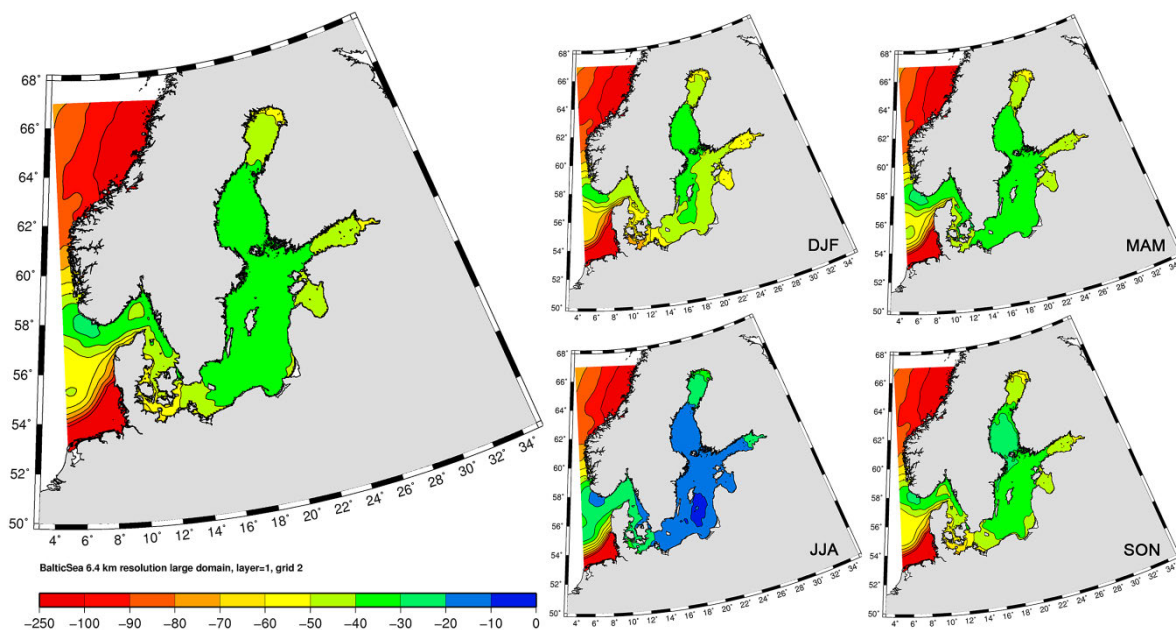


Abbildung 5.3. Langfristiger Niedrigwasserstand in cm über NN (1% Perzentile) (links). Saisonaler Niedrigwasserstand in cm über NN (1% Perzentile) der Jahreszeiten DJF (Dezember, Januar, Februar), MAM (März, April, Mai), JJA (Juni, Juli, August), SON (September, Oktober, November) (1948 bis 2011) (rechts).

Hochwasserstände der Ostsee (langfristige 99% Perzentile)

An der deutschen Ostseeküste treten extreme Sturmhochwasser im Vergleich zur deutschen Nordseeküste verhältnismäßig selten auf, in ihren Auswirkungen können sie jedoch ebenso folgenschwer sein. Hohe Ostseewasserstände entstehen primär durch den Windschub und können durch eine vorangegangene Vorfüllung des Ostseebeckens und überlagernde Eigenschwingungen verstärkt werden. Aufgrund der hydrographischen Unterschiede differieren die Abläufe einer Sturmflut zwischen der Nord- und Ostseeküste erheblich. Insbesondere die Verweildauer ist dabei der signifikante Unterschied. Während an der deutschen Westküste die Hochwasserstände meist nach kurzer Zeit tidebedingt bereits wieder abnehmen, können Sturmhochwasser an der deutschen Ostseeküste bis zu mehreren Tagen verweilen (siehe Kapitel 6). In welchem Bereich und zu welcher Jahreszeit vermehrt sehr hohe Wasserstände auftreten können, wird im Folgenden dargestellt. Aus den stündlichen Wasserständen wurde wie bisher, zum einen das langfristige 99% Perzentile für den gesamten Zeitraum 1948 bis 2011, zum anderen jenes für die einzelnen Jahreszeiten innerhalb derselben Zeitreihe berechnet und flächenhaft in der Abbildung 5.4 dargestellt.

Vergleichbar mit der räumlichen Verteilung der langfristigen Niedrigwasser weisen im langjährigen Mittel besonders die Küstenzonen und Meerbusen besonders hohe Wasserstände auf. An der Küste der südwestlichen Ostsee, in der Beltsee, den Bottnischen und Finnischen Meerbusen sowie in der Bucht von Riga sind Werte bis über 1m über NN gegeben. In großen Bereichen der zentralen Ostsee liegen die langfristigen 99% Perzentile bei etwa 60cm über NN. Dieses grundlegende räumliche Muster ist regional bedingt und weniger von der jeweiligen Jahreszeit abhängig, wie in dem rechten Teil der Abbildung 5.4 zu erkennen ist. Lediglich die Amplitude der Hochwasserstände ändert sich deutlich innerhalb der vier Jahreszeiten. Während die mittleren saisonalen Hochwasserstände in den Jahreszeiten Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) unter der jährlichen Darstellung liegen, haben die Hochwasserstände im Winter

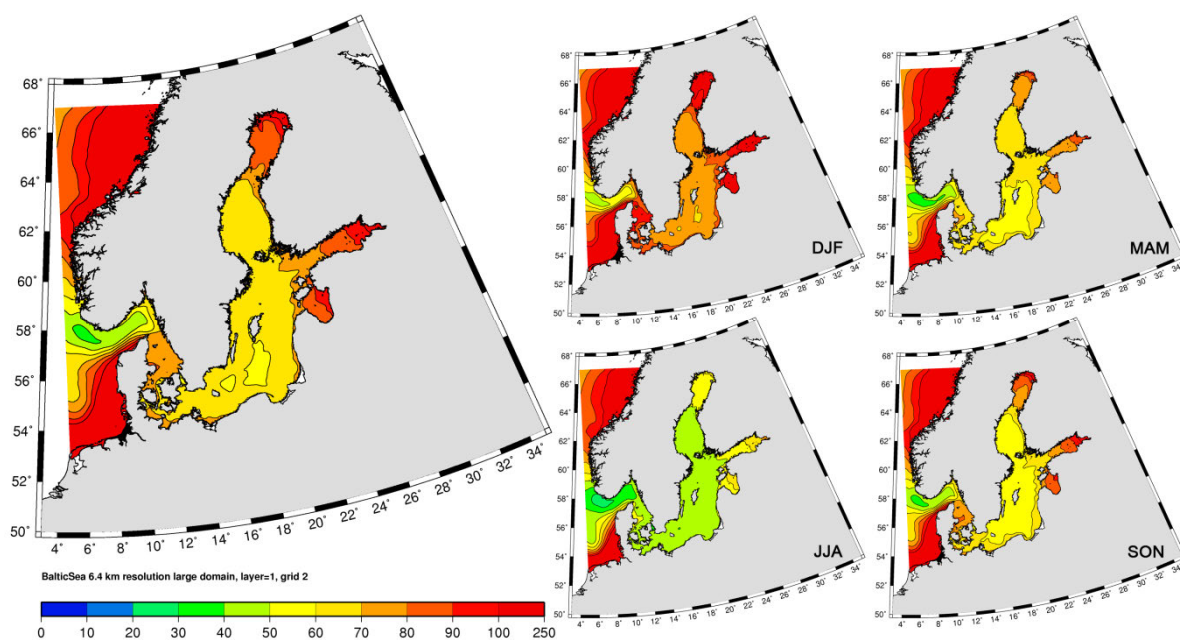


Abbildung 5.4. Langfristiger Hochwasserstand in cm über NN (99% Perzentile) (1948-2011) (links). Saisonaler Hochwasserstand in cm über NN (99% Perzentile) der Jahreszeiten DJF (Dezember, Januar, Februar), MAM (März, April, Mai), JJA (Juni, Juli, August), SON (September, Oktober, November) (1948 bis 2011) (rechts).

(DJF) in der gesamten Ostsee ihr Maximum. So liegen die 99% Perzentile der zentralen Ostsee im Winter etwa 10cm über den Werten der jährlichen Darstellung (Abbildung 5.4 links). An der polnischen, dänischen und deutschen Küste sind im Winter langfristige Hochwasserstände um 70 bis 80cm über NN gegeben und in den nördlichen Meerbusen und Buchten bis 1,40m über NN. Die Wasserstände im nördlichen Bottnischen und Finnischen Meerbusen sollten für die Wintermonate unter Vorbehalt bewertet werden, da im Modell eine in diesen Regionen mögliche Eisbedeckung fehlt. Innerhalb der Sommermonate liegen die 99% Perzentile in der gesamten Ostsee bei etwa 40 bis 60cm über NN.

Variabilität der Ostseewasserstände (langfristige Standardabweichung)

Die langfristige Standardabweichung der Wasserstände beschreibt deren Variabilität um den Mittelwert und zeigt somit regionale und saisonale Unterschiede der Wasserstandsschwankungen. Wie zuvor werden zunächst die Wasserstandsschwankungen unabhängig von der Jahreszeit aus den modellierten stündlichen Wasserständen des Zeitraums 1948 bis 2011 berechnet und anschließend wird neben den räumlichen Unterschieden saisonale Besonderheiten herausgestellt.

Vergleichbar zu der räumlichen Verteilung der Hoch- und Niedrigwasser sind die küstennahen Bereiche der südwestlichen Ostsee, die Beltsee und die Meerbusen die Regionen mit den größten Schwankungsbreiten (Abbildung 5.5). Die Standardabweichung der küstennahen Regionen beträgt etwa 21 bis 30cm. Im restlichen, küstenfernen Bereich der Ostsee ist die Schwankungsbreite mit etwa 18 bis 21cm etwas geringer. Saisonal bleibt dieses Grundmuster mit veränderten Amplituden erhalten. Während im Sommer der Wasserstand der Ostsee eine vergleichsweise geringe Schwankungsbreite von etwa 9 bis 15cm zeigt, nimmt diese im Herbst zu und findet ihr Maximum im Winter. An der deutschen Ostseeküste beträgt die Standardabweichung im Winter bis zu 70cm. Somit ist die Variabilität der Wasserstände zu dieser Jahreszeit, bedingt durch eine vermehrte Anzahl von Tiefdruckgebieten im Winter, im Vergleich zu eher ruhigen, konstanten Hochdrucklagen im Sommer, am größten.

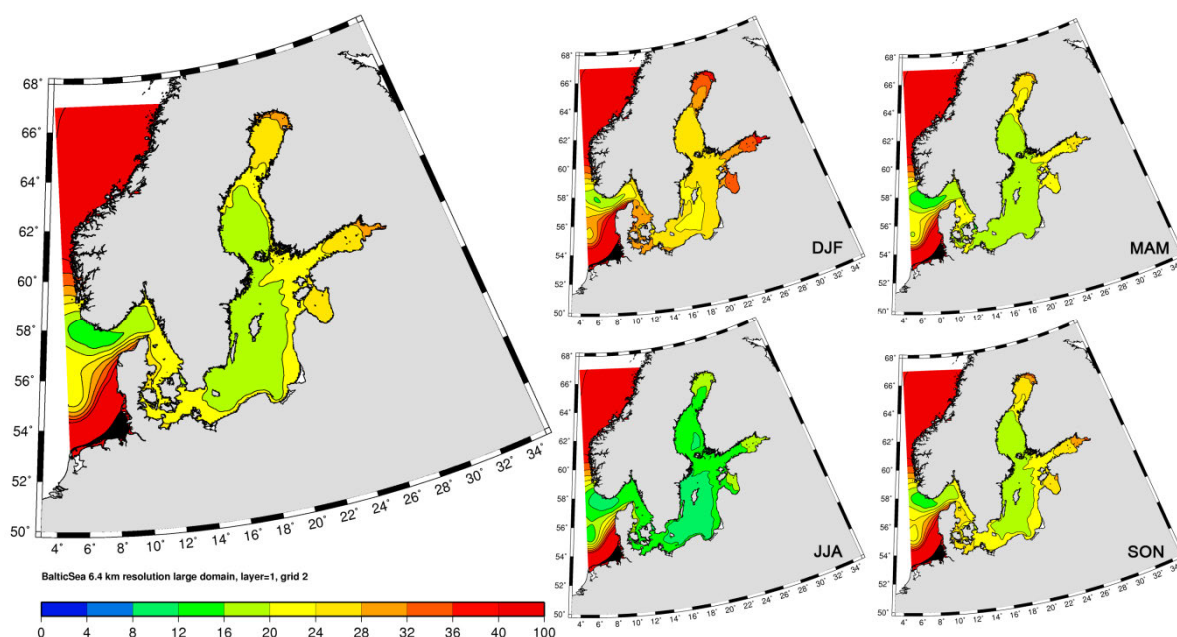


Abbildung 5.5. Langfristige Standardabweichung der Ostseewasserstände in cm (1948-2011) (links). Saisonale Standardabweichung der Ostseewasserstände in cm der Jahreszeiten DJF (Dezember, Januar, Februar), MAM (März, April, Mai), JJA (Juni, Juli, August), SON (September, Oktober, November) (1948 bis 2011) (rechts).

5.1.2 Jahressgang der Hoch- und Niedrigwasserereignisse an der deutschen Ostseeküste

Wie bereits für die gesamte Ostsee dargestellt, treten extreme Hoch- und Niedrigwasserstände hauptsächlich küstennah durch die Schub- oder Stauwirkung des Windes insbesondere während der stürmischen Herbst- und Wintermonate auf. Anhand der drei Pegel Flensburg, Wismar und Greifswald wird exemplarisch dargestellt, wie sich diese Häufigkeitsverteilungen der Hoch- und Niedrigwasser an der deutschen Ostseeküste im Jahressgang darstellen. Die Abbildung 5.6 zeigt die prozentuale Häufigkeitsverteilung der stündlichen Hochwasserereignisse in Flensburg, Wismar und Greifswald, die das jeweilige langjährige 99% Perzentil überschritten beziehungsweise das langjährige 1% Perzentil unterschritten haben.

Aus der Abbildung 5.6 geht hervor, dass im Untersuchungszeitraum (1948 – 2011) im Januar am häufigsten sehr hohe Wasserstände aufgetreten sind, und dass sich über die Hälfte aller Ereignisse (Flensburg: 56 Prozent, Wismar: 60 Prozent, Greifswald: 59 Prozent) mit einem Wasserstand über dem jeweiligen langfristigen 99% Perzentil in den Monaten Dezember bis Februar ereignet haben. Weitere 40 Prozent der Hochwasserereignisse fallen in den Herbst und Frühling. Innerhalb der Jahre 1948 bis 2011 fielen lediglich etwa 2 Prozent (Flensburg: 1,6 Prozent, Wismar: 1,3 Prozent, Greifswald: 2,5 Prozent) der stündlichen Ereignisse mit einem Wasserstand über dem langfristigen 99% Perzentil in die Sommermonate. Vergleichbares wurde für die Anzahl der Niedrigwasser beobachtet und mehr als zwei Drittel der Niedrigwasserstände wurden an diesen drei Pegeln (Flensburg: 71 Prozent, Wismar: 78 Prozent, Greifswald: 76 Prozent) in der Zeit von Oktober bis Januar beobachtet.

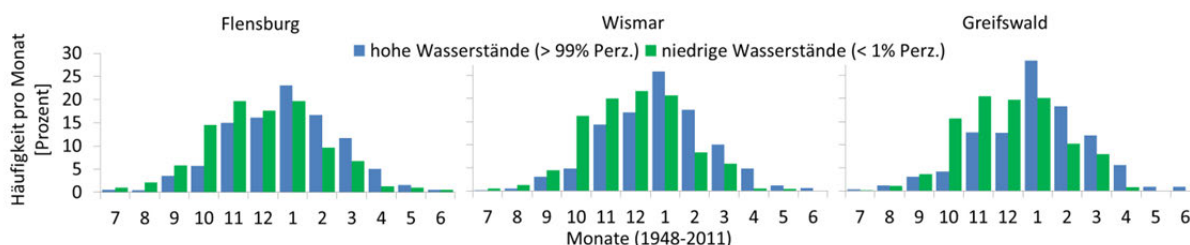


Abbildung 5.6. Relative Häufigkeit der Stunden mit einem Wasserstand über dem langfristigen 99% Perzentil und einem Wasserstand unter dem langfristigen 1% Perzentil in Flensburg, Wismar und Greifswald (1948 – 2011).

5.2 Veränderungen der Wasserstände innerhalb der 64 Jahre von 1948 bis 2011

Im folgenden Abschnitt werden mögliche langfristige Veränderungen und Variationen der Ostseewasserstände der vergangenen 64 Jahre ermittelt. Langfristige Veränderungen der mittleren Wasserstände sowie der Niedrig- und Hochwasserstände werden mit Hilfe der linearen Regression berechnet und für die gesamte Ostsee dargestellt. Zusätzlich werden Zeitreihen der jährlichen 50%, 1% und 99% Perzentile von 1948 bis 2011 exemplarisch für verschiedene ausgewählte Modellpunkte präsentiert und die linearen Trends anschließend innerhalb einer Trendanalyse auf Signifikanz (Tabelle 5.2) überprüft. Des Weiteren werden jährliche und (multi-) dekadische

Schwankungen der Wasserstände sowie ein eventueller Zusammenhang mit der Nordatlantischen Oszillation (NAO) diskutiert.

Die Rekonstruktion der Ostseewasserstände wurde dementsprechend erstellt, dass Meeresspiegeländerungen aufgrund isostatischer und eustatischer Prozesse nicht berücksichtigt sind und zudem nicht aus baroklinen Effekten oder aufgrund der Seeisverhältnisse resultieren können. Süßwasserzuflüsse der abflussstärksten Flüsse werden durch langfristige monatliche Mittel realisiert. Eine langfristige Veränderung der modellierten Ostseewasserstände kann somit nicht Folge des Süßwasserzuflusses sein. Nach Angaben von HEINO ET AL. (2008) wurde in den vergangenen Jahrzehnten auch kein statistisch signifikanter Trend bezüglich einer langfristigen Veränderung der Zuflüsse beobachtet. Die Variationen und mögliche langfristige Veränderungen der rekonstruierten Wasserstände sind ausschließlich das Ergebnis von entsprechenden Veränderungen im Wind- und Luftdruckklima und dieses Hindcast bietet die Möglichkeit, diese Effekte detailliert zu untersuchen.

5.2.1 Veränderungen der jährlichen Mittel-, Niedrig- und Hochwasserstände

In diesem Kapitel werden die Modellergebnisse hinsichtlich ihrer zeitlichen Veränderung innerhalb des Beobachtungszeitraumes von 1948 bis 2011 untersucht. Der Trend der Mittel-, Niedrig- und Hochwasserstände wurde anhand der linearen Regression bestimmt und die Veränderungen über 64 Jahren räumlich dargestellt. Somit ist es möglich, regionale Unterschiede innerhalb der Veränderungen zu analysieren. Um dekadische Schwankungen abschätzen und in Bezug zu den linearen Trends setzen zu können, wurden zusätzlich Mittelwerte der jährlichen 50%, 1% und 99% Perzentile für vier Zeiträume á 16 Jahren (1948-1963, 1964-1979, 1980-1995, 1996-2011) berechnet. Der detaillierte zeitliche Ablauf wird abschließend anhand von Modellzeitreihen an ausgewählten Modellpunkten (Kattegat, südwestliche Ostsee, Landsort, Bucht von Riga, Finnischer und Bottnischer Meerbusen) dargestellt und bezüglich seiner Veränderung und natürlichen jährlichen sowie (multi-) dekadischen Variabilität diskutiert.

Veränderung des jährlichen mittleren Wasserstandes (50% Perzentile) nach 64 Jahren

Die linearen Trends der jährlichen mittleren Wasserstände (50% Perzentile) von 1948 bis 2011, dargestellt in Abbildung 5.7, ergeben nach 64 Jahren für die Ostsee einen Anstieg von unter 1cm an der schleswig-holsteinischen Küste, etwa 1cm an der mecklenburg-vorpommerischen, polnischen und dänischen Ostseeküste und bis zu etwa 4cm im Finnischen Meerbusen und dem Golf von Riga. Betrachtet man die vier Zeiträume á 16 Jahren der mittleren jährlichen 50% Perzentile fällt auf, dass langfristige Schwankungen in dieser Größenordnung vorkommen und auch negative lineare Trends zwischen den Zeitscheiben (zum Beispiel zwischen der Zeitreihe 1980 bis 1995 zu 1996 bis 2011) möglich sein können.

Insbesondere die Jahre 1980 bis 1995 weichen durch hohe mittlere Wasserstände von den anderen Zeitreihen ab. Ein langfristiger linearer Anstieg, wie er in der linken Abbildung 5.7 dargestellt wird, ist unter Vorbehalt zu betrachten, da er auch ein Teil langfristiger dekadischer Schwankungen sein kann.

Die jährlichen Mittelwasserstände der Ostsee, exemplarisch in Abbildung 5.8 an sechs Modellpunkten dargestellt, zeigen eine hohe Variabilität mit Schwankungsbreiten von etwa 9cm in der südwestlichen Ostsee bis etwa 25cm im Finnischen Meerbusen. Jährliche lineare Anstiegsraten von etwa 0,01cm/Jahr (südwestliche Ostsee) bis 0,065cm/Jahr (Finnischer

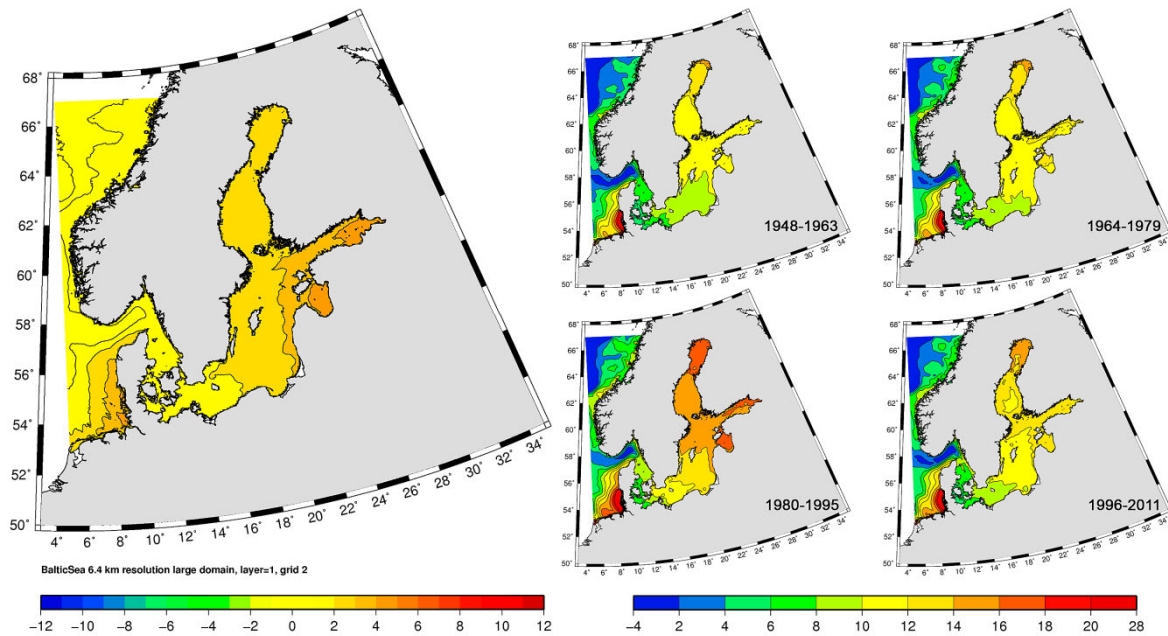


Abbildung 5.7. Veränderung der jährlichen 50% Perzentile der Ostseewasserstände in cm nach 64 Jahren unter Annahme eines linearen Trends (links). Mittelwerte der jährlichen 50% Perzentile der Ostseewasserstände in cm über NN für vier Zeiträume á 16 Jahren (rechts).

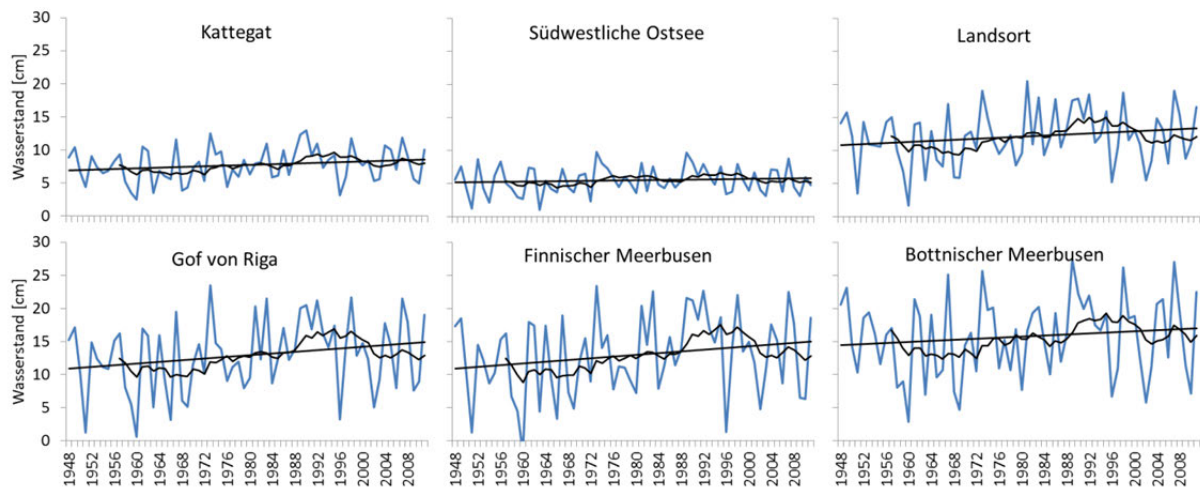


Abbildung 5.8. Zeitreihen der jährlichen Mittelwasserstände (50% Perzentile) für das Kattegat, die südwestliche Ostsee, Landsort, den Golf von Riga sowie den Finnischen und Bottnischen Meerbusen, deren lineare Trends und das 10-jährige gleitende Mittel (1948-2011).

Meerbusen) sind im Vergleich zu Standardabweichungen von 2cm in der südwestlichen Ostsee bis zu 5,9cm im Finnischen und Bottnischen Meerbusen gering. Die Ergebnisse des Signifikanztests erfolgten mit dem Mann-Kendall Test und sind in Tabelle 5.2 dargestellt. Neben dem beobachteten Wert des T-Tests (t-Wert) wird der p-Wert angegeben, der die Wahrscheinlichkeit für einen linearen Trend angibt. Ein p-Wert von $\leq 0,05$ gibt an, dass der Trend mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von höchstens 5 Prozent signifikant von Null verschieden ist. Die linearen Trends der mittleren Wasserstände liegen somit deutlich unter dem 95% Niveau der Signifikanz. Relevanter als die linearen Trends sind die dekadischen Schwankungen mit einem Minimum in den 1960er Jahren und einem Maximum in den 1990er Jahren, welche in der Abbildung 5.8 durch ein zehnjähriges gleitendes Mittel verdeutlicht werden.

Veränderung der jährlichen Niedrigwasserstände (1% Perzentile) nach 64 Jahren

Die möglichen Veränderungen der jährlichen Niedrigwasser, dargestellt in Abbildung 5.9, sind räumlich sehr unterschiedlich zu bewerten. Während die jährlichen 1% Perzentile in der südwestlichen Ostsee und insbesondere vor der deutschen Küste in den letzten 64 Jahren um teilweise 9cm abgenommen haben, sind die Werte in der zentralen Ostsee nahezu unverändert und im Golf von Riga sowie im Finnischen und Bottnischen Meerbusen leicht gestiegen. Besonders im Golf von Riga scheinen die jährlichen Niedrigwasserereignisse seltener beziehungsweise weniger intensiv aufgetreten zu sein und die jährlichen 1% Perzentile sind in diesem Bereich in den vergangenen 64 Jahren um etwa 6cm gestiegen. Inwieweit die ermittelten Trends der linearen Regression im Vergleich zur natürlichen Variabilität repräsentativ sind, wird anhand der Zeitreihen

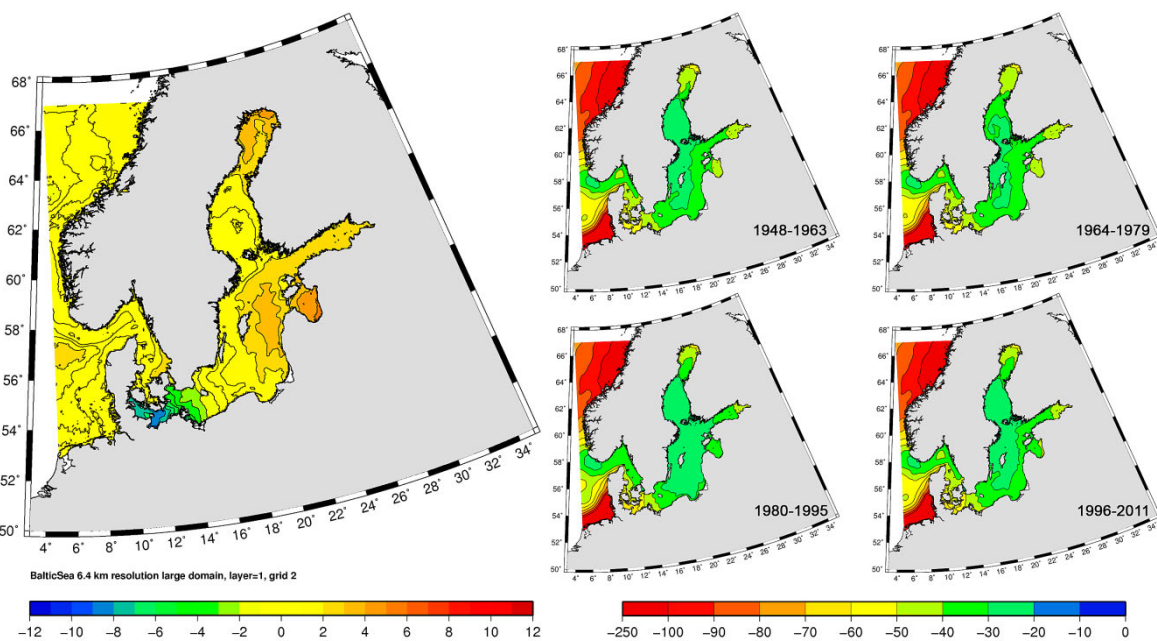


Abbildung 5.9. Veränderung der jährlichen Ostseewasserstände (1% Perzentile) in cm nach 64 Jahren unter Annahme eines linearen Trends (links). Mittelwerte der jährlichen Ostseewasserstände (1% Perzentile) in cm für vier Zeiträume á 16 Jahren (rechts).

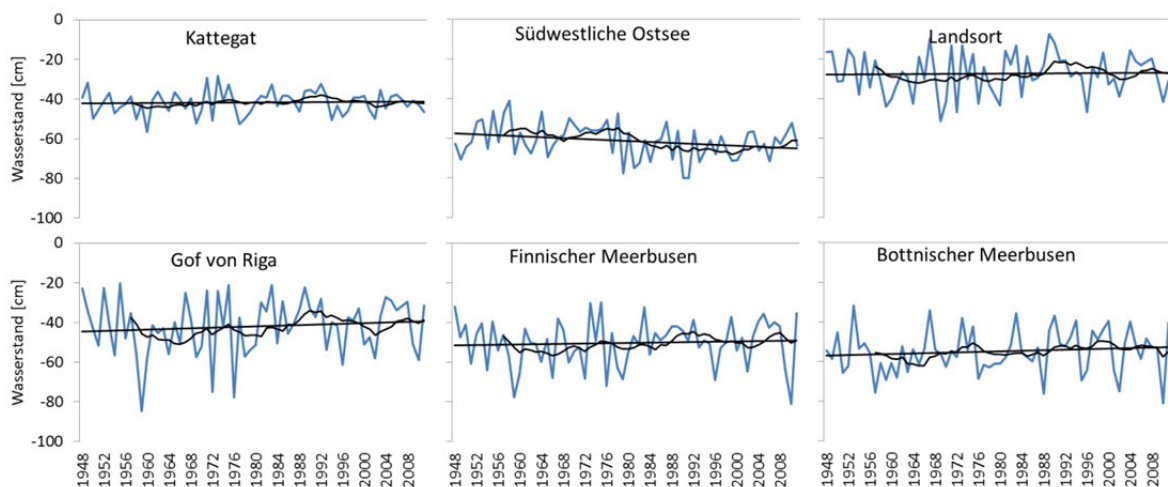


Abbildung 5.10. Zeitreihen der jährlichen Niedrigwasserstände (1% Perzentile) für das Kattegat, die südwestliche Ostsee, Landsort, den Golf von Riga sowie den Finnischen und Bottnischen Meerbusen, deren lineare Trends und das 10-jährige gleitende Mittel (1948-2011).

in Abbildung 5.10 (rechts) dargestellt. Wie bereits bei den mittleren Wasserständen zeigen die Niedrigwasserstände eine hohe jährliche Variabilität mit Schwankungsbreiten von etwa 28cm im Kattegat bis etwa 64cm im Golf von Riga. Jährliche lineare Anstiegsraten von etwa -0,12cm/Jahr (südwestliche Ostsee) bis 0,08cm/Jahr (Golf von Riga) sind klein im Vergleich zu Standardabweichungen von 8,5cm (südwestliche Ostsee) bis 14cm (Golf von Riga) und nach dem durchgeführten Signifikanztests (siehe Tabelle 5.2) sind diese Trends nicht signifikant von Null verschieden.

Veränderung der jährlichen Hochwasserstände (99% Perzentile) nach 64 Jahren

Eine Zunahme oder Intensivierung der Stürme über der Ostsee kann die Anzahl und Intensität der Hochwasser an der Küste steigern, was sich in erhöhten jährlichen 99% Perzentilen widerspiegeln würde. Ebenso führt ein milderes Windklima zu einer Abnahme der jährlichen Hochwasserstände. Auch die Windverhältnisse über der Nordsee können durch einen erhöhten oder verminderten Zufluss über das Kattegat einen Einfluss auf die jährlichen Hochwasserstände in der Ostsee haben. Die langfristigen linearen Veränderungen der jährlichen Hochwasserstände (99% Perzentile) zeigt die Abbildung 5.11. Erneut werden die mittels linearer Regression bestimmten Veränderungen der jährlichen 99% Perzentile nach 64 Jahren und die mittleren jährlichen 99% Perzentile für vier Zeiträume á 16 Jahren in Zentimeter für die gesamte Ostsee dargestellt.

Die jährlichen 99% Perzentile der Ostseewasserstände zeigen für die gesamte Ostsee einen positiven linearen Trend mit einer Veränderung von etwa 10cm in der südwestlichen Ostsee bis 28cm im Bottnischen und Finnischen Meerbusen in 64 Jahren (1948-2011). Auch die Wasserstände im Bereich der zentralen Ostsee zeigen einen Anstieg von etwa 11cm in 64 Jahren.

Bereits anhand der vier Abbildungen der mittleren jährlichen 99% Perzentile der einzelnen Jahreszeitscheiben (Abbildung 5.11 rechts) ist zu erkennen, dass ein linearer Trend stark durch die Variabilität der Wasserstände überlagert wird. Während sich die Hochwasserstände der Jahre 1964 bis 1979 und 1996 bis 2011 in Ausmaß und räumlicher Verteilung sehr ähneln, liegen die Wasserstände der ersten Zeitreihe etwas niedriger und die Hochwasserstände der Jahre 1980 bis 1995 über dem Durchschnitt. Eine vergleichbare dekadische Variabilität war bei den mittleren Wasserständen zu beobachten.

Die Zeitreihen der jährlichen Hochwasserstände (Abbildung 5.12) zeigen eine hohe jährliche Variabilität mit Schwankungsbreiten von etwa 44cm in der südwestlichen Ostsee bis etwa 89cm im Finnischen Meerbusen. Jährliche lineare Anstiegsraten von etwa 0,16cm/Jahr (südwestliche Ostsee) bis 0,35cm/Jahr (Golf von Riga) sind stark von jährlichen Schwankungen mit einer Standardabweichung von 9,5cm (südwestliche Ostsee) bis 17,5cm (Finnischer Meerbusen) überlagert. Neben der jährlichen Variabilität lassen die Zeitreihen der jährlichen Hochwasserstände, insbesondere für die Bereiche Golf von Riga sowie Bottnischen und Finnischen Meerbusen, langfristige Schwankungen der Hochwasserstände mit einem Minimum in den 60er Jahren und einem Maximum in den 90er Jahren erkennen. Auch wenn die Ergebnisse der linearen Regression mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 5% signifikant sind (siehe Tabelle 5.2), können die Anstiege im Vergleich zur beobachteten jährlichen und dekadischen Variabilität als gering bezeichnet werden. Bei einer Betrachtung längerer Zeitreihen könnten sich diese Trends vermutlich als ein Teil einer langfristigen multidekadischen Variabilität darstellen.

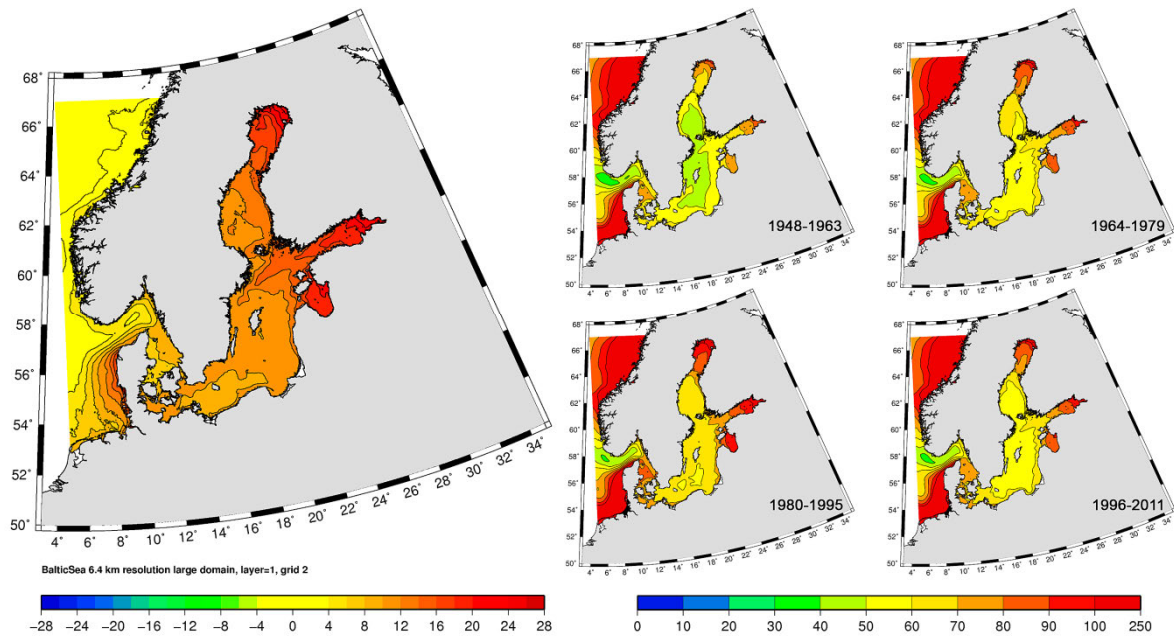


Abbildung 5.11. Veränderung der jährlichen Ostseehochwasser (99% Perzentile) in cm nach 64 Jahren unter Annahme eines linearen Trends (links). Mittelwerte der jährlichen Ostseehochwasser (99% Perzentile) in cm für vier Zeiträume á 16 Jahren (rechts).

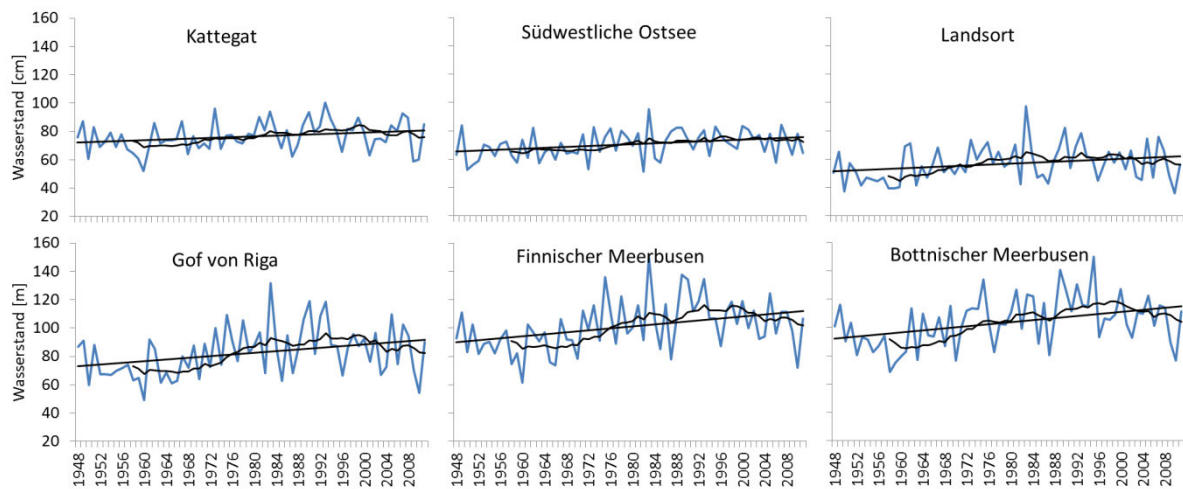


Abbildung 5.12. Zeitreihen der jährlichen Hochwasserstände (99% Perzentile) in cm für das Kattegat, die südwestliche Ostsee, Landsort, den Golf von Riga sowie den Finnischen und Bottnischen Meerbusen, deren lineare Trends und das 10-jährige gleitende Mittel (1948-2011).

Tabelle 5.2. Werte der linearen Regression und des studentischen T-Tests für die Zeitreihen der jährlichen 50%, 1% und 99% Perzentile der Wasserstände ausgewählter Modellpunkte von 1948 – 2011.

50% Perzentile	Kattegat	Südwestliche Ostsee	Landsort
Lineare Regression:	$y = 0,0262x + 6,9241$	$y = 0,0105x + 5,1718$	$y = 0,0391x + 10,832$
t-Wert	1,547	0,759	1,406
p-Wert $Pr(> t)$	0,127	0,451	0,165
Bestimmtheitsgrad (R^2)	0,037	0,009	0,031
	Golf von Riga	Finnischer Meerbusen	Bottnischen Meerbusen
Lineare Regression:	$y = 0,0637x + 10,86$	$y = 0,0653x + 10,838$	$y = 0,0404x + 14,396$
t-Wert	1,777	1,639	1,007
p-Wert $Pr(> t)$	0,081	0,106	0,318
Bestimmtheitsgrad (R^2)	0,048	0,042	0,016
1% Perzentile	Kattegat	Südwestliche Ostsee	Landsort
Lineare Regression:	$y = 0,0154x - 42,217$	$y = -0,1208x - 57,481$	$y = 0,0172x - 28,074$
t-Wert	0,385	-2,143	0,245
p-Wert $Pr(> t)$	0,702	0,036	0,808
Bestimmtheitsgrad (R^2)	0,002	0,069	0,001
	Golf von Riga	Finnischer Meerbusen	Bottnischen Meerbusen
Lineare Regression:	$y = 0,0804x - 44,532$	$y = 0,037x - 51,517$	$y = 0,0691x - 57,089$
t-Wert	0,837	0,472	0,948
p-Wert $Pr(> t)$	0,406	0,639	0,347
Bestimmtheitsgrad (R^2)	0,011	0,004	0,014
99% Perzentile	Kattegat	Südwestliche Ostsee	Landsort
Lineare Regression:	$y = 0,1375x + 72,014$	$y = 0,1628x + 65,095$	$y = 0,1646x + 51,399$
t-Wert	2,054	2,633	2,025
p-Wert $Pr(> t)$	0,044	0,011	0,047
Bestimmtheitsgrad (R^2)	0,064	0,101	0,062
	Golf von Riga	Finnischer Meerbusen	Bottnischen Meerbusen
Lineare Regression:	$y = 0,2939x + 72,954$	$y = 0,35x + 89,828$	$y = 0,3595x + 91,954$
t-Wert	2,655	3,129	3,322
p-Wert $Pr(> t)$	0,010	0,003	0,002
Bestimmtheitsgrad (R^2)	0,102	0,136	0,151

5.2.2 Zusammenhang zwischen dekadischen Wasserstandsschwankungen und großräumiger atmosphärischer Zirkulation

Die große natürliche Variabilität der Wasserstände ist auf die Variabilität der Windverhältnisse über der Ost- und Nordsee sowie dem Nordatlantik zurückzuführen. Die jährlichen Mittel-, Hoch- und Niedrigwasserstände werden folglich von den dominierenden, großräumigen Luftdruckfeldern bestimmt. Ein typisches Luftdruckmuster, welches insbesondere im Winter die Wasserstände der Ostsee beeinflusst, ist die Nordatlantische Oszillation (NAO). Die NAO ist die Luftdruck-Differenz zwischen Islandtief und Azorenhoch. Dabei beschreibt ein positiver NAO-Index ein starkes Azorenhoch und ein ausgeprägtes Tiefdruckgebiet über Island, was im Mittel mit einer intensivierten Westwindzirkulation mit eingelagerten, von West nach Ost ziehenden Tiefdruckgebieten verbunden ist.

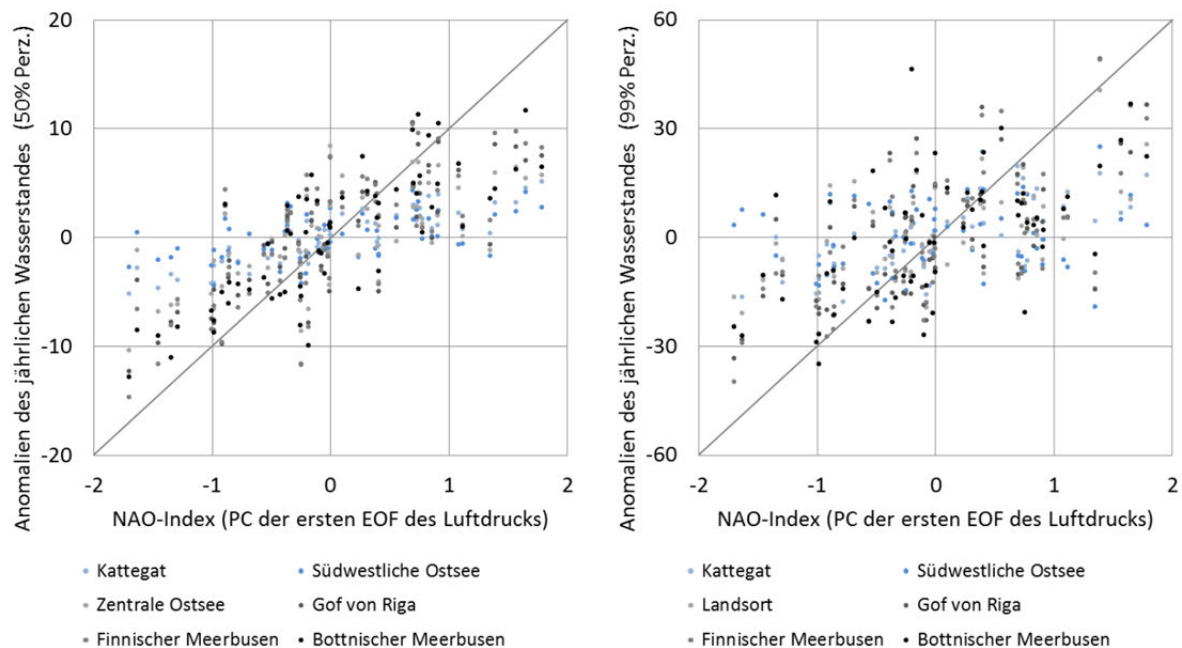


Abbildung 5.13. Scatterplots der Anomalien der jährlichen mittleren Wasserstände (50% Perzentile) (links) und jährlichen Hochwasserstände (99% Perzentile) (rechts) in cm und jährlicher NAO-Index (Hauptkomponenten der ersten EOF des Luftdrucks) am Beispiel verschiedener Modellpunkte der Ostsee.

Der verwendete NAO-Index wurde nicht statistisch aus der Luftdruckdifferenz zwischen Island und Azoren bestimmt, sondern mittels EOF-Analyse der Luftdruckanomalien in dem verwendeten atmosphärischen Antrieb (COSMO-CLM) ermittelt, wobei die Hauptkomponenten der ersten EOF als Index gewählt und im Folgenden als NAO-Index bezeichnet werden. Das erste Muster, das dominante Luftdruckmuster dieser EOF-Analyse, erklärt etwa 51 Prozent der Variabilität des Luftdrucks und zeigt die Nordatlantische Oszillation innerhalb des verwendeten atmosphärischen Antriebs. Ein Zusammenhang der Wasserstände mit dem dominanten Muster des Luftdrucks der Nordatlantischen Oszillation lässt sich bereits mit Hilfe der Streudiagramme (Abbildung 5.13) erkennen. Hier werden die Abweichungen der jährlichen mittleren Wasserstände und der jährlichen hohen Wasserstände von ihren langzeitlichen (1948-2011) Mittelwerten exemplarisch im Modellgebiet (Kattegat, südwestliche Ostsee, zentrale Ostsee, Golf von Riga, Finnischer- und Bottnischer Meerbusen) dem jährlichen NAO-Index gegenüber gestellt.

Insbesondere bei den mittleren Wasserständen lässt sich ein Zusammenhang zum NAO-Index erkennen und die Jahre mit einem positiven NAO-Index zeigen im Vergleich zu den Jahren mit einem negativen NAO-Index durchschnittlich höhere mittlere Wasserstände. Dieser statistische Zusammenhang ist innerhalb der verschiedenen Modellgebiete unterschiedlich stark ausgeprägt. Im Finnischen und Bottnischen Meerbusen sowie im Kattegat lassen sich über 60 Prozent der Varianz (Korrelationsindex (r) zwischen Wasserstands- und Luftdruckanomalien: ca. 0,8) der jährlichen mittleren Wasserstände mit Hilfe der NAO erklären. Dieser Zusammenhang ist im Golf von Riga (55 Prozent erklärte Varianz ($r = \sim 0,74$)) und in der zentralen Ostsee (47 Prozent erklärte Varianz ($r = \sim 0,69$)) etwas weniger dominant. Eine schwächere Korrelation der mittleren jährlichen Wasserstände zu dem jährlichen NAO-Index ist in der südwestlichen Ostsee gegeben. Die Varianz der jährlichen mittleren Wasserstände lässt sich an diesem Modellpunkt lediglich zu 25 Prozent ($r = \sim 0,5$) mit Hilfe der NAO erklären. Dies zeigt bereits, dass die NAO das dominante, aber nicht einzige atmosphärische Muster zu sein scheint, dass für Wasserstandsschwankungen der Ostsee verantwortlich ist.

Die rechte Abbildung 5.13 zeigt den Zusammenhang zwischen dem dominanten Luftdruckmuster und den Wasserständen der Ostsee für die jährlichen hohen Wasserstände (99% Perzentile). Ein positiver Zusammenhang zwischen den Jahren mit einem positiven NAO-Index und hohen Wasserständen ist zu erkennen, jedoch nicht so deutlich ausgeprägt wie bei den mittleren Wasserständen. Während die Varianz der jährlichen Hochwasserstände im Kattegat, dem Golf von Riga und dem Finnischen Meerbusen zu etwa 40 Prozent (Korrelationsindex zwischen Wasserstands- und Luftdruckanomalien: ca. 0,6) mit dem primären Muster der Luftdruckanomalien erklärt werden können, sind dies im Bottnischen Meerbusen und in der Zentralen Ostsee (siehe Abbildung 5.13) etwa 30 Prozent (Korrelationsindex zwischen Wasserstands- und Luftdruckanomalien: ca. 0,55). Die jährlichen hohen Wasserstände der südwestlichen Ostsee zeigen keinen deutlichen Zusammenhang zu dem jährlichen NAO-Index mit einer erklärten Varianz von 2,9 Prozent (Korrelationsindex zwischen Wasserstands- und Luftdruckanomalien: ca. 0,16). Es konnte anhand der Streudiagramme zwischen den Wasserstandsabweichungen der jährlichen Mittel- und Hochwasserstände und dem jährlichen NAO-Index am Beispiel von sechs Modellpunkten (Abbildung 5.13) dargestellt werden, dass die Nordatlantische Oszillation einen Einfluss auf die Wasserstände der Ostsee hat. Dieser ist mit Ausnahme der südwestlichen Ostsee als stark zu bewerten und führt in den Jahren mit einem positiven NAO-Index zu erhöhten mittleren Wasserständen und erhöhten Hochwasserständen.

Die Abbildung 5.14 zeigt die Abweichung der jährlichen mittleren Wasserstände (50% Perzentile oben) und der jährlichen Hochwasserstände (99% Perzentile unten) von ihrem Mittelwert sowie



Abbildung 5.14. Zeitreihen der Anomalien der jährlichen mittleren Wasserstände (50% Perzentile oben) und der jährlichen Hochwasserstände (99% Perzentile unten) in cm und jährlicher NAO-Index (Amplitude der ersten EOF des Luftdrucks) (1948-2011).

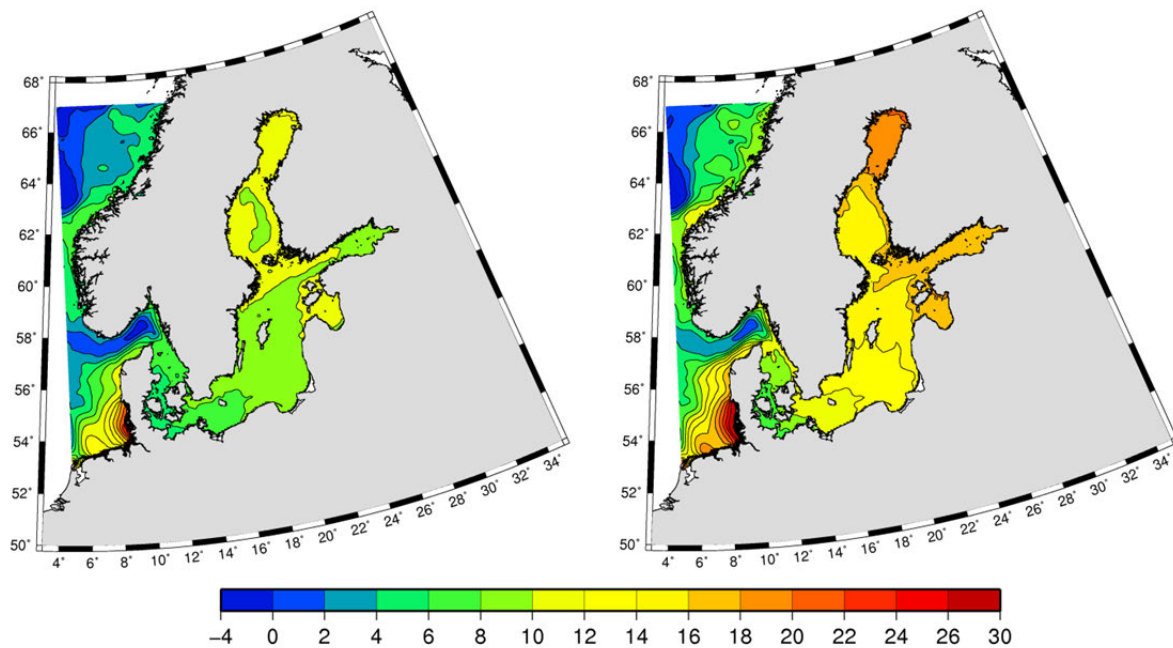


Abbildung 5.15. Mittelwert der jährlichen 50% Perzentile der Ostseewasserstände in cm über NN in den Jahren mit einem negativen NAO-Index (links) und einem positiven NAO-Index (rechts).

den jährlichen NAO-Index für die Jahre 1948 bis 2011 am Beispiel der südwestlichen und zentralen Ostsee sowie dem Bottnischen Meerbusen. Die dekadische Variabilität der Nordatlantischen Oszillation und folglich die dekadische Variabilität der Wasserstände mit einem Minimum in den 1960er Jahren, einem Anstieg in den 1970er Jahren und einem Maximum in den 1990er Jahren ist in allen Zeitreihen deutlich zu erkennen und bestätigen somit einen Zusammenhang der mittleren und hohen Wasserstände in der Ostsee und der Nordatlantischen Oszillation. Die verstärkte Westwindzirkulation führt vermutlich in Jahren mit einem positiven NAO-Index zu einem verstärkten Zufluss über das Kattegat in die Ostsee und erhöht dadurch deren Füllungsgrad, folglich den mittleren Wasserstand. Diese stärkeren und häufigeren Westwinde in den Jahren mit einem positiven NAO-Index haben insbesondere im Finnischen Meerbusen und dem Golf von Riga einen direkten stauwirksamen Einfluss, was den deutlichen Zusammenhang des jährlichen NAO-Index mit den jährlichen 99% Perzentilen in diesen Bereich erklärt. Folglich ist der Zusammenhang hoher Wasserstände und dem NAO-Index in der südwestlichen Ostsee, wo entsprechende Westwinde keinen Windstau verursachen, geringer. Dieser Zusammenhang wird mit Hilfe der Abbildung 5.15 für die Wasserstände der gesamten Ostsee verdeutlicht, in welcher der mittlere Wasserstand der Ostsee in Jahren mit einem positiven NAO-Index (rechts) dem mittleren Wasserstand der Jahre mit einem negativen NAO-Index (links) gegenübergestellt wird.

Die mittleren Ostseewasserstände der Jahre mit einem positiven NAO-Index unterscheiden sich im Vergleich zu den Jahren mit einem negativen NAO-Index deutlich. Im Durchschnitt der oben gezeigten sechs Modellpunkte liegen die mittleren Wasserstände in den Jahren mit einem positiven NAO-Index durchschnittlich 62,5 Prozent (+5,5cm) über den mittleren Wasserständen der Jahre mit einem negativen NAO-Index. Hierbei sind die größten Unterschiede mit etwa 8cm höheren mittleren Wasserständen im Finnischen und Bottnischen Meerbusen gegeben und die geringsten Unterschiede kommen an der deutschen Ostseeküste mit etwa 1,6cm höheren Wasserständen während der Jahre mit einem positiven NAO-Index vor. In der zentralen Ostsee liegen die mittleren Wasserstände in den Jahren mit einem positiven NAO-Index etwa 4 bis 6cm über den Werten der Jahre mit einem negativen NAO-Index.

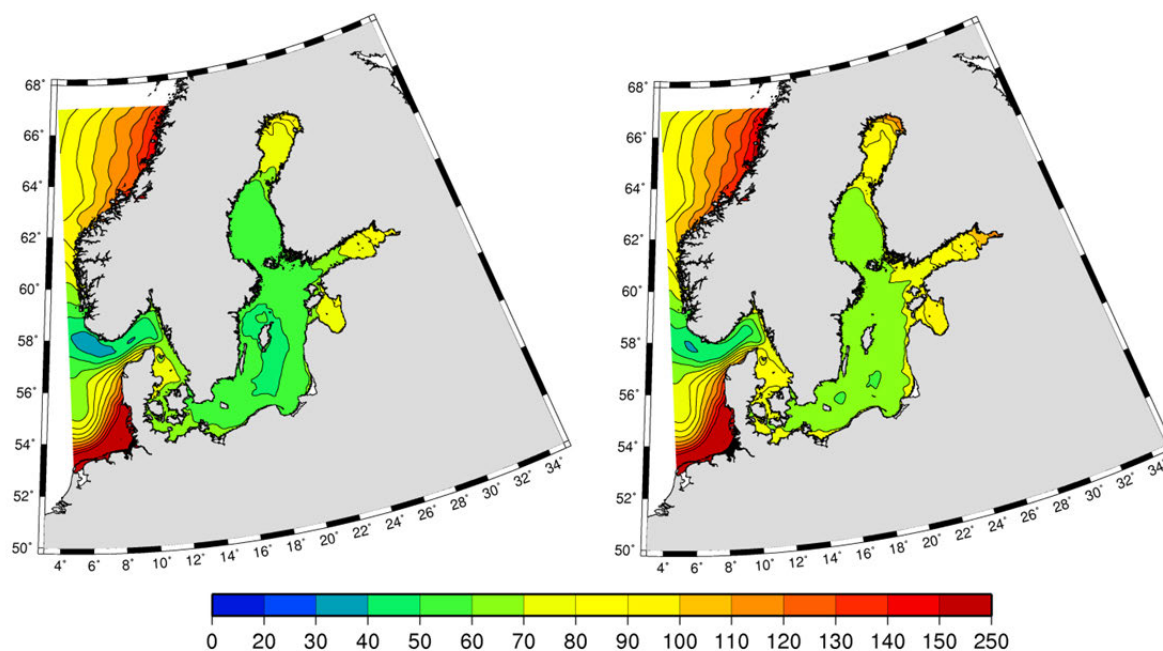


Abbildung 5.16. Mittelwert der jährlichen 99% Perzentile der Ostseewasserstände in cm über NN in den Jahren mit einem negativen NAO-Index (links) und einem positiven NAO-Index (rechts).

Wie bereits anhand der Wasserstände der sechs Modellpunkte dargestellt wurde, ist der Zusammenhang hoher Wasserstände (99% Perzentile) und einem positiven NAO-Index nicht so stark wie bei den mittleren Wasserständen. Allerdings zeigen die Jahre mit einem positiven NAO-Index im Mittel ebenfalls etwas höhere Hochwasserstände (99% Perzentile) im Vergleich zu den Jahren mit einem negativen NAO-Index. Dies ist für die gesamte Ostsee in Abbildung 5.16 dargestellt. Die jährlichen 99% Perzentile der sechs Modellpunkte (Kattegat, südwestliche Ostsee, zentrale Ostsee, Golf von Riga, Finnischer und Bottnischer Meerbusen) zeigen in den Jahren mit einem positiven NAO-Index durchschnittlich etwa 13cm höhere Werte und liegen somit etwa 17 Prozent über den hohen Wasserständen der Jahre mit einem negativen NAO-Index. Dies gilt insbesondere für die östlichen Ostseeküsten, den Golf von Riga und den Bottnischen und Finnischen Meerbusen. Die größten Unterschiede der jährlichen 99% Perzentile sind mit circa 18cm (23,6 Prozent) im Golf von Riga zu finden, während an der deutschen Ostseeküste keine wesentlichen Unterschiede (3,5cm / 5 Prozent) zu erkennen sind. In großen Bereichen der zentralen Ostsee liegen in den Jahren mit einem positiven NAO-Index die hohen Wasserstände durchschnittlich 10 bis 14cm höher. Sowohl die jährlichen mittleren Wasserstände als auch die jährlichen Hochwasserstände liegen während der Jahre mit einem positiven NAO-Index im Allgemeinen über den Werten der Jahre mit einem negativen NAO-Index.

Die NAO ist das dominante Luftdruckmuster der nördlichen Hemisphäre und hat großen Einfluss auf die Wasserstandsschwankungen der Ostsee. Die Varianz der mittleren jährlichen Ostseewasserstände konnte zu 34 Prozent (südwestliche Ostsee) bis 83 Prozent (Finnischer Meerbusen) mit der Nordatlantischen Oszillation erklärt werden. Da als Folge eines erhöhten Füllungsgrades der Ostsee wiederum das Ausgangsniveau für Sturmhochwasser beeinflusst ist, wird in Kapitel 7 überprüft, ob die Intensität, Dauer oder das Auftreten einzelner extremer Sturmhochwasser mit der Nordatlantischen Oszillation und somit häufigeren Westwindlagen, die einen erhöhten Füllungsgrad begünstigen, in Verbindung gebracht werden können.

6. Sturmhochwasser an der deutschen Ostseeküste

Sturmhochwasser treten an der deutschen Ostseeküste im Vergleich zur Nordseeküste eher selten auf, können aber an der Küste zu großen Schäden führen. Die höchsten Sturmhochwasser an der deutschen Ostseeküste wurden innerhalb der letzten 130 Jahre im Jahr 1872 mit gemessenen Wasserständen in Warnemünde bis 2,83m über NN im Jahr 1932 mit 1,89m über NN und im Jahr 1904 mit 1,88m Scheitelwasserstand beobachtet. Innerhalb der vergangenen 64 Jahre kam es jedoch immer wieder zu leichten, mittleren und schweren Sturmhochwassern an der deutschen Ostseeküste, die im Folgenden untersucht werden. Sturmhochwasser an der deutschen Ostseeküste resultieren aus einer Kombination meteorologischer und ozeanographischer Faktoren, wobei der geringe Tidenhub der Ostsee keinen entscheidenden Einfluss auf das Ausmaß und den Ablauf der Sturmhochwasser hat. Auch wenn an der deutschen Nordseeküste teilweise Sturmhochwasser über mehrere Tidezyklen hinweg anhalten, sind das Ausmaß und der Ablauf der Nordseesturmfluten deutlich von der Tide geprägt. Da in der Ostsee das Sturmhochwasser nicht mit ablaufender Tide endet, führt dies im Vergleich zu Sturmfluten der Nordsee zu teilweise deutlich längeren Verweildauern der Ostseesturmhochwasser.

Der primäre Faktor der Sturmhochwasser der Ost- und Nordsee ist der Windstau, der insbesondere in Buchten durch einen sogenannten Buchtstau stark ausgeprägt ist. Die Sturmhochwasser der südwestlichen Ostsee entstehen durch Sturmtiefs, welche den gesamten Bereich der Ostsee beeinflussen. Diese sturmhochwasserverursachenden Wetterlagen der deutschen Ostseeküste sind zum einen Wetterlagen mit starken Nord-West-Stürmen, der Nord-West-Lage (NW) und der West-Lage (W), und zum anderen Wetterlagen mit starken bis stürmischen Nord-Ost-Stürmen, der Nord-Ost-Lage (NO). Die Sturmhochwasser-Wetterlage mit aus südlichen Richtungen kommenden Zyklonen, wird als Vb-Lage (gesprochen 5b) bezeichnet. Diese für die deutsche Ostseeküste stauwirksamen Windrichtungen (Nord-West und Nord-Ost) haben neben den Faktoren Vorfüllung und Eigenschwingungen den entscheidenden Einfluss auf die Sturmhochwassergese. Über den Einfluss und den Beitrag der beiden Faktoren Vorfüllung und Eigenschwingung am Sturmhochwassergeschehen existieren in der Ostseeforschung zum Teil sehr unterschiedliche Meinungen.

Im folgenden Abschnitt werden die Anzahl, Intensität und Dauer von Sturmhochwasserereignissen und deren langfristige Veränderungen an der deutschen Ostseeküste untersucht. Zunächst werden Sturmhochwasserstände, definiert als ein Wasserstand über dem langfristigen 99% Perzentil, anhand der Zeitreihen der Pegel Flensburg, Wismar und Greifswald betrachtet. Dies hat einerseits den Vorteil, eine höhere Anzahl von Ereignissen pro Jahr auswerten zu können und dadurch vertrauenswürdige Aussagen über deren langfristige Entwicklungen treffen zu können, andererseits liegen an diesen Pegeln die langfristigen 99% Perzentile bei etwa 75cm über NN und damit innerhalb des Bereichs von 50 bis 99cm. Wasserstände in diesem Höhenbereich werden unter anderem von STERR (1985) und MEINKE (1999) als wesentlich für die Seegangsbelastung an der deutschen Ostseeküste angegeben, da die Küstenzerstörung im Bereich der südwestlichen Ostsee insbesondere durch diese leichten Hochwasserstände begünstigt wird. Anschließend werden zusätzlich Sturmhochwasser entsprechend der Definition von BAERENS und HUPFER (1999) mit einem Scheitelwasserstand von mindestens 1m über NN untersucht und in Bezug auf die Beiträge der Faktoren Vorfüllung, Eigenschwingung und Windstau analysiert.

6.1 Langfristige Veränderungen der hohen Wasserstände an der deutschen Ostseeküste

Die jährliche Anzahl von Hochwasserereignissen sowie deren maximale Intensität und Verweildauer werden in den folgenden Abbildungen für Flensburg, Wismar und Greifswald exemplarisch für die deutsche Ostseeküste untersucht. Als Hochwasserereignis wird hier ein Ereignis definiert, bei dem für mindestens eine Stunde der Wasserstand über dem langjährigen 99% Perzentil liegt, während die Verweildauer die Zeit in Stunden angibt, in der der Wasserstand während dieses Ereignisses den Wert des langfristigen 99%-Perzentiles überschreitet. Als Intensität wird der höchste Wasserstand in Meter über Normal Null während eines Ereignisses bezeichnet. Eine schematische Darstellung der Bestimmung der Hochwasserereignisse sowie deren Verweildauer und Scheitelwasserstand ist in Abbildung 6.1 gegeben.

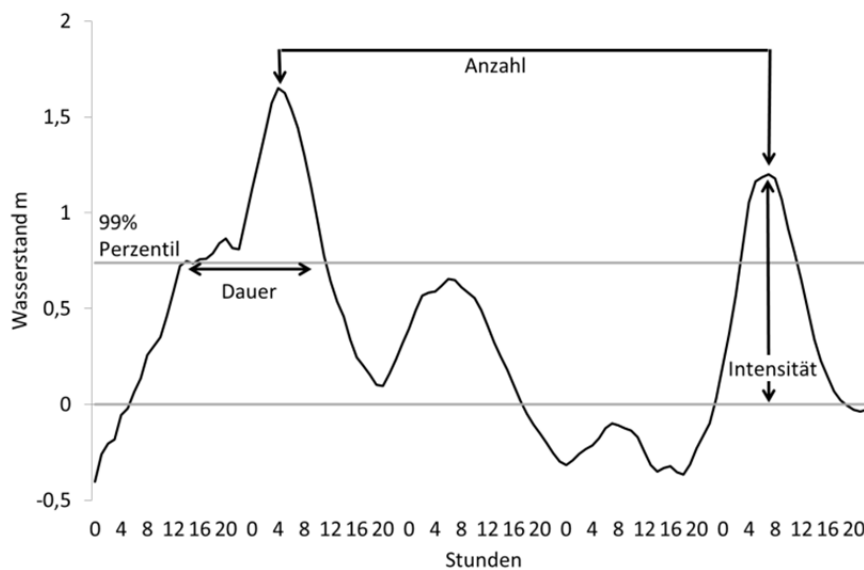


Abbildung 6.1. Schematische Darstellung der Anzahl, Dauer und Intensität der Hochwasserereignisse.

In den folgenden Diagrammen werden die Zeitreihen der jährlichen Anzahl, maximalen Intensität und Verweildauer der Hochwasserstände, die das langjährige 99% Perzentil überschritten haben, präsentiert.

Die Abbildung 6.2 stellt die Sturmhochwassersituation der vergangenen Jahre für den Pegel Flensburg dar. Im langjährigen Mittel gab es in der Zeit 1948 bis Oktober 2012 etwa elf Hochwasserereignisse (Ereignisse mit einem Wasserstand über dem langjährigen 99% Perzentil von 0,74 m) pro Jahr. Die 1950er und 1960er Jahre liegen mit etwa acht bzw. neun Ereignissen pro Jahr unter dem langjährigen Mittelwert, während die 1980er (ca. 13), 1970er und 1990er (ca. 12) und 2000er Jahre (ca. 14) das langjährige Mittel überschreiten. Das Jahr 1983 stellt mit 27 Ereignissen das Maximum. Auch wenn die 1980er, 1990er und 2000er Jahre über dem Durchschnitt liegen, gibt es in jedem Jahrzehnt Jahre mit sehr vielen und sehr wenigen Ereignissen und eine Tendenz zu häufigeren Hochwasserereignissen ist aufgrund der starken jährlichen Schwankungen im Auftreten der Hochwasser nicht zu erkennen.

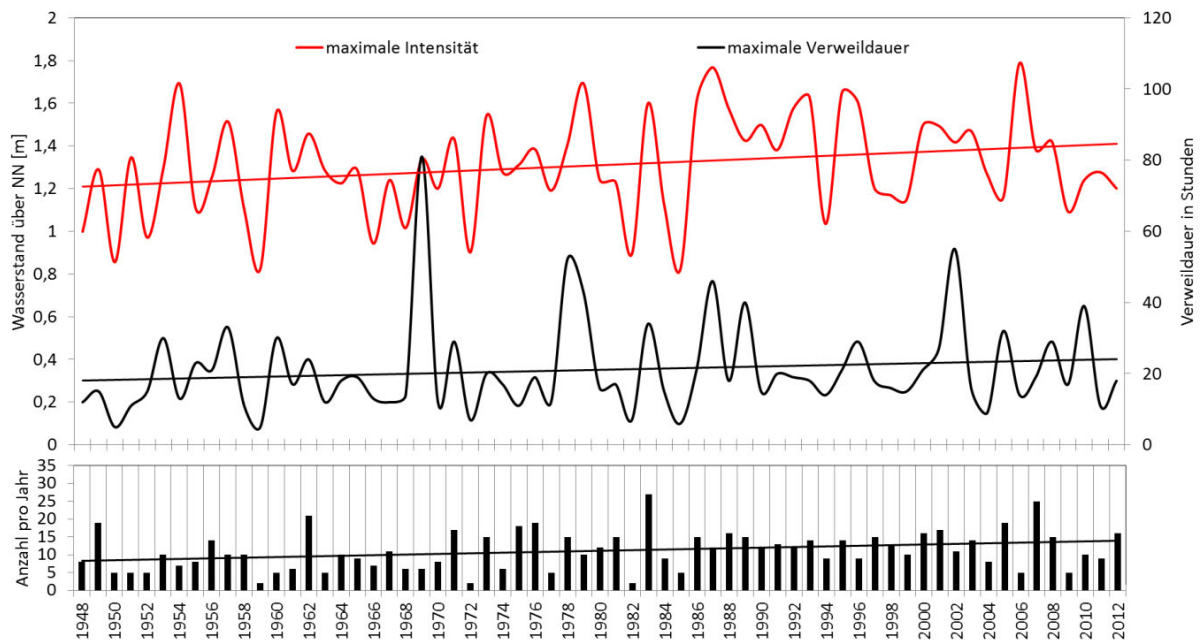


Abbildung 6.2. Zeitreihen der jährlichen Anzahl der Hochwasserstände (\geq langfristige 99% Perzentil) sowie deren maximale Intensität und Verweildauer für den Pegel Flensburg.

Die Zeitreihen der jährlichen maximalen Intensität und der maximalen Verweildauer der Hochwasserstände in Flensburg lassen neben der großen Variabilität der Extremwerte leichte lineare Anstiege erkennen, die von der starken natürlichen Variabilität überlagert werden. Während die höchsten Wasserstände in den Jahren 1987 (1,77m über NN) und 2006 (1,79m über NN) auftraten, zeichnen sich insbesondere die 1990er Jahre durch eine erhöhte Anzahl sehr hoher Wasserstände aus. Innerhalb der Zeitreihe der maximalen Verweildauer fällt insbesondere ein Ereignis im März 1969 heraus. Dieses Sturmhochwasser mit einem Scheitelwasserstand von 1,30m über NN hatte in Flensburg eine Verweildauer von 81 Stunden mit einem Wasserstand über dem langfristigen 99% Perzentil von 0,74m über NN.

Die langjährige Entwicklung der Hochwasserstatistik für Wismar (Abbildung 6.3) ist mit der in Flensburg vergleichbar. In den Zeitreihen der maximalen Hochwasserintensität und maximalen Verweildauer sind neben den starken jährlichen Schwankungen und einer Standardabweichung von 24cm bei den maximalen Wasserständen und elf Stunden bei den maximalen Verweildauern leicht positive lineare Trends von 0,32 cm/Jahr und 0,16 Stunden/Jahr zu erkennen, die jedoch als nicht signifikant zu beurteilen sind. Die maximalen Wasserstände treten in den Jahren 1976 (1,74m über NN), 1987 (1,87m über NN) und 1995 (1,75m über NN) auf. Innerhalb der Zeitreihe der maximalen Verweildauer stellt das Ereignis im Februar 1983 mit einem Scheitelwasserstand von 1,60m über NN und einer Verweildauer von 68 Stunden das Maximum dar. Der Ablauf und die Windverhältnisse dieses Sturmhochwassers werden detailliert im Kapitel 6.2.2 beschrieben. Die durchschnittliche Anzahl von Hochwassern beträgt etwa 10 Ereignisse pro Jahr mit einem Wasserstand über dem langfristigen 99% Perzentil von 0,74m über NN. Insbesondere die 1950er und 1960er Jahre liegen unter diesem Mittelwert, während in den 1970er und 1980er Jahren sowie in den 2000er Jahren durchschnittlich mehr Hochwasser auftraten. Im Jahr 2007 wurden 33 Ereignisse beobachtet, die das langjährige 99% Perzentil überschritten.

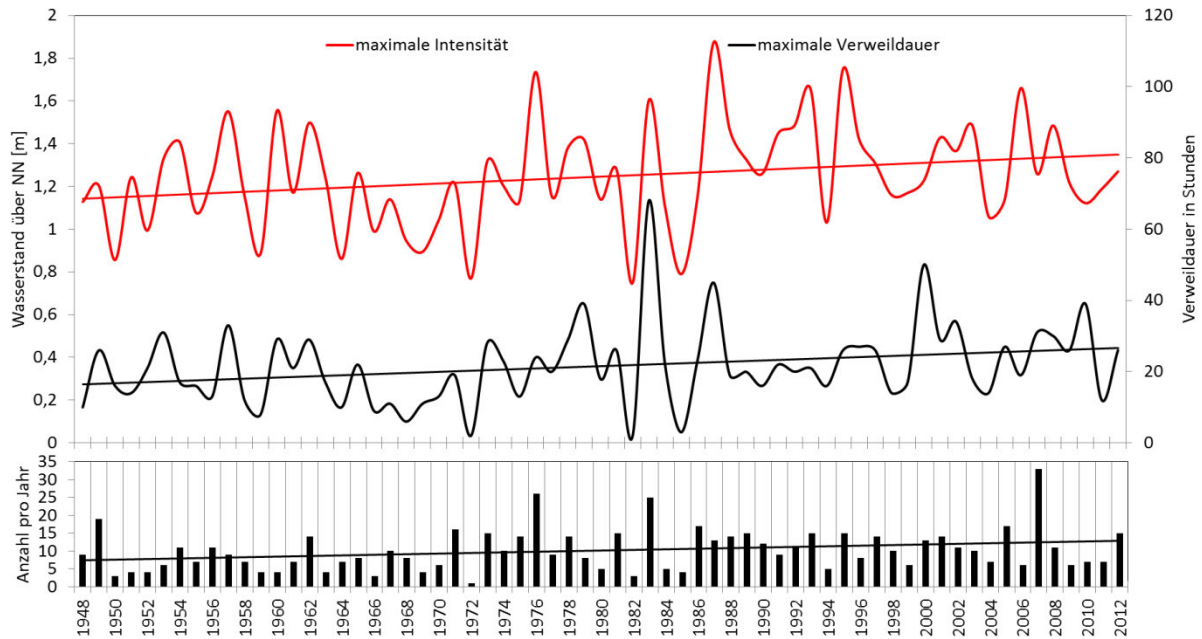


Abbildung 6.3. Zeitreihen der jährlichen Anzahl der Hochwasserstände (\geq langfristige 99% Perzentil) sowie deren maximale Intensität und Verweildauer für den Pegel Wismar.

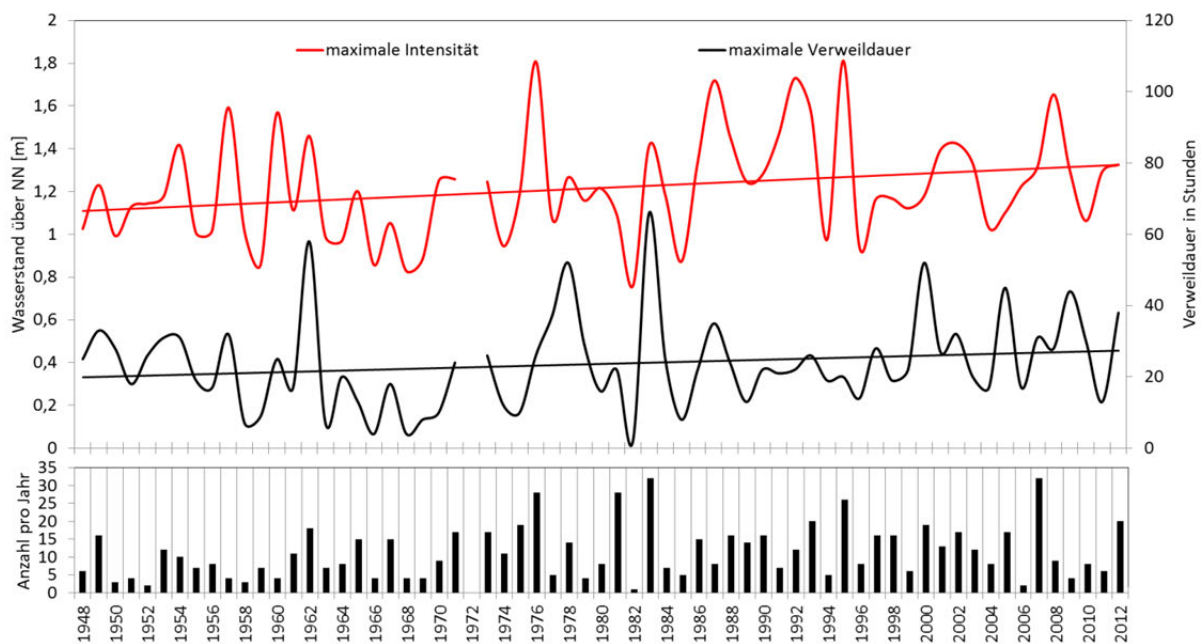


Abbildung 6.4. Zeitreihen der jährlichen Anzahl der Hochwasserstände (\geq langfristige 99% Perzentil) sowie deren maximale Intensität und Verweildauer für den Pegel Greifswald.

Die Anzahl, maximale Intensität und maximale Verweildauer der Hochwasser für den Pegel Greifswald zeigt die Abbildung 6.4. Durchschnittlich kam es zu etwa elf Hochwasserereignissen pro Jahr, die das langjährige 99% Perzentil von 0,72m über NN überschritten. Während die 1950er Jahre mit etwa sechs Ereignissen und 1960er Jahren mit etwa neun Ereignissen pro Jahr unter dem langjährigen Durchschnitt liegen, traten in den folgenden Jahrzehnten überdurchschnittlich häufig hohe Wasserstände in Greifswald auf. Die maximale Anzahl an Hochwassern pro Jahr wird im Jahr 1983 und 2007 mit jeweils 32 Ereignissen erreicht. In dem Jahr 1972 kam es zu keinem Ereignis mit einem Wasserstand über dem langjährigen 99% Perzentil. Die

Windverhältnisse im Februar 1983, die bereits am Pegel Wismar ein Sturmhochwasser mit sehr langer Verweildauer erzeugten, führten auch in Greifswald zu einem 66 Stunden andauernden Wasserstand über 0,72m über NN. Die maximalen Hochwasserstände werden in den Jahren 1976 und 1995 mit 1,81m über NN erreicht.

6.2 Rekonstruierte Sturmhochwasser an der deutschen Ostseeküste

Das Auftreten und die Veränderungen der hohen Ostseewasserstände in den Jahren von 1948 bis 2011, definiert als ein Wasserstand über dem jährlichen 99% Perzentil, wurde bereits in dem vorherigem Abschnitt dargestellt. Im Folgenden werden die Sturmhochwasser nach BAERENS UND HUPFER (1999) in leichte (100-124cm ü NN), mittlere (125-149cm ü NN) und schwere Sturmhochwasser (> 149cm ü NN) klassifiziert und für die deutsche Ostseeküste am Beispiel der Pegel Flensburg und Wismar untersucht sowie eine mögliche Veränderung dieser Ereignisse diskutiert. Des Weiteren wird die Möglichkeit der rekonstruierten stündlichen Wasserstandsdaten genutzt, um den Ablauf schwerer Sturmhochwasser der vergangenen Jahre flächendeckend für die gesamte Ostsee darzustellen. Abschließend werden die meteorologischen Bedingungen für schwere Sturmhochwasser und die Beteiligung der Faktoren Vorfällung und Eigenschwingung analysiert.

Die Sturmhochwasser an der deutschen Ostseeküste zeigen einen deutlichen Jahresgang mit einem gehäuften Auftreten der Sturmhochwasser während der Wintermonate. Dieser Jahresgang steht in direktem Zusammenhang mit den Windverhältnissen der Ostseeregion (vgl. Kapitel 2.1). Die saisonale Verteilung der leichten, mittleren und schweren Sturmhochwasser ist exemplarisch für die Pegel Flensburg und Wismar in Abbildung 6.5 dargestellt. Über 90 Prozent der Sturmhochwasser treten in den Monaten Oktober bis März auf. Beide Orte zeigen im Januar das Maximum der Sturmhochwasser.

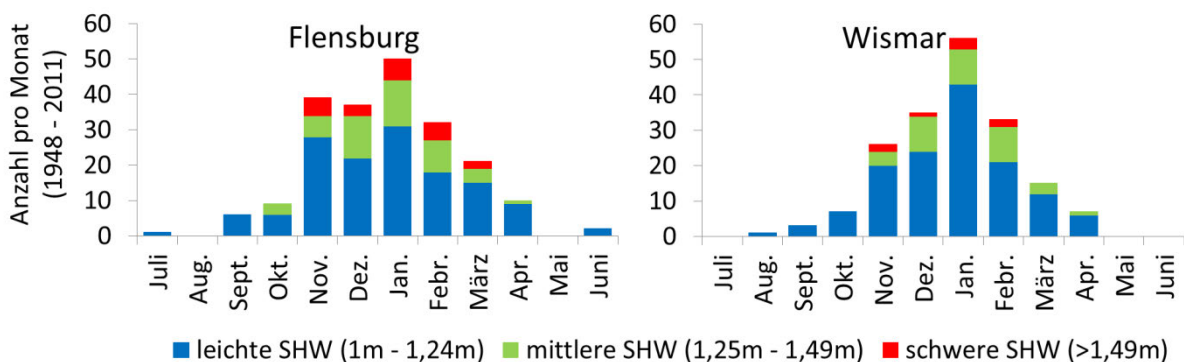


Abbildung 6.5. Saisonale Verteilung leichter, mittlerer und schwerer Sturmhochwasser von 1948 bis 2011 in Wismar (links) und Flensburg (rechts).

Die jährliche Anzahl der Sturmhochwasser ist für diese Orte und den Untersuchungszeitraum von 1948 bis 2011 in Abbildung 6.6 gegeben. Neben der jährlichen und (multi-) dekadischen Variabilität ist kein signifikanter langfristiger Trend zu erkennen. Insbesondere gilt dies, aufgrund der insgesamt geringen Anzahl an Ereignissen, für die mittleren und schweren Sturmhochwasser. Auffällig ist, dass in den 1990er Jahren und am Anfang der 2000er Jahre, im Gegensatz zu den sehr variablen 1970er und 1980er und den milden 1950er und 1960er Jahren, konstant viele

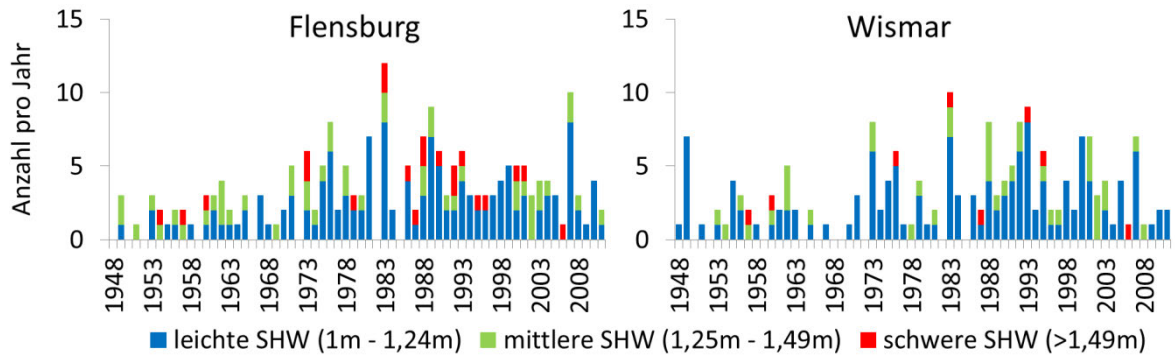


Abbildung 6.6. Jährliche Anzahl leichter, mittlerer und schwerer Sturmhochwasser von 1948 bis 2011 in Wismar (links) und Flensburg (rechts).

Sturmhochwasser auftraten. Dies ist besonders auffällig anhand der Wasserstände Flensburgs zu beobachten, gilt aber ebenso für Wismar. In jedem Jahrzehnt gab es immer einzelne Jahre mit einem gehäuften Auftreten von Sturmhochwassern und einzelne Jahre mit sehr wenigen extremen Ereignissen. Insgesamt wurden am Pegel Flensburg im Vergleich zu Wismar deutlich mehr Sturmhochwasser innerhalb des Untersuchungszeitraumes bestimmt.

Die Abbildung 6.7 zeigt die maximale Verweildauer und die maximale Intensität der jährlichen Sturmhochwasser in Flensburg und Wismar. Die durchschnittliche Verweildauer aller Sturmhochwasser mit einem Wasserstand über 1m über NN beträgt in Flensburg 7,6 und in Wismar 7,7 Stunden. Ein Sturmhochwasser im Jahr 1979 mit einer Verweildauer von 35 Stunden in Flensburg und ein Sturmhochwasser im Jahr 1987 in Wismar mit 32 Stunden zeigen betreffend der Verweildauer die jeweiligen Maximalwerte. Der höchste Wasserstand wurde in Flensburg am 1. November 2006 mit 1,79m über NN und in Wismar am 12. Januar 1987 mit 1,87m über NN erreicht. In Bezug auf die maximale Verweildauer und die maximale Intensität der Sturmhochwasserstände an der deutschen Ostseeküste ist kein langfristiger Trend erkennbar.

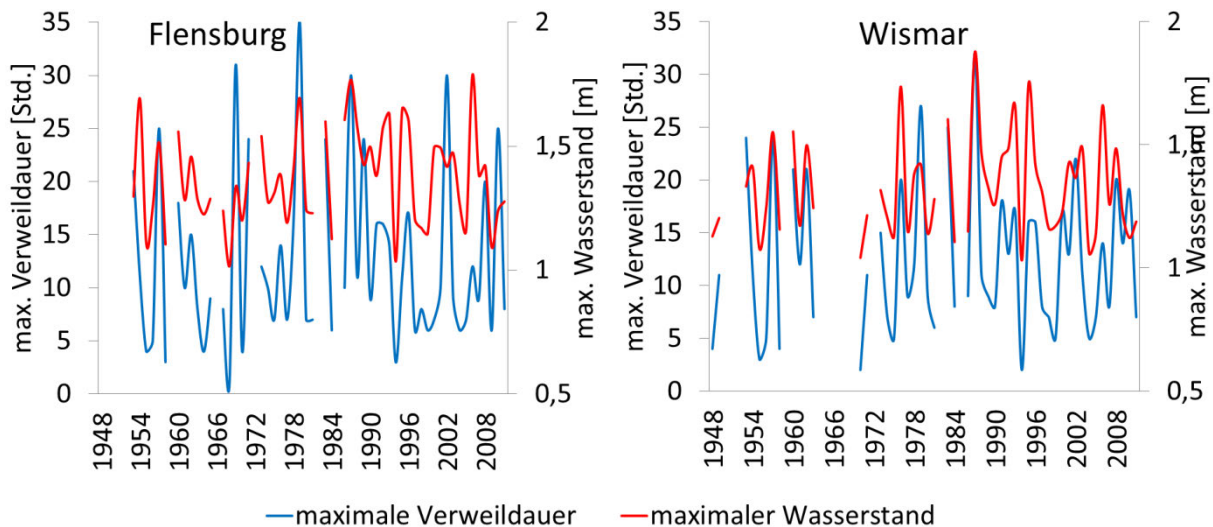


Abbildung 6.7. Maximale Verweildauer und maximaler Wasserstand der jährlichen Sturmhochwasser in Flensburg (links) und Wismar (rechts) von 1948 bis 2011.

6.2.1 Ablauf schwerer Sturmhochwasser am Beispiel der Sturmhochwasser im Januar 1987 und im November 1995

Wie in dem Kapitel der Validierung (Kapitel 4) beschrieben wurde, können die Ostseesturmhochwasser der vergangenen 64 Jahre in großer Genauigkeit mit Hilfe der rekonstruierten Wasserstände wiedergegeben werden. Auch wenn die rekonstruierten Scheitelwasserstände der schweren Sturmhochwasser teilweise mit einigen Zentimetern unter den gemessenen liegen, werden das Ausmaß und der zeitliche Ablauf der Sturmhochwasser gut getroffen und können im Folgenden flächendeckend für die gesamte Ostsee in hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung dargestellt und diskutiert werden. Dies wird exemplarisch anhand von zwei extremen Sturmhochwassern an der deutschen Ostseeküste geschehen.

Sturmhochwasser in der Ostsee entstehen primär als Folge starker aufländiger Winde im Zusammenhang mit über die Ostsee ziehenden Sturmtiefs. Die meteorologischen Bedingungen für sehr hohe Wasserstände an der deutschen Ostseeküste wurden bereits in dem einleitenden Kapitel 2.3.4 über sturmhochwasserverursachende Wetterlagen erörtert. In diesem Kapitel wird der Ablauf der rekonstruierten Wasserstände während schwerer Sturmhochwasser für die gesamte Ostsee in einer horizontalen Auflösung von 6,4km und im Detail für die südwestliche Ostsee mit 1,6km sowie die dazugehörigen stündlichen Luftdruck- und Windfelder des regionalen Atmosphärenmodells COSMO-CLM dargestellt. Beginnend werden zwei extreme Sturmhochwasser, flächendeckend dargestellt und anschließend werden die meteorologischen Situationen die zu diesen Sturmhochwassern führten, und die Reaktion der Wasserstände für die Entstehung und das Ausmaß dieser Sturmhochwasser untersucht.

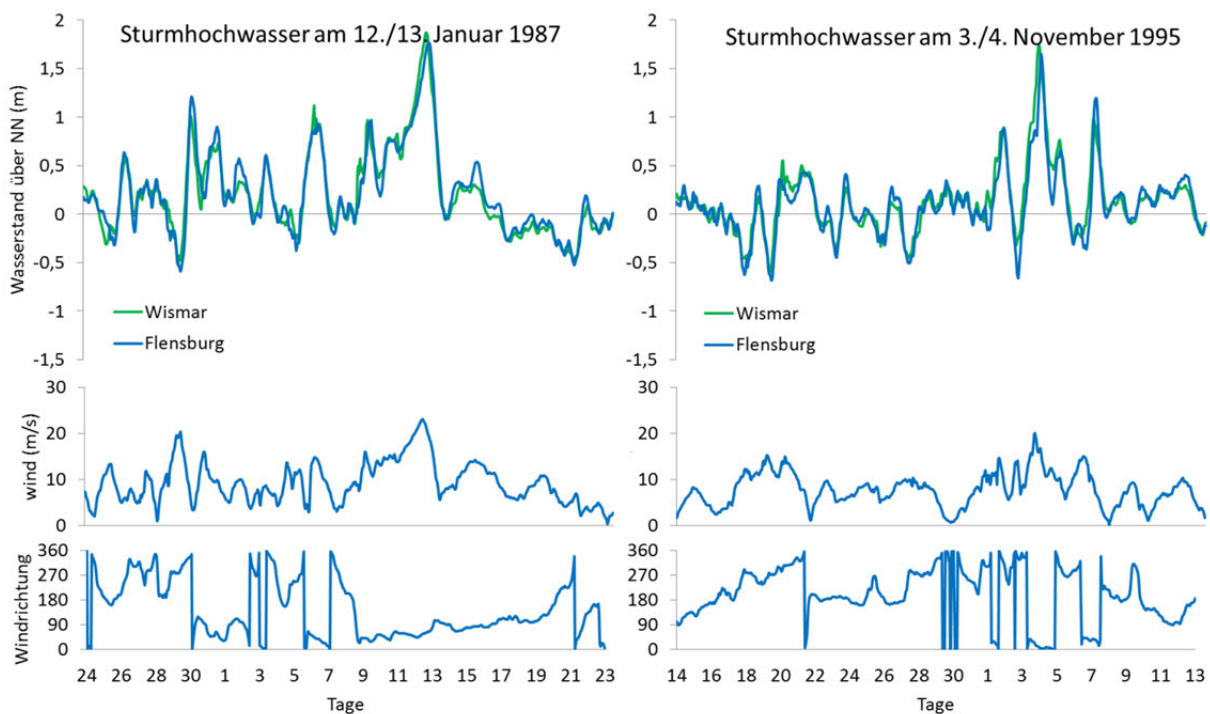


Abbildung 6.8. Modellierte Wasserstände (m über NN) (TRIM-NP) in Flensburg und Wismar sowie rekonstruierte Windrichtung (Grad) und Windgeschwindigkeit (m/s) (COSMO-CLM) am Kap Arkona während der Sturmhochwasser am 12./13. Jan. 1987 (links) und am 4. Nov. 1995 (rechts).

Im Untersuchungszeitraum von 1948 bis 2011 kam es in Flensburg zu 21 und in Wismar zu acht schweren Sturmhochwassern mit einem Scheitelwasserstand von über 1,49m über NN. In der Nacht vom 12. auf den 13. Januar 1987 und am Morgen des 4. November 1995 kam es an beiden Orten zu schweren Sturmhochwassern. Der Verlauf der Wasserstände für beide Ereignisse und beide Pegel sowie die dazugehörigen Windverhältnisse am Kap Arkona sind in Abbildung 6.8 dargestellt. Während des Sturmhochwassers im Januar 1987 (linke Abbildung 6.8) wurde in Wismar ein maximaler Wasserstand von 1,87m über NN ermittelt. In Flensburg wurde der Scheitelwasserstand etwa vier Stunden später mit 1,77m über NN erreicht. Die Windgeschwindigkeiten am Kap Arkona erreichten kurz vor dem Scheitelwasserstand in Wismar ihr Maximum mit circa 24m/s aus nordöstlicher Richtung. Die Verweildauer dieses Sturmhochwassers war mit 32 Stunden über einen Wasserstand von 1m über NN in Wismar und 30 Stunden in Flensburg sehr lang. Auch am 4. November (rechte Abbildung 6.8) waren die Wasserstände an der deutschen Ostseeküste sehr hoch. Wismar zeigte für dieses Sturmhochwasser den maximalen Wasserstand von 1,75m über NN um 01:00 Uhr und Flensburg drei Stunden zeitversetzt von 1,65m über NN. Das Sturmhochwasser dauerte in Wismar 16 und in Flensburg zehn Stunden an. Während der Scheitelwasserstände herrschten am Kap Arkona Windgeschwindigkeiten um 20m/s aus Nord bis Nordost vor. Die vergleichbaren Scheitelwasserstände und stauwirksamen Windrichtungen entstanden jedoch, wie im Folgenden dargestellt wird, aus sehr unterschiedlichen meteorologischen Ausgangssituationen heraus.

Beispiel 1: schweres Sturmhochwasser am 12. Januar 1987

Aufgrund der meteorologischen Bedingungen der Vortage und infolge extrem kalter kontinentaler Luftmassen in Skandinavien und Ost-Europa herrschte in den Frühstunden des 10. Januar 1987 ein ausgeprägtes Hochdruckgebiet über Skandinavien und tieferer Luftdruck über Deutschland und Polen. Als Folge der ausgeprägten Luftdruckgegensätze entwickelten sich starke Windgeschwindigkeiten und über der südlichen Ostsee wehte ein Nordost-Sturm mit extrem starken Böen. Eine deutliche Neigung der Ostseewasserstände mit erhöhten Wasserständen in der südwestlichen Ostsee und niedrigen Wasserständen in der zentralen Ostsee und dem Finnischen Meerbusen ist in der oberen Abbildung 6.9 (links) zu erkennen.

Am 11. Januar stieg der Luftdruck in dem über Skandinavien liegenden Hoch auf 1052hPa und ein NO-Sturm der Stärke 8-10 Beaufort (Bft.) (18-28m/s) wurde an der südöstlichen Küste Schwedens im Bereich des stärksten Druckgradienten gemessen. Am 12. Januar zwischen 06:00 und 12:00 Uhr, während sich Tiefdruckgebiet über Mitteleuropa nach Norden bewegte und das Hochdruckgebiet über der nördlichen Ostsee lag (1048hPa), erreichte der Sturm seine höchste Stärke und bewegte sich auf die südwestliche Ostsee zu (Abbildung 6.9 unten). Infolge der sehr hohen Windgeschwindigkeiten ab dem 11. Januar 1987 sind die Sturmflutwasserstände von über 1,50m über NN bereits sechs Stunden vor Scheitelwasserstand überschritten und die Neigung der Ostseewasserstände ist stark ausgebildet (Abbildung 6.9 unten). Diese Windverhältnisse hielten einige Stunden an und führten in der Nacht des 12. Januar zu extrem hohen Wasserständen in der gesamten südwestlichen Ostsee, während im Golf von Riga und im Finnischen Meerbusen ein Niedrigwasser auftrat (Abbildung 6.10).

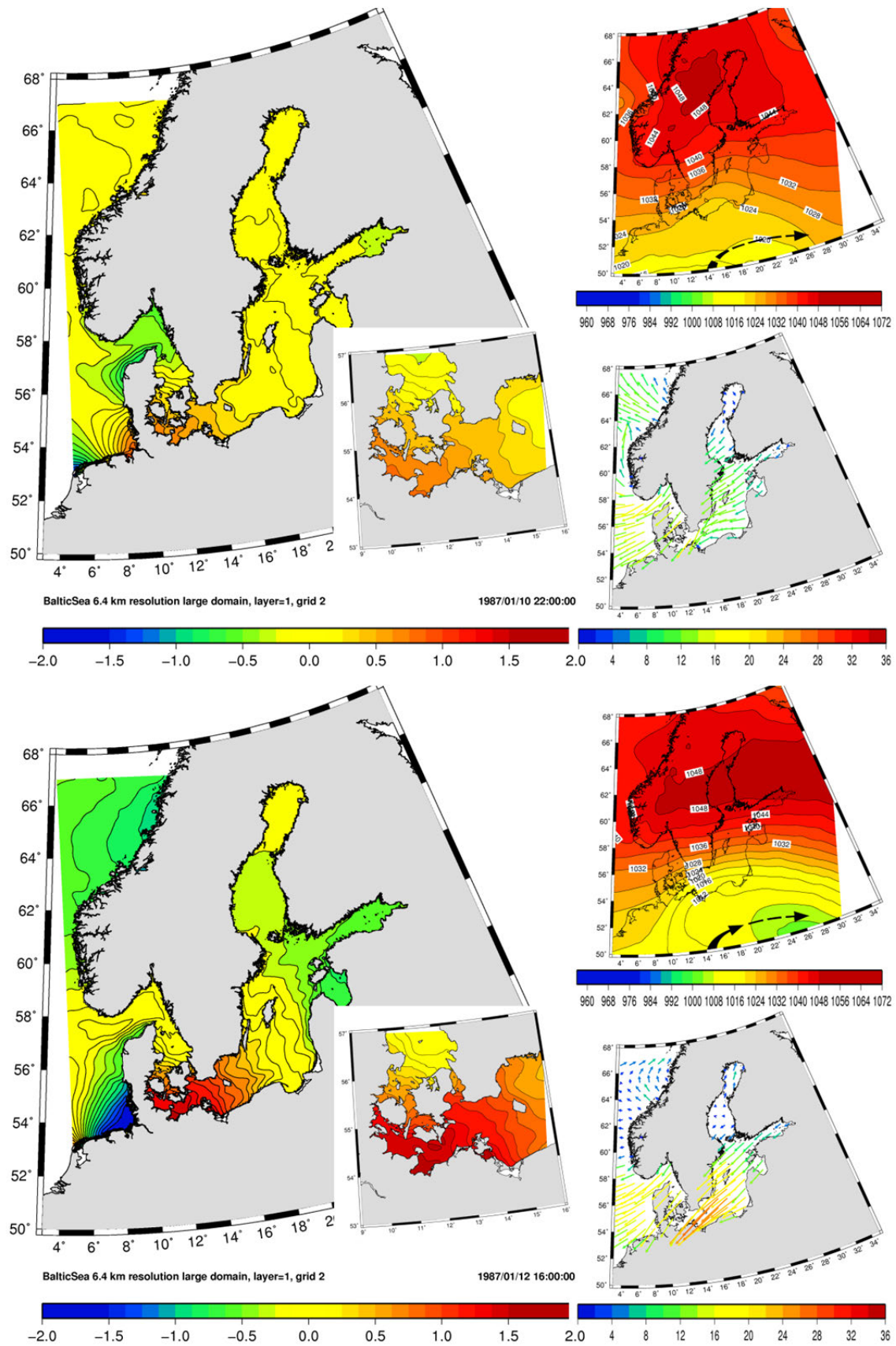


Abbildung 6.9. 48 Stunden (oben) und 6 Stunden (unten) vor dem Scheitelwasserstand in der südwestlichen Ostsee im Januar 1987. Modellierter Wasserstand (m über NN) für die gesamte und die südwestliche Ostsee (TRIM-NP) (links). Rekonstruierter Luftdruck (hPa) und skizzierte Zugbahn des Tiefdruckgebietes (rechts oben). Windgeschwindigkeit (m/s) und Windrichtung über der Nord- und Ostsee (COSMO-CLM) (rechts unten).

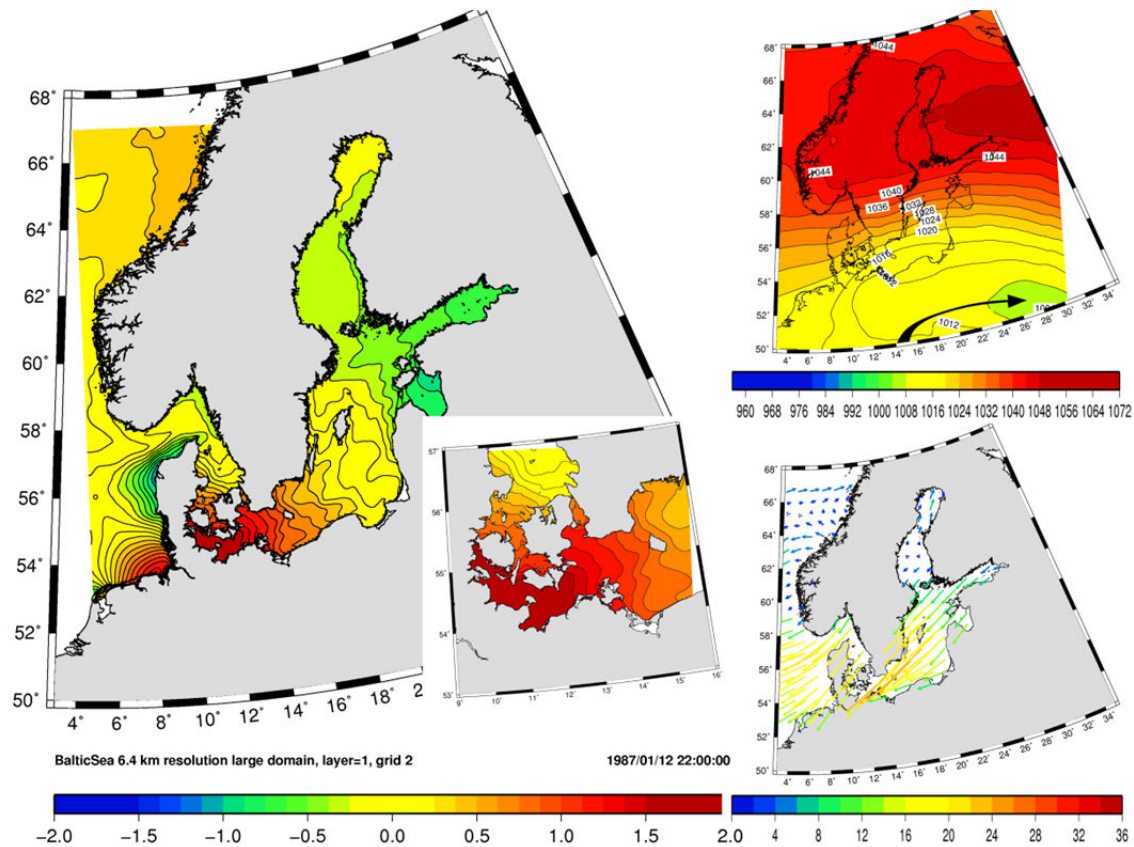


Abbildung 6.10. Sturmhochwasser in der südwestlichen Ostsee im Januar 1987. Modellierter Wasserstand (m über NN) für die gesamte und die südwestliche Ostsee (TRIM-NP) (links). Rekonstruierter Luftdruck (hPa) und skizzierte Zugbahn des Tiefdruckgebietes (rechts oben). Windgeschwindigkeit (m/s) und Windrichtung über der Nord- und Ostsee (COSMO-CLM) (rechts unten).

Beispiel 2: schweres Sturmhochwasser am 4. November 1995

Das Sturmhochwasser im November 1995 entstand infolge eines von Nord nach Süd über die Ostsee ziehenden Sturmtiefs. Am 2. November bildete sich ein Tiefdruckgebiet über Nordschweden und zog in südlicher Richtung über die Ostsee. Der modellierte Wasserstand für die gesamte Ostsee und für die südwestliche Ostsee sowie die rekonstruierten Wind- und Luftdruckverhältnisse für den Zeitpunkt 48 Stunden vor dem Auftreten des Scheitelwasserstandes an der deutschen Ostseeküste sind in der oberen Abbildung 6.11. dargestellt.

Am 3. November gegen circa 19:00 Uhr erreichte das sich verstärkende Tief die Küste westlich der Danziger Bucht. Hinter dem Tief verstärkte sich der Luftdruckgradient und ein starker Nordwind setzte ein. Die meteorologische Situation und die Wasserstände der Ostsee sind für diesen Zeitpunkt in der unteren Abbildung 6.11 zu sehen. In den Abendstunden des 3. Novembers und am Morgen des 4. Novembers wurden in der westlichen Ostsee Windgeschwindigkeiten um 9Bft. (21-24m/s) aus Nord bis Nordost erreicht. Unter der Einwirkung der stürmischen und stauwirksamen Winde begannen die Wasserstände an der Küste zu steigen und ein schweres Sturmhochwasser trat an der gesamten deutschen Ostseeküste und insbesondere in der Mecklenburger Bucht auf (Abbildung 6.12).

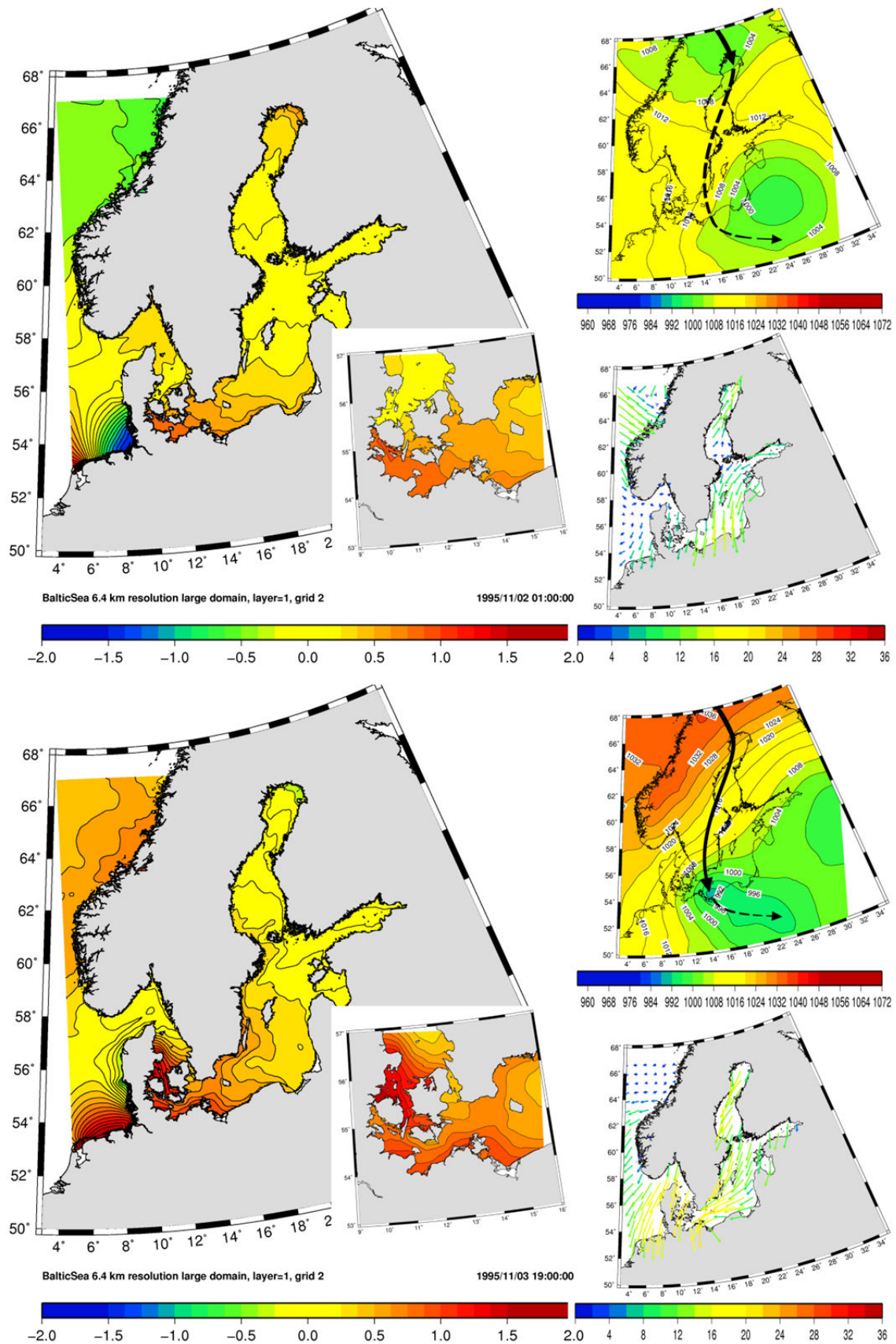


Abbildung 6.11. 48 Stunden (oben) und 6 Stunden (unten) vor Scheitelwasserstand in der südwestlichen Ostsee im Nov. 1995. Modellierter Wasserstand (m über NN) für die gesamte und die südwestliche Ostsee (TRIM-NP) (links). Rekonstruierter Luftdruck (hPa) und skizzierte Zugbahn des Tiefdruckgebietes (rechts oben). Windgeschwindigkeit (m/s) und Windrichtung über der Nord- und Ostsee (COSMO-CLM) (rechts unten).

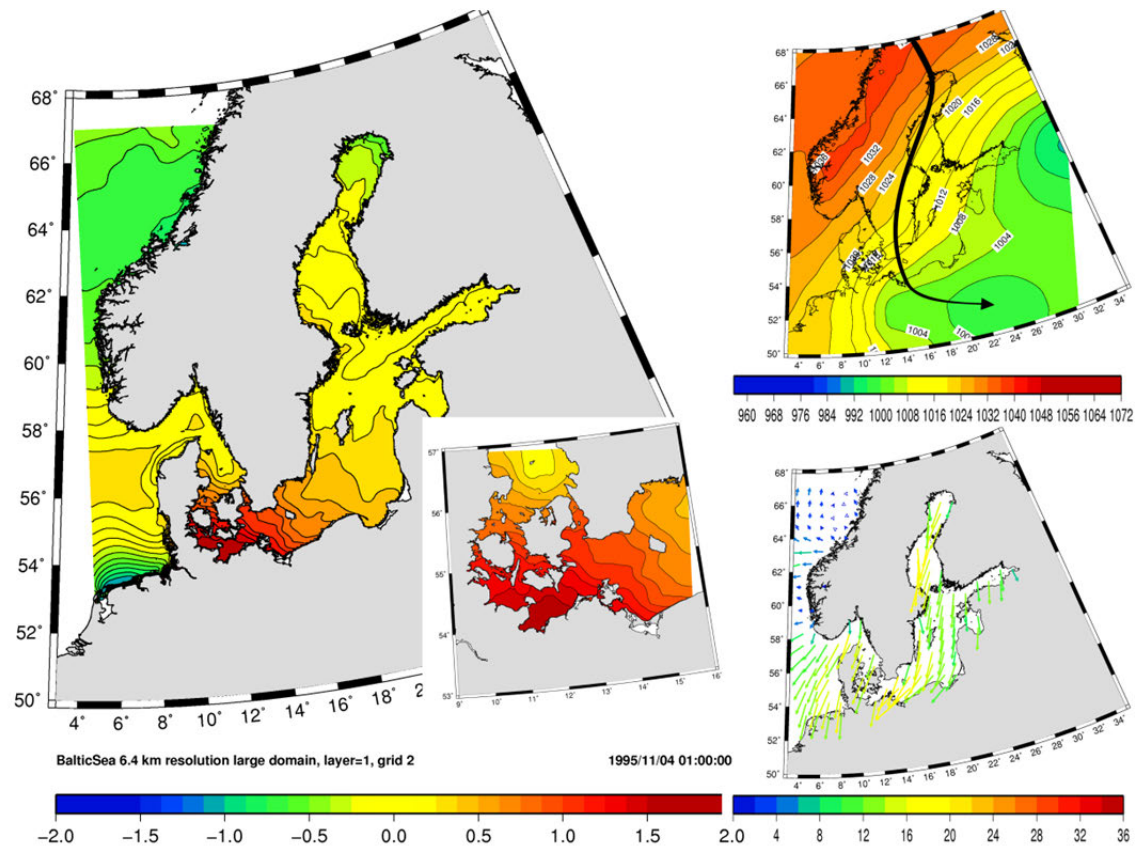


Abbildung 6.12. Sturmhochwasser in der südwestlichen Ostsee im November 1995. Modellierter Wasserstand (m über NN) für die gesamte und die südwestliche Ostsee (TRIM-NP) (links). Rekonstruierter Luftdruck (hPa) und skizzierte Zugbahn des Tiefdruckgebietes (rechts oben). Windgeschwindigkeit (m/s) und Windrichtung über der Nord- und Ostsee (COSMO-CLM) (rechts unten).

Mit Hilfe der rekonstruierten Wasserstandsdaten der Ostsee sowie den dazugehörigen rekonstruierten Wind- und Luftdruckverhältnissen konnte der Ablauf dieser beiden schweren Sturmhochwasser an der deutschen Ostseeküste für die gesamte Ostsee dargestellt werden. Auffällig ist, dass zwei verschiedene Wetterlagen zu sehr hohen Wasserständen an der deutschen Ostseeküste führten. Im nächsten Abschnitt werden diese und weitere Wetterlagen beschrieben, die zu schweren Sturmhochwassern an der deutschen Ostseeküste führen.

6.2.2 Meteorologische Bedingungen zum Zeitpunkt der Scheitelwasserstände

Sturmhochwasser an der deutschen Ostseeküste entstehen, je nach der topographischen Lage der einzelnen Küstenabschnitte, primär als Folge stürmischer Winde aus nordwestlicher bis südöstlicher Richtung, wobei sich die stauwirksame Windrichtung bei schweren Sturmhochwassern auf Nordwest bis Nordost begrenzt.

Eine grundlegende Einführung dieser Sturmhochwasser-Wetterlagen und der stauwirksamen Windrichtungen wurde in Kapitel 2.3 gegeben. In der Abbildung 6.13 werden die Häufigkeitsverteilungen der lokalen Windrichtungen (oben) und Windgeschwindigkeiten (unten) in Wismar und in der zentralen Ostsee (Landsort) zum Zeitpunkt der Sturmhochwasser in Wismar dargestellt. Zum einen wird die relative Häufigkeit der Windverhältnisse aller Sturmhochwasser, die im Untersuchungszeitraum in Wismar auftraten, ausgewertet, zum anderen dieses nur für die schweren Sturmhochwasser mit einem Scheitelwasserstand über 1,49m über NN.

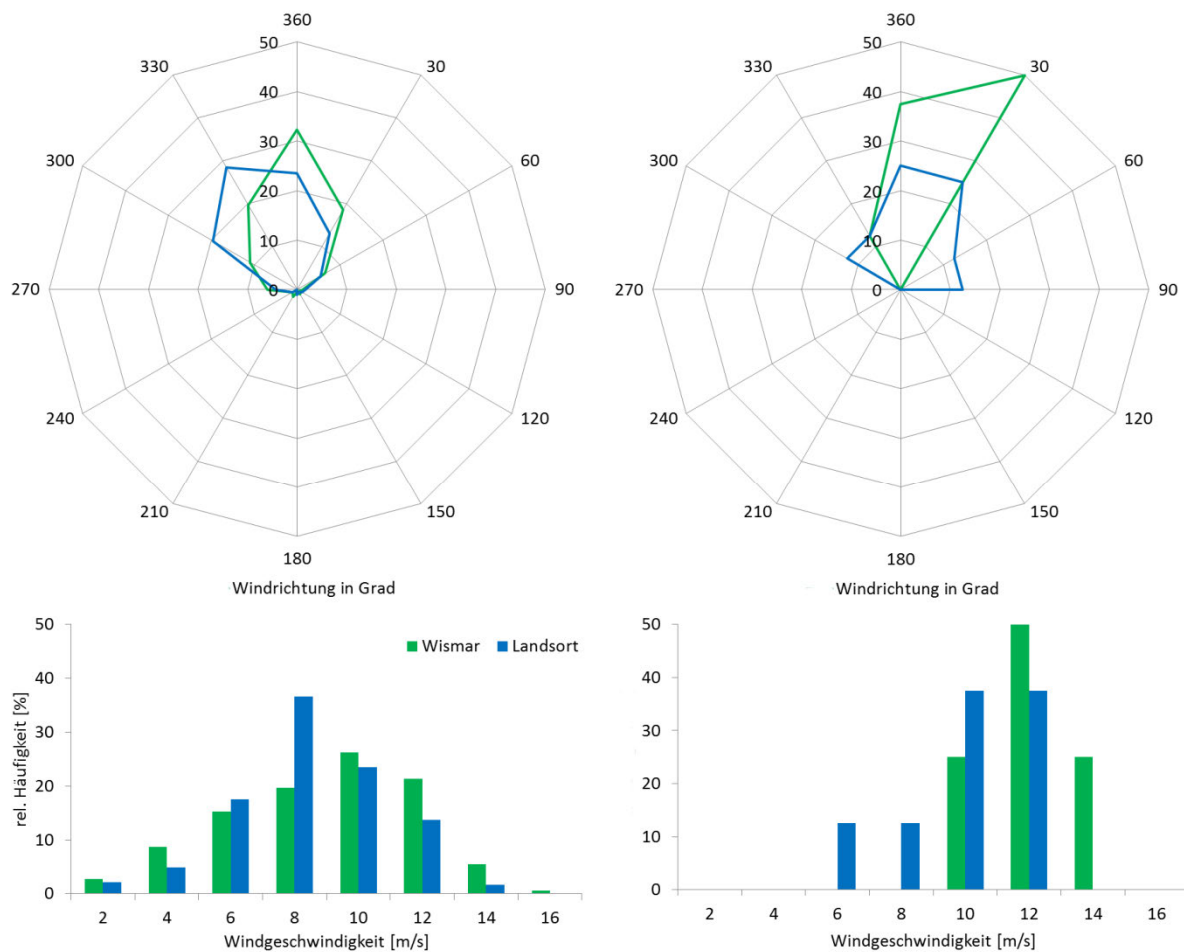


Abbildung 6.13. Relative Häufigkeit der Windrichtungen (oben) und der Windgeschwindigkeiten (unten) in Wismar und Landsort zum Scheitelwasserstand aller (183) Sturmhochwasser (links) und der acht schweren Sturmhochwasser in Wismar (rechts).

Der primäre Faktor für das Ausmaß der Sturmhochwasser sind die Windverhältnisse zum Zeitpunkt des Sturmhochwassers. Wie bereits beschrieben sind sowohl die lokalen Windverhältnisse im näheren Küstenvorfeld als auch die Windverhältnisse über der zentralen Ostsee von Bedeutung. Die lokalen sturmhochwasserrelevanten Winde in Wismar kamen im Untersuchungszeitraum zum Zeitpunkt des Scheitelwasserstandes aus nördlichen Richtungen (Abbildung 6.13 oben). Während der Zeit der Scheitelwasserstände herrschte in Wismar zu 88 Prozent der Ereignisse ein lokaler Wind aus Nordwest bis Nordost (315-75 Grad) mit einem Maximum aus Nord vor. Zu diesem Zeitpunkt sind dies auch die dominanten Windrichtungen in der zentralen Nordsee (90 Prozent aus Nordwest bis Nordost) mit einer bevorzugten Windrichtung in Landsort aus Nordwest. Während der acht schweren Sturmhochwasser in Wismar (rechte Abbildung 6.13) hat sich die Bandbreite stauwirksamer Windrichtungen verkleinert und ausschließlich Winde aus Nordnordwest bis Nordnordost treten zum Zeitpunkt der Scheitelwasserstände auf. Bei sieben der acht schweren Sturmhochwasser in Wismar herrschte ein lokaler Wind aus Nord und Nordost sowie ein Wind über der zentralen Ostsee aus Nordwest bis Ost. Die lokalen Windgeschwindigkeiten in Wismar lagen zum Zeitpunkt der Scheitelwasserstände in der Regel über den Windgeschwindigkeiten der zentralen Ostsee und zum Zeitpunkt der Scheitelwasserstände sehr schwerer Sturmhochwasser herrschte ein lokaler Wind von mindestens 10m/s (Abbildung 6.13 unten).

Die stauwirksamen Windrichtungen entstehen im Wesentlichen als Folge von Zyklonen die über die Ostsee ziehen. Neben den Windverhältnissen zum Zeitpunkt der Sturmhochwasser hängen die Sturmhochwasserstände von der Ausdehnung und zeitlichen Entwicklung der Starkwindfelder ab. Im Folgenden werden die Wetterlagen beschrieben, die zu schweren Sturmhochwassern in Wismar führten. Wie bereits erwähnt werden Sturmhochwasser an der deutschen Ostseeküste meist durch Zyklonen ausgelöst, die mit der Westwinddrift über den Ostseeraum ziehen. Von entscheidender Bedeutung für die Art und Genese der Sturmfluten ist die Zugbahn der Zyklonen. Die Klassifikation der Sturmhochwasser-Wetterlagen bezieht sich auf KOHLMETZ (1964, 1967) in Zyklonen aus Nord-Ost, Nord-West, West und Süd-West bis Süd kommend, wobei die südlichen Zugbahnen als Vb zusammengefasst werden. Die folgenden Abbildungen zeigen die Luftdruck- und Windfelder dieser vier Sturmhochwasser-Wetterlagen über der Ostseeregion, die zum Scheitelwasserstand der acht schweren Sturmhochwasser am Pegel Wismar gegeben waren. Des Weiteren wird eine skizzierte Zugbahn der Tiefdruckgebiete dargestellt. Die acht Sturmhochwasser lassen sich wie folgt den verschiedenen Zyklonenzugbahnen zuordnen.

Sturmhochwasser-Wetterlage West: Sturmhochwasser im Jan. 1976 und im Nov. 2006

Am 3. Januar 1976 kam es in Wismar zu einem schweren Sturmhochwasser mit einem maximalen Wasserstand von 1,74m über NN als Folge eines von Westen über die südwestliche Ostsee ziehenden Sturmtiefs. Das aktive Tiefdruckgebiet überquerte Schottland am Abend des 2. Januars und verstärkte sich auf seinem Weg nach Osten. Kurz nachdem das Tief (966hPa im Zentrum) am 3. Januar um ca. 00:00 Uhr Dänemark erreicht hatte, nahm der Südoststurm auf 9Bft. (21-24m/s) über dem Kattegat und auf 7-8Bft. (14-20m/s) über der westlichen Ostsee zu. Anschließend zog das Tiefdruckgebiet weiter in östlicher Richtung. Um ca. 15:00 Uhr herrschte ein Sturm mit 9Bft. (21-24m/s) aus westlicher Richtung über den südlichen Küstengewässern der Ostsee. Nördlich der Okklusion, an der schwedischen Küste, kam der Sturm mit 8-9Bft. (18-24m/s) aus östlichen Richtungen und drehte über der südwestlichen Ostsee auf Nordost bis Nordwest (BSH, 2005). Während das Tief (980hPa) am 3. Januar langsam südostwärts in Richtung Polen abzog, geriet das ganze Gebiet der westlichen und südlichen Ostsee unter den Einfluss eines Nordost- bis Nordsturms der Stärke 7-9Bft. (14-24m/s), der um 17:00 Uhr in Wismar ein schweres Sturmhochwasser verursachte. Für diesen Zeitpunkt sind in der oberen Abbildung 6.14 sowohl der Luftdruck in hPa (links) als auch die Windrichtungen und Windgeschwindigkeiten in m/s dargestellt.

Das Sturmhochwasser am 1. November 2006 ist ebenfalls eine Folge einer Zyklone mit westlicher Zugbahn und zeigte einen vergleichbaren Verlauf. Nachdem das Sturmtief „Britta“ innerhalb der vorherigen Stunden von Westen über die Ostsee zog, lag es zum Zeitpunkt des Scheitelwasserstandes in Wismar über Sankt Petersburg (Abbildung 6.14 unten). Die Zyklonen aus West ziehen typischerweise westlich von Großbritannien über die Deutsche Bucht nach Norddeutschland und weiter an der südlichen Ostseeküste nach Polen. Damit wirken über der Ostsee zunächst östliche Winde, die über Nord auf westliche Richtungen drehen.

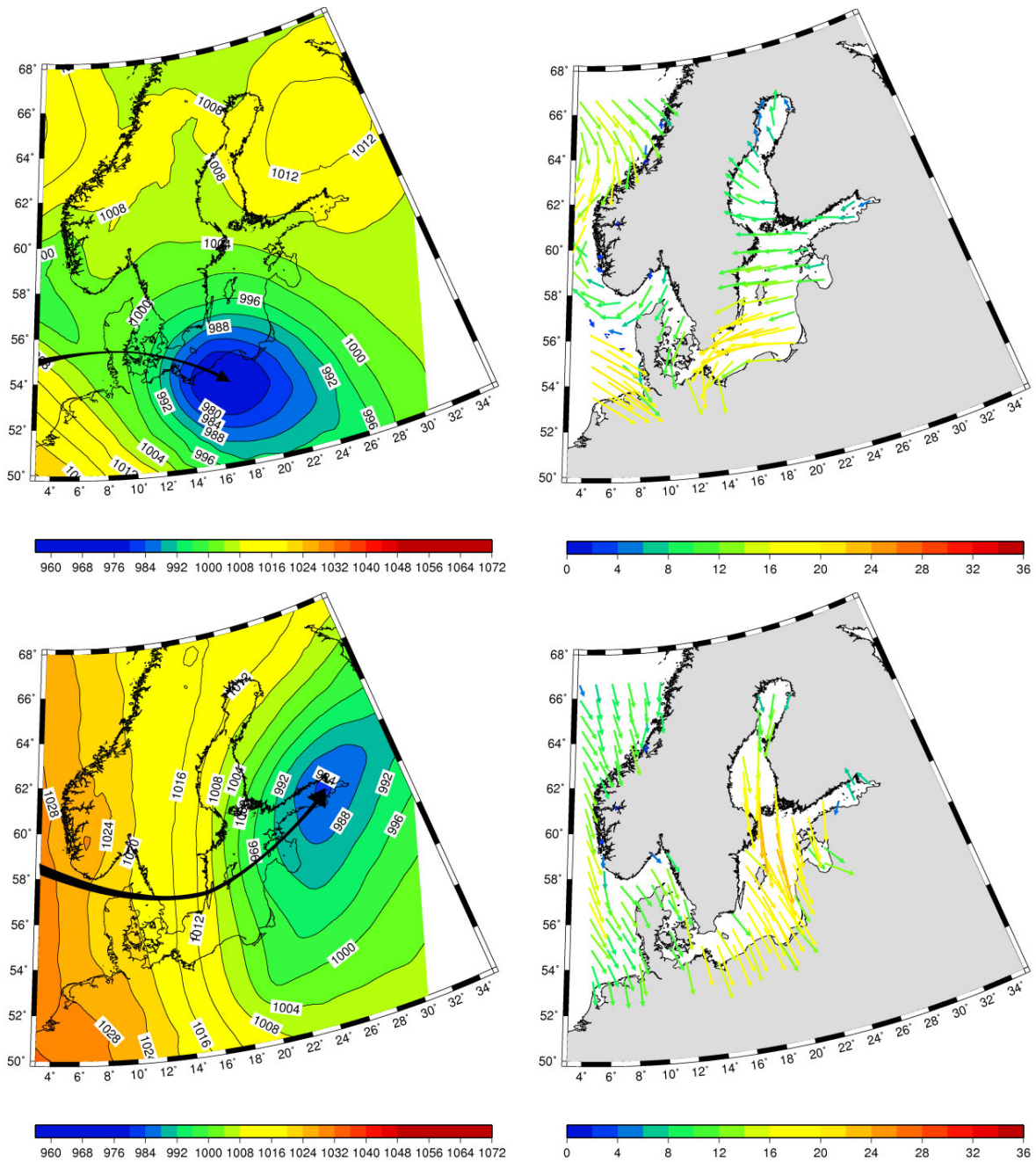


Abbildung 6.14. Luftdruck (hPa) und skizzierte Zyklonenzugbahn (links) sowie Windgeschwindigkeit (m/s) und Windrichtung (rechts) (COSMO-CLM) am 3. Jan. 1976 17:00 (oben) und am 1. Nov. 2006 21:00 (unten). Wetterlage nach KOHLMETZ (1964): West-Lage.

Sturmhochwasser-Wetterlage Nord-West: Sturmhochwasser im Feb. 1983 und 1993

Das schwere Sturmhochwasser am 7. Februar 1983 war das Resultat einer vom Nordatlantik südostwärts ziehenden Zyklone (obere Abbildung 6.15). Beim Durchzug der Zyklonen aus Nordwest über die Ostsee, in diesem Fall über die südwestliche Ostsee, wirkten zunächst südliche bis westliche Winde auf die Wassermassen der Ostsee ein. Bei weiterer südöstlicher Verlagerung folgte auf der Rückseite des Sturmtiefs ein Windrichtungswechsel von West und Nordwest auf Nord beziehungsweise Nordost über der Ostsee. In der Abbildung 6.15 (oben) sind die Luftdruck- und Windfelder zum Zeitpunkt des Scheitelwasserstandes und der skizzierte Verlauf des Tiefdruckgebietes dargestellt.

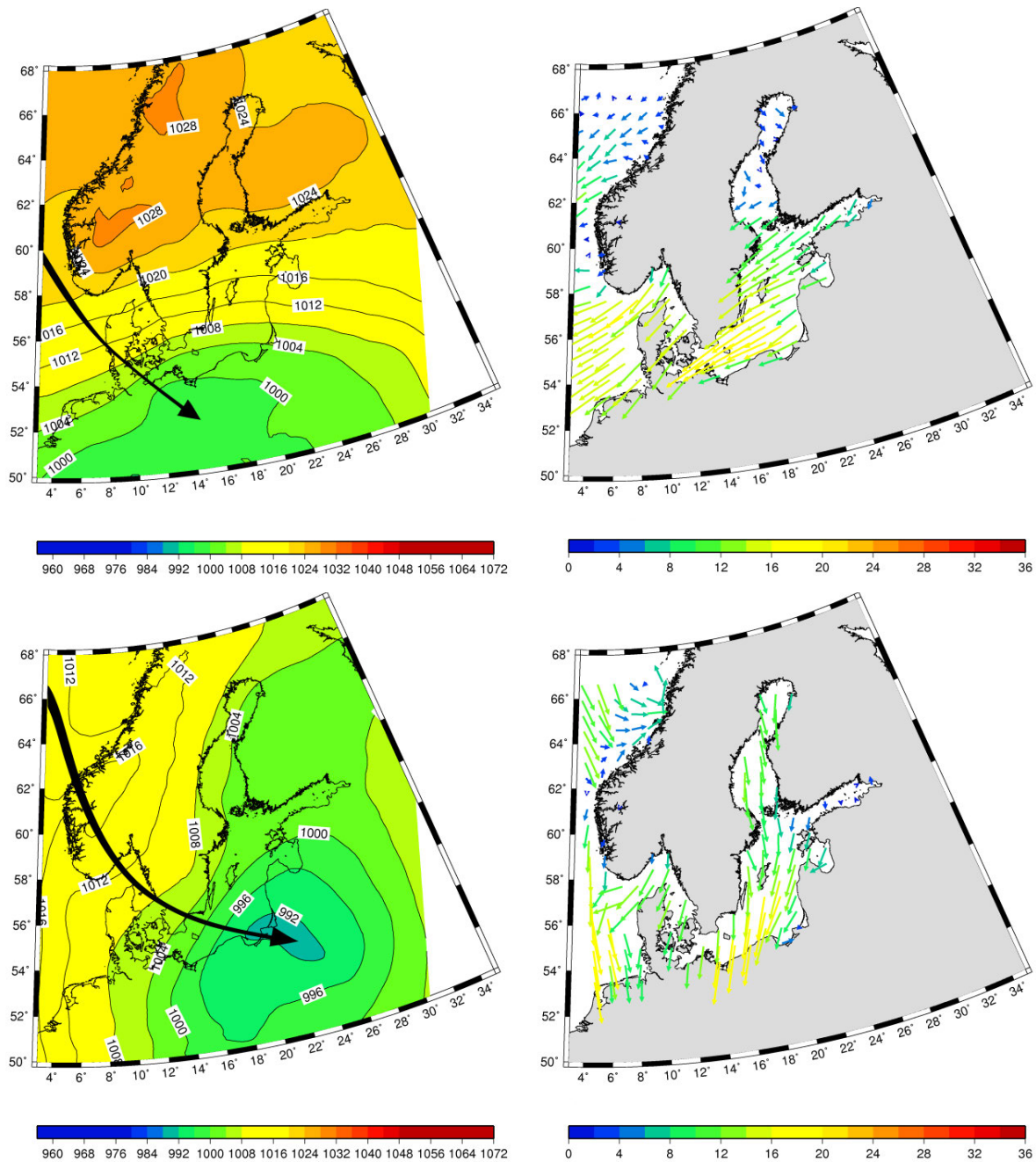


Abbildung 6.15. Luftdruck (hPa) und skizzierte Zyklonenzugbahn (links) sowie Windgeschwindigkeit (m/s) und Windrichtung (rechts) (COSMO-CLM) am 7. Feb. 1983 21:00 (oben) und am 21. Feb. 1993 20:00 (unten). Wetterlage nach KOHLMETZ (1964): Nord-West-Lage.

Das Tiefdruckgebiet, welches südlich der Ostsee noch in der oberen Abbildung 6.15 (links) zu erkennen ist, hat sich bereits deutlich abgeschwächt. Der Wind über der Ostsee aus Nordost ist jedoch weiterhin mit 8-9Bft. (18-24m/s) sehr stark.

Vergleichbar dem Sturmhochwasser im Februar 1983 war für das schwere Sturmhochwasser am 21. Februar 1993 eine Zyklone aus nordwestlicher Richtung verantwortlich. In diesem Fall zog das Sturmtief auf seiner Zugbahn nach Südost mit seinem Kern über die zentrale Ostsee. Zum Scheitelwasserstand ist es über Kaliningrad mit einem Luftdruck von etwa 992hPa noch deutlich ausgebildet und in der unteren Abbildung 6.15 (links) zu erkennen. An seiner Rückseite wehten stürmische Winde aus Nord und Nordost (untere Abbildung 6.15 (rechts)), welche die Wassermassen an die deutsche Ostseeküste schoben.

Sturmhochwasser-Wetterlage Vb: Sturmhochwasser im Dez. 1957 und im Jan. 1960 und 1987

Zyklonen auf Vb-artigen Zugbahnen ziehen in der Regel aus Südwesteuropa über Ungarn nordwärts nach Südpolen und liefern im vorliegenden Fall des 14. Dezembers 1957 auf ihrer weiteren Zugbahn in östlicher Richtung (obere Abbildung 6.16). Zum Zeitpunkt des Sturmhochwassers an der deutschen Ostseeküste wirkten über der Ostsee teilweise stürmische nordöstliche Winde. An den Tagen vor dem Sturmhochwasser am 14. Januar 1960 zog ebenfalls ein Sturmtief auf einer Vb-artigen Zugbahn vom Mittelmeerraum nach Nordeuropa und drehte über Deutschland auf nordwestliche Richtung. Als Folge der Luftdruckunterschiede zwischen dem Tiefdruckgebiet über Deutschland und dem konstanten Hochdruckgebiet über Skandinavien wehte über der Ostsee ein starker Nordost-Sturm und ein schweres Sturmhochwasser trat an der deutschen Ostseeküste auf (untere Abbildung 6.16).

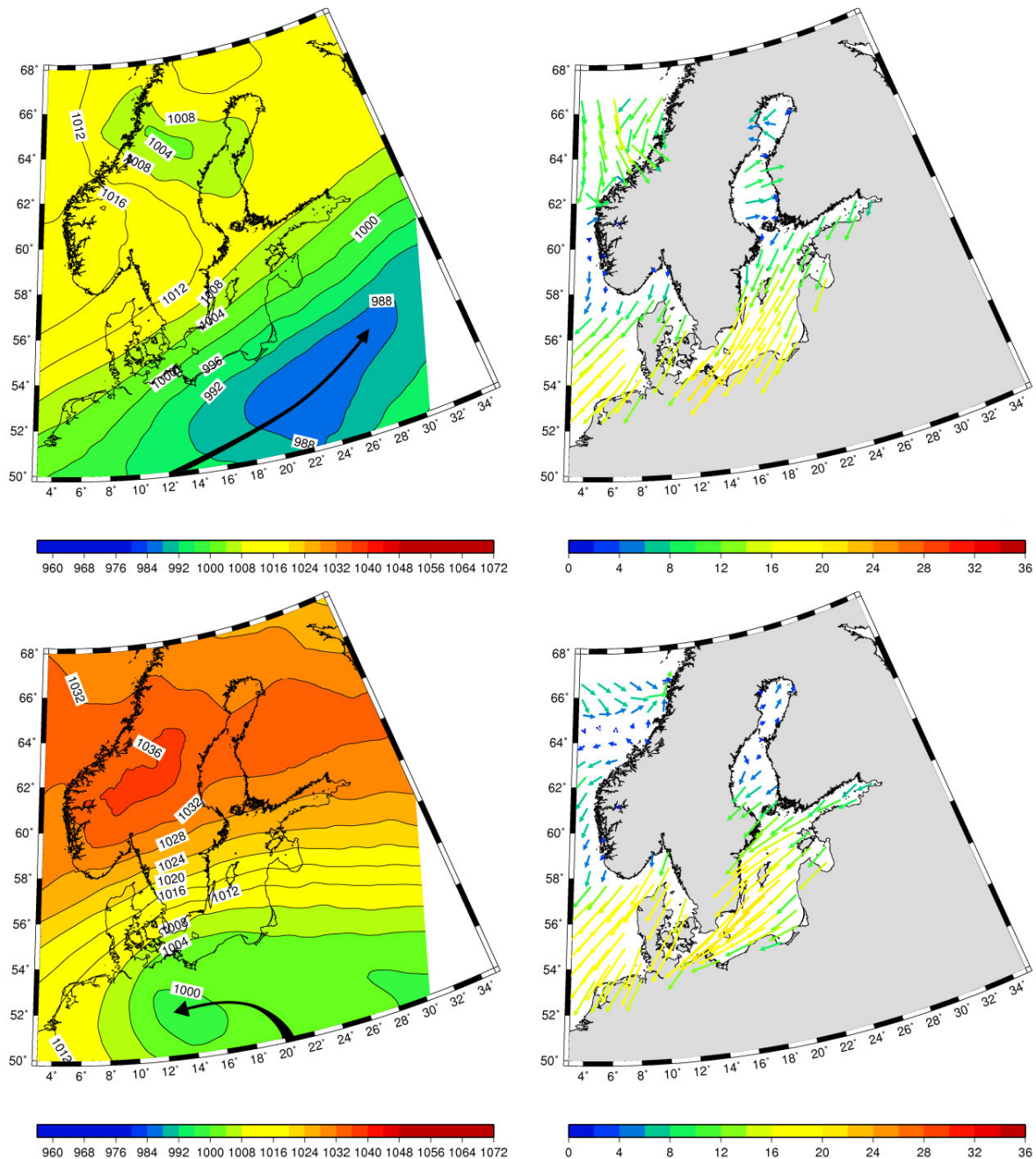


Abbildung 6.16. Luftdruck (hPa) und skizzierte Zyklonenzugbahn (links) sowie Windgeschwindigkeit (m/s) und Windrichtung (rechts) (COSMO-CLM) am 14. Dez. 1957 11:00 (oben) und am 14. Jan. 1960 08:00 (unten). Wetterlage nach KOHLMETZ (1964): Vb-Lage.

Das in Kapitel 6.2.1 beschriebene schwere Hochwasser am 12. Januar 1987 entstand ebenfalls aus einem Tiefdruckgebiet der Vb-Lage und einem extremen Kältehoch über Skandinavien und wird an dieser Stelle nicht erneut dargestellt.

Sturmhochwasser-Wetterlage Nord-Ost: Sturmhochwasser im Nov. 1995

Das Sturmhochwasser vom 4. November 1995, ebenfalls in Kapitel 6.2.1 dargestellt, hatte seinen Ursprung in der vierten Zugbahn sturmhochwasserverursachender Zyklonen. Dieser Zyklontyp zieht von Island kommend zunächst ostwärts über den Atlantik und Mittelskandinavien und dann südwärts über die Ostsee. Das Sturmtief vom 4. November lag mit seinem Kern etwa sechs Stunden vor dem Scheitelwasserstand über der südlichen Ostseeküste und hatte sich dann im weiteren Verlauf nach Südosten abgeschwächt. Zum Zeitpunkt des Scheitelwasserstands herrschten über der Ostsee nördliche bis nordöstliche Windrichtungen vor.

Es konnte nachgewiesen werden, dass bei den rekonstruierten acht schweren Sturmhochwassern in Wismar, die innerhalb der vergangenen 64 Jahre ermittelt wurden, alle vier sturmhochwasserverursachende Zyklonenzugbahnen verantwortlich waren. Dies waren zwei von Westen ziehende Zyklonen, zwei Zyklonen der Nord-West-lage, drei Zyklonen der eher selten auftretenden Vb-Lage und eine Zyklone mit einer Nord-Ost-Lage. Die Folge dieser verschiedenen Wetterlagen waren die im vorherigen Abschnitt dargestellten Stürme aus nördlichen und nordöstlichen Windrichtungen. Diese für die deutsche Ostseeküste stauwirksamen Winde haben den primären Einfluss auf die Art und Genese der Sturmhochwasser. Weitere Einflussfaktoren für die Genese und die Intensität der Sturmhochwasser an der deutschen Ostseeküste können eine gegebene Vorfüllung und ein Beitrag der Eigenschwingung sein. Diese beiden Faktoren werden im Folgenden dargestellt.

7. Vorfüllung und Sturmhochwasser an der deutschen Ostseeküste

Eine Vorfüllung der Ostsee, welche primär durch einen erhöhten Zufluss von Wasser der Nordsee und sekundär über einen erhöhten Zufluss von Süßwasser der in die Ostsee mündenden Flüsse hervorgerufen werden kann, wird im Folgenden untersucht. Es wird überprüft, wie häufig eine Vorfüllung innerhalb des Untersuchungszeitraums 1948 bis 2011 in der Ostsee gegeben war, welche mittleren Wasserstände erreicht werden können und insbesondere welchen Einfluss ein erhöhter Füllungsgrad für die Sturmhochwassergenese an der deutschen Ostseeküste haben kann. Die folgenden Analysen der Auswirkungen eines erhöhten Füllungsgrades der Ostsee auf die Wasserstände der deutschen Ostseeküsten werden exemplarisch für den Pegel Wismar durchgeführt. Die Vorfüllung wird, wie in Kapitel 2.3.1 beschrieben, anhand der Wasserstände des Pegels Landsort bestimmt.

7.1 Ermittlung der Vorfüllungen innerhalb der rekonstruierten Ostseewasserstände

Bei der Bestimmung der Vorfüllung innerhalb der rekonstruierten Wasserstände des Pegels Landsort (Schweden, 17°52'E, 58°45'N) von 1948 bis 2011 wird die innerhalb des MUSTOK-Projektes (MUDERSBACH UND JENSEN, 2010) erstellte Definition des Begriffs Vorfüllung gewählt. Eine Vorfüllung ist demnach gegeben, wenn der mittlere Wasserstand in Landsort mindestens 20 Tage über 15cm über dessen langfristigem Mittelwasserstand liegt.

Um die Vorfüllungsereignisse nach den definierten Bedingungen zu ermitteln und um kurzfristige Wasserstandsschwankungen auszublenden, wurde das 20-tägige gleitende Mittel der rekonstruierten stündlichen Wasserstände des Pegels Landsort der vergangenen 64 Jahre berechnet. Aus dieser gefilterten Zeitreihe wurden die Zeiträume ermittelt, die nach Definition mit einer Wasserstandserhöhung über 27cm (15cm über dem mittleren Wasserstand von 12cm) einer Vorfüllung entsprechen. Die Auswertungen bezüglich der Häufigkeit sowie der maximalen Intensität und Dauer dieser Ereignisse für die Jahre von 1948 bis 2011 sind in Abbildung 7.1 dargestellt. Die Häufigkeit der Ereignisse in Tagen pro Jahr bildet im Folgenden das Produkt aus der durchschnittlichen Dauer der Ereignisse und der Anzahl der Vorfüllungsereignisse laut Definition pro Jahr.

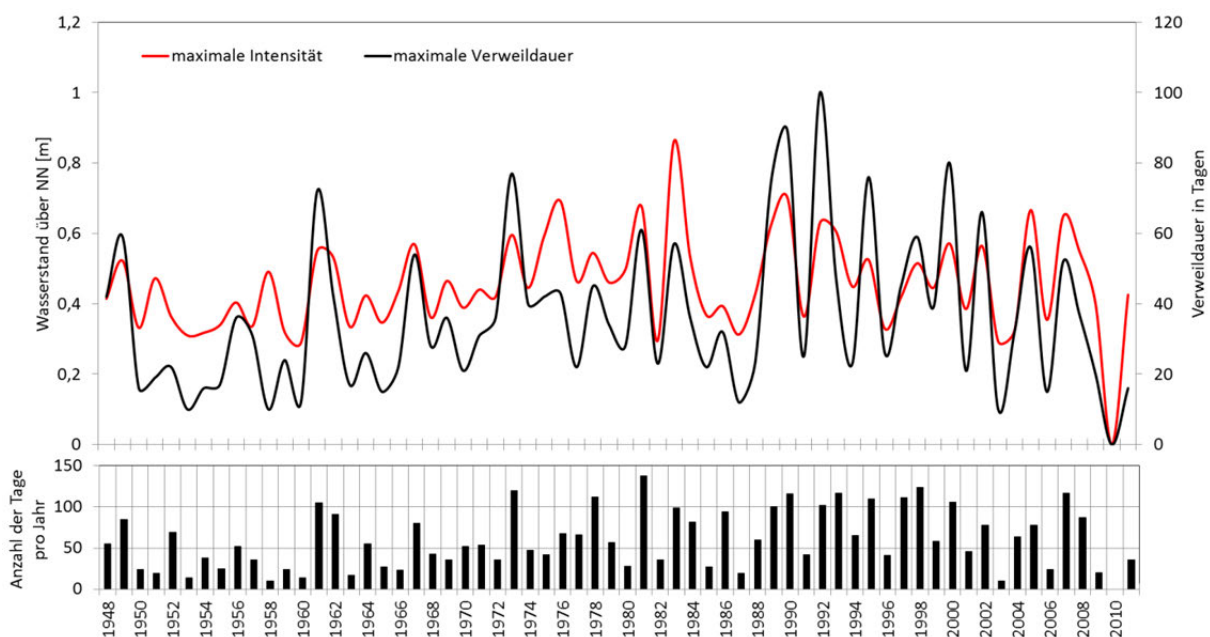


Abbildung 7.1. Anzahl, maximale Intensität und Dauer der Vorfüllungsereignisse mit einem Wasserstand von $\geq 0,27\text{m}$ aus den über 20 Tage gemittelten Wasserständen des Pegels Landsorts von 1948 bis 2011.

Ein Vorfüllungsereignis dauert per Definition mindestens 20 Tage mit einem Wasserstand von mindestens 27cm über NN am Pegel Landsort. Die im Untersuchungszeitraum ermittelten 172 Vorfüllungsereignisse haben eine durchschnittliche Dauer von 24 Tagen. Im Zeitraum vom 8. Dezember 1991 bis zum 9. April 1992 wurde dieser Grenzwert von 27cm 123 Tage lang überschritten. Dieses außergewöhnliche Ereignis ist in Abbildung 7.2 dargestellt. Der mittlere Wasserstand am Pegel Landsort liegt während der Ereignisse mit Vorfüllung durchschnittlich 39cm über NN. Im Januar/Februar 1983 wird über 20 Tage lang ein maximaler Wert der Vorfüllung von 86cm über NN am Pegel Landsort ermittelt. Im Mittel trat an 61 Tagen im Jahr eine Vorfüllung am Pegel Landsort auf. Das Jahr 1981 zeigt einen konstant hohen Füllungsgrad der Ostsee mit fünf langanhaltenden Vorfüllungsereignissen über einen Gesamtzeitraum von 138

Tagen. Damit ist für das Jahr 1981 während circa 4,5 Monaten die Bedingung der Vorfüllung gegeben, während im Jahr 2010 zu keinem Zeitpunkt eine Vorfüllung auftrat. Insgesamt liegen die 1970er (im Mittel 65 Tage/Jahr), die 1980er (68 Tage/Jahr) und 2000er Jahre (63 Tage/Jahr) leicht über dem Durchschnitt von 61 Tagen im Jahr und die 1950er (31 Tage/Jahr) und 1960er Jahre (49 Tage/Jahr) unter diesem Durchschnitt.

Die 1990er Jahre zeigen mit durchschnittlich 89 Tagen pro Jahr außergewöhnlich häufig eine Vorfüllung der Ostsee. Eine Veränderung der Anzahl der Vorfüllungsereignisse mit einem

linearen Anstieg von 0,6 Tagen pro Jahr ist im Vergleich zu der großen Variabilität mit einer Standardabweichung von etwa 35 Tagen nicht repräsentativ. Die große natürliche Variabilität im Auftreten von Vorfüllungen und die somit gegebenen jährlichen und (multi-) dekadischen Schwankungen der mittleren Wasserstände in Landsort lassen sich im Wesentlichen auf die Variabilität der Windverhältnisse über der Ost- und Nordsee zurückführen. Eine Vorfüllung der Ostsee entsteht im Wesentlichen, wenn durch hohe, konstante Windgeschwindigkeiten aus westlichen Richtungen ein erhöhter Zustrom von Nordseewasser über den Sund sowie den kleinen und großen Belt in die Ostsee erfolgt.

Da die Intensität und Häufigkeit der Westwinde in enger Beziehung zur Nordatlantischen Oszillation (NAO) stehen, wird im Folgenden überprüft inwieweit die Vorfüllung der Ostsee durch die Ausprägung der NAO beeinflusst wird. Der verwendete NAO-Index wird, wie in Kapitel 5.2.2 beschrieben, mittels EOF-Analyse der Luftdruckanomalien in dem verwendeten atmosphärischen Antrieb (COSMO-CLM) ermittelt, wobei die Hauptkomponenten der ersten EOF als Index gewählt und im Folgenden als NAO-Index bezeichnet werden. Die Abbildung 7.3 zeigt den Zusammenhang zwischen der Anzahl der Tage mit Vorfüllung pro Jahr und dem jährlichen NAO-Index. Ein positiver Zusammenhang zwischen den Tagen mit Vorfüllung und dem jährlichen NAO-Index ist mit einer Korrelation von 0,54 gegeben. Etwa 29 Prozent der Variabilität der jährlichen Vorfüllungsereignisse kann durch das dominante Luftdruckmuster, der NAO, erklärt werden. In den Jahren mit einem negativen NAO-Index ist im Mittel an etwa 46 Tagen im Jahr die Bedingung einer Vorfüllung gegeben und in den Jahren mit einem positiven NAO-Index an etwa 79 Tagen im Jahr. Innerhalb des Untersuchungszeitraumes von 1948 bis 2011 zeigen die Jahre 1960 und 2010 mit dem niedrigsten NAO-Index lediglich an durchschnittlich sieben Tagen pro Jahr eine Vorfüllung der Ostsee, während die Jahre 1989 und 1990 mit einem besonders hohem NAO-Index an durchschnittlich 108 Tagen pro Jahr eine Vorfüllung aufweisen.

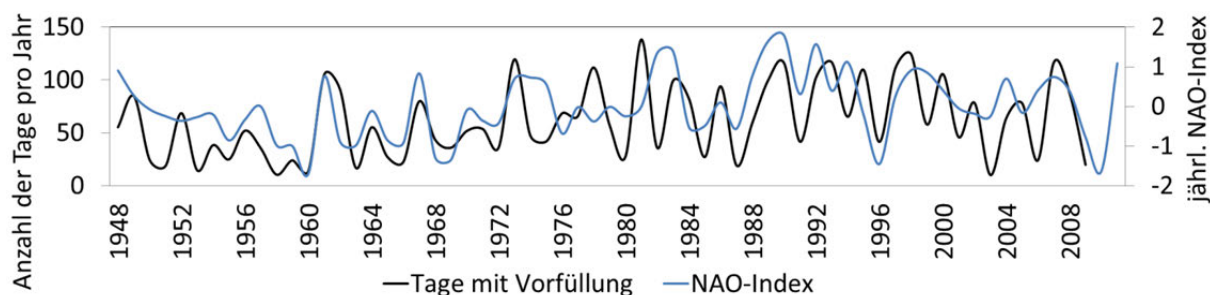


Abbildung 7.3. Tage pro Jahr mit einer gegebenen Vorfüllung in Landsort und jährlicher NAO-Index.

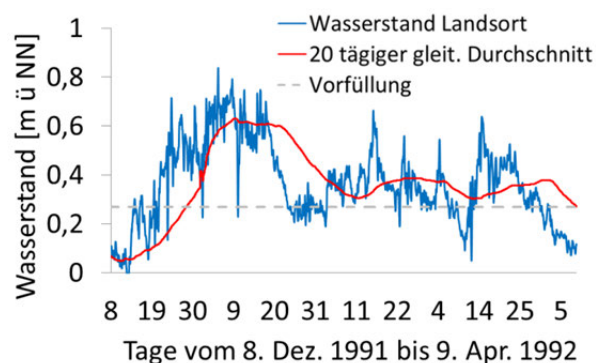


Abbildung 7.2. Wasserstand in Landsort in m über NN (blau) und gegebene Vorfüllung (rot) im Dezember 1991 bis April 1992.

7.2 Anzahl der Sturmhochwasser an der deutschen Ostseeküste mit und ohne Vorfüllung

Im folgenden Abschnitt wird überprüft, inwieweit eine Vorfüllung der Ostsee die hohen Wasserstände an der deutschen Ostseeküste beeinflussen kann. Zunächst wird dargestellt, ob hohe Wasserstände als Folge einer Vorfüllung und somit bei einem für Sturmhochwasser erhöhten Ausgangsniveaus leichter, also bei geringer Windwirkung auftreten und anschließend, ob die extremen Wasserstände bei einer gegebenen Vorfüllung entsprechend höher ausfallen.

Zu Beginn wird das Vorhandensein eines generellen Zusammenhangs zwischen einem erhöhtem Füllungsgrad der Ostsee und hohen Wasserständen an der deutschen Ostseeküste überprüft. In diesem Fall wird ein hoher Wasserstand am Beispiel Wismar definiert als ein Wasserstand mit einem Wert über dem langfristigen 99% Perzentil der stündlichen Wasserstände der Jahre 1948 bis 2011. Die jährliche Anzahl der Vorfüllungsereignisse und die jährliche Anzahl der hohen Wasserstände werden dafür in Abbildung 7.4 gegenübergestellt. Da die Vorfüllungsereignisse jeweils den mittleren Wasserstand über eine Dauer von 20 Tagen und die Hochwasserereignisse den Zeitpunkt des maximalen Wasserstandes zur jeweiligen Stunde berücksichtigen, werden in der Abbildung 7.4 die Gesamtstunden der Vorfüllungsereignisse pro Jahr sowie die Stunden, an denen der Wasserstand in Wismar das langfristige 99% Perzentil überschritten hat für die Jahre 1948 bis 2011 dargestellt.

Im Durchschnitt wiesen die Jahre von 1948 bis 2011 zu 1.436 Stunden pro Jahr eine Vorfüllung und zu 86 Stunden einen hohen Wasserstand in Wismar auf. Während der zehn Jahre, in denen am häufigsten eine Vorfüllung (Durchschnittlich 2.837 Stunden) gegeben war, gab es auch überdurchschnittlich viele Stunden mit hohem Wasserstand in Wismar (Durchschnittlich 136,5 Stunden). Andererseits gab es auch Jahre mit einem häufig erhöhtem Füllungsgrad und wenigen hohen Wasserständen in Wismar, beziehungsweise Jahre mit vielen hohen Wasserständen in Wismar und einer insgesamt eher selten auftretenden Vorfüllung.

Die Datensätze der stündlichen, über 20 Tage gemittelten Wasserstände über dem für Vorfüllungen definierten Grenzwert von 27cm über NN in Landsort und den Stunden mit einem Wasserstand über dem langfristigen 99% Perzentil der Wasserstände in Wismar korrelieren mit einem Index von 0,55. Damit erklärt die Vorfüllung bei Landsort etwa 30,5 Prozent der Varianz der Zeitreihe hoher Wasserstände in Wismar.

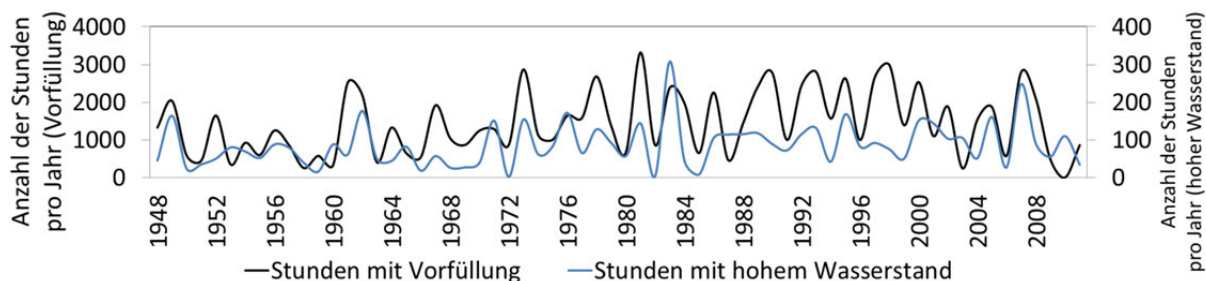


Abbildung 7.4. Jährliche Anzahl der Stunden mit einer Vorfüllung der Ostsee und jährliche Anzahl der Stunden mit einem hohen Wasserstand in Wismar (1948-2011).

Durch einen erhöhten Füllungsgrad der Ostsee ist das Ausgangsniveau der Sturmhochwasser gestiegen und somit die Voraussetzung für das Eintreten sehr hoher Wasserstände möglicherweise erhöht. Es stellt sich somit die Frage, welchen Beitrag eine Vorfüllung bei der Genese von Sturmhochwassern an der deutschen Ostseeküste leistet und ob die Scheitelwasserstände durch eine gegebene Vorfüllung weiter erhöht werden. Dies wird anhand von Sturmhochwassern untersucht, die im Untersuchungszeitraum in Wismar auftraten. Im Untersuchungszeitraum von 1948-2011 traten in den rekonstruierten Ostseewasserständen 183 Sturmhochwasser in Wismar auf. Bei 98 Sturmhochwassern konnte

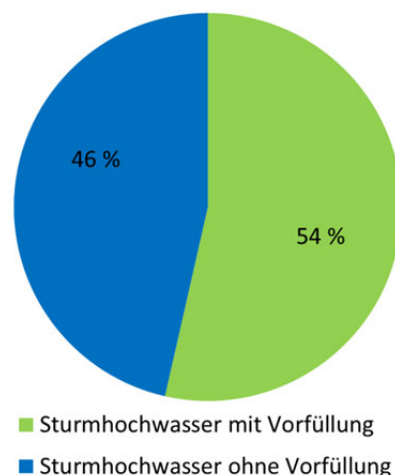


Abbildung 7.5. Sturmhochwasser mit und ohne Vorfüllung in Wismar von 1948 bis 2011.

innerhalb der 20 Tage vor dem Scheitelwasserstand in Wismar eine Vorfüllung mit einem mittleren Wasserstand über 27cm über NN in Landsort nachgewiesen werden (Abbildung 7.5). Somit zeigten 54 Prozent der Sturmhochwasser in Wismar eine vorausgegangene Vorfüllung, während 46 Prozent der Sturmhochwasser ohne eine gegebene Vorfüllung aufgetreten sind. Bei den leichten und mittleren Sturmhochwassern mit einem Scheitelwasserstand von mindestens 1m über NN beziehungsweise 1,24m über NN konnte bei etwa der Hälfte der Sturmhochwasser in Wismar an den Tagen vor dem Scheitelwasserstand ein erhöhter Füllungsgrad der Ostsee festgestellt werden (siehe Tabelle 7.1), während bei den acht schweren Sturmhochwassern mit einem Scheitelwasserstand über 1,5m über NN drei Ereignisse (37,5 Prozent) eine Vorfüllung aufzeigten. Das Sturmhochwasser sowohl während einer gegebenen Vorfüllung als auch bei einem deutlich gesenkten mittleren Ostseewasserstand auftreten können, wird anhand von zwei Fallbeispielen verdeutlicht. Im Februar 1983 wurde während der 20 Tage vor dem Sturmhochwasser in Wismar mit einem maximalen Wasserstand von 1,60m über NN eine maximale Vorfüllung innerhalb der gemittelten Wasserstände in Landsort von 84,63cm über NN beobachtet. Andererseits kam es im Februar 1996 bei einem mittleren Wasserstand in Landsort von 33,50cm unter NN zu einem Sturmhochwasser in Wismar mit einem Scheitelwasserstand von 1,42m über NN.

Tabelle 7.1. Anzahl der Sturmhochwasser (SHW) in Wismar (1948-2011) mit einer über 20 Tage gemittelten Vorfüllung von mindestens 27cm über NN in Landsort.

	Anzahl	Anzahl (Prozent)	Mittelwert [cm]	Min. [cm]	Max. [cm]
	Sturmhochwasser	mit Vorfüllung*	Vorfüllung	Vorfüllung	Vorfüllung
SHW	183	98 (53,6 %)	29,90	-33,50	84,60
leichte SHW	137	76 (55,5 %)	29,90	-13,10	68,60
mittlere SHW	38	19 (50 %)	29,50	-33,50	83,90
schwere SHW	8	3 (37,5 %)	31,90	3,00	84,60

*mittlerer Wasserstand am Pegel Landsort 20 Tage vor Scheitelwasserstand mind. 27cm ü. NN

7.3 Unterschiede im Ablauf der Sturmhochwasser mit und ohne Vorfüllung

Bisher konnte dargestellt werden, dass an der deutschen Ostseeküste etwa die Hälfte der Sturmhochwasser bei einer bestehenden Vorfüllung der Ostsee aufgetreten sind. Inwieweit sich die Verweildauer und die Intensität der Sturmhochwasser mit Vorfüllung von denen ohne Vorfüllung unterscheiden und welche meteorologischen Bedingungen während dieser Sturmhochwasser gegeben waren, wird anhand einer Auswahl von 24 Sturmhochwassern mit Vorfüllung und 24 Sturmhochwassern ohne Vorfüllung am Beispiel Wismar dargestellt. Die Auswahl der jeweiligen Sturmhochwasser wurde entsprechend eines deutlich erhöhten Füllungsgrades der Ostsee während der 20 Tage vor dem Scheitelwasserstand beziehungsweise eines sehr geringen Füllungsgrades getroffen. Des Weiteren wurde darauf geachtet, dass innerhalb der 20 Tage vor dem Scheitelwasserstand der gewählten Sturmhochwasser kein weiteres Sturmhochwasser in Wismar auftrat. Diese Bedingung war insbesondere für die Auswahl der Sturmhochwasser mit Vorfüllung schwierig und konnte nicht vollständig umgesetzt werden, da die Sturmhochwasser mit Vorfüllung häufig in einer Gruppe mehrerer aufeinanderfolgender Sturmhochwasser auftraten. So kam es im Dezember 1991 bis Februar 1992 zu insgesamt neun leichten und mittleren Sturmhochwassern bei einem erhöhten Füllungsgrad in Wismar.

Tabelle 7.2. Auswahl der Sturmhochwasser in Wismar mit und ohne Vorfüllung. Wasserstand [m] in Wismar zum Scheitelwasserstand und gegebener Füllungsgrad [m] in Landsort.

Auswahl: Sturmhochwasser Wismar ohne Vorfüllung						Auswahl: Sturmhochwasser Wismar mit Vorfüllung					
Jahr	Monat	Tag	Stunde	Wasserstand Wismar [m]	Füllungsgrad Landsort [m]	Jahr	Monat	Tag	Stunde	Wasserstand Wismar [m]	Füllungsgrad Landsort [m]
1949	1	13	7	1,012	0,08	1949	1	31	10	1,067	0,45
1949	10	4	7	1,001	-0,06	1962	2	21	9	1,498	0,45
1955	11	21	2	1,077	0,05	1973	11	26	19	1,238	0,47
1956	3	7	14	1,036	0,03	1976	1	3	17	1,736	0,68
1957	1	13	17	1,324	-0,04	1981	1	4	3	1,048	0,68
1960	1	11	21	1,336	0,05	1981	2	10	23	1,280	0,42
1960	12	10	12	1,202	0,05	1983	1	19	14	1,410	0,56
1963	1	14	18	1,127	-0,13	1984	1	5	0	1,049	0,42
1975	12	8	22	1,016	0,04	1988	12	31	12	1,265	0,47
1977	3	29	2	1,154	0,08	1990	3	10	13	1,259	0,53
1979	2	15	3	1,418	-0,04	1992	1	9	20	1,030	0,63
1986	4	10	18	1,148	0,09	1993	1	27	7	1,048	0,41
1988	11	2	15	1,043	0,01	1993	2	17	20	1,071	0,42
1989	12	7	15	1,328	0,06	1995	1	2	19	1,249	0,51
1995	8	31	23	1,122	0,08	1995	4	8	15	1,059	0,47
1996	2	19	15	1,420	-0,33	1998	3	5	23	1,028	0,46
1996	9	13	15	1,085	0,06	2000	1	31	6	1,037	0,42
2001	11	8	23	1,257	0,06	2000	3	4	16	1,210	0,44
2003	4	5	19	1,183	0,06	2000	3	28	6	1,005	0,42
2003	12	6	18	1,425	-0,01	2002	2	21	2	1,313	0,46
2006	11	1	21	1,660	0,03	2002	3	14	7	1,366	0,56
2007	3	21	18	1,036	0,08	2007	1	27	7	1,259	0,64
2010	1	10	2	1,122	-0,05	2008	3	22	7	1,485	0,53
2010	12	24	19	1,007	0,03	2011	12	30	10	1,001	0,42

Die ausgewählten Sturmhochwasser sind in Tabelle 7.2 dargestellt. Neben dem Zeitpunkt des Scheitelwasserstandes in Wismar und dem maximalen Wasserstand ist der über 20 Tage gemittelte Wasserstand in Landsort in dieser Tabelle als Füllungsgrad angegeben. Der mittlere Wasserstand der jeweils 24 Ereignisse ist für Landsort und Wismar für den Zeitraum von 20 Tagen vor dem jeweiligen Scheitelwasserstand bis einen Tag nach diesem in Abbildung 7.6 dargestellt.

Deutlich zu erkennen ist der konstant hohe mittlere Wasserstand in Landsort während der Ereignisse mit Vorfüllung. Die dazugehörigen Wasserstände in Wismar liegen an den Tagen vor dem Scheitelwasserstand ebenfalls über den mittleren Wasserständen der Sturmhochwasser ohne Vorfüllung. Hingegen

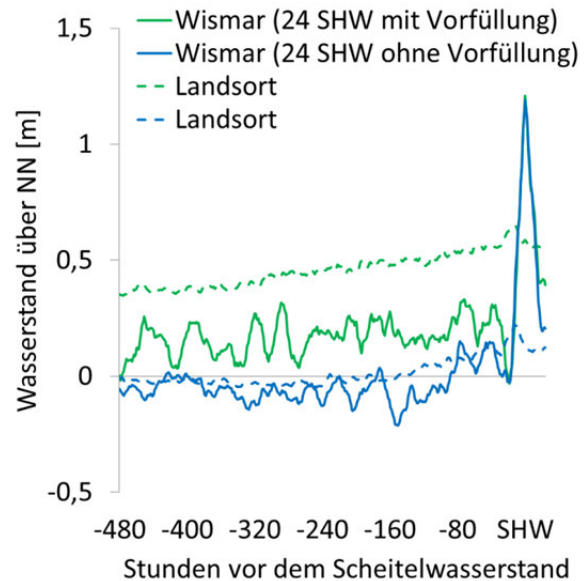


Abbildung 7.6. Mittlerer Wasserstand in m über NN der jeweils 24 Sturmhochwasser (SHW) mit und ohne Vorfüllung in Landsort und Wismar.

unterscheidet sich die Höhe der mittleren Scheitelwasserstände der jeweils 24 Sturmhochwasser nicht. Dies ist ebenfalls für die mittleren Scheitelwasserstände aller in Wismar bestimmten Sturmhochwasser mit Vorfüllung (98 SHW) mit 1,16m ü. NN und den mittleren Scheitelwasserständen der Sturmhochwasser ohne Vorfüllung (86 SHW) mit 1,19m ü. NN gegeben. Der bereits in Abbildung 7.6 dargestellte mittlere Ablauf der Wasserstände der jeweils 24 Ereignisse mit und ohne Vorfüllung am Beispiel Wismar ist in den folgenden Abbildungen (Abbildung 7.7) für die gesamte Ostsee und im Detail für die südwestliche Ostsee für die Zeitpunkte zwei Tage sowie sechs Stunden vor dem Scheitelwasserstand und während des Scheitelwasserstandes dargestellt. Für diese Zeitpunkte wurden aus den jeweils 24 Ereignissen die Mittelwerte des Wasserstandes gebildet und somit ein exemplarischer Ablauf der Sturmhochwasser mit und ohne Vorfüllung erstellt, die im Folgenden als Komposite bezeichnet werden. Auch wenn diese Darstellungen stark von der Auswahl der einzelnen Ereignisse und Zeitpunkte abhängig ist, kann hierdurch ein typischer Ablauf der unterschiedlichen Sturmhochwassertypen nachgezeichnet werden. Die mittleren Wasserstände der Ereignisse mit Vorfüllung und ohne Vorfüllung zwei Tage vor dem Sturmhochwasser in Wismar sind in der oberen Abbildung 7.7 gezeigt. Der stark erhöhte Füllungsgrad der Ostsee mit einem mittleren Wasserstand über 0,5m ü. NN in der zentralen Ostsee ist deutlich zu erkennen. Die Wasserstände der beiden Sturmhochwassertypen unterscheiden sich an der deutschen Ostseeküste lediglich im Osten mit etwas höheren mittleren Wasserständen während der Vorfüllungsereignisse. Die mittlere Abbildung 7.7, in der die mittleren Wasserstände sechs Stunden vor dem Scheitelwasserstand in Wismar gezeigt werden, lässt eine starke Neigung der Wasserstände mit niedrigen Wasserständen im Norden und erhöhten Wasserständen im Süd-Westen während der Ereignisse ohne Vorfüllung erkennen, wohingegen die mittleren Wasserstände der Ereignisse mit Vorfüllung insgesamt erhöht sind. Während für die Pegel Wismar, Warnemünde, Kiel und Flensburg zu diesem Zeitpunkt keine deutlichen Unterschiede der mittleren Wasserstände der beiden Sturmhochwassertypen zu erkennen sind, zeigen z.B. die Pegel am Kap Arkona und in Greifswald etwa 20cm höhere Wasserstände bei dem Komposit der Vorfüllung.

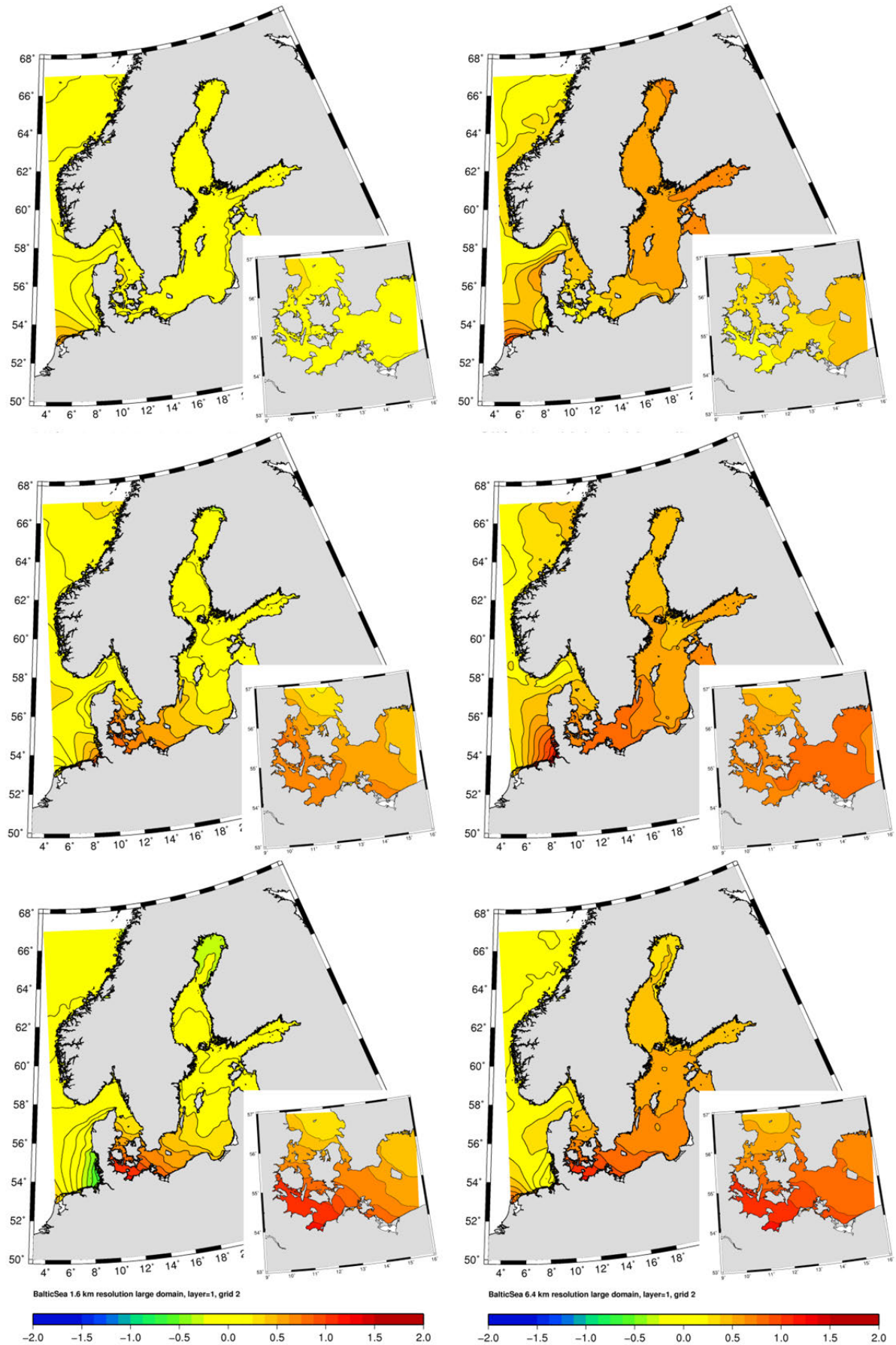


Abbildung 7.7. Komposite der Ostseewasserstände in m über NN für die 24 Sturmhochwasser ohne Vorfällung (links) und mit Vorfällung (rechts). Oben: 2 Tage vor Scheitelwasserstand; Mitte: 6 Stunden vor Scheitelwasserstand; Unten: zum Scheitelwasserstand (Wismar).

Die mittleren Wasserstände zum Zeitpunkt des Sturmhochwassers sind in unteren Abbildung 7.7 dargestellt. Auffällig ist, dass sich die Scheitelwasserstände der beiden Sturmhochwassertypen an der gesamten deutschen Ostseeküste nicht deutlich unterscheiden. Bei den Ereignissen mit Vorfüllung sind auch während des Scheitelwasserstandes an der deutschen Ostseeküste erhöhte Wasserstände in der gesamten Ostsee zu beobachten, wohingegen eine deutlich ausgeprägte Neigung der Ostseewasserstände bei den Sturmhochwassern ohne Vorfüllung von Nord nach Süd gegeben ist. Eine erwartete erhöhte Verweildauer der Sturmhochwasser mit einer vorangegangenen Vorfüllung kann anhand dieser Sturmhochwasser innerhalb des Untersuchungszeitraumes von 1948 bis 2011 für Wismar nicht festgestellt werden. Die mittlere Verweildauer der beiden Sturmhochwassertypen liegt bei circa acht Stunden.

Die bisherigen Auswertungen haben gezeigt, dass sich im Vergleich der beiden Sturmhochwassertypen, das heißt mit und ohne Vorfüllung, die Wasserstände der zentralen Ostsee deutlich unterscheiden, jedoch kein genereller Unterschied in der Höhe der Scheitelwasserstände und der Verweildauer der Sturmhochwasser innerhalb des Untersuchungszeitraums am Beispiel Wismar auszumachen ist. Um darzustellen, ob der Sturmhochwasserstand von mindestens 1m über NN bei einer gegebenen Vorfüllung leichter, folglich bei einem geringeren Windeinfluss (geringere Windgeschwindigkeit und eine insgesamt breitere stauwirksame Windrichtung) erreicht werden kann, werden im Folgenden die Windverhältnisse der jeweils 24 Sturmhochwasser mit und ohne Vorfüllung ausgewertet.

Die obere Abbildung 7.8 zeigt die prozentuale Verteilung der stündlichen Windrichtungen für die Orte Skagerrak (gewählt, um die Bedingungen der Einstromphasen darzustellen), Wismar (lokales Windklima der Sturmhochwasser) und Landsort (repräsentiert die Windverhältnisse der zentralen Ostsee) für den Zeitraum 20 Tage bis zwei Tage vor den Sturmhochwassern in Wismar für die 24 Ereignisse mit Vorfüllung und die 24 Ereignisse ohne Vorfüllung. Eine entsprechende Darstellung ist ebenfalls für die Verteilung der Windgeschwindigkeiten gegeben. Während der Zeit vor den Sturmhochwassern dominieren bei den Ereignissen mit Vorfüllung die westlichen Windrichtungen und an den Tagen vor dem Sturmhochwasser sind die Windgeschwindigkeiten bei den Ereignissen mit Vorfüllung im Vergleich zu den Windgeschwindigkeiten der Ereignisse ohne Vorfüllung höher. Diese teilweise hohen Windgeschwindigkeiten aus westlichen Richtungen führen zu dem erhöhten Füllungsgrad der Ostsee.

Betrachtet man die Verteilungen der Windrichtung und der Windgeschwindigkeit für den Zeitpunkt kurz vor dem Sturmhochwasser bis zum Zeitpunkt des Scheitelwasserstandes, dargestellt in der unteren Abbildung 7.8, fällt auf, dass sich die Verhältnisse deutlich geändert haben. Die Westwinde sind zu diesem Zeitpunkt über dem Skagerrak nicht so dominant wie innerhalb des vorherigen Zeitraums und ein weiterer Zustrom von Nordseewasser in die Ostsee findet bei beiden Arten der Sturmhochwasser nicht mehr statt. Die Windrichtungsverteilung der beiden Sturmhochwassertypen in Wismar unterscheidet sich stark. Während bei den Ereignissen ohne Vorfüllung 49 Prozent der stündlichen Windrichtungen in diesem Zeitabschnitt innerhalb der für Wismar stauwirksamen Windrichtungen (Nordnordwest bis Südost) auftreten, sind es bei den Ereignissen mit Vorfüllung nur 23 Prozent. In der zentralen Ostsee (dargestellt am Beispiel Landsort) herrschen während der Ereignisse ohne Vorfüllung nördliche Windrichtungen vor, was zu einem Zustrom von Wassermassen aus der zentralen in die südwestliche Ostsee führt.

Bei den Windgeschwindigkeiten ist ebenfalls eine Veränderung der Verteilungen zum vorherigem Zeitabschnitt zu erkennen und mit Ausnahme weniger Ausnahmen im Bereich der sehr hohen Windgeschwindigkeiten in Wismar liegen kurz vor dem Sturmhochwasser die Windgeschwindigkeiten bei den Ereignissen ohne Vorfüllung über denen mit Vorfüllung.

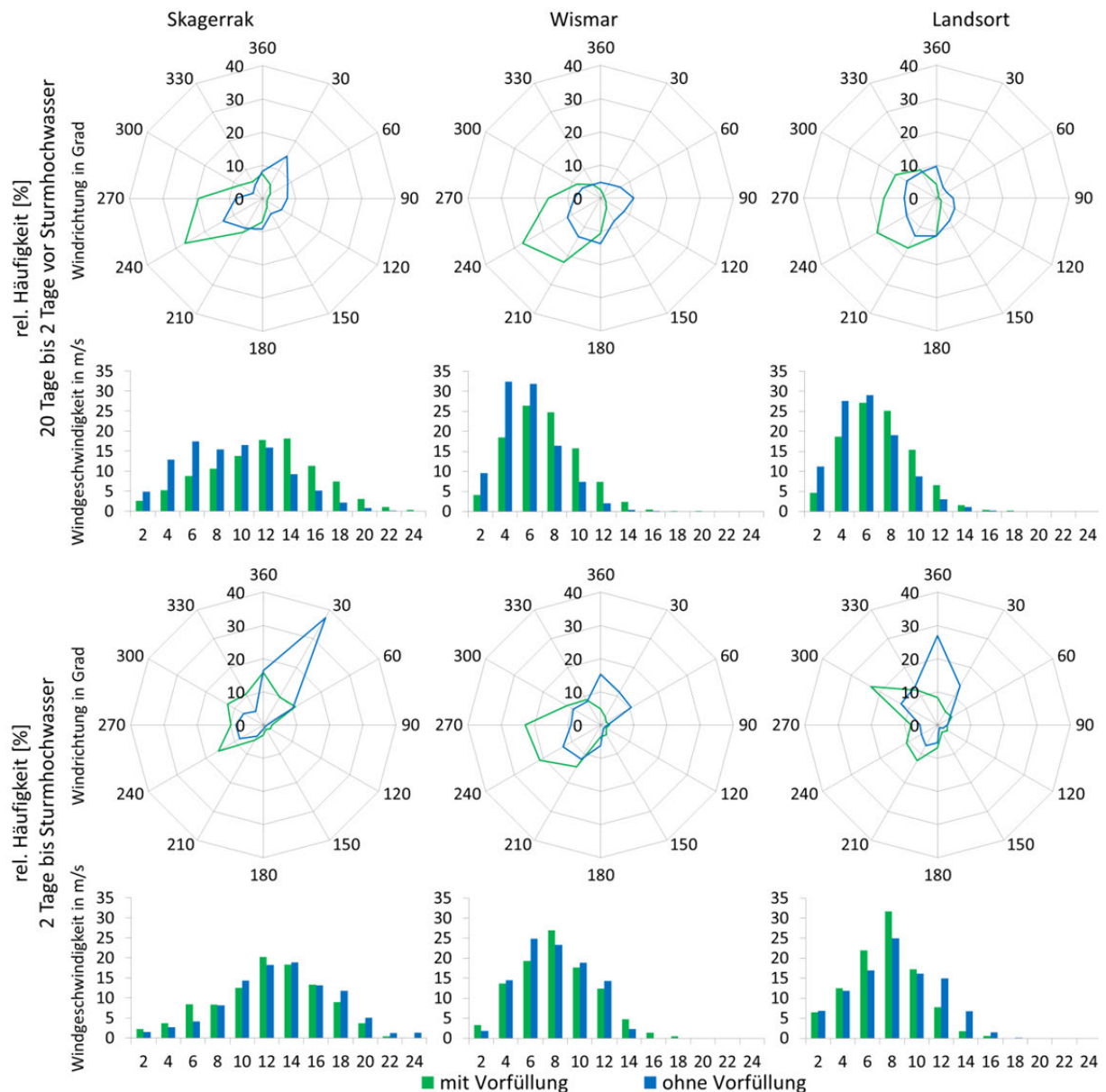


Abbildung 7.8. Prozentuale Verteilung der Windrichtung (Netz) und der Windgeschwindigkeiten (Balken) der 24 Sturmhochwasser mit Vorfüllung (grün) und der 24 Sturmhochwasser ohne Vorfüllung (blau) für den Zeitraum 20 Tage bis 2 Tage vor dem Scheitelwasserstand (oben) und für den Zeitraum 2 Tage vor dem Scheitelwasserstand bis zum Scheitelwasserstand in Wismar (unten) (Skagerrak, Wismar und Landsort).

Diese Entwicklung der Windgeschwindigkeiten ist sehr gut innerhalb der Komposite der Windgeschwindigkeiten der jeweils 24 Sturmhochwasser mit und ohne Vorfüllung zu erkennen, die in den folgenden Abbildungen dargestellt werden. Die Abbildung 7.9 zeigt die mittleren Windgeschwindigkeiten für die Komposite der Sturmhochwasser mit Vorfüllung (rechts) und ohne Vorfüllung (links) zum Zeitpunkt 48 Stunden vor dem Sturmhochwasser (oben), 6 Stunden vor dem Sturmhochwasser (Mitte) und zum Zeitpunkt des Sturmhochwassers (unten) für die gesamte Ostsee.

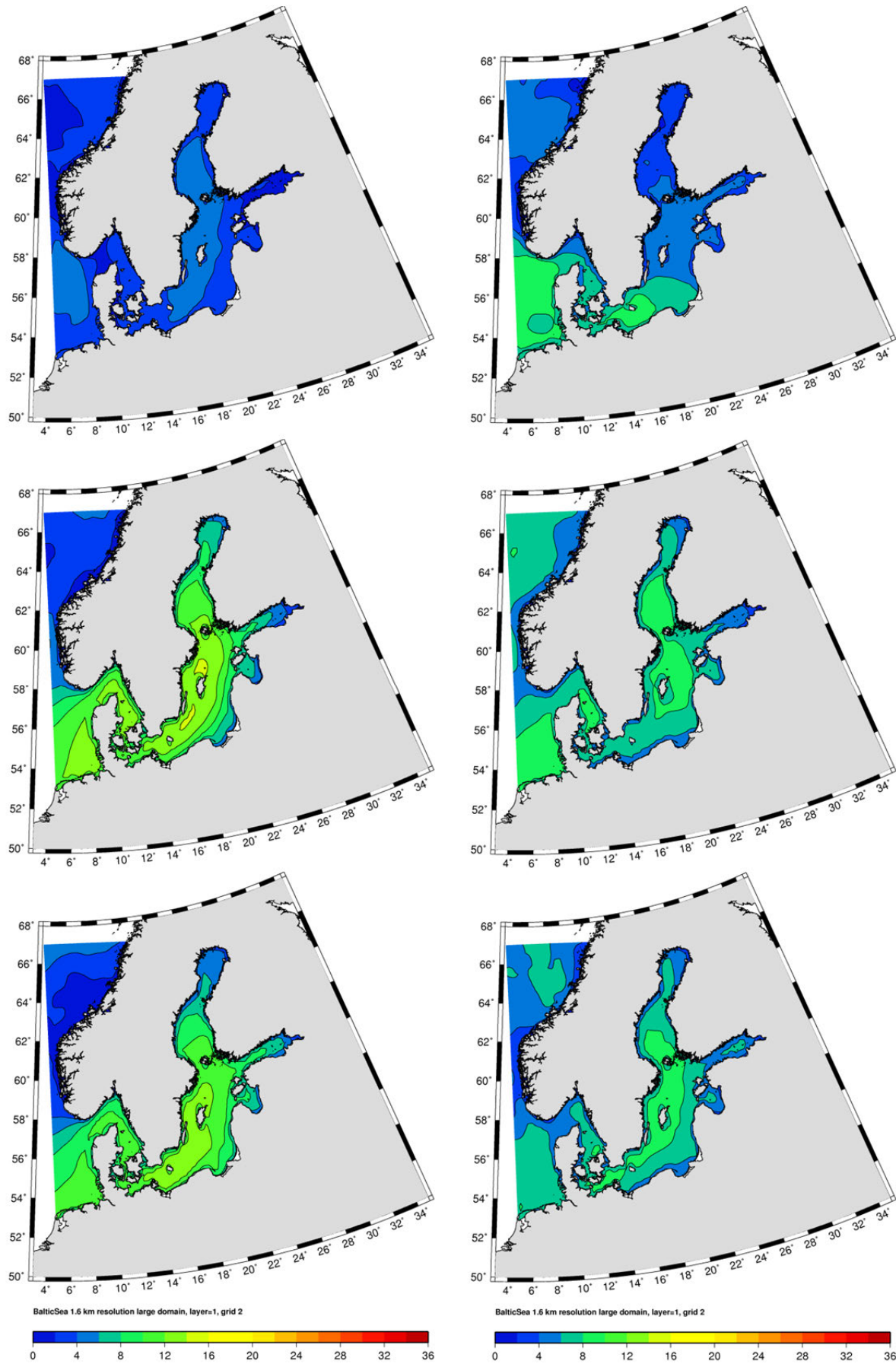


Abbildung 7.9. Komposite der Windgeschwindigkeiten in m/s für die 24 Sturmhochwasser ohne Vorfüllung (links) und mit Vorfüllung (rechts) Oben: 2 Tage vor Scheitelwasserstand; Mitte: 6 Stunden vor Scheitelwasserstand; Unten: zum Scheitelwasserstand (Wismar).

Zwei Tage vor den Scheitelwasserständen an der deutschen Ostseeküste (obere Abbildung 7.9) sind die mittleren Windgeschwindigkeiten in dem Komposit der Sturmhochwasser mit Vorfüllung über der Nordsee und über der südwestlichen Ostsee höher im Vergleich zu den Ereignissen ohne Vorfüllung. Diese höheren Windgeschwindigkeiten kommen bei den 24 Sturmhochwassern mit Vorfüllung zu diesem Zeitpunkt in Wismar zu 79 Prozent und bei den 24 Sturmhochwassern ohne Vorfüllung zu 33 Prozent aus westlichen Richtungen (Südwest bis Nordwest).

Dieses Bild ändert sich im weiteren Verlauf: Sechs Stunden vor dem Scheitelwasserstand (mittlere Abbildung 7.9) herrscht insbesondere bei den Ereignissen ohne Vorfüllung über der gesamten Ostsee teils stürmischer Wind. Im Mittel der 24 Ereignisse werden bei diesem Sturmhochwassertyp in der zentralen Ostsee (mittlere) Windgeschwindigkeiten bis 16m/s erreicht. Die mittleren Windgeschwindigkeiten der Ereignisse mit Vorfüllung liegen deutlich darunter.

Ein vergleichbares Bild ergibt sich zum Zeitpunkt der Sturmhochwasserstände (untere Abbildung 7.9). Auch wenn die Windgeschwindigkeiten bei den Sturmhochwassern mit Vorfüllung in der südwestlichen Ostsee zugenommen haben, liegen sie weiterhin insgesamt unter denen der Ereignisse ohne Vorfüllung. Neben den Windgeschwindigkeiten ergeben sich deutliche Unterschiede der beiden Sturmhochwassertypen bei der herrschenden Windrichtung zum Scheitelwasserstand. Bei 22 der 24 Sturmhochwasser ohne Vorfüllung kam der Wind zum Zeitpunkt des Sturmhochwassers aus Nord bis Nordost, der Windrichtung mit sehr großer Stauwirkung für die deutsche Ostseeküste. Bei den Ereignissen mit Vorfüllung waren es aus dieser Windrichtung lediglich 10 von 24 Ereignissen. Auch wenn die Auswahl der einzelnen Ereignisse die Ergebnisse der Komposite beeinflusst und die meteorologischen Bedingungen der einzelnen Sturmhochwasser, wie in Kapitel 6.2.2 dargestellt, sehr unterschiedlich sein können, eignen sich die Ergebnisse der Komposite gut für einen exemplarischen Ablauf der meteorologischen Bedingungen der Sturmhochwasser mit und ohne Vorfüllung. Im Mittel laufen Sturmhochwasser in Wismar bei Vorfüllung im Vergleich zu den Sturmhochwassern ohne Vorfüllung nicht höher auf, jedoch herrscht im Mittel ein schwächerer Wind und die stauwirksame Windrichtung zeigt einen breiteren Bereich. Bei einer gegebenen Vorfüllung reicht demnach eine geringere lokale Windwirkung aus, um einen vergleichbaren Sturmhochwasserstand zu erzeugen.

8. Eigenschwingungen und Sturmhochwasser an der deutschen Ostseeküste

Eine detaillierte Beschreibung der physikalischen Bedingungen sowie ein Überblick des bisherigen Forschungsstandes zu Eigenschwingungen in der Ostsee wurde in Kapitel 2.3.2 gegeben. Im Folgenden wird dargestellt, wie die Eigenschwingungen innerhalb der rekonstruierten Ostseewasserstände bestimmt werden konnten, welche Beiträge diese Eigenschwingungen zum Gesamtwasserstand an den deutschen Ostseepiegeln liefern und inwieweit Eigenschwingungen Sturmhochwasser an der deutschen Ostseeküste verstärken können.

Einleitung und Problemstellung

Das physikalische Grundprinzip der Eigenschwingungen ist für Gefäße oder Seen leicht zu analysieren. Die Schwingungsmuster der Ostsee als halboffener Kanal mit der Verbindung zur Nordsee und einer sehr komplexen Bodentopographie sowie dem Einfluss der Erdrotation sind deutlich komplexer. Es gibt einige wissenschaftliche Untersuchungen der Ostseeseiches. Jedoch kann die dort beschriebene, stark vereinfachte Modellvorstellung der Eigenschwingungen nicht

ohne weiteres auf die Naturverhältnisse der Ostsee übertragen werden. MÜLLER-NAVARRA und BORK (2009) betonen, dass die Anregung und das Abklingen von Seiches der Ostsee sehr komplex und somit im Einzelfall nur mit numerischen Modellen zu beschreiben ist. Da die Eigenschwingungen meist durch erneuten Windeinfluss, einströmendes Nordseewasser oder weitere entgegenlaufende Eigenschwingungen überlagert werden, sind die von WÜBBER und KRAUSS (1979) numerisch bestimmten Eigenschwingungen in ihrer vollen Ausprägung in der Natur nur in wenigen Einzelfällen zu beobachten. Erschwerend kommt hinzu, dass die Amplituden der Seiches in der Regel nur wenige Zentimeter bis Dezimeter ausmachen und die Zeiten, in denen Eigenschwingungen durch Luftdruckfelder oder Wind angeregt werden könnten, häufig Phasen mit einer insgesamt hohen Wasserstandsvariabilität sind und somit nicht vor dem Hintergrund kurzfristiger Wasserstandsvariabilität zu detektieren sind. Die Rekonstruktion der Ostseewasserstände von 1948 bis 2011 spiegeln diese natürlichen Verhältnisse wider. Folglich ist es ebenfalls nur in Einzelfällen möglich einen ungestörten Ablauf der Seiches direkt innerhalb der modellierten Wasserstandsdaten zu beobachten.

8.1 Ermittlung der Eigenschwingungen innerhalb der rekonstruierten Ostseewasserstände

Es ist nochmals zu betonen, dass Eigenschwingungen unterschiedlicher Ordnung in der Ostsee auftreten können, jedoch selten in der Natur und innerhalb der rekonstruierten Wasserstände ohne zusätzliche überlagerte räumliche und zeitliche Variabilität zu beobachten sind. Da die Eigenschwingungen in der Regel nur kurzfristig vorhanden sind und dann im Rauschen weiterer Variabilität untergehen, werden auch bei einer Spektralanalyse der Wasserstandszeitreihen über einen endlichen Bereich (vgl. BAUR UND SAUER, 1970) keine eindeutigen Peaks bei den angenommenen Perioden gefunden. Im Gegensatz zu anderen Arbeiten wurde deshalb hier auf eine gleitende harmonische Analyse zurückgegriffen, um die nur sporadisch vorhandenen Eigenschwingungen innerhalb der rekonstruierten Wasserstandszeitreihen an mehreren deutschen Ostseepegeln zu detektieren. Die gleitende harmonische Analyse unterscheidet sich von der Spektralanalyse in zwei Punkten. Zum einen werden im Gegensatz zur Spektralanalyse die theoretisch bekannten Frequenzen nach WÜBBER und KRAUSS (1979) (siehe Tabelle 2.1) vorgegeben und lediglich die Amplituden und Phasen jeder Eigenschwingung durch Fourieranalyse aus den stündlichen Wasserstandsdaten bestimmt. Zum anderen werden die Amplituden und Phasen nur für relativ kurze, jeweils 96 Stunden lange Zeitfenster bestimmt, welche mit einem Inkrement von einer Stunde gleitend über die Zeitreihe verschoben werden. Die relativ kurzen Zeitfenster ermöglichen hierbei ein verbessertes Verhältnis von Signal zu Rauschen und dadurch eine bessere Detektierbarkeit der Eigenschwingungen. Durch die gleitende Analyse erhält man stündliche Zeitreihen von Amplituden und Phasen, die eine Bewertung der Stärke der angeregten Eigenschwingungen erlauben. Diese Problematik ist in Abbildung 8.1 dargestellt.

Innerhalb der jährlichen Zeitreihe der stündlichen Wasserstände in Wismar und den Beiträgen der Eigenschwingung der Periode mit 31 Stunden erkennt man in Abbildung 8.1 neben der starken kurzfristigen Variabilität dieser Werte keine eindeutigen Schwingungsmuster. Fokussiert man diese jährliche Zeitreihe auf monatliche und stündliche Zeitreihen, so sind die Schwingungsmuster mit den angenommenen Perioden zu erkennen und im Gegensatz zu Untersuchungen des gesamten Zeitraumes konnten bei dieser gleitenden Analyse kleiner

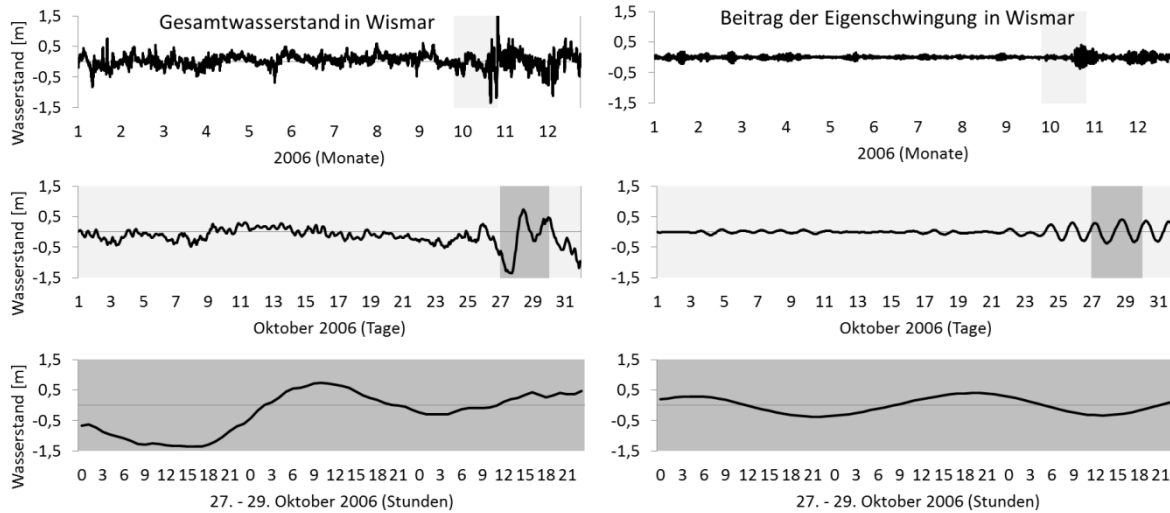


Abbildung 8.1. Schematische Darstellung der Variabilität der Wasserstände und der ersten Eigenschwingung mit einer Periode von 31 Stunden am Beispiel Wismar für verschiedene Zeitfenster.

Zeitfenster von jeweils 96 Stunden, Schwingungsperioden vor dem Hintergrund der natürlichen Variabilität bestimmt werden. Aus den mittels gleitender harmonischer Analyse bestimmten Amplituden (A) und Phasen (Φ) der ersten vier Eigenschwingungen ($i=1-4$) lässt sich deren Anteil am Gesamtwasserstand ($SSH_{i(1-4)}$) mittels der Formel (7.1) berechnen.

$$SSH_{i(1-4)} = A_{i(1-4)} * (\cos(\Phi_{i(1-4)}) * \frac{PI}{180}) \tag{7.1}$$

Die Abbildung 8.2 skizziert symbolisch die Phasendefinition für eine Eigenschwingung mit einer Periode von 31 Stunden und einer Amplitude von 0,5m. Laut Definition stehen die positiven Phasen 180 bis null Grad für steigende Beiträge am Wasserstand mit ihrem maximalen Beitrag zur Phase Null und die negativen Phasen folglich für abnehmende Beiträge. Die minimalen Beiträge der Eigenschwingung (weder positive noch negative Beiträge) treten zur Phase 90 Grad und -90 Grad auf. Neben den skizzierten schwingungsbedingten Beiträgen der ersten Eigenschwingung mit einer Periode von 31 Stunden zur jeweiligen Phase ist der zeitliche Verlauf der ersten Eigenschwingung in Stunden dargestellt.

Durch diesen Ansatz und die Betrachtung kleiner Zeitfenster konnten die Eigenschwingungen, die in der Regel nur kurzzeitig angeregt werden und dann im Rauschen weiterer Variabilität untergehen, bestimmt werden. Neben der skizzierten ersten Eigenschwingung der Periode von 31 Stunden wurden mit der gleitenden harmonischen Analyse ebenfalls die Amplituden und Phasen der Eigenschwing-

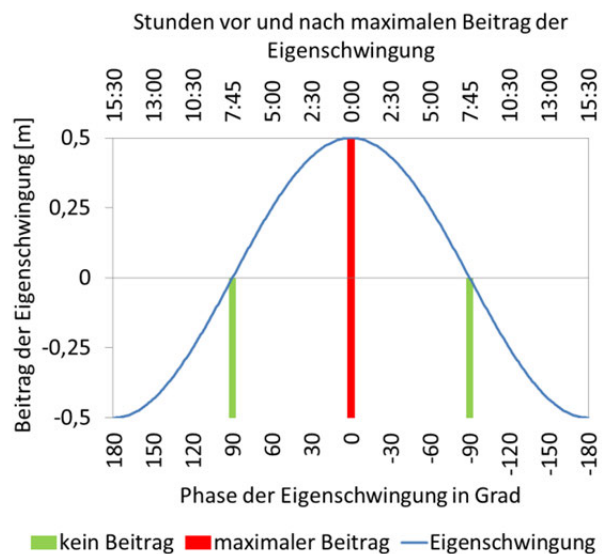


Abbildung 8.2. Skizzierte Eigenschwingung mit einer Amplitude von 0,5m und einer Schwingungsperiode von 31 Stunden.

ungen zweiter (Periode 26,4 Stunden), dritter (22,4 Stunden) und vierter Ordnung (19,8 Stunden) ermittelt. Die Abbildung 8.3 zeigt am Beispiel Wismar die relativen Häufigkeitsverteilungen der schwingungsbedingten Wasserstandsveränderungen der ersten vier Eigenschwingungen in dem Untersuchungszeitraum (1948-2011) für -0,3m bis +0,3m sowie im Detail für 0,3m bis 0,6m.

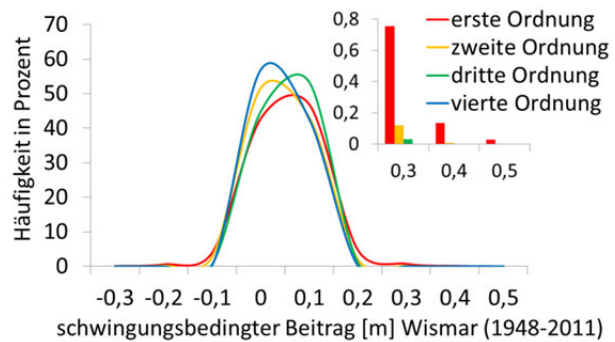


Abbildung 8.3. Häufigkeitsverteilung der ersten vier Eigenschwingungen am Pegel Wismar (1948-2011).

Die Beiträge der ersten Eigenschwingung mit einer Periode von 31 Stunden liegen in Wismar zwischen -52cm und +52cm, wobei das langfristige 1% Perzentil -18cm und das 99% Perzentil 20cm beträgt. Der anteilige Wasserstand der zweiten Eigenschwingung mit einer Periode von 26,4 Stunden liegt in Wismar bei -39cm bis +39cm mit einem langfristigen 1% Perzentil von -14cm und einem langfristigen 99% Perzentil von +13cm. Der Anteil der dritten Eigenschwingung am Gesamtwasserstand in Wismar mit einer Periode von 22,4 Stunden zeigt eine Spannweite von -26cm bis +31cm und ein 1% Perzentil von -9cm und ein 99% Perzentil mit +10cm. Das langfristige 1% Perzentil der vierten Eigenschwingung mit einer Periode von 19,8 Stunden beträgt -8cm und das 99% Perzentil 7cm. Die maximalen und minimalen Beiträge der vierten Eigenschwingung betragen 25cm und -21cm. Die Eigenschwingungen der vierten Periode zeigen in Wismar lediglich bei 0,15 Prozent der stündlichen Werte eine Wasserstandserhöhung über 20cm; die Eigenschwingung der ersten Periode hingegen bei 3,7 Prozent der stündlichen Wasserstände. Weitere Analysen der Ergebnisse der gleitenden harmonischen Analyse der Wasserstände von 1948 bis 2011 werden im Folgenden dargestellt. Beginnend werden die schwingungsbedingten Wasserstandsveränderungen der Ostsee und deren zeitlicher Ablauf anhand von zwei Beispielen deutlich gemacht. Ob Eigenschwingungen einen entscheidenden Anteil an der Genese oder der Höhe der Sturmhochwasser an der deutschen Ostseeküste haben können, wird in Abschnitt 8.2.1 untersucht. Beendet wird dieses Kapitel mit der Überprüfung einer möglichen Veränderung der Klimatologie der ersten Eigenschwingungen innerhalb der vergangenen 64 Jahre am Beispiel Wismar.

8.2 Durch Eigenschwingungen bedingte Wasserstandsveränderungen und deren typischer Ablauf

Mit Hilfe der gleitenden harmonischen Analyse konnten innerhalb der vergangenen 64 Jahre Wasserstandsvariationen bestimmt werden, die nicht ausschließlich durch direkten Windstau und invers barometrischen Effekt zu erklären sind. Insbesondere waren dies zwei Arten von Wasserstandsvariationen an der deutschen Ostseeküste, die in einem Zusammenhang mit Eigenschwingungen stehen. Zum einen deutliche Anstiege der Pegelstände bei ablandigem Wind beziehungsweise bei Windstille als Folge der zurückströmenden Wassermassen, zum anderen ein sehr starker Anstieg als Folge eines durch auflandigen Wind verstärkten Rücklauf der Wassermassen nach einem vorhergegangenen Niedrigwasser an der deutschen Ostseeküste. In den folgenden Abbildungen werden zwei Beispiele für Eigenschwingungen dargestellt, die innerhalb des Untersuchungszeitraumes (1948-2011) bei sehr geringen Windgeschwindigkeiten beziehungsweise ablandigen Windverhältnissen zu einem deutlichen Anstieg der Wasserstände in der südwestlichen Ostsee führten.

Beispiel 1: Sturmhochwasser am 2. Jan. 1976 in Verbindung mit einer Eigenschwingung

Im ersten Beispiel wird der Ablauf eines Sturmhochwassers an der deutschen Ostseeküste vorgestellt, das im Januar 1976 unter Beteiligung einer Eigenschwingung auftrat. Die Abbildung 8.4 zeigt auf der linken Seite den Wasserstandsverlauf und den Beitrag der ersten Eigenschwingung mit einer Periode von 31 Stunden für den 2. Januar 1976 00:00 Uhr bis zum 3. Januar 08:00 Uhr in Wismar und auf der rechten Seite die dazugehörigen lokalen Windverhältnisse. Auffällig ist, dass zum Zeitpunkt des maximalen Wasserstandes in Wismar (1,15m über NN um 15:00 Uhr) lokal ein schwacher Süd-Ost und somit ablandiger Wind herrschte.

Im Folgenden werden für dieses Ereignis die Wasserstände der gesamten Ostsee sowie der südwestlichen Ostsee und die Wind- und Luftdruckverhältnisse über dem Ostseeraum präsentiert. Dargestellt wird nicht die Eigenschwingung, sondern der Gesamtwasserstand, welcher im zeitlichen Ablauf dem theoretisch bekannten Muster der Eigenschwingung folgt.

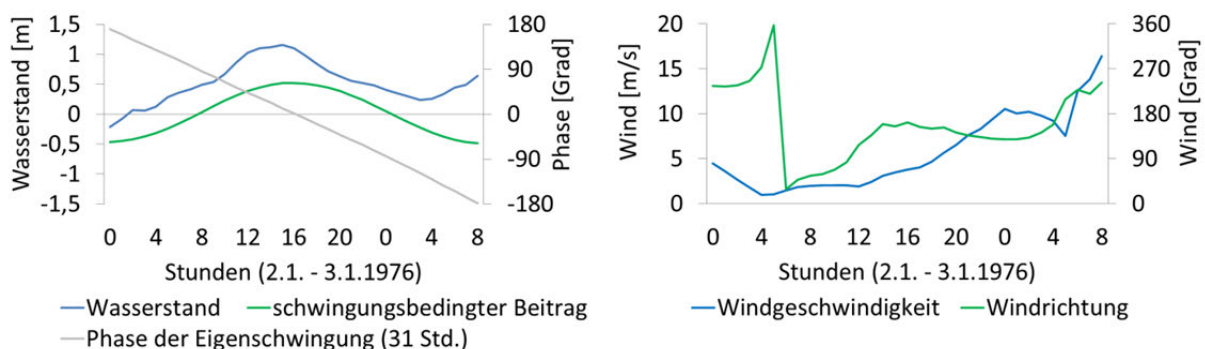


Abbildung 8.4. Leichtes Sturmhochwasser im Jan. 1976. Wasserstand am Pegel Wismar und Beitrag der ersten Eigenschwingung am Wasserstand in Wismar sowie die Phase der Eigenschwingung (links). Windverhältnisse in Wismar (rechts).

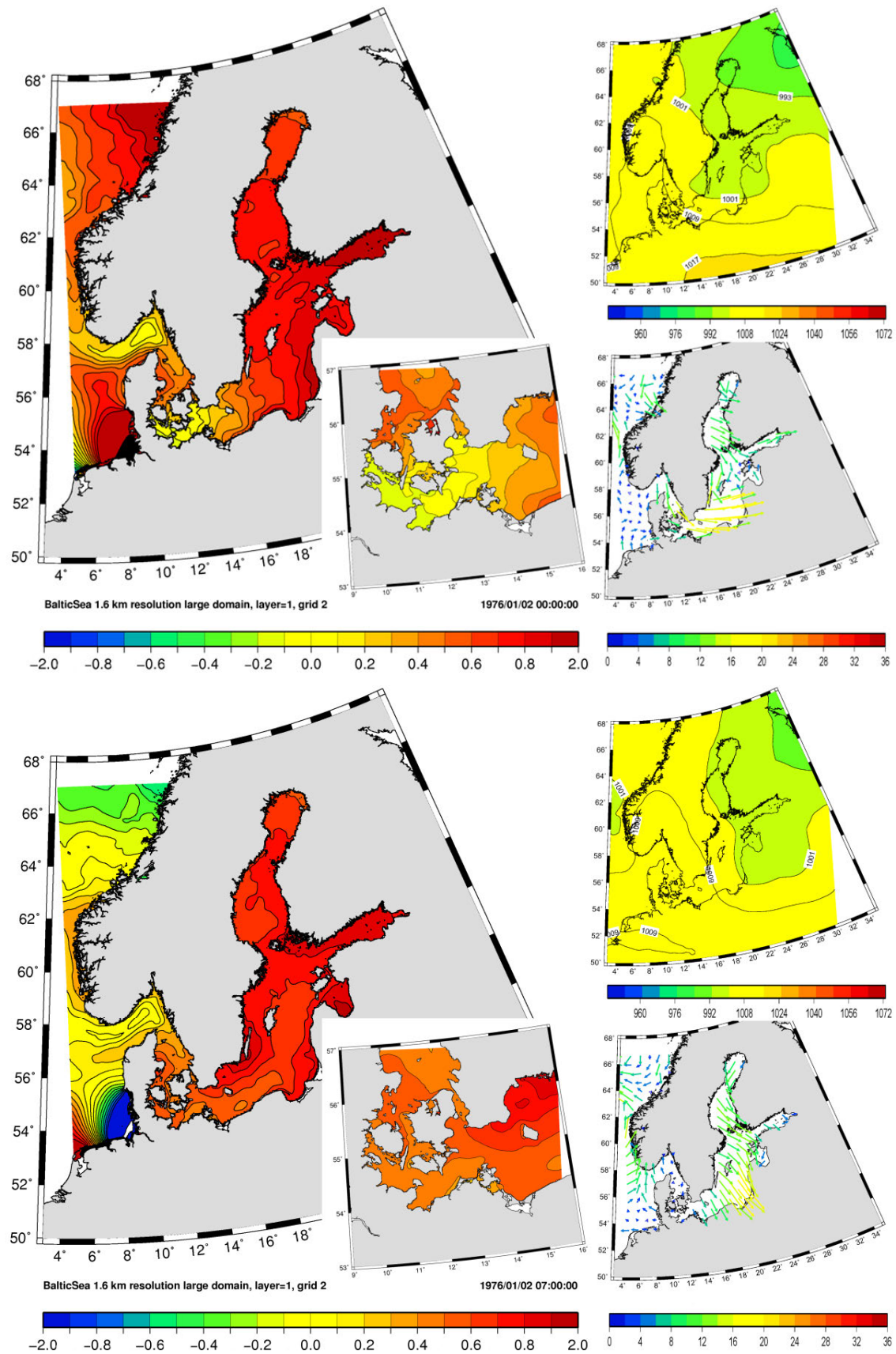


Abbildung 8.5. Ausgangssituation der Eigenschwingung am 2.1.1976 00:00 (oben) und der weitere Verlauf der Wasserstände in Verbindung mit einer Eigenschwingung am 2.1.1976 07:00 (unten). Modellierter Wasserstand (m über NN) für die gesamte und die südwestliche Ostsee (TRIM-NP) (links). Rekonstruierter Luftdruck (hPa) (rechts oben). Windgeschwindigkeit (m/s) und Windrichtung über der Nord- und Ostsee (COSMO-CLM) (rechts unten).

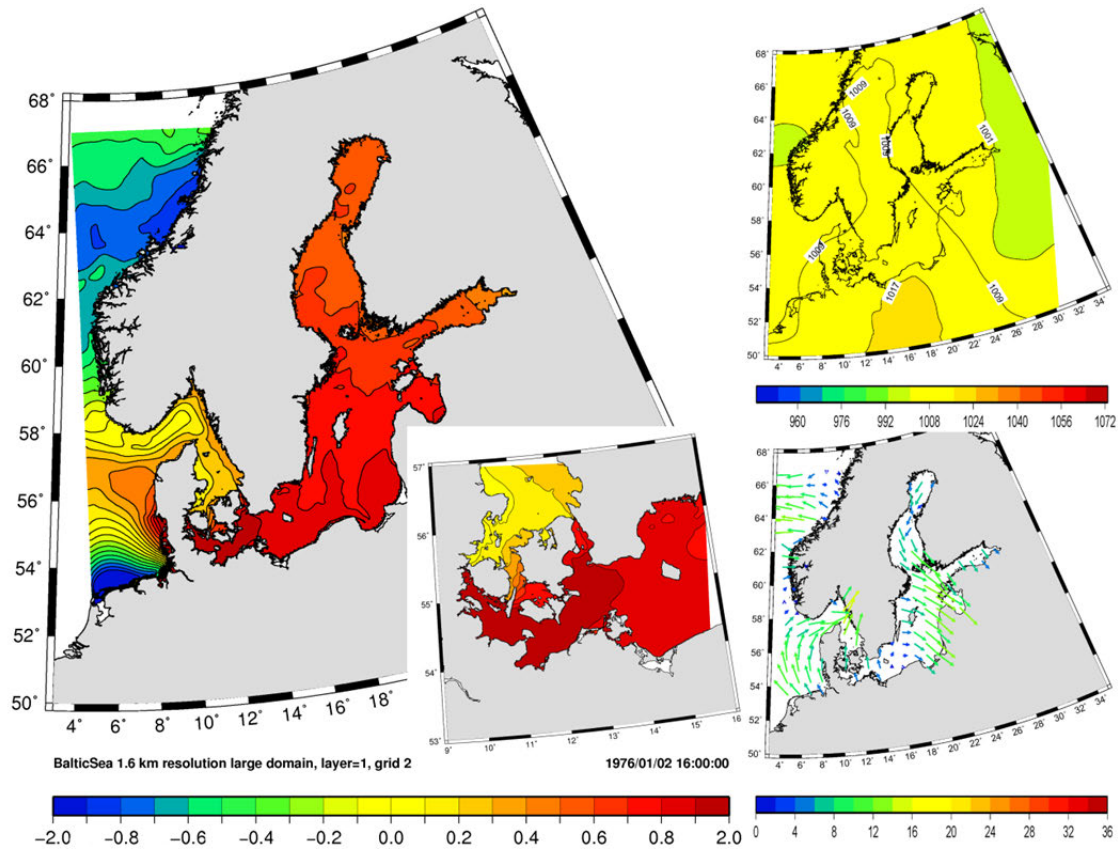


Abbildung 8.6. Sturmhochwasser an der deutschen Küste in Verbindung mit einer Eigenschwingung am 2.1.1976 16:00. Modellierter Wasserstand (m über NN) für die gesamte Ostsee und die südwestliche Ostsee (TRIM-NP) (links). Rekonstruierter Luftdruck (hPa) (rechts oben). Windgeschwindigkeit (m/s) und Windrichtung über der Nord- und Ostsee (COSMO-CLM) (rechts unten).

Die Ausgangssituation der Eigenschwingung am 2.1.1976 um 00:00 Uhr (obere Abbildung 8.5) ist durch die meteorologischen Bedingungen der Vortage bestimmt. Die gesamte Ostsee war zu diesem Zeitpunkt stark vorgefüllt und deutlich von Nord-Ost nach Süd-West geneigt. Dieser aus der Ruhelage gebrachte Wasserkörper strebte im Folgenden seiner natürlichen Ausgangslage zu. Gegen 03:00 Uhr drehte der Wind über der zentralen Ostsee auf Nord-West, während über der südwestlichen Ostsee zu diesem Zeitpunkt sehr schwache Windverhältnisse vorherrschten. Das Zurücklaufen der Wassermassen in die südwestliche Ostsee ist bei schwachen, teilweise ablandigen Windverhältnissen entlang der dänischen Ostseeküste deutlich am Wasserstand zu erkennen und in der unteren Abbildung 8.5 für den Zeitpunkt des 2. Januars 07:00 Uhr dargestellt. Der Rücklaufprozess setzte sich während der folgenden Stunden fort und führte am Nachmittag des 2. Januars bei sehr geringen lokalen Windgeschwindigkeiten aus Süd-Ost zu einem leichten Sturmhochwasser (über 1m über NN) an der deutschen Ostseeküste (Abbildung 8.6).

Beispiel 2: Sturmhochwasser im Nov. 1989 in Verbindung mit Eigenschwingungen

Im zweiten Beispiel wird ein Ereignis gezeigt, bei dem die Eigenschwingung zeitweise durch starke nördliche Winde über der zentralen Ostsee verstärkt wird und am 27. November bei nahezu Windstille zu erhöhten Wasserständen in Wismar und leichten Sturmhochwassern (über 1m über NN) an weiteren Pegeln entlang der deutschen Ostseeküste führt.

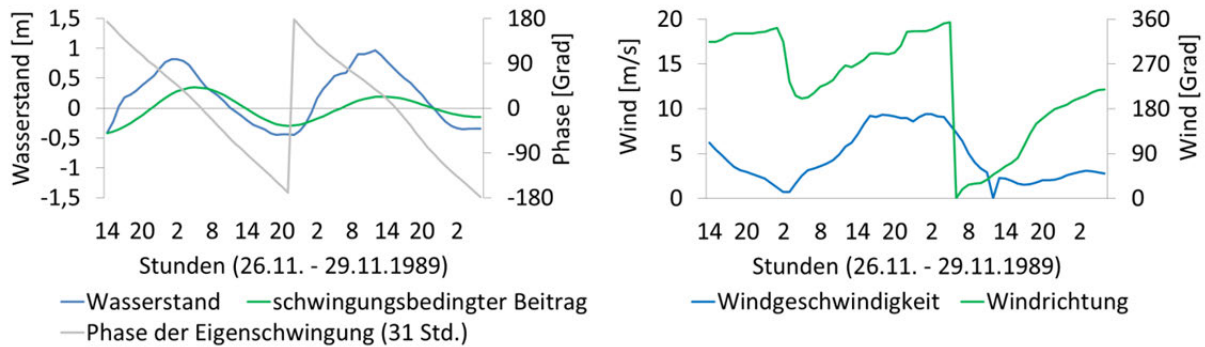


Abbildung 8.7. Zwei aufeinanderfolgende Eigenschwingungen, die zu erhöhten Wasserständen im Nov. 1989 führten. Wasserstand am Pegel Wismar und Beitrag der ersten Eigenschwingung am Wasserstand in Wismar sowie die Phase der Eigenschwingung (links). Windverhältnisse in Wismar (rechts).

Die Abbildung 8.7 zeigt den Wasserstand und den schwingungsbedingten Anteil sowie die dazugehörigen lokalen Windverhältnisse für den Zeitraum von zwei Eigenschwingungen mit der Periode von 31 Stunden am Pegel Wismar für den 26. November 1989 um 14:00 Uhr bis zum 29. November 06:00 Uhr. Auffällig ist, dass der Wasserstand bei sinkenden Windgeschwindigkeiten jeweils steigt und es am 27.11.1989 um 02:00 Uhr und am 28.11.1989 um 12:00 Uhr zu deutlich erhöhten Wasserständen in Wismar (0,823m über NN; 0,973m über NN) bei nahezu Windstille (0,67m/s; 2,61m/s) kommt.

In der folgenden Abbildung 8.8 und Abbildung 8.9 werden die modellierten Wasserstände sowie die rekonstruierten Wind- und Luftdruckverhältnisse der Ostsee für die erste dieser Eigenschwingungen dargestellt.

Die obere Abbildung 8.8 zeigt die meteorologische Ausgangssituation und den Wasserstand in der Ostsee zu Beginn der Eigenschwingung am 26.11.1989 um 14:00 Uhr. Zu diesem Zeitpunkt befand sich ein Tiefdruckgebiet über der Ostsee mit seinem Kern über dem Golf von Riga und führte dort zu erhöhten Wasserständen, während an der deutschen Ostseeküste Niedrigwasser um bis zu 60cm unter NN gegeben war. Über der gesamten Ostsee herrschte konstanter, über der zentralen Ostsee teilweise stürmischer Wind aus nördlichen Richtungen (obere Abbildung 8.8 rechts oben). Während der folgenden Stunden strömten Wassermassen aus der zentralen und nördlichen Ostsee – durch die nördlichen Windrichtungen weiter angetrieben – zurück nach Süden und in die südwestliche Ostsee, wo als Folge dieses Prozesses die Wasserstände bei ablandigen Windverhältnissen stiegen (untere Abbildung 8.8 links).

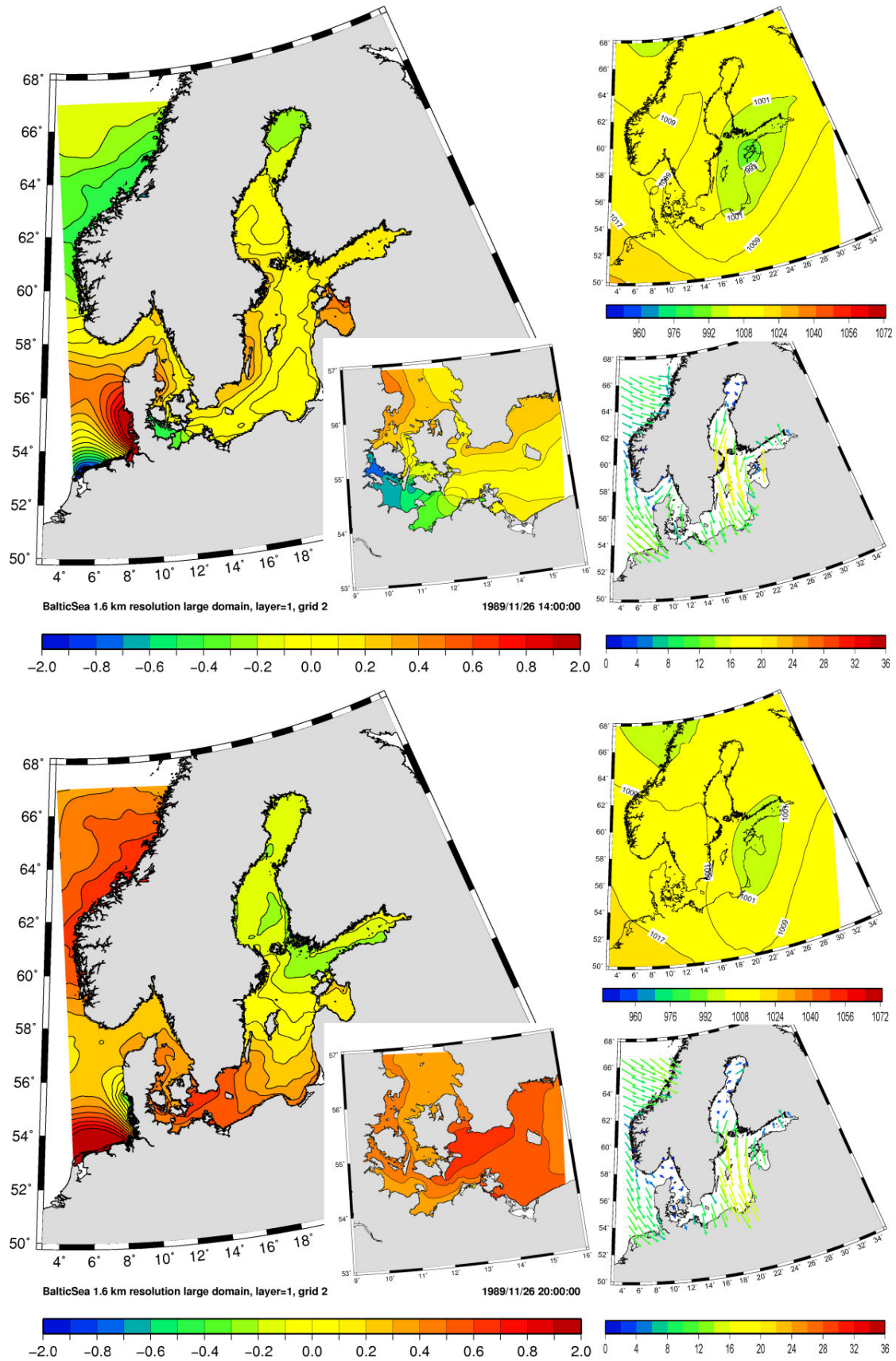


Abbildung 8.8. Ausgangssituation der Eigenschwingung am 26.11.1989 14:00 (oben) und weiterer Verlauf der Eigenschwingung am 26.11.1989 20:00 (unten). Modellierter Wasserstand (m über NN) für die gesamte und die südwestliche Ostsee (TRIM-NP) (links). Rekonstruierter Luftdruck (hPa) (rechts oben). Windgeschwindigkeit (m/s) und Windrichtung über der Nord- und Ostsee (COSMO-CLM) (rechts unten).

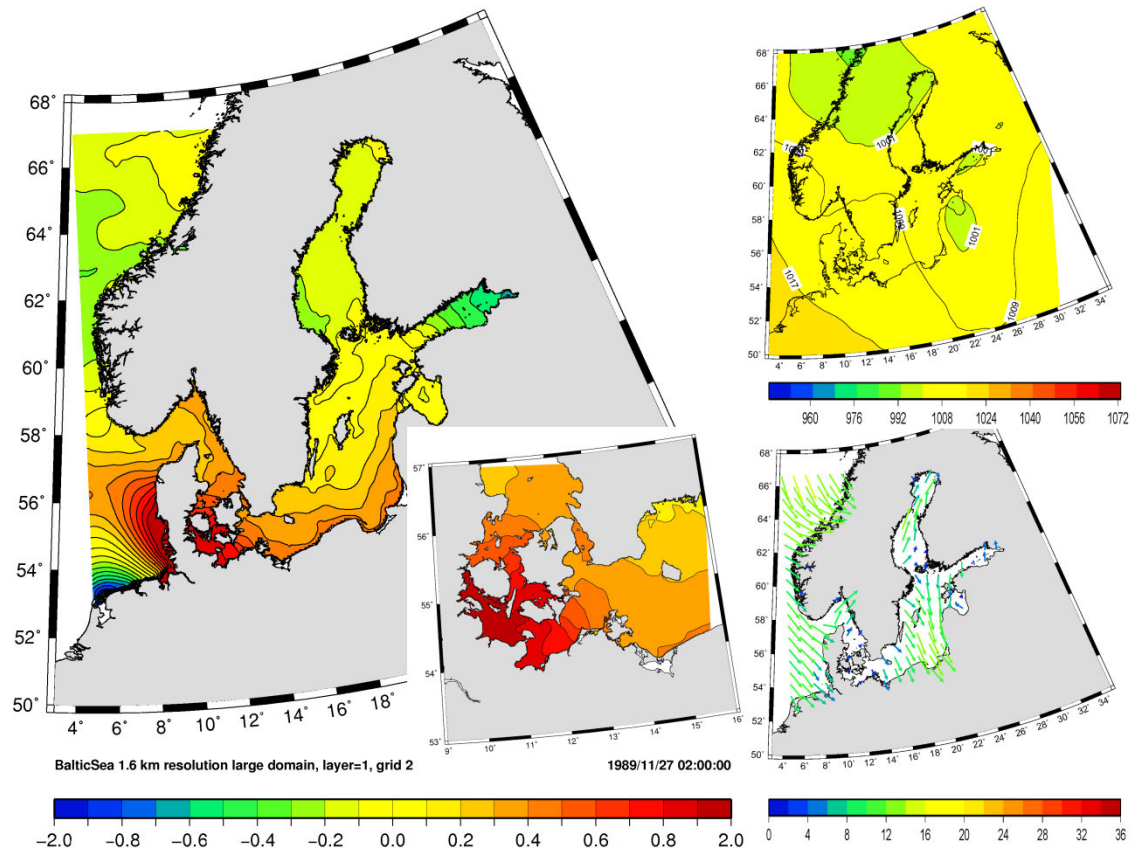


Abbildung 8.9. Leichtes Hochwasser an der deutschen Ostseeküste 27.11.1989 02:00. Modellierter Wasserstand (m über NN) für die gesamte und die südwestliche Ostsee (TRIM-NP) (links). Rekonstruierter Luftdruck (hPa) (rechts oben). Windgeschwindigkeit (m/s) und Windrichtung über der Nord- und Ostsee (COSMO-CLM) (rechts unten).

Trotz nachlassender Windwirkung und sehr geringen lokalen Windgeschwindigkeiten in der südwestlichen Ostsee hielt dieser Rücklaufprozess an und führte am 27.11.1989 um 02:00 Uhr bei Windstille (0,67m/s) zu einem leichten Sturmhochwasser an der schleswig-holsteinischen und erhöhten Wasserständen an der mecklenburg-vorpommerischen Ostseeküste (Abbildung 8.9). Der Beitrag der Eigenschwingung am Gesamtwasserstand in Wismar von 82,5cm über NN beträgt zu diesem Zeitpunkt 28cm. Der maximale Beitrag der Eigenschwingung von 35cm trat hier etwa drei Stunden nach dem Scheitelwasserstand auf. Dieses leichte Sturmhochwasser ist nicht allein durch die Windverhältnisse in der zentralen Ostsee zu erklären und auch ein Anstieg durch zufließendes Nordseewasser ist aufgrund der herrschenden Windverhältnisse ebenfalls auszuschließen. Somit kann in diesem Fallbeispiel davon ausgegangen werden, dass die Eigenschwingung einen entscheidenden Anteil an der Wasserstandserhöhung der südwestlichen Ostsee hatte. Das nach dem Sturmhochwasser am 27.11.1989 erneute Zurücklaufen der Wassermassen aus der südwestlichen in die zentrale und nördliche Ostsee ist wiederum durch den Wind verstärkt und führt erneut zu einer deutlichen Schrägstellung der Ostseewasserstände mit extrem niedrigen Wasserständen in der südwestlichen und erhöhten Wasserständen in der nördlichen Ostsee. Als Folge ist der Wasserstand erneut aus der Ruhelage gebracht und die in Abbildung 8.7 dargestellte zweite Eigenschwingung beginnt.

Anhand dieser beiden Beispiele wurden schwingungsbedingte Wasserstandsveränderungen der Eigenschwingung mit einer Periode von 31 Stunden dargestellt. Wie bereits beschrieben, lässt sich der volle Ablauf einer Schwingungsperiode in der Praxis und somit auch in den rekonstruierten Wasserständen nur in solchen Einzelfällen direkt am Wasserstand beobachten. Mit Hilfe der gleitenden harmonischen Analyse und den vorgegebenen Perioden der ersten vier Eigenschwingungen konnten diese jedoch innerhalb der Wasserstandszeitreihen der untersuchten fünf Pegel der deutschen Ostseeküste vor dem Hintergrund sonstiger Variabilität bestimmt werden. Auch wenn nicht auszuschließen ist, dass in wenigen Einzelfällen weitere Prozesse (aufeinanderfolgende Vorfüllungsphasen oder Effekte der Wind- und Luftdruckverhältnisse) Wasserstandsvariationen in den angenommenen Perioden von 31 bis 19,8 Stunden verursachten und folglich fälschlicherweise während der gleitenden harmonischen Analyse als Eigenschwingungen bestimmt wurden, lässt sich ein Großteil der gefundenen Variationen nur durch das Vorhandensein von Eigenschwingungen erklären. Die weiterführenden Analysen der Klimatologie der Eigenschwingungen innerhalb der vergangenen 64 Jahre sowie deren Anteil an vergangenen Sturmhochwasserständen an der deutschen Ostseeküste konzentrieren sich auf die erste, somit einknotige Eigenschwingung mit einer Periode von 31 Stunden. Zum einen zeigte diese Eigenschwingung die größten Beiträge am Gesamtwasserstand der deutschen Pegel, zum anderen wurde sie am häufigsten detektiert. Dieses ist konsistent mit den Aussagen von BAERENS ET AL. (2003).

8.2.1 Die Bedeutung der ersten Eigenschwingung für die Genese und Höhe der Ostseesturmhochwasser

Eigenschwingungen und deren Wasserstandsveränderungen an der deutschen Ostseeküste konnten innerhalb dieser Arbeit am Beispiel einiger deutscher Ostseepegel nachgewiesen werden. Im Folgenden wird am Beispiel der Wasserstände des Pegel Wismar untersucht, welchen Anteil diese schwingungsbedingten Wasserstandsveränderungen im Zusammenhang mit Sturmhochwassern in den vergangenen 64 Jahren hatten. Da die Eigenschwingung mit der Periode von 31 Stunden die höchsten Wasserstandsschwankungen verursachten, konzentrieren sich die folgenden Analysen auf diese Eigenschwingung der ersten Ordnung.

Die Relevanz der Eigenschwingungen bei der Sturmhochwassergenese an der deutschen Ostseeküste und deren Anteil am Scheitelwasserstand werden teilweise kontrovers diskutiert. Wie bereits in Kapitel 2.3.2 beschrieben, wird der Beitrag der Eigenschwingungen am Scheitelwasserstand unter anderem von BORK und MÜLLER-NAVARRA (2009) als nicht wesentlich eingeschätzt. Dies gilt nach Aussage der Autoren insbesondere für schwere Sturmhochwasser. Dementsprechend werden Eigenschwingungen für die Risikobewertung der Sturmhochwassergefährdung der Küsten Schleswig-Holsteins im aktuellen *Generalplan Küstenschutz Schleswig-Holstein* (MELUR SH, 2012) nicht berücksichtigt. Nach KOPPE (2002) treten hingegen schwere Sturmhochwasser an der deutschen Ostseeküste in erster Linie in der kombinierten Form eines Wasseranstiegs infolge von Eigenschwingung und Windstau auf. WEISS und BIERMANN (2005) sowie MEINKE (1999, 2003 in BAERENS ET AL.) beschreiben, dass primär aus dem schwingungsbedingten Wasseranstieg leichte Sturmhochwasser von über 1m über NN resultieren können. Des Weiteren messen MEINKE (1999, 2003 in BAERENS ET AL.) und FENNEL und SEIFERT (2008) den Seiches einen entscheidenden Anteil bei der Sturmhochwassergenese und den Scheitelwasserständen bei und das Staatliche Amt für Umwelt und Natur Rostock beschreibt in seinem Regelwerk *Küstenschutz Mecklenburg-Vorpommern*, dass das Auftreten und die Intensität

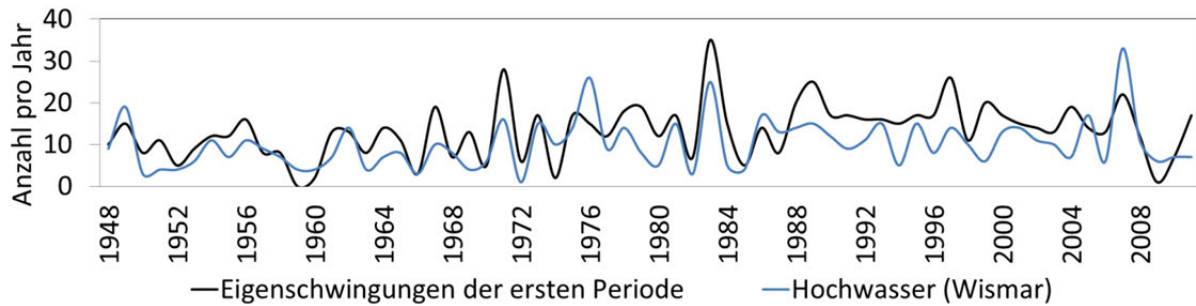


Abbildung 8.10. Anzahl der hohen Eigenschwingung (\geq langfristiges 99% Perz. (19,5cm)) der Periode 31 Stunden sowie Anzahl der Hochwasserereignisse (\geq langfristiges 99% Perz. (73,7cm)) pro Jahr in Wismar (1948-2011).

der Sturmhochwasser neben weiteren Faktoren von dem Beitrag der Eigenschwingung abhängen (STÄLU MV, 2009). Innerhalb der folgenden Analysen wird dargestellt, inwieweit die Scheitelwasserstände der vergangenen Sturmhochwasser an der deutschen Ostseeküste durch einen Beitrag der Eigenschwingung mit einer Periode von 31 Stunden verstärkt oder verursacht wurden. Es wird neben einem generellen Zusammenhang hoher Wasserstände und hoher schwingungsbedingter Beiträge an der deutschen Ostseeküste auch der zeitliche Zusammenhang rückschwingender Wassermassen und der Scheitelwasserstände untersucht.

Die Abbildung 8.10 stellt die jährliche Anzahl starker Eigenschwingungen mit einer Periode von 31 Stunden, deren Beitrag über dem langfristigen 99% Perzentil der ersten Eigenschwingung (19,5cm) liegt und die jährliche Anzahl hoher Wasserstände (Ereignisse mit einem Wasserstand über dem langfristigen 99% Perzentil der Wasserstände (73,7cm)) in Wismar für den Zeitraum 1948 bis 2011 gegenüber.

Bei der Anzahl der Ereignisse mit einem Wasserstand über dem langjährigen 99% Perzentil von über 73,7cm über NN pro Jahr und dem jährlichen Auftreten von Eigenschwingungen über deren langfristigen 99% Perzentil (19,5cm) besteht für den Pegel Wismar ein statistisch erkennbarer Zusammenhang mit einem Korrelationsindex von 0,6. Folglich traten in Jahren mit vielen hohen Eigenschwingungen ebenfalls viele Ereignisse mit erhöhtem Wasserstand auf. Entsprechende Übereinstimmung gibt es für Jahre mit sehr wenigen hohen Eigenschwingungen und einer geringen Anzahl hoher Wasserstände.

Etwa 38,5 Prozent der Variabilität der jährlichen Anzahl der hohen Wasserstände in Wismar lässt sich durch die Variabilität der Anzahl der Eigenschwingungen pro Jahr erklären. Ob diese Eigenschwingungen während dieser Hochwasserereignisse und eventuell deren Maximalwerte zeitgleich mit den Maximalwerten des Wasserstandes auftraten, wird im Folgenden überprüft.

Die Abbildung 8.11 zeigt am Beispiel von Wismar die konditionierte Wasserstandsverteilung in Prozent für alle stündlichen Wasserstände die zeitgleich zu einem hohen Beitrag der ersten Eigenschwingung auftraten.

Auffällig ist, dass die Verteilung symmetrisch ist und sowohl extrem niedrige als auch extrem hohe Wasserstände in Verbindung mit einem hohen

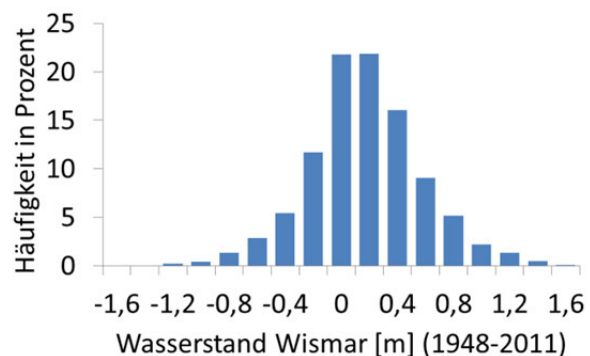


Abbildung 8.11. Relative Häufigkeitsverteilung der stündlichen Wasserstände während eines hohen Beitrages der ersten Eigenschwingung (\geq 99% Perz.) am Beispiel Wismar (1948-2011).

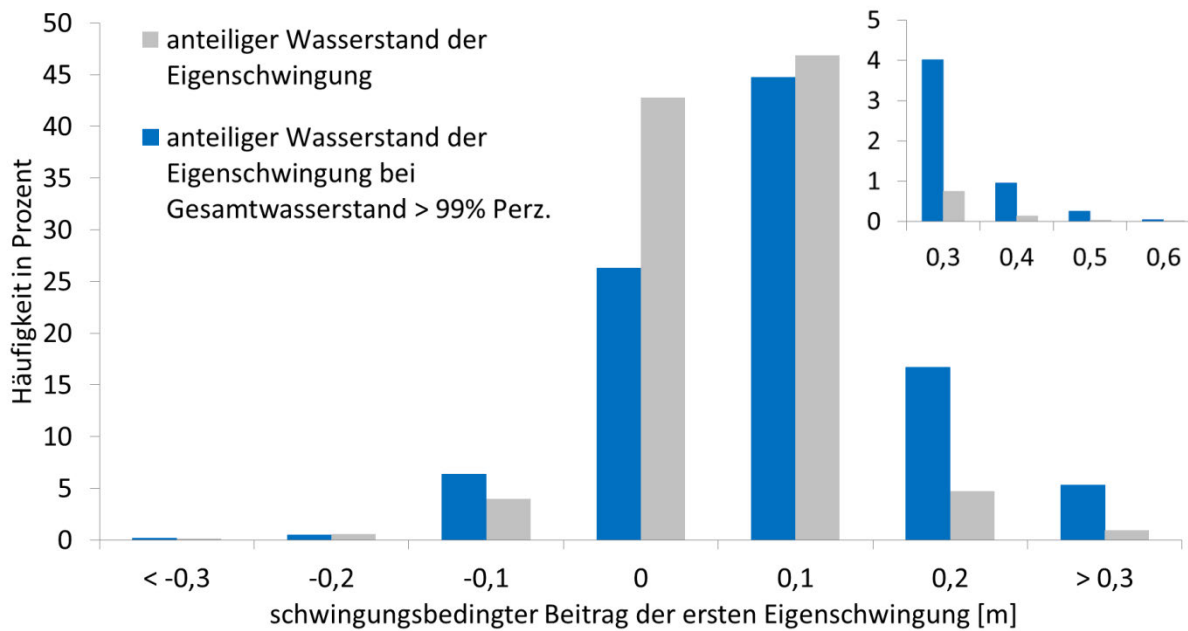


Abbildung 8.12. Relative Häufigkeitsverteilung der stündlichen Beiträge der ersten Eigenschwingung zum Zeitpunkt hoher Wasserstände (blau) und der Beiträge der ersten Eigenschwingung unabhängig vom Gesamtwasserstand (grau) Wismar (1948-2011).

positiven Beitrag der Eigenschwingung auftreten. Somit besteht kein genereller Zusammenhang hoher Wasserstände zum Zeitpunkt hoher positiver Beiträge der ersten Eigenschwingung (alle stündlichen Beiträge der Eigenschwingung über deren langfristigen 99% Perzentil).

Im Gegensatz dazu lässt sich ein Zusammenhang hoher Beiträge der Eigenschwingung zum Zeitpunkt hoher Wasserstände erkennen. Die Abbildung 8.12 zeigt am Beispiel Wismar die relative Häufigkeitsverteilung der Beiträge der Eigenschwingung, welche zum Zeitpunkt hoher Gesamtwasserstände im Zeitraum 1948 bis 2011 auftraten in Blau, und zum Vergleich die relative Häufigkeitsverteilung aller Beiträge der Eigenschwingung in Grau. Insbesondere in der detaillierten Darstellung der schwingungsbedingten Beiträge von 0,3 bis 0,6 Metern (rechts) wird deutlich, dass die Wahrscheinlichkeit für einen hohen Beitrag der Eigenschwingung zum Zeitpunkt hoher Gesamtwasserstände erhöht ist.

Deutlicher wird dieser Zusammenhang der Eigenschwingung zu hohen Gesamtwasserständen wenn man nicht die Beiträge der Eigenschwingung, sondern die Phase, also einen zeitlichen Zusammenhang zwischen hohen Wasserständen und der Eigenschwingung untersucht. Laut Definition treten die maximalen Beiträge der Eigenschwingung bei einer entsprechenden Amplitude zur Phase null Grad auf, während zur Phase 90 und -90 die Beiträge der Eigenschwingung minimal sind und somit weder deutlich negative noch deutlich positive Anteile am Gesamtwasserstand stellen.

Die Abbildung 8.13 verdeutlicht vorab, dass hohe schwingungsbedingte Beiträge (hier alle stündlichen Beiträge der ersten Eigenschwingung über deren 99% Perzentil) lediglich zur Phase bei 75 bis -65 Grad und vermehrt zwischen 35 bis -35 Grad auftreten. Der Zusammenhang zwischen hohen Wasserständen und dem Auftreten der Eigenschwingung ist in der Abbildung 8.14 dargestellt, welche die prozentuale Häufigkeitsverteilung der stündlichen Wasserstände über dem langfristigen 99% Perzentil der Wasserstände zur Phase der Eigenschwingung darstellt. In der linken Abbildung 8.14 ist die relative Häufigkeitsverteilung der stündlichen hohen Wasserstände zur jeweils vorliegenden Phase der Eigenschwingung mit einer Periode von 31 Stunden in Wismar

dargestellt. Zur Orientierung sind weiterhin die relative Häufigkeitsverteilung aller Wasserstände sowie ein skizzierter Ablauf der Eigenschwingung mit einer Amplitude von 0,5m hinzugefügt. Die rechte Abbildung 8.14 zeigt diese Darstellung der relativen Häufigkeitsverteilung für die hohen Wasserstände zur Phase der Eigenschwingung am Pegel Greifswald sowie am Pegel Flensburg.

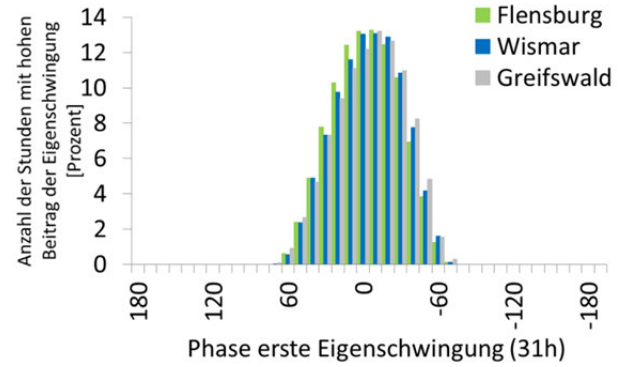


Abbildung 8.13. Prozentuale Häufigkeitsverteilung der stündlichen Beiträge der ersten Eigenschwingung über deren langfristigem 99% Perzentil (Wismar: 19,5cm; Flensburg: 24,9cm; Greifswald: 14,6cm) zur jeweiligen Phase der ersten Eigenschwingung (1948-2011).

Im Vergleich zu der Verteilung aller Wasserstände lässt sich für die hohen Wasserstände in Wismar (linke Abbildung 8.14) eine bevorzugte Phasenbeziehung und somit ein Zusammenhang hoher Wasserstände zu bestimmten Phasen der Eigenschwingung erkennen. Diese Phasenbeziehung ist an allen untersuchten Pegeln der deutschen Ostseeküste bestimmt worden, nimmt jedoch von Osten (z.B. Greifswald) nach Westen (z.B. Flensburg) etwas ab, wie in der rechten Abbildung 8.14 anhand der etwas breiter verlaufenden Verteilung von Flensburg im Vergleich zu der von Greifswald zu erkennen ist.

Betrachtet man die Abbildung 8.14 für Wismar (links) fällt auf, dass die Wahrscheinlichkeit hoher Wasserstände ($\geq 99\%$ Perz.) während positiver Phase (180 bis 0) erhöht ist und diese hohen Wasserstände somit gehäuft während einer zurückströmenden Eigenschwingung auftreten. In Wismar traten im Untersuchungszeitraum (1948 bis 2011) 88,3 Prozent der hohen Wasserstände zum Zeitpunkt einer positiven Phase der ersten Eigenschwingung auf. Insbesondere zur Phase um 80 Grad wurden vermehrt hohe Wasserstände in Wismar beobachtet. Während dieser Schwingungsphase ist der Beitrag der Eigenschwingung jedoch gering. Etwa 55 Prozent der hohen Wasserstände traten zur Schwingungsphase 115 bis 45 Grad und somit etwa 10 bis 4 Stunden vor einer maximal möglichen Amplitude der Eigenschwingung auf. Jedoch wurde in einigen Fällen ein maximaler Wasserstand um die Phase null Grad (Phase -5 bis +5) und somit zu

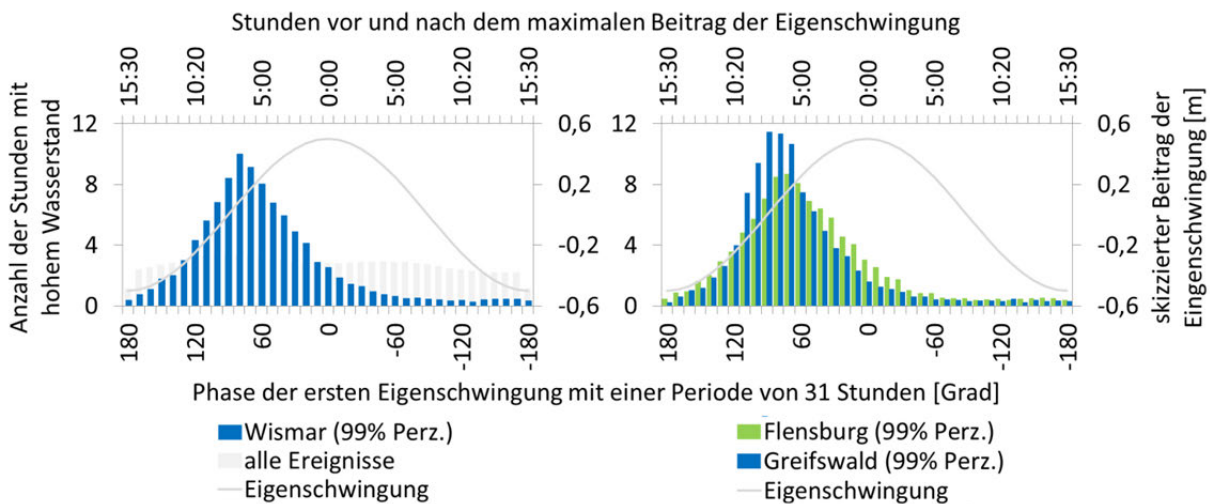


Abbildung 8.14. Prozentuale Häufigkeitsverteilung der stündlichen Wasserstände über deren langfristigem 99% Perzentil (Wismar: 73,5cm; Flensburg: 73,9cm; Greifswald: 72,9cm über NN) zur jeweiligen Phase der ersten Eigenschwingung (1948-2011).

einem möglichen maximalen Beitrag der Eigenschwingung beobachtet. In etwa 2,5 Prozent der hohen Wasserstände wurde zeitgleich ein möglicher maximaler schwingungsbedingter Beitrag ermittelt, welcher den hohen Wasserstand verursacht oder verstärkt hat. Ein vergleichbares Resultat wurde für weitere Pegel der deutschen Ostseeküste gefunden.

Die rechte Abbildung 8.14 zeigt den zeitlichen Zusammenhang zwischen hohen Wasserständen und der ersten Eigenschwingung in Flensburg und Greifswald. In Flensburg wurden 85,7 Prozent und in Greifswald 91,2 Prozent der hohen Wasserstände während positiver Phase beobachtet. Am häufigsten traten in Flensburg hohe Wasserstände zur Phase um 70 Grad und in Greifswald zur Phase um 90 Grad und somit während eines minimalen Beitrages der Eigenschwingung auf. 49,7 Prozent der hohen Wasserstände wurden in Flensburg etwa 10 bis vier Stunden (Phase 45 bis 115 Grad) vor der maximal möglichen Amplitude zur Phase null Grad der Eigenschwingung beobachtet. In Greifswald waren dies etwa 70 Prozent. Zum Zeitpunkt der maximal möglichen Eigenschwingung (null Grad) traten in Greifswald etwa 1,6 Prozent und in Flensburg etwa drei Prozent der hohen Wasserstände auf.

Diese bevorzugte Phasenbeziehung lässt sich durch die typische Entwicklung hoher Wasserstände an der deutschen Ostseeküste erklären. Während sich ein sturmhochwassererzeugendes Tiefdruckgebiet im Ostseeraum verlagert, führen häufig zunächst Winde aus Südwest und West zu einem Absinken der Wasserstände in der südwestlichen Ostsee und zu einem Anstieg der Wassermassen in der nördlichen Ostsee. Nachdem der Kern des Tiefdruckgebietes die Ostsee überquert hat, weht der Wind häufig aus Nord und Nordost. Der Windstau an der deutschen Ostseeküste kann nun durch die aus dem Druckgefälle angeregten und zurückströmenden Wassermassen weiter verstärkt werden. Wie groß der verstärkende Beitrag der Eigenschwingung ist, hängt neben der Phase und somit dem zeitlichen Verlauf der Schwingung von deren Amplitude ab.

In der Abbildung 8.12 wurde dargestellt, dass zum Zeitpunkt hoher Wasserstände die Wahrscheinlichkeit für einen hohen Beitrag der Eigenschwingung erhöht ist. Die Abbildung 8.15 zeigen die Boxplots für die Beiträge der ersten Eigenschwingung mit einer Periode von 31 Stunden für die Pegel Wismar, Flensburg und Greifswald zum Zeitpunkt hoher stündlicher Wasserstände innerhalb des Untersuchungsraums von 1948 bis 2011. Die Boxplots zeigen für diese drei Pegel zum einen die Situation unabhängig von der Phase der Eigenschwingung (-180 bis 180 Grad) sowie zum anderen für die Phase -35 bis 35 Grad und somit in etwa für den Zeitraum 2 1/2 Stunden vor bis 2 1/2 Stunden nach dem maximal möglichen Beitrag der Eigenschwingung.

Die bereits gezeigte erhöhte Wahrscheinlichkeit einen positiven Beitrag der Eigenschwingung zum Zeitpunkt hoher Wasserstände an der deutschen Ostseeküste zu erhalten, verdeutlichen die Boxplots für alle drei Pegel. In den Stunden, in denen die Wasserstände in Wismar, Flensburg und Greifswald über deren jeweiligen langfristigen 99% Perzentil liegen, beträgt der mittlere Beitrag der Eigenschwingung unabhängig von der jeweiligen Phase in Wismar 3,3cm, in Flensburg 4,9cm und in Greifswald 1,6cm. Die mittleren 50 Prozent der Beiträge der ersten Eigenschwingung (25% Perzentile bis 75% Perzentile) liegen in Wismar bei -2 bis 9cm, in Flensburg bei -1,7 bis 13 und in Greifswald bei -1,7 bis 5,3cm.

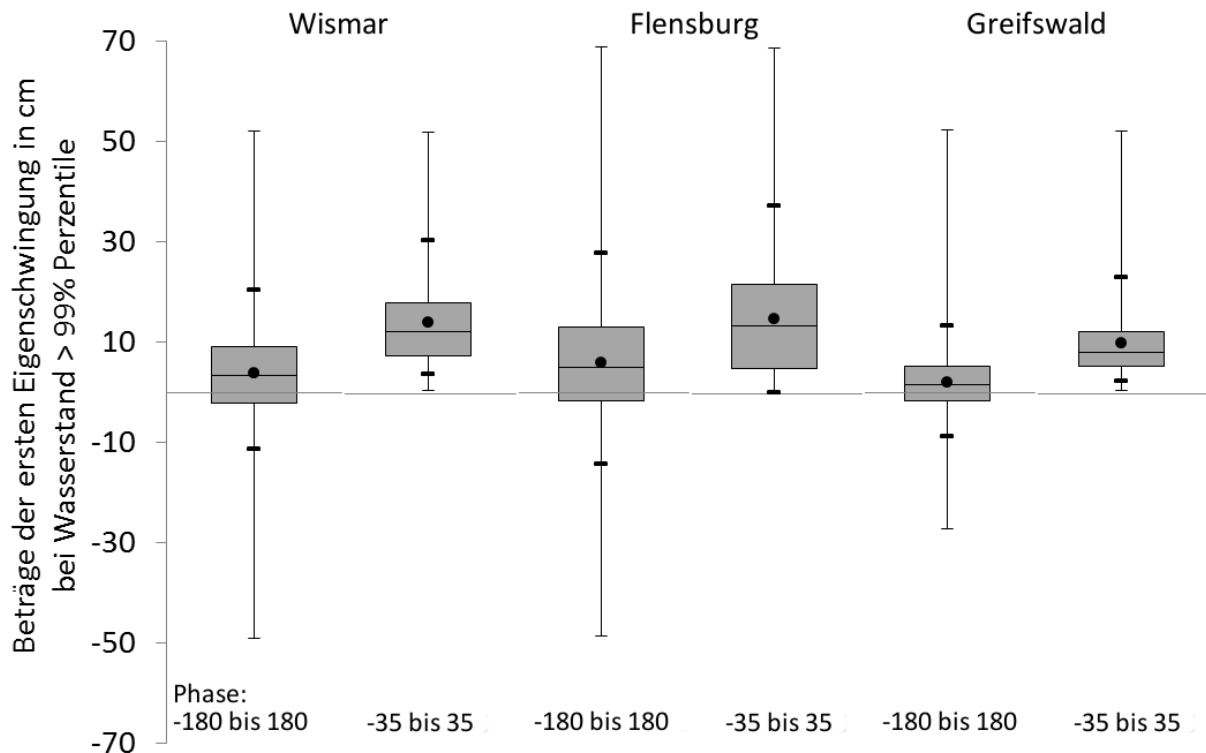


Abbildung 8.15. Boxplots der Beiträge der ersten Eigenschwingung mit einer Periode von 31 Stunden in cm zum Zeitpunkt hoher Wasserstände in Wismar, Flensburg und Greifswald (1948-2011) während der Schwingungsphase -180 bis 180 Grad und -35 bis 35 Grad.

Betrachtet man die Boxplots der Beiträge der Eigenschwingung zum Zeitpunkt hoher Wasserstände in Wismar, Flensburg und Greifswald zur Schwingungsphase -35 bis 35 Grad und somit im Zeitraum etwa 2 1/2 Stunden vor bis 2 1/2 Stunden nach dem maximal möglichen Beitrag der Eigenschwingung, fällt auf, dass an den drei Pegeln kein negativer Beitrag der Eigenschwingung aufgetreten ist. Die Beiträge der Eigenschwingung liegen im Mittel bei 7,6cm (Wismar), 13,5cm (Flensburg) und 8,1cm (Greifswald), wobei die mittleren 50 Prozent der Beiträge bei 7,6 bis 18cm (Wismar), 5 bis 21,9cm (Flensburg) und 5,3 bis 12,3cm (Greifswald) liegen.

Innerhalb dieser Phase (-35 bis 35 Grad) treten im Untersuchungszeitraum in Wismar etwa 19 Prozent der hohen Wasserstände auf, während es in Flensburg 23,6 Prozent und in Greifswald 14 Prozent sind. Von diesen hohen Wasserständen zeigen 25 Prozent einen schwingungsbedingten Beitrag von mindestens 18cm in Wismar, 21,9cm in Flensburg und 12cm in Greifswald. Weitere fünf Prozent dieser Hochwasserstände zeigen einen Beitrag der ersten Eigenschwingung von 30,4cm in Wismar, 37,4cm in Flensburg und 23,2cm in Greifswald.

Zu den Analysen der modellierten Wasserstandszeitreihen deutscher Ostseepiegel von 1948 bis 2011 bezüglich des Verhältnisses hoher Wasserstände zu der Phase der ersten Eigenschwingung lässt sich abschließend sagen, dass an allen untersuchten Pegeln eine bevorzugte Phasenbeziehung der hohen Wasserstände und der Eigenschwingung nachgewiesen werden konnte. In der Mehrzahl der untersuchten Fälle trat der maximale Beitrag der Eigenschwingung zeitversetzt einige Stunden nach dem hohen Wasserstand auf. Jedoch auch das zeitgleiche Auftreten hoher schwingungsbedingter Beiträge und hoher Gesamtwasserstände konnte in einigen Fällen

beobachtet werden. Im Vergleich der Pegel Flensburg und Greifswald lag innerhalb der vergangenen 64 Jahre die Wahrscheinlichkeit, dass ein hoher Wasserstand zeitgleich mit einem hohen Beitrag der Eigenschwingung auftritt in Flensburg höher. Ob diese hohen Wasserstände durch die Eigenschwingung bedingt sind oder nur verstärkt wurden, lässt sich im Allgemeinen nicht bestimmen und müsste für Einzelfälle überprüft werden.

Neben dem gezeigten Zusammenhang hoher Wasserstände und dem Auftreten der Eigenschwingungen, wird im Folgenden überprüft, welchen Beitrag die Eigenschwingungen bei der Genese von Sturmhochwassern an der deutschen Ostseeküste haben und ob die Scheitelwasserstände durch den Beitrag einer Eigenschwingung deutlich erhöht werden können. Dies wird anhand von 183 Sturmhochwassern untersucht, die im Untersuchungszeitraum in Wismar auftraten.

Bei den 183 Sturmhochwassern in Wismar konnte bei 68 Ereignissen (37 Prozent) ein Anteil der Eigenschwingung am Sturmhochwasserscheitelpunkt von mindestens 10cm nachgewiesen werden. Lediglich drei Prozent der Sturmhochwasser hatten ihren Scheitelwasserstand während eines negativen Beitrages der ersten Eigenschwingung von unter -10cm und bei etwa 60 Prozent der Sturmhochwasser in Wismar wurde kein Beitrag, beziehungsweise ein geringer Beitrag von -10 bis +10cm ermittelt (siehe Abbildung 8.16). Insbesondere bei den leichten (1m bis 1,24m über NN) und bei den mittleren (1,25m bis 1,49m über NN) Sturmhochwassern haben Eigenschwingungen häufig einen Anteil von mindestens 10cm am Scheitelwasserstand und knapp 40 Prozent der leichten und 37 Prozent der mittleren Sturmhochwasser zeigen zeitgleich zum maximalen Wasserstand einen Beitrag der Eigenschwingung von mindestens 10cm (Tabelle 8.1). Bei den acht schweren Sturmhochwassern, die innerhalb des Untersuchungszeitraumes in Wismar aufgetreten sind, leisten die Eigenschwingung keinen entscheidenden Beitrag zum Scheitelwasserstand. Im Durchschnitt liegt der Anteil der Eigenschwingungen bei den schweren Ereignissen mit einem Scheitelwasserstand über 1,49m über NN bei lediglich 2,55cm und maximal bei 7,43cm. Bei der Hälfte dieser Ereignisse wurde keine Eigenschwingung ermittelt, während bei den restlichen vier Ereignissen der maximale Beitrag der Schwingung erst sechs bis acht Stunden nach dem Scheitelwasserstand in Wismar eintrat.

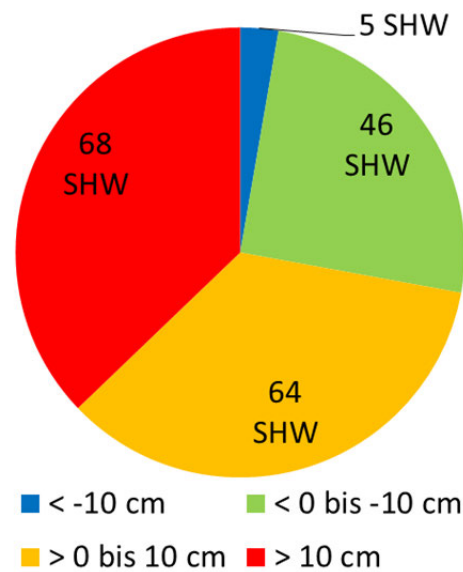


Abbildung 8.16. Klassifizierung der Sturmhochwasser in Wismar (1948 bis 2011) nach Anteil der Eigenschwingung mit einer Periode von 31 Stunden am Gesamtwasserstand.

Tabelle 8.1. Anzahl der Sturmhochwasser (SHW) mit einem Beitrag der ersten Eigenschwingung (31 Std.) von mindestens 10cm zum Scheitelwasserstand in Wismar (1948-2011).

	Anzahl	Anzahl (Prozent)	Mittelwert [cm]	Min. [cm]	Max. [cm]
	Sturmhochwasser	mit Eigenschwingung*	Eigenschwingung	Eigenschwingung	Eigenschwingung
SHW	183	68 (37,16 %)	6,46	-17,93	51,47
leichte SHW	137	54 (39,42 %)	6,91	-15,35	51,47
mittlere SHW	38	14 (36,84 %)	5,68	-17,93	35,83
schwere SHW	8	0 (0 %)	2,55	-4,16	7,43

*Während des Scheitelwasserstand mind. 10 cm Beitrag durch die erste Eigenschwingung der Periode von 31 Std.

Im Durchschnitt zeigen die leichten und mittleren Sturmhochwasser mit einer Eigenschwingung einen schwingungsbedingten Beitrag von etwa 18,3 (leichte Sturmhochwasser) und 16,8cm (mittlere Sturmhochwasser). Bei einem mittleren Scheitelwasserstand der leichten Sturmhochwasser mit Eigenschwingung von 1,10m über NN sind folglich etwa 17 Prozent des Gesamtwasserstandes dem Beitrag der ersten Eigenschwingung zuzuordnen. Am 7. Dezember 1989 kam es zu einem Sturmhochwasser mit einem maximalen Wasserstand von 1,33m über NN und einem schwingungsbedingtem Anteil von 35,8cm. In diesem Beispiel beträgt der schwingungsbedingter Beitrag am Gesamtwasserstand etwa 27 Prozent. Am 2. Januar 1976 wurde ein maximaler Beitrag der Eigenschwingung zum Scheitelwasserstand von 1,15m über NN von 51,5cm beobachtet. Bei diesem Ereignis ergibt der schwingungsbedingte Anteil des Scheitelwasserstandes 44,6 Prozent und das Sturmhochwasser wäre ohne den Beitrag der Eigenschwingung nicht aufgetreten. Dieses Sturmhochwasser am 2. Januar 1976 wurde im Kapitel 8.2 ausführlich dargestellt.

Auch wenn Eigenschwingungen teilweise entscheidend zum Scheitelwasserstand beitragen, muss abschließend betont werden, dass der Großteil der untersuchten Sturmhochwasser in Wismar innerhalb der betrachteten Jahre von 1948 bis 2011 keinen entscheidenden Beitrag der ersten Eigenschwingung gezeigt hat. In dem nächsten Abschnitt wird überprüft, ob sich die Beiträge und/oder die Anzahl der Eigenschwingungen in den vergangenen 64 Jahren (1948 – 2011) an der deutschen Ostseeküste verändert haben.

8.2.2 Veränderungen der ersten Eigenschwingung innerhalb der vergangenen 64 Jahre von 1948-2011

Die Analyse möglicher Veränderungen der Eigenschwingungen in den vergangenen Jahren von 1948 bis 2011 wird am Beispiel von Wismar durchgeführt. Aus den Amplituden und Phasen der ersten Eigenschwingung der Periode von 31 Stunden wurden die Beiträge am Gesamtwasserstand in Wismar für die stündlichen Werte von 1948 bis 2011 errechnet. Die Abbildung 8.17 stellt die jährliche Anzahl der Ereignisse, bei denen die erste Eigenschwingung einen anteiligen Wasserstand von über 19,5cm (dem langfristigen 99% Perzentil der ersten Eigenschwingung) aufweist, am Beispiel Wismar dar. Des Weiteren werden die jährlichen maximalen, schwingungsbedingten Beiträge am Gesamtwasserstand sowie die maximalen Dauer einzelner Eigenschwingungen über dem langfristigen 99% Perzentil der Eigenschwingung von 19,5cm in dieser Abbildung dargestellt.

Durchschnittlich traten in den vergangenen 64 Jahren (1948 bis 2011) in Wismar etwa 13 Eigenschwingungen mit einem anteiligen Wasserstand über 19,5cm pro Jahr auf. Das Jahr 1959 bildet mit keiner am Pegel Wismar beobachteten hohen Eigenschwingung das Minimum, während 35 dieser hohen Eigenschwingungen im Jahr 1983 auftraten. Eine Eigenschwingung im Jahr 1996 zeigt mit 52cm die größte schwingungsbedingte Wasserstandsveränderung in Wismar. Zu diesem Zeitpunkt herrschte in der südwestlichen Ostsee starker ablandiger Wind und die Eigenschwingung überlagerte die Reduktion des Wasserstands aufgrund des Windschubs. Die dargestellten hohen Eigenschwingungen erhöhten den Wasserstand in Wismar durchschnittlich um etwa sechs Stunden über 19,5 Zentimeter. Im Jahr 2006 kam es zu einer starken Eigenschwingung mit einem maximalen Beitrag von über 40cm, die über 14 Stunden den Wasserstand in Wismar um mindestens 19,5cm erhöhte.

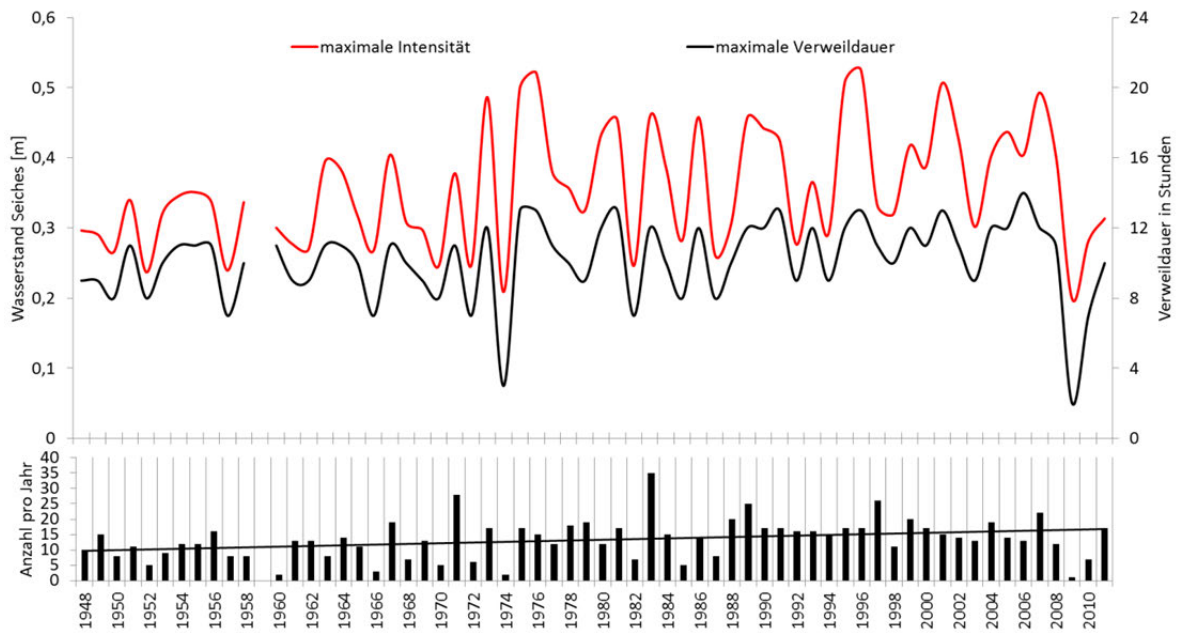


Abbildung 8.17. Anzahl der hohen Eigenschwingungen mit einer Periode von 31 Stunden pro Jahr sowie deren maximale Andauer über dem langfristigen 99% Perzentil (19,5cm) und deren maximaler Wasserstand für Wismar (1948-2011).

Innerhalb der vergangenen 64 Jahre ist bei der jährlichen Anzahl der hohen Eigenschwingungen und bei den aufgetretenen maximalen Amplituden der Eigenschwingungen eine hohe Variabilität mit einer Standardabweichung der jährlichen Anzahl von 6,5 Ereignissen und der maximalen Beiträge von 8,4cm zu erkennen. In den 30 Jahren von 1948 bis 1977 kam es zu insgesamt 319 Eigenschwingungen, während es 465 Ereignisse in den 30 Jahren von 1982 bis 2011 waren. Die Anzahl der Ereignisse schwankt stark von Jahr zu Jahr und auch innerhalb der zweiten Zeitreihe (1982-2011) gab es Jahre mit sehr wenigen Eigenschwingungen (z.B. 1985: fünf Ereignisse und 2009: ein Ereignis). Ein signifikanter Trend zu häufigeren und/oder stärkeren Eigenschwingungen ist demnach nicht zu erkennen. Betrachtet man die jährlichen 99% Perzentile und die jährlichen 1% Perzentile dieser Eigenschwingung in Wismar (Abbildung 8.18) ist zwar ein leichter linearer Trend der Extremwerte zu etwas höheren jährlichen 99% Perzentilen und etwas niedrigeren jährlichen 1% Perzentilen zu erkennen, aber sowohl bei der Anzahl der Eigenschwingungen pro Jahr und deren Maximalwerten als auch bei den jährlichen 1% und 99% Perzentilen schwanken die Werte stark von Jahr zu Jahr. Während das langfristige 1% Perzentil -18cm und das langfristige 99% Perzentil 19,5cm beträgt, schwanken diese Perzentile in der Zeitreihe 1948 bis

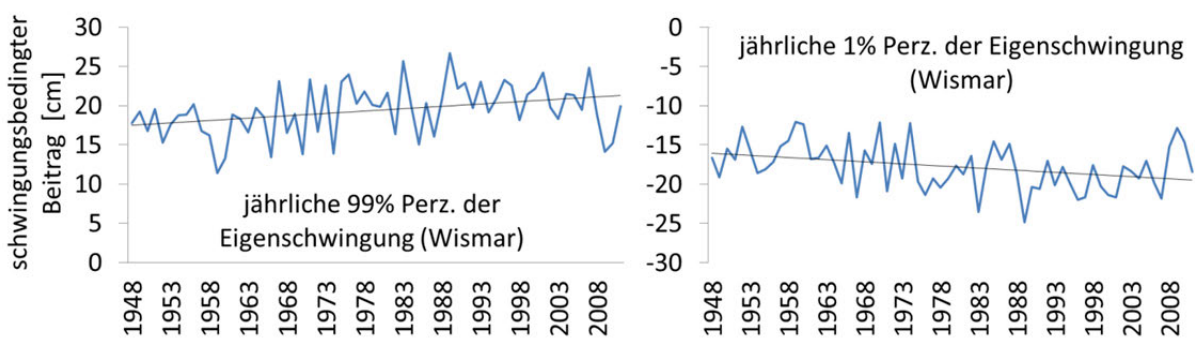


Abbildung 8.18. Jährliche 99% und 1% Perzentile der ersten Eigenschwingung (31 Std.) in Wismar (1948-2011).

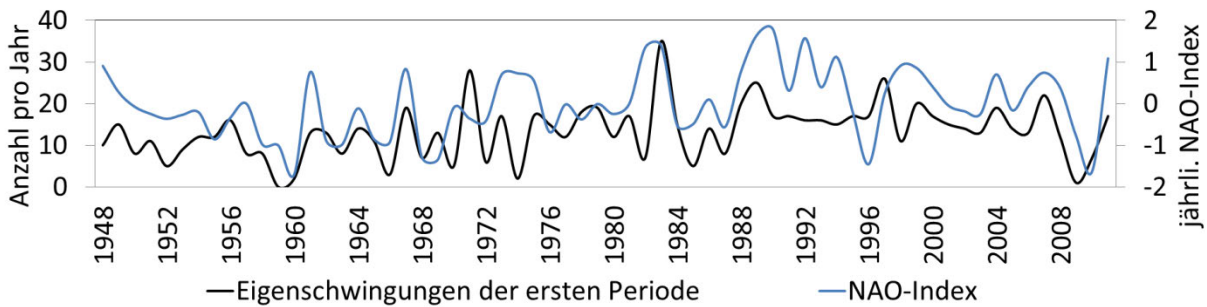


Abbildung 8.19. Anzahl der ersten Eigenschwingungen mit einem Beitrag über dem langfristigen 99% Perzentil (19,5cm) am Wasserstand in Wismar und jährlicher NAO-Index (1948-2011).

2011 von 11 bis 27cm (99% Perz.) und von -25 bis -12cm (1% Perz.). Aufgrund dieser hohen natürlichen Variabilität sollten die mittels linearer Regression bestimmten Veränderungen innerhalb der vergangenen 64 Jahre als nicht relevant bewertet werden.

Die große natürliche Variabilität der jährlichen Beiträge sowie die Anzahl von Eigenschwingungen lassen sich im Wesentlichen auf die Variabilität der Windverhältnisse über der Nord- und Ostsee zurückführen. Die Eigenschwingungen der Ostsee entstehen, wenn durch äußere Einflüsse die Ostseewasserstände aus der Ruhelage gebracht werden. Insbesondere durch starke Westwinde und Änderungen des Luftdrucks kommt es zu dieser Ausgangslage für Eigenschwingungen mit niedrigen Wasserständen in der südwestlichen und erhöhtem Wasserstand in der nördlichen Ostsee. Die Intensität und Häufigkeit der Westwinde und Tiefdruckgebiete stehen in enger Beziehung zur Nordatlantischen Oszillation (NAO).

Die Abbildung 8.19 zeigt die Anzahl der Eigenschwingungen mit einem Beitrag über deren langfristigen 99% Perzentil von 19,5cm pro Jahr sowie den jährlichen ermittelten NAO-Index von 1948 bis 2011. Ein leichter positiver Zusammenhang zwischen der jährlichen Anzahl der hohen Eigenschwingungen und dem jährlichen NAO-Index ist mit einer Korrelation von 0,49 gegeben und etwa 24% der Variabilität der jährlichen Anzahl der ersten Eigenschwingung lassen sich durch die NAO erklären. Die Jahre mit einem negativen NAO-Index zeigen durchschnittlich elf hohe Eigenschwingungen pro Jahr im Vergleich zu durchschnittlich 16 hohen Eigenschwingungen pro Jahr während der Jahre mit einem positiven NAO-Index. Die häufigere Anzahl der hohen Eigenschwingungen in Jahren mit einem positiven NAO-Index ist dadurch zu erklären, dass in diesen Jahren durch häufigere und stärkere Westwinde sowie als Folge über die Ostsee ziehender Sturmtiefs die Ruhelage der Ostseewasserstände gestört wird und Eigenschwingungen angeregt werden. Der Zusammenhang zwischen der NAO und den Eigenschwingungen ist im Vergleich zu dem Zusammenhang zwischen der NAO und der Vorfüllung (Korrelationsindex 0,54) etwas geringer. Dies ist dadurch zu erklären, dass die Vorfüllung primär durch häufigere Westwindlagen, die wiederum durch die NAO reguliert werden, bestimmt wird und Eigenschwingungen durch unterschiedliche Wind- und Luftdruckverhältnisse angeregt werden können.

9. Zusammenfassung, Diskussion der Ergebnisse und Fazit

Ein homogener, zeitlich und räumlich hochaufgelöster Datensatz der Ostseewasserstände der letzten knapp 65 Jahre (1. Januar 1948 bis 31. Oktober 2012) wurde mit dem hydrodynamischen Modell TRIM-NP (KAPITZA, 2008, KAPITZA UND EPPEL, 2000) in Verbindung mit rekonstruierten Wind- und Luftdruckfeldern aus dem regionalen Klimamodell COSMO-CLM (www.clm-community.eu) erstellt. Neben der Nordsee und Bereichen des Nordatlantiks wurden die gesamte Ostsee mit einer horizontalen Auflösung von 6,4km und die südwestliche Ostsee mit 1,6km simuliert. Mit Hilfe dieser Rekonstruktion wurden die Klimatologie der Ostseewasserstände, mögliche Trends innerhalb der vergangenen Jahrzehnte und insbesondere der Ablauf der Sturmhochwasserereignisse an der deutschen Ostseeküste bezüglich der Faktoren von Vorfüllung, Eigenschwingung und Windstau auf den Gesamtwasserstand detailliert analysiert und dargestellt.

In der barotropen Rekonstruktion der Wasserstände werden Effekte, die aufgrund der großen saisonalen und regionalen Differenzen der Temperatur- und Salzverhältnisse der Ostsee einen Einfluss auf den Wasserstand und deren räumliches und saisonales Muster haben, vernachlässigt. Ebenso bleiben in dieser Rekonstruktion denkbare Folgen von Seeeis auf die Wasserstände der Ostsee sowie eustatische und isostatische Prozesse unberücksichtigt. Folglich sind die beobachteten Wasserstandsvariationen innerhalb der vergangenen Jahre ausschließlich auf die Wind- und Luftdruckverhältnisse zurückzuführen.

Die Validierung der rekonstruierten Wasserstände wurde anhand mehrerer deutscher Ostseepegel sowie des schwedischen Pegels Landsort durchgeführt und zeigte eine sehr zufriedenstellende Übereinstimmung mit den gemessenen Wasserständen. Die rekonstruierten Windverhältnisse wurden anhand von drei Zeitreihen in Kiel-Holtenau, Warnemünde und am Kap Arkona validiert und zeigten ebenfalls eine sehr gute Wiedergabe der gemessenen Bedingungen. Lediglich im Bereich der hohen Windgeschwindigkeiten liegen die modellierten Werte zum Teil unter den gemessenen. Da jedoch auch die extremen Wasserstände und der Sturmhochwasserlauf von dem Modell TRIM-NP mit großer Genauigkeit wiedergegeben wurden, sind auch Ungenauigkeiten innerhalb der gemessenen Windverhältnisse denkbar.

Sowohl die Klimatologie der Ostseewasserstände im Allgemeinen als auch der Sturmhochwasser an der deutschen Ostseeküste im Speziellen konnten mit Hilfe des zweidimensionalen und barotropen Wasserstandsmodells TRIM-NP rekonstruiert werden. Ein Vergleich zwischen barotroper und barokliner Modellierung der Ostseewasserstände, bei der auch Seeeis berücksichtigt wurde, zeigte eine vergleichbare Modell-Effizienz und somit Qualität, die Wasserstände der Ostsee zu rekonstruieren. Die Anomalien der Wasserstände der südwestlichen Ostsee werden folglich primär durch die meteorologischen Verhältnisse bestimmt, beziehungsweise werden mögliche barokline Effekte auch von dem dreidimensionalen baroklinen Modell nicht im Detail rekonstruiert. Entsprechendes gilt für die Vernachlässigung von möglichem Seeeis in der Ostsee.

Anzumerken ist, dass die Validierung der Wasserstände, mit Ausnahme des Pegels Landsort, anhand verschiedener Wasserstandszeitreihen der deutschen Ostseeküste durchgeführt wurde. Dies gilt auch für den Vergleich zwischen barotroper und barokliner Modellierung zu. Ein möglicher Einfluss barokliner Effekte auf die Wasserstandsanomalien der zentralen, östlichen und nördlichen Ostsee, sollte vor einer detaillierten Analyse der Wasserstände dieser Regionen überprüft werden. Im Winter sind der äußerste nördliche Bereich des Bottnischen Meerbusens im Durchschnitt zu mindestens 80% der Zeit und teilweise Bereiche des Finnischen Meerbusens und der Bucht von Riga vereist. Nach Aussagen von LISITZIN (1957) und ZHANG und LEPPÄRANTA (1995) kann

Seeeis in der Ostsee, je nach Grad der Vereisung, einen entscheidenden Einfluss auf die Variabilität der Wasserstände, den Windstau und die Strömungen haben. Dieses zeigten ZHANG und LEPPÄRANTA (1995) am Beispiel von drei Einzelfällen im Bottnischen Meerbusen, die zum einen mit einem „eisfreien“ und zum anderen mit einem gekoppelten Eis-Ozean-Modell mit unterschiedlich starker Eisbedeckung im Bottnischen Meerbusen gerechnet wurden. Die Wasserstände der „eisfreien“ Rekonstruktion zeigten im Vergleich zu den Ergebnissen des Eis-Ozean-Modells zum einen eine schlechtere Reproduktion der gemessenen Bedingungen, zum anderen deutlich höhere Wasserstände. Der teilweise große Einfluss von Seeeis auf die Wasserstände konnte für die Pegel des Bottnischen Meerbusens nachgewiesen werden. Da die Wasserstands anomalien an der deutschen Ostseeküste innerhalb der hier präsentierten Rekonstruktion ohne Berücksichtigung von Seeeis mit großer Genauigkeit mit den beobachteten übereinstimmen, kann davon ausgegangen werden, dass der Einfluss von Seeeis auf die Wasserstände der südwestlichen Ostsee geringer ist. Die rekonstruierten Wasserstände der östlichen und nördlichen Ostsee sollten jedoch, insbesondere in den Wintermonaten, unter Vorbehalt bewertet werden.

Neben den kurz- und langfristigen Veränderungen der Wasserstände an der deutschen Ostseeküste wurde ein detailliertes Bild der räumlichen Verteilungen der langfristigen Mittel-, Hoch- und Niedrigwasserstände der gesamten Ostsee gezeigt. Auch wenn die Anomalien der Wasserstände in hoher Genauigkeit wiedergegeben werden konnten, sind Unsicherheiten im Bereich der mittleren Wasserstände gegeben. Im langfristigen Mittel neigt sich der Wasserspiegel der Ostsee unter mittleren Bedingungen von Ost nach West und von Süd nach Nord. EKMAN und MÄKINEN (1996) erklären, dass diese mittlere Neigung der Ostseewasserstände durch die räumlich und zeitlich sehr unterschiedlichen Temperatur- und Salzverhältnisse und somit Dichteverhältnisse, mit tendenziell abnehmenden Temperaturen und Salzgehalten der Ostseewasserstände von Süd nach Nord entsteht. MEIER ET AL. (2004) ergänzen, dass sich diese räumlichen Differenzen des mittleren Wasserstandes neben den Temperatur- und Salzverhältnissen aus den dominanten westlichen Windverhältnissen ergeben. Nach BAERENS ET AL. (2003) beträgt die mittlere Neigung der Wasserstände zwischen dem Kattegat und dem Bottnischen Meerbusen etwa 28cm, nach EKMAN und MÄKINEN (1996) etwa 30cm. Diese typische Neigung wurde ebenfalls innerhalb der rekonstruierten Wasserstände beobachtet und beträgt zwischen Kattegat und Bottnischen Meerbusen im langfristigen Mittel etwa 14cm und ist somit im Vergleich zu den Ergebnissen von BAERENS ET AL. (2003) und EKMAN und MÄKINEN (1996) um etwa 14-16cm weniger stark ausgeprägt. Da bei dieser Rekonstruktion der Ostseewasserstände die baroklinen Effekte nicht berücksichtigt wurden, resultieren 14cm der Neigung primär durch die dominanten westlichen Winde und sekundär durch die im Modell TRIM-NP realisierten, überwiegend im östlichen Teil der Ostsee mündenden, abflussreichen Flüsse. Im Vergleich zu den Angaben von EKMAN und MÄKINEN (1996) kann somit geschlossen werden, dass etwa 50 Prozent der Neigung der Ostseewasserstände das Resultat der dominanten Westwinde ist.

Weitere Analysen der rekonstruierten Ostseewasserstände ergeben im räumlichen Bild, dass die Wasserstandsschwankungen der Küstenzonen und Buchten als Folge der Stau- und Schubwirkung des Windes die größte Variabilität und die höchsten Hoch- und Niedrigwasserstände zeigten, während die Wasserstände der offenen Ostsee weniger variabel sind. Der Jahresgang der mittleren und extremen Wasserstände beschreibt in allen Teilen der Ostsee einen typischen Verlauf mit maximalen Wasserständen im Winter, einer Abnahme über das Frühjahr bis zu einem Minimum im Sommer und eine erneute Zunahme im Herbst. Dieser typische Verlauf steht in direkter Verbindung zu dem herrschenden saisonalen Windklima der Ostseeregion.

Mit Ausnahme der langfristigen Niedrigwasser in der südwestlichen Ostsee ist bei den langfristigen Mittel-, Hoch- und Niedrigwasserständen der gesamten Ostsee ein langfristiger positiver Trend innerhalb der 64 Jahre von 1948 bis 2011 zu erkennen. Mit Ausnahme der Analysen der jährlichen 99% Perzentile sind diese Trends statistisch nicht signifikant ($p > 0,05$) und die Tendenz zu etwas höheren Wasserständen ist im Vergleich zu der hohen natürlichen Variabilität der Wasserstände und den starken jährlichen und (multi-) dekadischen Schwankungen gering. Es kann nicht geklärt werden, inwieweit die Trends gegebenenfalls Teil der langfristigen Variabilität darstellen. Die große Variabilität der Wasserstände mit starken jährlichen und (multi-) dekadischen Schwankungen steht in einem direkten Zusammenhang zu der Variabilität der Windverhältnisse über der Nord- und Ostsee. Nach BÄRRING und VON STORCH (2004) sind dekadische Schwankungen im Windklima nicht ungewöhnlich und bisher ist kein langfristiger Trend in dem Sturmeschehen über Europa zu erkennen. Entsprechendes gilt folglich auch für die meteorologisch bedingten Variationen der Ostseewasserstände.

Da die jährlichen und dekadischen Schwankungen der Wasserstände stark von den Windverhältnissen und somit von der Nordatlantischen Oszillation (NAO) beeinflusst sind, konnte ein deutlicher Einfluss der NAO auf die Ostseewasserstände nachgewiesen werden. Besonders die mittleren Wasserstände der zentralen und nördlichen Ostsee reagieren stark auf die Luftdruckverhältnisse von Azorenhoch und Islandtief, während die Wasserstände der südwestlichen Ostsee einen geringeren Zusammenhang zeigen. Etwa 60 Prozent der Variabilität der jährlichen mittleren Wasserstände (50% Perzentile) im Bottnischen und Finnischen Meerbusen und 47 Prozent der Variabilität der Wasserstände der zentralen Ostsee können durch die Variabilität des dominanten Luftdruckmusters erklärt werden. In Jahren mit einem positiven NAO-Index, folglich in Jahren mit häufigeren Westwindlagen, liegen die mittleren Wasserstände der gesamten Ostsee im Durchschnitt über den Werten der Jahre mit einem negativen NAO-Index. So zeigten die Auswertungen der mittleren Wasserstände an sechs verschiedenen Modellpunkten im gesamten Ostseegebiet in den Jahren mit einem positiven NAO-Index durchschnittlich 62,5 Prozent (+5,5cm) höhere Werte im Vergleich zu den mittleren Wasserständen der Jahre mit einem negativen NAO-Index. Dieser starke Zusammenhang wurde ebenfalls bei Auswertungen von ANDERSSON (2002), HÜNICKE und ZORITA (2006), DAILIDIENÉ ET AL. (2006) und SUURSAAR ET AL. (2006) insbesondere im Winter und in der nördlichen und östlichen Ostsee beobachtet. HÜNICKE und ZORITA (2006) bestätigen, dass die Korrelation der NAO mit den Wasserständen der südwestlichen Ostsee im Vergleich zu den Wasserständen der zentralen und nördlichen Ostsee schwächer ist. Die Zusammenhänge der Variabilität der NAO und der Variabilität der Wasserstandsschwankungen der hier vorgestellten Rekonstruktion sind im Vergleich zu den Analysen von KAUKER und MEIER (2003) und JEVREJEVA ET AL. 2006, mit einer erklärten Varianz von durchschnittlich 32 Prozent (im Winter), deutlich stärker. Dies ist damit zu erklären, dass innerhalb der hier vorgestellten Rekonstruktion der Ostseewasserstände ausschließlich die Wind- und Luftdruckverhältnisse die Wasserstandsvariationen beeinflussen. So zeigten HÜNICKE ET AL. (2008), dass auch die Variationen im Niederschlag einen Teil der dekadischen Wasserstandsschwankungen der südlichen Ostsee erklären können.

Langfristige Veränderungen extremer Wasserstände können als Folge des Meeresspiegelanstiegs oder veränderter Windverhältnisse resultieren, dies ist jedoch aufgrund der geringen Datenmenge der Extremereignisse schwer zu überprüfen. Auf globaler Ebene zeigten unter anderem MENENDEZ und WOODWORTH (2010), dass sich die extremen Wasserstände lediglich um den Faktor des globalen Meeresspiegels verändert haben. Da in der Rekonstruktion der Ostseewasserstände der Meeresspiegelanstieg unberücksichtigt bleibt, können mögliche Veränderungen der extremen Wasserstände aufgrund veränderter meteorologischer Bedingungen

untersucht werden. Die Anzahl, Intensität und Verweildauer von Sturmhochwassern an der deutschen Ostseeküste wurde statistisch ausgewertet und die Beteiligung der Faktoren Windstau, Vorfällung und Eigenschwingung am Scheitelwasserstand quantifiziert. Ein langfristiger Trend zu häufigeren Sturmhochwassern konnte weder bei der Auswertung der Ereignisse mit einem Wasserstand über dem langfristigen 99% Perzentil noch bei den leichten ($\geq 1\text{m}$ ü. NN), mittleren ($\geq 1,24\text{m}$ ü. NN) und hohen ($\geq 1,49\text{m}$ ü. NN) Sturmhochwassern innerhalb der vergangenen 64 Jahre an der deutschen Ostseeküste nachgewiesen werden. Auch bezüglich Verweildauer und Intensität dieser Ereignisse zeigten sich keine langfristigen Trends. Die Auswertungen gemessener Wasserstandszeitreihen und historischer Quellen bezüglich der extremen Ereignisse der vergangenen Jahre an der südwestlichen Ostseeküste bestätigen diese Ergebnisse (RICHTER ET AL. 2011).

Bedingt durch das sehr variable Windklima der Ostseeregion zeigten sich jedoch starke saisonale, jährliche und (multi-) dekadische Schwankungen im Auftreten und im Ausmaß der Sturmhochwasser mit einem Maximum in den 1990er Jahren und saisonal in den Wintermonaten. Die Sturmhochwassergenese und die Reaktion der Wasserstände der gesamten Ostsee auf sturmhochwasserverursachende Wetterlagen konnte flächendeckend in einer hohen zeitlichen und räumlichen Auflösung dargestellt werden. Der Wind (Windrichtung, Windgeschwindigkeit und Fetch) ist der primäre Faktor für die Entstehung und Intensität der Sturmhochwasser an der deutschen Ostseeküste. Die Bandbreite der stauwirksamen Windrichtung und Windgeschwindigkeit ist im Vergleich zu den leichten Sturmhochwassern (stauwirksame Windrichtung: Nordwest bis Südost) bei den schweren Ereignissen mit einem Sturmhochwasserstand von mindestens 1,5m über NN deutlich schmaler. Bei den acht schweren Sturmhochwassern in Wismar, die innerhalb des Untersuchungszeitraums von 1948 bis 2011 auftraten, waren dies ausschließlich stürmische lokale Winde aus Nord und Nordost. Für diese Windverhältnisse waren sehr unterschiedliche Wetterlagen verantwortlich. Vier sturmhochwasserverursachende Wetterlagen mit Zyklonen aus West, Nord-West und Nord-Ost kommend sowie die Vb-Lage wurden während der Genese der acht schweren Sturmhochwasser in Wismar beobachtet. Die jeweilige Zugbahn der Zyklone über die Ostsee bedingt eine unterschiedliche Ausgangssituation und einen unterschiedlichen Ablauf der einzelnen Sturmhochwasser.

Neben dem Windstau können eine gegebene Vorfällung der Ostsee und Eigenschwingungen die Sturmhochwassergenese und die Scheitelwasserstände an der deutschen Ostseeküste beeinflussen. Die Bestimmung der Vorfällung innerhalb der rekonstruierten Wasserstände von 1948 bis 2011 wurde nach der Definition des MUSTOK-Projektes (MUDERSBACH und JENSEN, 2010) am Pegel Landsort (Schweden, 17°52'E, 58°45'N) durchgeführt. Hinsichtlich dieser Definition wurde die rekonstruierte Wasserstandszeitreihe des Pegels Landsort analysiert. Innerhalb der über 20 Tage gefilterten Wasserstandszeitreihe für Landsort traten im Untersuchungszeitraum (1948 bis 2011) 172 Vorfällungsereignisse mit einer durchschnittlichen Dauer von 24 und einer maximalen Dauer von 123 Tagen auf. Eine langfristige Veränderung der Vorfällung konnte neben der starken natürlichen Variabilität nicht erkannt werden. Jahre mit einem positiven NAO-Index zeigten überdurchschnittlich häufig eine Vorfällung der Ostsee.

Welche Bedeutung eine gegebene Vorfällung für die Entstehung und das Ausmaß der Sturmhochwasser an der deutschen Ostseeküste hat, wurde am Beispiel Wismar untersucht. Im Untersuchungszeitraum konnte in Wismar bei etwa fünfzig Prozent der Sturmhochwasser mit einem Scheitelwasserstand von mindestens 1m über NN eine vorangegangene Vorfällung nachgewiesen werden. Die Scheitelwasserstände und die Dauer der Sturmhochwasser mit und ohne Vorfällung unterschieden sich jedoch nicht wesentlich. Allerdings zeigt die Auswertung der

jeweils herrschenden Windverhältnisse deutliche Unterschiede in der Entstehung dieser beiden Sturmhochwassertypen. Sturmhochwasser mit vergleichbarem Scheitelwasserstand treten bei einer gegebenen Vorfüllung und somit einem erhöhten Ausgangsniveau für die Sturmhochwasser bereits bei einer geringeren Windwirkung auf. Die Windverhältnisse der untersuchten Sturmhochwasser mit Vorfüllung zeigten im Mittel geringere Windgeschwindigkeiten und eine breitere Verteilung der herrschenden Windrichtungen als die Sturmhochwasser ohne Vorfüllung, die im Wesentlichen nur zu Zeiten starker stauwirksamer Winde aus Nordwest bis Nordost auftraten. Folglich ist die Bandbreite optimaler Starkwindfelder für die Sturmhochwasser ohne Vorfüllung geringer und Sturmhochwasser treten bei einer gegebenen Vorfüllung, einem für Sturmhochwasser erhöhten Ausgangsniveau, entsprechend leichter auf. Da die Vorfüllungsereignisse teilweise über 100 Tage andauern kommt es in der Zeit eines erhöhten Füllungsgrades häufig zu mehreren aufeinander folgenden Sturmhochwassern an der deutschen Ostseeküste. Im Januar und Februar 1983 kam es während eines langanhaltenden konstant erhöhten Füllungsgrades zu sechs aufeinander folgenden Sturmhochwassern mit einer Gesamtdauer von 72 Stunden über 1m über NN und somit zu einer starken Sturmhochwasserbelastung an der Küste.

Neben dem Windstau, der Vorfüllung und den aufgrund der geringen Beiträge vernachlässigbaren Gezeiten, führen zudem Eigenschwingungen zu Wasserstandsschwankungen an der deutschen Ostseeküste. Die Eigenschwingungen und insbesondere deren möglicher Beitrag zu Sturmhochwassern werden in der Ostseeforschung sehr kontrovers diskutiert. Die Eigenschwingungen werden meist durch erneuten Windeinfluss, einströmendes Nordseewasser oder weitere entgegenlaufende Eigenschwingungen überlagert und die von WÜBBER und KRAUSS (1979) numerisch bestimmten Eigenschwingungen sind in ihrer vollen Ausprägung in der Natur nur in wenigen Einzelfällen zu beobachten. Ebenso konnten unter anderem BAUR und SAUER (1970) bei einer Spektralanalyse der Wasserstandszeitreihen über einen endlichen Bereich keine eindeutigen Peaks bei den angenommenen Perioden finden. Innerhalb der rekonstruierten Ostseewasserstände von 1948 bis 2011 konnten Eigenschwingungen der ersten vier Ordnungen (WÜBBER UND KRAUSS, 1979) mit Hilfe einer gleitenden harmonischen Analyse und der Betrachtung kleiner Zeitfenster von jeweils 96 Stunden am Beispiel von fünf Wasserstandszeitreihen entlang der deutschen Ostseeküste vor dem Rauschen weiterer Variabilität bestimmt werden. Auch wenn nicht auszuschließen ist, dass in wenigen Einzelfällen weitere Prozesse (aufeinanderfolgende Vorfüllungsphasen oder Effekte der Wind- und Luftdruckverhältnisse auf den Wasserstand) Wasserstandsvariationen in den angenommenen Perioden der Eigenschwingungen von 31 bis 19,8 Stunden verursachten und folglich fälschlicherweise während der gleitenden harmonischen Analyse als Eigenschwingungen bestimmt wurden, lässt sich dennoch ein Großteil der gefundenen Variationen nur durch das Vorhandensein von Eigenschwingungen erklären. Unsicher ist der Zusammenhang zwischen einer Seeisbedeckung und dem Auftreten beziehungsweise dem Verlauf der Eigenschwingungen, der innerhalb dieser Rekonstruktion unberücksichtigt bleibt.

Da es nach Aussagen von BAERENS ET AL. (2003) hauptsächlich zur Anregung der ersten einknotigen Eigenschwingung mit einer Periode von 31 Stunden kommt und diese im Bereich der Schwingungsbäuche die größten Wasserstandsschwankungen von etwa einem Meter hervorrufen können, wurden die Analysen der Eigenschwingungen bezüglich der Sturmhochwassergenese und deren Beitrag am Scheitelwasserstand anhand der ersten Eigenschwingung durchgeführt. Die ermittelten, schwingungsbedingten Beiträge der ersten Eigenschwingung am Gesamtwasserstand liegen in Wismar zwischen -52cm und +52cm. Ein genereller Zusammenhang hoher Gesamtwasserstände und hoher Beiträge der ersten Eigenschwingung konnte nicht beobachtet werden. So traten innerhalb des Untersuchungszeitraums in Wismar des Öfteren hohe

Wasserstände zeitgleich mit negativen Beiträgen der Eigenschwingung auf. Andererseits treten hohe Beiträge der Eigenschwingung bevorzugt während hoher Wasserstände auf, was durch den typischen Ablauf der Sturmhochwasser wie folgt erklärt werden kann. An den Tagen vor dem Sturmhochwasser ziehen häufig Sturmtiefs von West nach Ost über die Ostsee und führen durch Windschub und den inverse barometrischen Effekt zu einer Schrägstellung der Ostseewasserstände mit niedrigen Wasserständen in der südwestlichen und erhöhten Wasserständen in der nördlichen Ostsee. Folge dieser Ausgangslage sind zurückströmende Wassermassen (Eigenschwingungen), die oft durch drehende Winde weiter angetrieben werden und den Wasserstand in der südwestlichen Ostsee erneut erhöhen.

Neben dem Zusammenhang hoher Beiträge der Eigenschwingung und hohen Wasserständen konnte eine bevorzugte Phasenbeziehung zwischen der ersten Eigenschwingung und den hohen Wasserständen an der deutschen Ostseeküste nachgewiesen werden. Die Höhe des schwingungsbedingten Beitrages am Gesamtwasserstand, hängt neben der Amplitude der Schwingung von deren Phase und somit dem zeitlichen Verlauf ab. Bei über 50 Prozent der Ereignisse mit einem Wasserstand über dem langfristigen 99% Perzentil in Wismar trat der maximale Wasserstand zur Phase der Eigenschwingung von 55 bis 125 Grad und somit etwa fünf bis zehn Stunden vor dem maximalen Beitrag der Eigenschwingung auf. Jedoch ist auch die Möglichkeit gegeben, dass ein hoher Wasserstand zeitgleich mit einem hohen Beitrag der Eigenschwingung auftritt. Während der Phase -35 bis 35 Grad wurden in Wismar, Flensburg und Greifswald keine negativen schwingungsbedingten Wasserstandsveränderungen registriert und etwa 25 Prozent der Eigenschwingungen im Bereich von -35 bis 35 Grad zeigten einen Beitrag von über 20cm. Die Wahrscheinlichkeit, dass ein hoher Gesamtwasserstand während dieser Schwingungsphase auftritt liegt im Durchschnitt der fünf untersuchten Wasserstandszeitreihen entlang der deutschen Ostseeküste bei etwa 20 Prozent. Folglich zeigen etwa 20 Prozent der hohen Wasserstände einen positiven Beitrag der Eigenschwingung und in einem Viertel dieser Ereignisse einen schwingungsbedingten Beitrag von mindestens 20cm.

Nach Aussagen von BORK und MÜLLER-NAVARRA (2009) liefern Eigenschwingungen keinen entscheidenden Beitrag zur Maximierung von Sturmhochwassern und die Autoren belegen dies mithilfe eines rekonstruierten Sturmhochwasserereignisses im Dezember 1971, bei dem nach ihrer Meinung ideale Bedingungen für eine Eigenschwingen gegeben waren. Der Beitrag der Eigenschwingung zu diesem Sturmhochwasser wurde ebenfalls mittels gleitender harmonischer Analyse analysiert. Die hier dargestellte Rekonstruktion zeigt ebenfalls, dass die im Dezember 1971 angeregte Eigenschwingung mit einer Amplitude von etwa 16cm zum Zeitpunkt des Scheitelwasserstandes lediglich einen Beitrag von -4cm leistet und erst neun Stunden nach dem Scheitelwasserstand ein schwingungsbedingter Wasserstandsanstieg von 20cm in Wismar gegeben ist. Bei weiteren Analysen der rekonstruierten Sturmhochwasser in Wismar wurden jedoch im Untersuchungszeitraum von 1948 bis 2011 bei etwa 37 Prozent der Sturmhochwasser schwingungsbedingte Anteile von mindestens 10cm und maximal 52cm am Scheitelwasserstand ermittelt. Dies betrifft insbesondere die leichten und mittleren Sturmhochwasser, bei denen die Scheitelwasserstände teilweise zu großen Anteilen aus schwingungsbedingten Beiträgen entstanden sind. Die Analysen der Sturmhochwasser am Pegel Warnemünde von MEINKE (1999) bestätigen dieses Ergebnis.

Innerhalb der vergangenen 64 Jahre traten acht schwere Sturmhochwasser in Wismar auf, von denen keines durch den Beitrag der Eigenschwingung verursacht oder verstärkt wurde. Das Sturmhochwasser im November 1872 war bislang das höchste an der deutschen Ostseeküste. Welchen Einfluss die Faktoren Windstau, Vorfüllung und Eigenschwingungen bei diesem

Sturmhochwasser hatten, ist bis heute nicht vollständig geklärt. Es würde sich anbieten dieses außergewöhnliche Sturmhochwasser mit den hier vorgestellten Methoden zu analysieren.

Weder bei den jährlichen Mittel-, Niedrig- und Hochwasserständen noch bei der Anzahl, Dauer und Intensität der Sturmhochwasser konnte neben der starken natürlichen Variabilität ein signifikanter Trend ermittelt werden. Bei der Interpretation möglicher zukünftiger Wasserstandsveränderungen sollten die starken meteorologisch bedingten Wasserstandsvariationen, wie hier gezeigt wurden, stets Berücksichtigung finden.

Der gewonnene Datensatz der zeitlich und räumlich hochaufgelösten Wasserstände hat sich als ausgesprochen effektiv für die Darstellung der Klimatologie der Ostseewasserstände und der Analyse der Sturmhochwasser an der deutschen Ostseeküste erwiesen. Der hier vorgestellte Datensatz weist darüber hinaus auch Potentiale für künftige Forschungen, vergleichbar den Analysen von coastDat für die Nordsee (www.coastdat.de), auf. Der Hindcast der Ostseewasserstände sollte fortlaufend erweitert werden und das Modell TRIM-NP bietet sich nach der äußerst zufriedenstellenden Rekonstruktion der Ostseewasserstände an, um Szenarien bezüglich des Einflusses einer möglichen globalen Erwärmung auf die Wasserstände der Ostsee zu simulieren.

Literaturverzeichnis

- ALEXANDERSSON, H., H. TUOMENVIRTA, T. SCHMITH und K. IDEN, 2000: Trends of storms in NW Europe derived from an updated pressure data set. *Climate Research*, 14(1), 71-73.
- ANDERSSON, H.C., 2002: Influence of long-term regional and large-scale atmospheric circulation on the Baltic Sea level. *Tellus* 54A: 76-88.
- BACC Author Group, 2008: Assessment of climate change for the Baltic Sea basin. Regional Climate Studies. ISBN: 978-3-540-72785-9. Springer-Verlag, Berlin.
- BAERENS, C., P. HUPFER, 1999: Extremwasserstände an der deutschen Ostseeküste nach Beobachtungen und in einem Treibhausgasszenario. In: Kuratorium für Forschung im Ingenieurwesen (Hrsg.). Die Küste, 61, 48-72, Heide.
- BAERENS, C., H. BAUDLER, BR. BECKMANN, HD BIRR, S. DICK, J. HOFSTEDER, F. KLEINE, R. LAMPE, W. LEMKE, I. MEINKE, M. MEYER, R. MÜLLER, SH. MÜLLER-NAVARRA, G. SCHMAGER, K. SCHWARZER, T. ZENZ, 2003: Die Wasserstände an der Ostseeküste. Entwicklung - Sturmfluten – Klimawandel (Water levels at the Baltic Sea coast. Trends – storm surges – climate change). In: Hupfer P., J. Hartt, S. Horst, HJ. Stigge (eds). *Die Küste* (The Coast) Archive for research and technology on the North Sea and Baltic Sea coast. Boyens & Co, Heide in Holstein.
- BÄRRING, L. und H. VON STORCH, 2004: Scandinavian storminess since about 1800. *Geophys. Research Letters* 31, L20202, doi:10.1029/2004GL020441, 1-4.
- BÄRRING, L. und K. FORTUNIAK, 2009: Multi-indices analysis of southern Scandinavian storminess 1780–2005 and links to interdecadal variations in the NW Europe–North Sea region. *Int. J. Climatol.*, 29: 373–384. doi: 10.1002/joc.1842.
- BAUR, F. und L. SAUER, 1970: Rechnerische und mathematische Hilfsmittel des Meteorologen. In: Baur, F.: Meteorologisches Taschenbuch Bd. II, 13–266, Leipzig.
- BENKEL, A., I. MEINKE, H. VON STORCH, 2008: Bedeutung der Zyklonenzugbahnen auf die Sturmfluthöhe in der Ostsee. Proceedings MUSTOK workshop, 3-5 März 2008, 6 pp, Rostock.
- BORK, I., MÜLLER-NAVARRA, S.H., 2009: Simulation und Analyse extremer Sturmhochwasser an der Deutschen Ostseeküste. Abschlussbericht 1.3 zum KFKI-Verbundprojekt Modellgestützte Untersuchungen zu extremen Sturmflutereignissen an der Deutschen Ostseeküste (MUSTOK), Hamburg.
- BSH - BUNDESAMT FÜR SEESCHIFFFAHRT UND HYDROGRAPHIE (Hrsg.), 2005: Sturmfluten in der südlichen Ostsee (westlicher und mittlerer Teil). In: Berichte des BSH 39, Hamburg.
- BSH - BUNDESAMT FÜR SEESCHIFFFAHRT UND HYDROGRAPHIE (Hrsg.), 1996: Naturverhältnisse in der Ostsee. Sonderdruck Nr. 20032, Hamburg und Rostock.
- CASULLI, V., E. CATTANI, 1994: Stability, accuracy and efficiency of a semi-implicit method for three-dimensional shallow water flow, *Computers & Mathematics with Applications*, 27 (4), Pages 99-112, ISSN 0898-1221, [http://dx.doi.org/10.1016/0898-1221\(94\)90059-0](http://dx.doi.org/10.1016/0898-1221(94)90059-0).
- DAILIDIENE, I., L. DAVULIENE, B. TILICKIS, A. STANKEVIČIUS, K. MYRBERG, 2006: Sea level variability at the Lithuanian coast of the Baltic Sea. *Boreal Environmental Research*, 11 (2): 109-121.
- DEFANT, A. 1961: Physical Oceanography. Vol. II. Pergamon-Press, Oxford, London.

- DICK, S., E. KLEINE, S.H. MÜLLER-NAVARRA, H. KLEIN, H. KOMO, 2001: The Operational Circulation Model of BSH (BSHcmod) - Model description and validation. Berichte des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie Nr. 29, 49 pp.
- DIETRICH, G., R. KÖSTER, 1974: Bodengestalt und Bodenbedeckung. In: Maggaard, L., G. Rheinheimer (Hrsg.): Meereskunde der Ostsee: 33-42.
- DIETRICH, R., G. LIEBSCH, 2000: Zur Variabilität des Meeresspiegels an der Küste von Mecklenburg-Vorpommern. Z. geol. Wiss. 28.
- 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.
- DONAT, M. G., G. C. LECKEBUSCH, J. G. PINTO, U. ULBRICH, 2010: European storminess and associated circulation weather types: Future changes deduced from a multi-model ensemble of GCM simulations, *Clim. Res.*, 42, 27–43, doi:10.3354/cr00853.
- DONAT, M. G., G. C. LECKEBUSCH, S. WILD, U. ULBRICH, 2011: Future changes in European winter storm losses and extreme wind speeds inferred from GCM and RCM multi-model simulations, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 11, 1351-1370, doi:10.5194/nhess-11-1351-2011.
- DONNER, RV., R. EHRCKE, SM. BARBOSSA, J. WAGNER, JF. DONGES, J. KURTHS, 2012: Spatial patterns of linear and nonparametric long-term trends in Baltic sea level variability. *Nonlin Processes Geophys*: 19, 95-111
- EKMAN, M., 1996: A consistent map of the postglacial uplift of Fennoscandia. *Terra Nova*, 8, 158–165. doi:10.1111/j.1365-3121.1996.tb00739.x.
- EKMAN, M., J. MÄKINEN, 1996: Recent postglacial rebound, gravity change and mantle flow in Fennoscandia. *Geophysical Journal International*, 126, 229–234. doi:10.1111/j.1365-246X.1996.tb05281.x.
- EKMAN, M., 2003: The world's longest sea level series and a winter oscillation index for Northern Europe 1774-2000. *Small Publ. Hist. Geophys.* 12, 30pp.
- EKMAN, M., 2007: A secular change in storm activity over the Baltic Sea detected through analysis of sea level data. *Small Publ Hist Geophys* 16: 13 pp
- EKMAN, M., 2009: The Changing Level of the Baltic Sea during 300 Years: A Clue to Understanding the Earth. Summer Institute for Historical Geophysics: 155p
- ERTEL, H. (posthum herausgegeben von P. Mauersberger), 1973: Eine Ungleichung für den Windstau an Flachküsten. *Acta Hydrophysia*, 17.
- FEISTEL, R., G. NAUSCH, N. WASMUND, 2008: State and evolution of the Baltic Sea, 1952 – 2005. A detailed 50-year survey of meteorology and climate, physics, chemistry, biology, and marine environment. Hoboken: Wiley-Interscience. 703 S.
- FENNEL, W., T. SEIFERT, 2008: Oceanographic processes in the Baltic Sea. *Die Küste* 74.
- FRANCK, H., W. MATTHÄUS, 1992: Sea level conditions associated with major Baltic inflows. *Beitr. z. Meereskd*, H.63.
- GARETSKY, R.G., A.O. LUDWIG, G. SCHWAB, W. STACKEBRANDT, 2001: Neodynamics of the Baltic Sea Depression and Dajacent Areas. Results of IGCP project 346, Brandenburg. *Geowiss, Beitr.* 1.
- GASPAR, P., R.M. PONTE, 1997: Relation between sea level and barometric pressure determined from altimeter data and model simulations. *Journal of Geophysical Research* 102: doi: 10.1029/96JC02920. issn: 0148-0227.
- GEYER, B., 2014: High-resolution atmospheric reconstruction for Europe 1948–2012: coastDat2, *Earth Syst. Sci. Data*, 6, 147-164, doi:10.5194/essd-6-147-2014.

- GIENAPP, H. 1993: Seiches, Tides and their Subharmonics in the Baltic. *Deutsche Hydrogr. Zeitschr.* 45, Hamburg.
- GRÄWE, U., H. BURCHARD, 2011: Storm surges in the Western Baltic Sea: the present and a possible future. *Climate Dynamics*, Vol. 39(1-2), 165-183, DOI: 10.1007/s00382-011-1185-z.
- HAMMARKLINT, T., 2009: Swedish Sea Level Series - A Climate Indicator. SMHI Report
- HEINO, R., H. TUOMENVIRTA, V-S. VUGLINSKY, B-G. GUSTAFSSON, H. ALEXANDERSSON, L. BÄRRING, A. BRIEDE, J. CAPPELEN, D. CHEN, M. FALARZ, E-J. FØRLAND, J. HAAPALA, J. JAAGUS, L. KITAEV, A. KONT, E. KUUSISTO, G. LINDSTRÖM, HEM. MEIER, M. MIĘTUS, A. MOBERG, K. MYRBERG, T. NIEDŹWIEDŹ, Ø. NORDLI, A. OMSTEDT, K. ORVIKU, Z. PRUSZAK, E. RIMKUS, V. RUSSAK, C. SCHRUM, Ü. SUURSAAR, T. VIHMA, R. WEISSE, J. WIBIG, 2008: Past and Current Climate Change. In: In BACC AUTHOR GROUP, 2008: Assessment of climate change for the Baltic Sea Basin. S. 35–131. Springer-Verlag, Berlin.
- HELCOM, 2011: The Fifth Baltic Sea Pollution Load Compilation (PLC-5). *Balt. Sea Environ. Proc.* No. 128.
- HÜNICKE, B., E. ZORITA, 2006: Influence of temperature and precipitation on decadal Baltic Sea level variations in the 20th century. *Tellus* 58A (1): 141-153, doi: 10.1111/j.1600-0870.2006.00157.x.
- HÜNICKE, B., J. LUTERBACHER, A. PAULING, E. ZORITA, 2008: Regional differences in winter sea level variations in the Baltic Sea for the past 200 years. *Tellus* 60A (2): 384-393
- HÜNICKE, B., E. ZORITA, 2011: Decadal sea level changes in the Baltic Sea. In: Abstracts of Baltic Sea Science Congress 2011, St. Petersburg, Russia.
- HURRELL, J. W., 1995: Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperature and precipitation. *Science*, 269, 676–679.
- HURRELL, J. W., Y. KUSHNIR, G. OTTERSEN, und M. VISBECK, 2003: An overview of the North Atlantic Oscillation. *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact*, Geophys. Monogr., Vol. 134, Amer. Geophys. Union, 1–36.
- IPCC, 2007: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor, H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- JANSSEN, F., 2002: Statistische Analyse mehrjähriger Variabilität der Hydrographie in Nord- und Ostsee. Möglichkeiten zur Validation und Korrektur systematischer Fehler eines regionalen Ozeanmodells. Dissertation, Universität Hamburg.
- JENSEN, J., C. MUDERSBACH, 2004: Analyses of Variations in Water Level Time-series at the Southern Baltic Sea Coastline. In: *Managing the Baltic Sea*. G. Schernewski and N. Löser (eds.). *Coastline Reports* 2 (2004), 175-185
- JEVREJEVA, S., A. GRINSTED, J.C. MOORE, S. HOLGATE, 2006: Nonlinear trends and multiyear cycles in sea level records. *J Geophys Res* 111: C09012
- KALNAY, E., M. KANAMITSU, R. KISTLER, W. COLLINS, D. DEAVEN, L. GANDIN, M. IREDELL, S. SAHA, G. WHITE, J. WOOLLEN, Y. ZHU, M. CHELLIAH, W. EBISUZAKI, W. HIGGINS, J. JANOWIAK, K.C. MO, C. ROPELEWSKI, J. WANG, A. LEETMAA, R. REYNOLDS, R. JENNE, D. JOSEPH, 1996: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 77, 437–471.

- KAPITZA, H., 2008: Mops - a morphodynamical prediction system on cluster computers. In: High performance computing for computational science - VECPAR 2008, J. M. Laginha, M. Palma, P.R. Amestoy, M. Dayde, M. Mattoso, J. Lopez (Eds.), pp. 63-68. Lecture Notes in Computer Science, Springer Verlag.
- KAPITZA, H., D.P. EPEL, 2000: Simulating morphodynamical processes on a parallel system. In: Estuarine and Coastal Modeling, M. L. Spaulding and H. L. Butler (Eds.), pp. 1182-1191. American Society of Civil Engineers.
- KAUKER, F., H.E.M. MEIER, 2003: Modeling decadal variability of the Baltic Sea: 1. Reconstructing atmospheric surface data for the period 1902–1998. *J. Geophys. Res.*, 108(C8), 3267, doi:10.1029/2003JC001797.
- KISTLER, R., E. KALNAY, W. COLLINS, S. SAHA, G. WHITE, J. WOOLLEN, M. CHELLIAH, W. EBISUZAKI, M. KANAMITSU, V. KOUSKY, H. VAN DEN DOOL, R. JENNE, M. FIORINO, 2001: The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: Monthly means CD-Rom and documentation. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 82, 247–267.
- KOHLMETZ, E., 1964: Untersuchungen über Sturmflutwetterlagen an der deutschen Ostseeküste. Dissertation, Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, Greifswald.
- KOHLMETZ, E., 1967: Zur Entstehung, Verteilung und Auswirkung von Sturmfluten an der deutschen Ostseeküste. *Petermanns Geogr. Mitt.* 111.
- KOPPE, B., 2002: Hochwasserschutzmanagement an der deutschen Ostseeküste. Dissertation, Rostocker Berichte aus dem Fachbereich Bauingenieurwesen, Heft 8, Universität Rostock.
- KRAUSS, W., L. MAGAARD, 1962: Zum System der Eigenschwingungen der Ostsee. *Kieler Meeresforschungen* 18.
- KRUEGER, O. und H. VON STORCH, 2011: Evaluation of an air pressure based proxy for storm activity. *Journal of Climate*, 24 (10), 2612-2619.
- KUUSISTO, E., V. VUGLINSKY, R. HEINO, L. KITAEV, 2008: A.1.3 Hydrology and Land Surfaces. In BACC AUTHOR GROUP, 2008: Assessment of climate change for the Baltic Sea Basin. S. 392–398. Springer-Verlag, Berlin.
- LAMPE, R., E. ENDTMANN, W. JANKE, H. MEYER, 2010: Relative sea level development and isostasy along the NE German Baltic Sea coast during the past 9 ka. *Quaternary Sci.* 59 (1–2): 3-20.
- LASS, H.U., L. MAGAARD, 1996: Wasserstandsschwankungen und Seegang (Sea level oscillations and wind waves). In Rheinheimer, G. (Ed.), *Meereskunde der Ostsee*, 2nd ed., Springer-Verlag, Berlin, pp. 68–74.
- LEFEVRE, F., F. LYARD, C. LE PROVOST, E.J.O. SCHRAMA, 2002: FES99: a global tide finite element solution assimilating tide gauge and altimetric information. *Atmos Ocean Tech* 19:1345–1356.
- LEHMANN, A., K. GETZLAFF, J. HARLAß, 2011: Detailed assessment of climate variability in the Baltic Sea area for the period 1958 to 2009. *Clim. Res.* 46: 185–196.
- LEPPÄRANTA, M., K. MYRBERG, 2009: *Physical Oceanography of the Baltic Sea*. Praxis Publishing Ltd, Chichester, UK.
- LIEBSCH, G., 1997: Aufbereitung und Nutzung von Pegelmessungen für geodätische und geodynamische Zielstellungen. PhD Thesis Dresden University
- LIEBSCH, G., K. NOVOTNY, R. DIETRICH, CK. SHUM, 2002: Comparison of Multimission Altimetric Sea-Surface Heights with Tide Gauge Observations in the Southern Baltic Sea. *Marine Geodesy* 25 (3): 213-234
- LIEDTKE, H., J. MARCINEK, 2002: *Physische Geographie Deutschlands*. Klett Verlag, Gotha, 357 p.

- LISITZIN, E., 1957: On the reducing influence of sea ice on the piling-up of water due to wind Stress. *Commentat. Physico-Math. Soc. Sci. Fenn.*, Vol. 20, No. 7, 1-12.
- LISITZIN, E., 1974: Sea level changes. Elsevier Oceanography Series 8, 286 pp.
- LYARD, F., F. LEFEVRE, T. LETELLIER, O. FRANCIS, 2006: Modelling the global ocean tides: modern insights from FES2004. *Ocean Dynamics*, 56, 394-415.
- MADSEN, K.S., 2011: Recent and future climatic changes of the North Sea and the Baltic Sea – Temperature, salinity, and sea level. LAMBERT Academic Publishing, Germany. ISBN: 978-3-8443-1270-6
- MAGAAARD, L., W. KRAUSS, 1966: Spektren der Wasserstandsschwankungen der Ostsee im Jahre 1958. *Kieler Meeresforschungen*, 22.
- MAGAARD, L., G. RHEINHEIMER, 1974: Meereskunde der Ostsee. Springer-Verlag, Berlin, 269pp.
- MATULLA, C., W. SCHOENER, H. ALEXANDERSSON, H. VON STORCH, X. WANG, 2007: European Storminess: Late nineteenth century to present. *Climate Dynamics*. 31 (2), 125-130.
- MEIER, H.E.M., F. KAUKER, 2003: Modeling decadal variability of the Baltic Sea. Part 2: The role freshwater inflow and large-scale atmospheric circulation for salinity. *Journal of Geophysical Research*(C11), 108 . doi: 10.1029/2003JC001799.
- MEIER, H.E.M., B. BROMAN, E. KJELLSTRÖM, 2004: Simulated sea level in past and future climates of the Baltic Sea. *Climate Research* 27: 59–75.
- MEIER, H.E.M., J. ANDRÉASSON, B. BROMAN, L.P. 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. SMHI Reports Meteorology and Climatology No.109, SMHI, SE-601 76 Norrköping, Sweden, 52 pp.
- MEINKE, I., 1999: Sturmfluten in der südwestlichen Ostsee - dargestellt am Beispiel des Pegels Warnemünde. *Marburger Geographischen Schriften*, 134.
- MELUR SH - Ministerium für Energiewende, Landwirtschaft, Umwelt und ländliche Räume des Landes Schleswig-Holstein, 2012: *Generalplan Küstenschutz des Landes Schleswig-Holstein – Fortschreibung 2012*. http://www.schleswig-holstein.de/UmweltLandwirtschaft/DE/WasserMeer/09_KuestenschutzHaefen/PDF/Generalplan__blob=publicationFile.pdf [Stand: 05.08.2014].
- MENENDEZ, M. und PL. WOODWORTH, 2010: Changes in extreme high water levels based on a quasi-global tide gauge data set. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, 115 (C10), C10 011.
- METZNER, M., M. GADE, I. HENNINGS, A.B. RABINOVICH, 2000: The observation of seiches in the Baltic Sea using a multi data set of water levels, *J. Mar. Syst.*, 24, 67–84.
- MUDERSBACH, CH. und J. JENSEN, 2010: Küstenschutz an der Deutschen Ostseeküste – Zur Ermittlung von Eintrittswahrscheinlichkeiten extremer Sturmflut-wasserstände, *Korrespondenz Wasserwirtschaft* 2010 (3), DOI: 10.3243/kwe2010.03.003
- NASH, J.E. und J.V. SUTCLIFFE, 1970: River flow forecasting through. Part I. A conceptual models discussion of principles. *Journal of Hydrology*. 10, 282–290.
- NEUMANN, G., 1941: Eigenschwingungen in der Ostsee. *Arch. Dt. Seewarte u. Marineobservatorium* 61.
- NEUMANN, G., 1948: Über Tangentialdruck des Windes und die Rauigkeit der Meeresoberfläche. *Z. Meteor.* 2.
- NEWIG, J., H. THEEDE, 1985: Die Ostsee: Natur- und Kulturraum. Husum.

- NOVOTNY, K., G. LIEBSCH, A. LEHMANN, R. DIETRICH, 2006: Variability of Sea Surface Heights in the Baltic Sea: An Intercomparison of Observations and Model Simulations. *Marine Geodesy* 29(2): 113-134
- NOVOTNY, K., G. LIEBSCH, E. DIETRICH, A. LEHMANN, 2005: Combination of sea level Observations and an Oceanographic Model for Geodetic Applications in the Baltic Sea. In: *A Window on the Future of Geodesy International Association of Geodesy Symposia 128 (G02)*: 195-200
- OMSTEDT, A. und L. NYBERG, 1991: Sea Level Variations during Ice-Covered Periods in the Baltic Sea. *Geophysica* 27 (1-2): 41-61
- OMSTEDT, A. und C. NOHR, 2004: Calculating the water and heat balances of the Baltic Sea using ocean modelling and available meteorological, hydrological and ocean data. *Tellus A*, 56:400–414. doi:10.1111/j.1600-0870.2004.00070.x.
- PLATZER, B., 2010: Joel H. Ferziger und Milovan Perić: Numerische Strömungsmechanik. *Z. angew. Math. Mech.*, 90:121. doi:10.1002/zamm.201090000.
- RICHTER, A, R. DIETRICH, G. LIEBSCH, 2007: sea level changes and crustal deformations at the southern Baltic Sea during the last 200 years. In: *SINCOS -Sinking Coasts. Geosphere, Ecosphere and Anthroposphere of the Holocene Southern Baltic Sea. Berichte der RGK 88*: 81-95.
- RICHTER, A, A. GROH, R. DIETRICH, 2011: Geodetic observation of sea level change and crustal deformation in the Baltic Sea region. *Physics and Chemistry of the Earth*, in press
- ROCKEL, B., A. WILL, A. HENSE, 2008: The Regional Climate Model COSMO-CLM (CCLM). Editorial, *Meteorol. Z.*, Volume 12, Number 4, 347-348.
- SCHMAGER, G., P. FRÖHLE, D. SCHRADER, R. WEISSE, S. MÜLLER-NAVARRA, 2008: Sea state, tides. In: *State and Evolution of the Baltic Sea 1952–2005*, edited by: Feistel, R., G. Nausch, N. Wasmund, Wiley, Hoboken, New Jersey, 143–198.
- SCHMITZ, R., 2007: Vorhersage von historisch aufgetretenen Stürmen über der Ostsee mithilfe des Ensemble Prediction Systems und COSMO. Abschlussbericht des Projekts MUSTOK, 82 S.
- SMITH, S.D., E.G. BANKE, 1975: Variation of the sea surface drag coefficient with wind speed. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 101, 665–673. doi:10.1002/qj.49710142920.
- SOOMERE, T., R. WEISSE, A. BEHRENS, 2012: Wave climate in the Arkona Basin, the Baltic Sea. *Ocean Science*, 2012, 8, 2, 287-300. <http://dx.doi.org/10.5194/os-8-287-2012>, <http://www.ocean-sci.net/8/287/2012/os-8-287-2012.pdf> [Stand: 05.08.2014].
- STÄLU MV - Staatliche Ämter für Landwirtschaft und Umwelt des Landes Mecklenburg-Vorpommern, 2009: Regelwerk *Küstenschutz Mecklenburg-Vorpommern - Übersichtsheft: Grundlagen, Grundsätze, Standortbestimmung und Ausblick*, 102 pp.
- STEPPELER, J., G. DOMS, U. SCHÄTTLER, H.W. BITZER, A. GASSMANN, U. DAMRATH, G. GREGORIC, 2003: Meso-gamma scale forecasts using the nonhydrostatic model LM, *Meteorol. Atmos. Phys.* 82, 75–96, doi: 10.1007/s00703-001-0592-9.
- STERR, H., 1985: Aktual-morphologische Entwicklungstendenzen der schleswig-holsteinischen Ostseeküste. In: *Kieler Geographische Schriften Hrsg.: Klug, H. (1985) Bd. 62, S. 165-183*.
- SUURSAAR, Ü., J. JAAGUS, T. KULLAS, 2006: Past and future changes in sea level near the Estonian coast in relation to changes in wind climate. *Boreal Env Res* 11 (2): 123-142

- VERMEER, M, J. KAKKURI, P. MÄLKKI, H. BOMAN, K.K. KAHMA, M. LEPPÄRANTA, 1988: Land uplift and sea level variability spectrum using fully measured monthly means of tide gauge readings. *Finnish Marine Research* 256:1–75
- VON STORCH, H., F. ZWIERS, 1999: *Statistical Analysis in Climate Research*. Cambridge University Press, 528 pp.
- VON STORCH, H., H. LANGENBERG, F. FESER, 2000: A spectral nudging technique for dynamical downscaling purposes. *Mon. Weather Rev.*, 128, 3664–3673, 781.
- WARRICK, R.A.; C. LE PROVOST, M.F. MEIER, J. OERLEMANS, P.L. WOODWARTH, 1996: Changes in Sea Level. In: Houghton, J.T. et al. (eds.): *climate Change 1995*. Cambridge University Press, Cambridge.
- WASA, 1998: Changing waves and storms in the northeast Atlantic. *Bull.Amer.Meteorol.Soc.*, 79, 741-760.
- WEIDEMANN, H., 1950: Untersuchungen über unperiodische und periodische hydrographische Vorgänge in der Beltsee. *Kieler Meeresforschungen*, 7, 70–86.
- WEISS, D., S. BIERMANN, 2005: Sturmfluten – Angriff und Gefahr für die Küste unter besonderer Berücksichtigung des 3. und 4. November 1995. In *Dokumentation der Sturmflut vom 3. und 4. November 1995 an den Küsten Mecklenburgs und Vorpommerns*. Redieck und Schade, Rostock.
- WEISSE, R., H. VON STORCH, F. FESER, 2005: Northeast Atlantic and North Sea storminess as simulated by a regional climate model 1958-2001 and comparison with observations. *J. Climate* 18, 465-479.
- WEISSE, R., H. VON STORCH, U. CALLIES, A. CHRASTANSKY, F. FESER, I. GRABEMANN, H. GÜNTHER, A. PLUESS, T. STOYE, J. TELLKAMP, J. WINTERFELDT, K. WOTH, 2009: Regional meteorological–marine reanalyses and climate change projections. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 90, 849–860. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/2008BAMS2713.1>.
- WERN, L. und L. BÄRRING, 2009: Sveriges vindklimat 1901-2008 - Analys av förändring i geostrofisk vind. SMHI report Meteorologi Nr. 138: pp. 64.
- WITTING, R. 1911: *Tidvattnen i Ostsersjön och Finska Viken*, Fennia 29, Helsingfors.
- WSA LÜBECK - Wasser- und Schifffahrtsamt Lübeck, 2013: Extreme Hochwasserstände [cm] der Ostsee. <http://www.wsa-luebeck.wsv.de/wasserstrassen/gewaesserkunde/historisch/pdf/Hochwasserstaende.pdf> [Stand: 05.08.2014].
- WÜBBER, CH., W. KRAUSS, 1979: The Two-Dimensional Seiches of the Baltic Sea. *Oceanol. Acta* 2.
- www.coastdat.de [Stand: 05.08.2014]
- www.clm-community.eu [Stand: 05.08.2014]
- ZHANG, Z. H. und M. LEPPÄRANTA, 1995: Modeling the influence of ice on sea level variations in the Baltic Sea. *Geophysica* 31(2), 31–45.

Danksagung

Danken möchte ich an dieser Stelle allen Personen die mir geholfen, vertraut und mich unterstützt haben diese Arbeit fertig zu stellen. Zuerst möchte ich meinen Betreuern Hans von Storch und Ralf Weisse danken. Sie gaben mir die Möglichkeit die Dissertation am Helmholtz Zentrum Geesthacht schreiben zu können und standen mir stets mit Rat und Tat zur Seite. Unsere Gespräche haben mir geholfen den Roten Faden nicht zu verlieren und motivierten mich weiter zu machen. Ebenso gilt mein Dank meinen Arbeitskollegen, insbesondere Hartmut Kapitza, Iris Grabemann, Birgit Hünicke, Insa Meinke, Beate Geyer, Beate Gardeike und Dennis Bray sowie meinem Professor für Küstengeographie an der CAU zu Kiel Horst Sterr. Für die Bereitstellung weiterer Daten möchte ich Ines Perlet vom BSH und Ulf Gräwe vom IOW danken. Ein ganz besonderer Dank gilt meiner Familie, meinen Freunden und meiner Freundin Nassim, die immer an mich geglaubt, mich unterstützt und für notwendige Ablenkung gesorgt haben.

Eidesstattliche Versicherung

Hiermit erkläre ich, dass die Dissertation von mir selbstständig angefertigt wurde und alle von mir genutzten Hilfsmittel angegeben wurden.

Ich erkläre, dass die wörtlichen oder dem Sinne nach anderen Veröffentlichungen entnommenen Stellen von mir kenntlich gemacht wurden.

.....

Ort, Datum

Unterschrift

