

Entwicklung einer Methodik zur Wasserstandsvorhersage entlang der gesamten deutschen Nordseeküste

Sebastian Niebüser^{1,4}, Sönke Dangendorf^{2,3}, Arne Arns⁴ und Jürgen Jensen¹

¹ *Forschungsinstitut Wasser und Umwelt (fwu), Universität Siegen, sebastian.niebueser@uni-rostock.de*

² *Center for Coastal Physical Oceanography, Old Dominion University, Norfolk, VA*

³ *Department of River-Coastal Science and Engineering, Tulane University, New Orleans, LA*

⁴ *Professur Küstenschutz und Küstendynamik, Agrar- und Umweltwissenschaftliche Fakultät, Universität Rostock*

Zusammenfassung

Im vorliegenden Beitrag wird eine Methodik zur flächig und zeitlich hochauflösenden Wasserstandsvorhersage auf Basis existierender Ansätze und Modelle für die gesamte deutsche Nordseeküste vorgestellt. Übergeordnetes Ziel war es, die bestehenden operationellen Modelle zur Wasserstandsvorhersage in Deutschland zu erweitern, indem sie von einer punktuellen Betrachtung auf die gesamte Küstenlinie ausgedehnt werden. Dafür kam ein hydrodynamisch-numerisches Modell zum Einsatz, mit dessen Hilfe Wasserstandsinformationen für die gesamte deutsche Nordseeküste simuliert bzw. rekonstruiert wurden. Die Modellbildung erfolgte auf Basis aktueller bathymetrischer Informationen, meteorologischer und astronomischer Randbedingungen sowie den beobachteten Änderungen des mittleren Meeresspiegels. Die auf diese Weise generierten Wasserstandsdaten wurden in die zugrundeliegenden Gezeiten- und Windstauanteile separiert. Hierzu wird der Gezeitenanteil direkt mit Hilfe von deterministischen Modellen abgeschätzt, während die Differenz zwischen Wasserstand und Gezeitensignal den meteorologisch induzierten Anteil am Wasserstand beschreibt. Für dieses stochastische Signal (i. d. R. als Windstau bezeichnet) wurde ein empirisch-statistisches Modell auf Basis von multiplen linearen Regressionsbeziehungen entwickelt. Die Ableitung der Regressionskoeffizienten basiert auf meteorologischen Randbedingungen. Ein Schwerpunkt bei diesen empirisch-statistischen Windstaumodellen lag auf der Berücksichtigung der nichtlinearen Interaktion zwischen Gezeiten und Windstau. Die Kombination der genannten Modellkette in einen Vorhersagebetrieb (Gezeitsynthese plus Windstauvorhersage) ermöglicht nun zum ersten Mal eine flächig wie zeitlich hochauflösende Wasserstandsvorhersage entlang der gesamten deutschen Nordseeküste (einschließlich Inseln und Halligen, Punktabstand ~1 km, Stundenwerte). Anhand eines Sturmflutereignisses (Orkan „Xaver“ im Dezember 2013) wurde das Verfahren praxisnah angewendet und anschließend erfolgreich in einen operationellen Testbetrieb integriert. Diese Arbeit liefert somit einen Beitrag zur Erweiterung und Optimierung bestehender Frühwarnsysteme des Küstenschutzes.

Schlagwörter

Wasserstandsvorhersage, Windstau, Küstenschutz, Hochwasserrisiko, Sturmflut

Summary

In this paper, a methodology for a spatially and temporally high-resoluted water level forecast based on existing approaches and models for the entire German North Sea coast is presented. The overall objective was to extend the existing operational models for water level forecasting in Germany from individual tide gauges to the entire coastline. A hydrodynamic numerical model is used to simulate water levels for the entire coastline of the German North Sea. The modelling is carried out on the basis of currently available bathymetric information, meteorological and astronomical boundary conditions as well as the observed changes in the mean sea level. Next, the water level information is separated into tidal and non-tidal components. The non-tidal residual is applied to derive empirical-statistical models using multiple linear regression relationships. Regression coefficients are derived using meteorological boundary conditions as input. The statistical approaches presented here also aim at incorporating the nonlinear interaction between tide and non-tidal residual into the model chain (tidal synthesis and non-tidal residual prediction). As a result, a water level prediction at high spatial and temporal resolution along the entire coastline of the German North Sea (including islands and Halligen, point distance ~ 1 km, hourly values) is presented. Based on the 2013 storm surge "Xaver", the procedure was applied practically and then successfully integrated into an operational test operation. This work thus makes a significant contribution to the extension and optimization of existing early warning systems for coastal protection.

Keywords

water level forecast, surge, coastal protection, flood risk, storm surge

1 Einleitung

See- und Ästuardeiche schützen in Deutschland mehr als 2,4 Millionen Menschen und zählen damit zu den wichtigsten Küstenschutzbauwerken. Im Versagensfall drohen schwerwiegende Konsequenzen, wie z. B. bei der verheerendsten Sturmflut der Stadtgeschichte Hamburgs im Jahr 1962, bei der nach zahlreichen Deichbrüchen rund ein Sechstel des Stadtgebietes überflutet wurde und über 300 Menschen starben. Das frühzeitige Erkennen von Gefahren ist daher elementar, um einen zuverlässigen Küstenschutz zu ermöglichen. Dabei stehen Landnutzungsänderungen sowie gesteigerte monetäre Werte in überflutungsgefährdeten Gebieten einer stetigen Verbesserung der Küstenschutzanlagen als auch der Vorhersage und des Katastrophenmanagements gegenüber (Haigh und Nicholls 2017).

Die maßgebliche Einwirkung auf Küstenschutzbauwerke in der deutschen Nordsee stellen (Extrem-)Wasserstände in Form von Sturmfluten (als Kombination aus Tide, Windstau und mittlerem Meeresspiegel (MSL)) und Seegang dar. Bestehende Frühwarnsysteme für den Küstenschutz in Deutschland basieren auf Wasserstandsmessungen und -vorhersagen, die durch das Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) (in Kooperation mit dem Deutschen Wetterdienst (DWD)) zur Verfügung gestellt werden. Die Vorhersagen des Wasserstands werden derzeit nur punktuell für ausgewählte Pegelstandorte bereitgestellt. Dabei setzt sich das für die Nordsee verwendete operationelle Vorhersagesystem aus der Tidevorhersage, numerischen Wettervorhersagemodellen, einem Windstaumodell und dem Model Output Statistics (MOS) System zusammen. Für die spezifischen Pegelstandorte werden schließlich präzise und hochaufgelöste Wasserstandsvorhersagen für bis zu sechs Tage im Voraus bereitgestellt (Müller-Navarra und Knüpfer 2010,

Müller-Navarra et al. 2012). Aus der punktuellen Wasserstandsvorhersage ergibt sich allerdings ein Defizit. Aus Wasserstandsaufzeichnungen und deren Auswertungen ist bekannt, dass solche punktuellen Wasserstandsdaten nicht repräsentativ für ein größeres Gebiet, z. B. für die Deutsche Bucht oder auch kleinere geografische Einheiten, wie z. B. eine Hallig sind. So können aus lokalen Effekten (z. B. nichtlineare, dynamische Interaktionen, komplexe Bathymetrie mit Prielen und Wattflächen) räumliche Wasserstandsdifferenzen im Dezimeterbereich entlang eines einzelnen Küstenabschnitts resultieren. Insbesondere entlang komplexer Küstenlinien, wie die der deutschen Nordsee mit vielen Inseln, Buchten, Ästuarien und dem Watt, ist eine einfache Interpolation zwischen den Pegelstandorten von unzureichender Genauigkeit (Arns et al. 2015).

Der Fokus des vorliegenden Beitrags liegt entsprechend auf der Entwicklung einer Methodik zur Vorhersage des Ruhewasserstandes, d. h. exklusive Seegang, mit hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung für die gesamte deutsche Küstenlinie der Nordsee. Der betrachtete Wasserstand setzt sich aus drei Komponenten zusammen: (i) dem MSL, (ii) der astronomischen Gezeit (deterministisch) sowie (iii) dem Windstau. Unter dem Windstau wird die Differenz zwischen Wasserstand und astronomischer Gezeit verstanden. Alle Komponenten unterliegen stetigen Veränderungen und interagieren (nichtlinear) untereinander bzw. beeinflussen sich und die zu beobachtenden Veränderungen. Der Anstieg des MSL und dessen Variabilität wird in der Wissenschaft global (z. B. *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC); Dangendorf et al. 2017), regional (z. B. Slangen et al. 2014, Grinsted et al. 2015) als auch im Gebiet der Nordsee (Lüders 1936, Dietrich 1954, Dangendorf et al. 2014) diskutiert. Eine Erhöhung des Basiswasserstandes in Form des MSL-Anstiegs beeinflusst dabei sowohl die Tide als auch den Windstau. Die Gezeiten in der Nordsee, die mit einer mittleren Tiefe von etwa 94 m ein flaches Schelfmeer darstellt, werden hauptsächlich durch Schwingungen des Nordatlantiks angeregt (z. B. Arns et al. 2013). Die Nordsee ist maßgeblich durch halbtägliche Gezeiten charakterisiert. Der Tidehub erreicht in der Deutschen Bucht Werte zwischen 2 m und 4 m. Innerhalb der Nordsee sind unterschiedliche maßgeblich topografische Effekte zu berücksichtigen, die für eine Deformation der Tidekurve sorgen. Hierunter fallen zum Beispiel Flachwasser- wie auch Reibungseffekte sowie die komplexe Gestaltung der Küstenlinie und ständige morphologische Veränderungen, die verstärkt in den Wattgebieten auftreten. Der MSL-Anstieg nimmt Einfluss auf diese Deformation der Tidekurve, insbesondere auf die Flutgeschwindigkeiten und den Tidehub. In Arns et al. (2017) wurde beispielsweise eine Erhöhung des Tidehubs von 0,32 m bis 0,77 m während Extremereignissen mittels hydrodynamisch-numerischer Simulation unter Berücksichtigung unterschiedlicher RCP-Szenarien (*Representative Concentration Pathways*) modelliert. Da die astronomische Gezeit in der Nordsee starke Abhängigkeiten zum Windstau aufweist (nichtlineare Tide-Windstau Interaktion; z. B. Horsburgh und Wilson 2007), wird der Windstau ebenfalls implizit durch den MSL-Anstieg beeinflusst. Der Windstau wird hauptsächlich durch die vorherrschende Meteorologie bestimmt. Das bedeutet, dass Luftdruck, Windgeschwindigkeit und -richtung sowohl eine Erhöhung als auch eine Abminderung des Gesamtwasserstands gegenüber der astronomischen Tide bewirken können (Dangendorf et al. 2012, 2013). Maßgebend für Sturmfluten in der Deutschen Nordsee sind im Allgemeinen Winde aus nordwestlicher Richtung mit Geschwindigkeiten größer als 25 m/s (z. B. Jensen und Müller-Navarra 2008). Die Interaktion zwischen Tide und Windstau drückt sich in der Deutschen Bucht dadurch aus, dass die

höchsten Windstauereignisse bei Tideniedrigwasser (Tnw) auftreten. Steht eine ausreichende Wassersäule zur Verfügung, können die durch die hohen Windgeschwindigkeiten an der Küste angestauten Wassermassen, in bodennahen Schichten zurückströmen (Annutsch 1977). Bei Tnw steht die Wassersäule nicht in der gleichen Form zur Verfügung, weshalb dieser Rückstromeffekt reduziert wird. Eine einfache Superposition des maximal gemessenen Tidewasserstandes mit dem maximalen Windstauereignis ohne Berücksichtigung dieser Interaktionen führt daher zu einer erheblichen Überschätzung des tatsächlichen Sturmflutwasserstandes (Gönnert et al. 2010, Tang et al. 1996).

Der Beitrag ist wie folgt strukturiert und basiert auf der Kombination eines hydrodynamisch-numerischen Modells (HNM) mit empirisch-statistischen Regressionsansätzen zur Übertragung der aktuell verfügbaren punktuellen Wasserstandsvorhersage auf die gesamte deutsche Küstenlinie. In Kapitel 2 wird die entwickelte Methodik sowie die zur Verfügung stehende Datengrundlage erläutert. Die jeweiligen Ergebnisse des zweidimensionalen HNM, der Separierung der simulierten Wasserstandsinformationen in die Komponenten der deterministischen Gezeit und des Windstaus sowie die Entwicklung der empirisch-statistischen Modelle zur Rekonstruktion und Vorhersage des Windstaus werden in Kapitel 3 beschrieben. In Kapitel 4 werden die Ergebnisse aus Kapitel 2 und Kapitel 3 zusammengeführt und zeigen den Ablauf der Wasserstandsvorhersage anhand der entwickelten Methodik. Die Zusammenführung erfolgt durch die Überlagerung der Gezeiten- mit der Windstauvorhersage zu dem Gesamtwasserstand. In Kapitel 5 werden schließlich die Vorgehensweise und die Ergebnisse zusammengefasst und ein Ausblick über weiteren Forschungsbedarf gegeben.

2 Methodik und verwendete Datengrundlage

Der Ablauf und die verwendete Methodik sind in Abbildung 1 übersichtlich dargestellt. Den ersten Schritt bildet die Bestandsaufnahme der Datengrundlage. Hierunter fallen alle meteorologischen, topographischen, hydraulischen und hydrologischen Datensätze, die während der weiteren Verarbeitung benötigt werden. Die Erläuterung der relevanten Datengrundlage erfolgt jeweils in den folgenden Kapiteln, wenn sie verwendet werden.

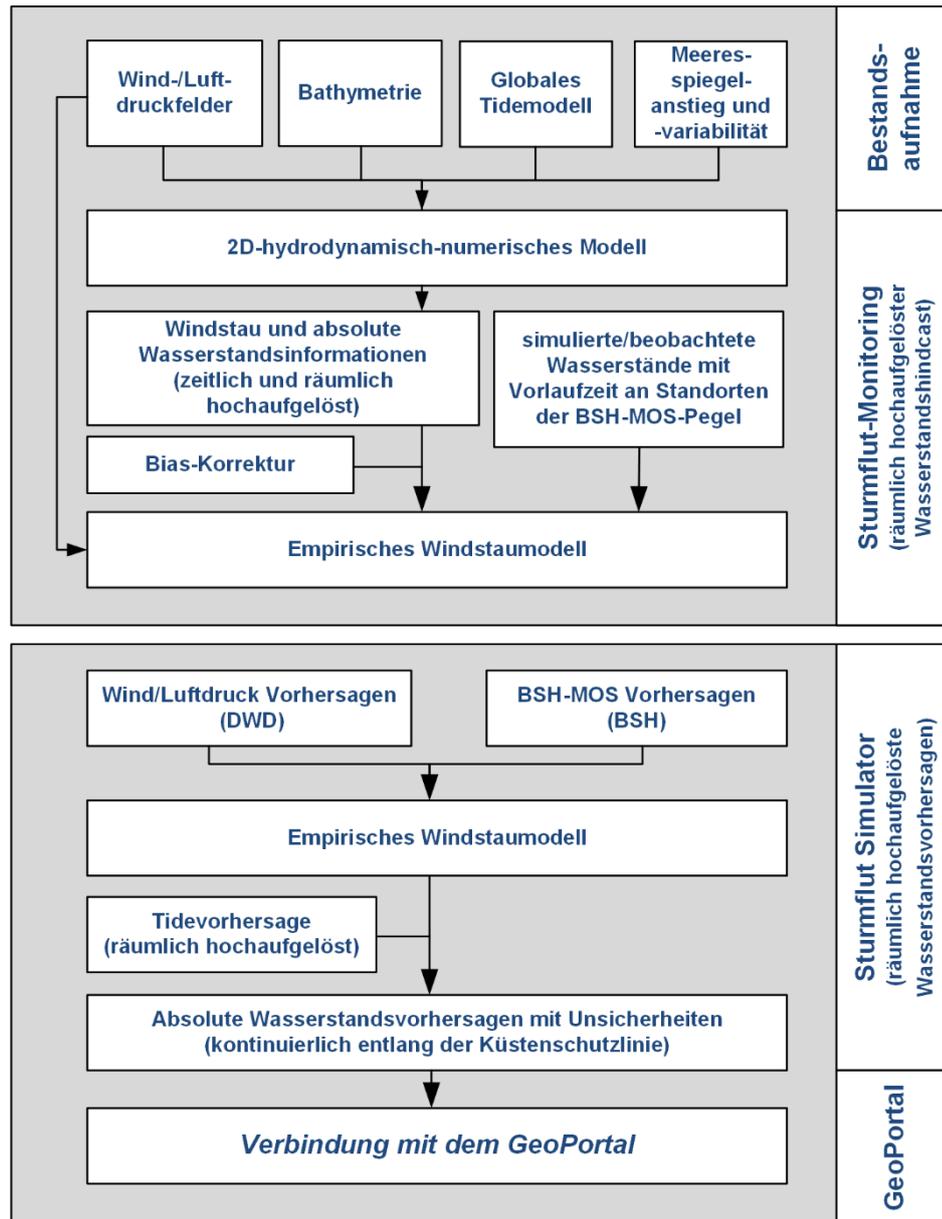


Abbildung 1: Übersicht der Methodik.

2.1 Hydrodynamisch-numerisches Modell

Es wird ein zweidimensionales, tiefenintegriertes, barotropes HNM entwickelt, um Wasserstände für einen Zeitraum von 15 Jahren (2000–2014) zu simulieren. Die Modellerstellung erfolgt mit der Software MIKE21® vom Danish Hydraulic Institute (DHI). Das Modell basiert auf der numerischen Lösung der Reynolds-gemittelten Navier-Stokes-Gleichungen unter Annahme einer hydrostatischen Druckverteilung. Die Steuerung und Auswertung der Simulationen erfolgt automatisiert über die Software Matlab®.

Der Modellbereich deckt die gesamte Nordsee und Teile des angrenzenden Nordostatlantiks ab. Die Randbedingungen des HNM sind in Abbildung 2a) als blaue Linien dargestellt und liegen somit außerhalb der Schelfregion der Nordsee im tiefen Nordostatlantik.

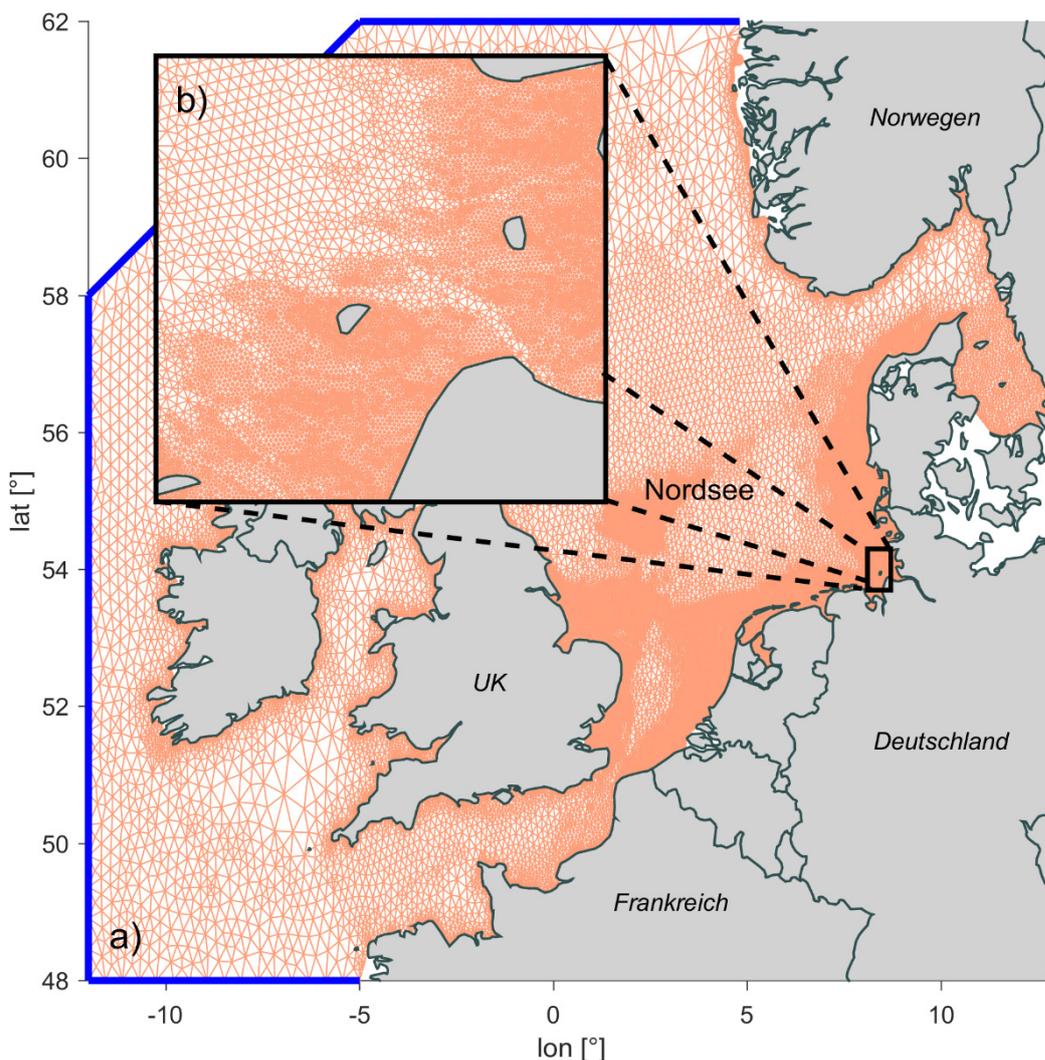


Abbildung 2: a) Modellgebiet und Rechengitter des HNMs. b) Detailausschnitt des Modellgebietes des Elbmündungsgebietes.

Das eingesteuerte Gezeitensignal an den Randbedingungen kann daher als nahezu ungestört betrachtet werden. Die Deformation des Gezeitensignals durch Flachwassereffekte und Reibungseinflüsse setzt schließlich am Kontinentalhang ein und wird innerhalb des HNM beschrieben. Darüber hinaus können Fernwellen in der Simulation erfasst werden, die in diesem Bereich außerhalb der Nordsee entstehen (Annutsch 1977).

Für die Generierung der dynamischen Randbedingungen an den offenen Modellrändern wird das frei verfügbare DTU10 Ocean Tide Model verwendet. Das Tidemodell wurde auf Basis von satellitenaltimetrischen Messungen entwickelt, welche als Basis zur Separierung der benötigten harmonischen Komponenten dienten (Cheng und Andersen 2011). Die Performance des Modells wurde anhand von Pegelstationen getestet und mit anderen verfügbaren globalen Tidemodellen verglichen. Für die Partialtiden M2, S2, K1 und O1 wurden in Bezug auf die mittlere quadratische Abweichung geringe Abweichungen für das nordwestliche europäische Schelfgebiet und im tiefen Ozean zu Pegeldaten bzw. zu Messungen mit einem Bottom Pressure Recorder (BPR) und anderen verfügbaren Tidemodellen nachgewiesen (Cheng und Andersen 2010, Stammer et al. 2014). Insgesamt werden zehn Partialtiden in DTU10 berücksichtigt. Vier unterliegen einem halbtäglichen Zyklus (M2, S2, N2, K2) und fünf einem täglichen Zyklus (K1, O1, P1, Q1, S1). Bei der M4

handelt es sich hingegen um eine Flachwassertide, die hauptsächlich durch Deformationseffekte am Meeresboden entsteht. Die M4 im Speziellen ist eine Obertide der M2, welche wiederum die dominierende Partialtide in der Deutschen Bucht ist. Die räumliche Auflösung erstreckt sich über $0,125^\circ$ sowohl entlang der Längen- als auch der Breitengrade. Die zeitliche Auflösung kann entsprechend den Modellanforderungen beliebig gewählt werden. Im vorliegenden HNM wird modellintern ein Zeitschritt von 10 Minuten gewählt.

Zur Berücksichtigung des Meeresspiegelanstiegs und der -variabilität im HNM wird auf Satellitenaltimeterdaten aus dem Aviso-Katalog (*Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data*) zurückgegriffen. Dieser stellt globale Daten und Informationen aus verschiedenen Topex/Poseidon und ERS Satellitenmissionen seit 1993 zur Verfügung. Eine Einschränkung der Datenverwendbarkeit kann sich in Küstennähe ergeben (Passaro et al. 2015), was für den hier angestrebten Zweck jedoch von untergeordneter Rolle ist, da die Informationen an den offenen Modellrändern benötigt werden. Die Vorteile liegen in der hohen räumlichen Informationsdichte (Auflösung: $0,125^\circ$) bezüglich des MSL seit 1993, die nicht durch vertikale Landbewegungen oder andere Küstenprozesse im Vergleich zu Tidepegeln beeinflusst sind. Satellitendaten werden routinemäßig um hochpassgefilterte (< 20 Tage) atmosphärische Einflüsse (Wind und Luftdruck in Form des inversen barometrischen Effektes (IBE)) korrigiert (die so genannte Dynamic Atmospheric Correction (DAC)). Da im HNM diese atmosphärischen Prozesse berücksichtigt werden sollen, sind diese wieder hinzuzufügen, um eine Vergleichbarkeit mit Tidepegeln gewährleisten zu können (Bonaduce et al. 2016). Durch die Verwendung räumlich hochaufgelöster Messungen der Meeresoberfläche gegenüber der Generierung einer Indexzeitreihe aus Tidepegeln mit monatlicher Auflösung (siehe Wahl et al. 2013, Arns et al. 2013), ist eine Verbesserung der Einlauftrandbedingungen zu erwarten.

Für den meteorologischen Antrieb des HNM werden Reanalysedaten aus dem CIRES 20th Century Reanalysis V2c Project des Earth System Research Laboratory der US National Oceanic & Atmospheric Administration (NOAA) verwendet, die auf Basis eines globalen Wettervorhersagemodells ermittelt wurden und frei verfügbar sind (Compo et al. 2011). Als Input werden sowohl Windfelder (als meridionale und zonale Windgeschwindigkeiten) als auch der atmosphärische Luftdruck benötigt. Die räumliche Ausdehnung erstreckt sich global auf einem rechteckigen Gauß'schen Gitter mit orthogonalen Koordinaten auf den Längen- und Breitengraden. Die räumliche Auflösung beträgt 192×94 Gitterpunkte, woraus sich eine Gitterbreite von $1,875^\circ$ in Richtung der Längengrade und $1,904^\circ$ in Richtung der Breitengrade ergibt. Die zeitliche Auflösung mit der die Reanalysedaten zur Verfügung stehen, beträgt drei Stunden. Die meridionalen und zonalen Windgeschwindigkeiten beziehen sich auf eine Höhe von 10 m über dem MSL, während die atmosphärischen Druckfelder unmittelbar den MSL als Bezugsniveau aufweisen.

Der Höhenverlauf des Meeresbodens wird im HNM über bathymetrische Datensätze beschrieben. Die Qualität der Bathymetrie hat einen maßgebenden Einfluss auf die Qualität und Robustheit der Modellergebnisse (insbesondere im Flachwasserbereich durch komplexe hydrodynamische Prozesse). Es liegt eine Vielzahl unterschiedlicher, potenziell verwendbarer Datenquellen vor, die sich in ihrer räumlichen Auflösung sowie Ausdehnung unterscheiden. Hierzu gehören auch veränderliche Bathymetrien der Jahre 1982 bis 2012 aus dem Projekt „AufMod“ (Heyer und Schrottke 2013). Durch die geringe räumliche Ausdehnung der AufMod-Bathymetrie (beschränkt auf die Deutsche Bucht), muss ein weiterer

Datensatz für den verbleibenden Bereich des Modellgebietes verwendet werden. Die optimalen Ergebnisse hinsichtlich der Genauigkeit und der räumlichen Auflösung liefert die Kombination aus den Datensätzen AufMod (Deutsche Bucht) und GEBCO (verbleibendes Modellgebiet) mit räumlichen Auflösungen von 50 m respektive 30 Bogensekunden. Die endgültige Bathymetrie des HNMs in der Deutschen Bucht ist exemplarisch in Abbildung 3 gezeigt.

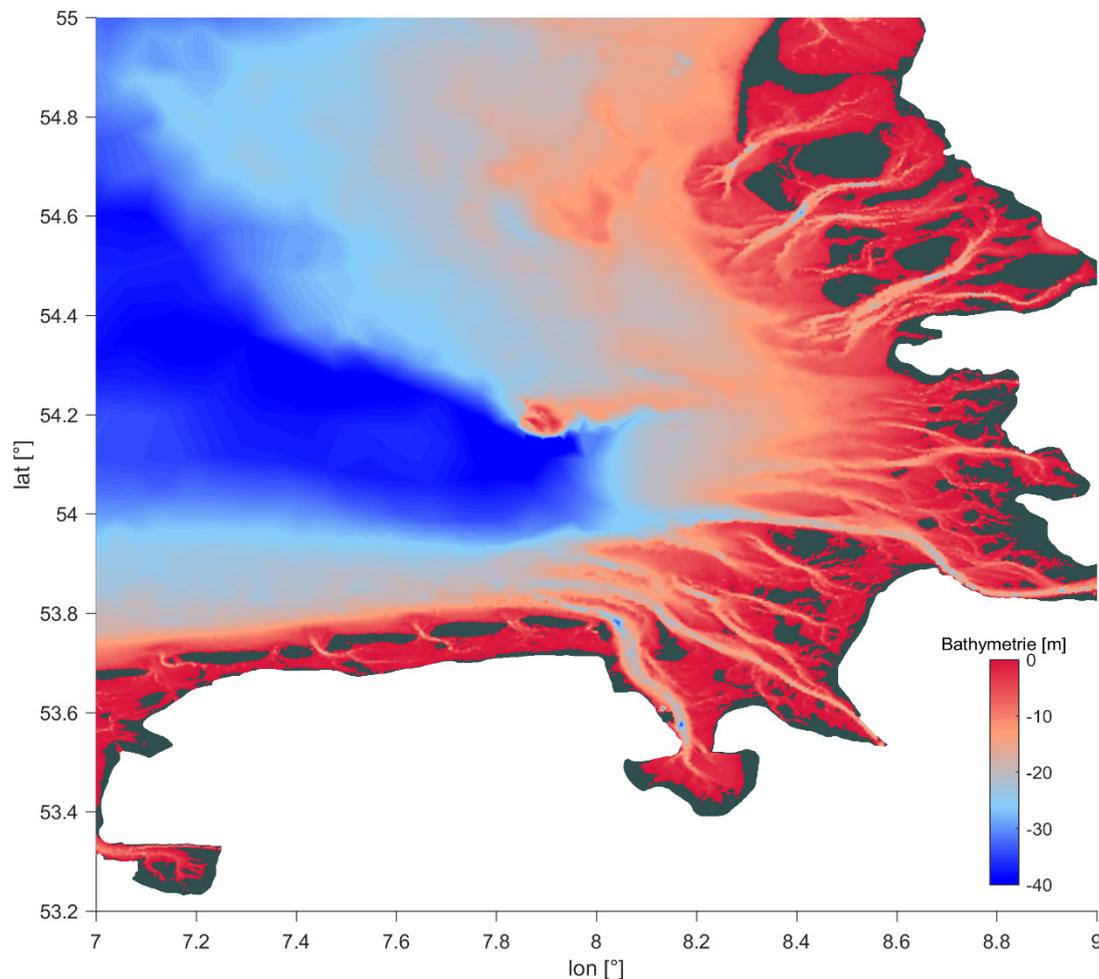


Abbildung 3: Zusammgeführte Höhenwerte der finalen Bathymetrie des HNMs als Konturplot (Ausschnitt). Zur besseren Differenzierung der Höhenwerte wurden alle Werte < -40 m in einer Farbe dargestellt und Werte > 0 m aus dem Datensatz eliminiert.

Das unstrukturierte Berechnungsnetz des HNM wird über einen adaptiven Algorithmus mit der Software Matlab® entwickelt, mit dem die Zellgrößen der zugrundeliegenden Bathymetrie angepasst werden sollen: Je geringer die Tiefe, desto kleiner die Zellen des Rechengitters. Durch den Vergleich von Abbildung 2 und Abbildung 3 ist deutlich die gewünschte Abstufung der Gittergröße des HNMs entsprechend der Bathymetrie zu erkennen. So können beispielsweise die Norwegische Rinne westlich von Norwegen bis in den Skagerrak oder die Doggerbank östlich von Großbritannien, die auch als nordwestliche Begrenzung der großen Deutschen Bucht gilt, identifiziert werden. Deutlich zu erkennen sind auch die Flachwasserbereiche in der Deutschen Bucht und die komplexe Struktur des Meeresbodens im Bereich unmittelbar vor der Küste. In der Deutschen Bucht selbst werden beispielsweise die tieferen Fahrrinnen deutlich vom Rechengitter abgebildet (Abbildung 2b). Die minimale Kantenlänge der einzelnen Gitterelemente ist beschränkt auf die

maximale Auflösung der Bathymetrie und kann daher in der Deutschen Bucht bis zu 50 m betragen. Insgesamt umfasst das finale Rechengitter 79.962 Gitterpunkte, die zu 153.139 Elementen trianguliert werden.

2.2 Gezeitenanalyse/-synthese

Der nächste Punkt in der Methodik widmet sich der Fragestellung, wie der Windstau anhand der simulierten Wasserstandsdaten unter Berücksichtigung der Flachwassercharakteristik ermittelt und vorhergesagt werden kann. Die gängigen Verfahren zur Tideanalyse/-synthese basieren im Wesentlichen auf Beobachtungsdaten an z. B. Pegelstandorten, d. h. es werden Wasserstandszeitreihen der Vergangenheit analysiert und die darin enthaltenen Komponenten separiert. Die Gezeitenkomponente stellt durch die Anziehungskräfte zwischen Sonne, Mond und Erde den größten Einfluss der Wasserstandsänderungen in der Nordsee dar. Vereinfacht können die zur Verfügung stehenden Verfahren in harmonische und nicht-harmonische Methoden unterteilt werden (Pugh und Woodworth 2014). Die harmonischen Verfahren basieren im Wesentlichen auf der Annahme, dass die Frequenzen der einzelnen Partialtiden bekannt sind, woraus sich die Gezeitenkomponente abschätzen lässt (Godin 1972). Durch die Anpassung harmonischer Schwingungen an den Wasserstand lassen sich Phase und Amplitude der einzelnen Partialtiden approximieren und ergeben summiert die Gezeitenkomponente. Bei den nicht-harmonischen Verfahren werden die Meridiandurchgangszeiten des Mondes verwendet, um die mittleren Hoch- und Niedrigwasserintervalle an dem zu analysierenden Pegelstandort zu ermitteln. Die mittleren Intervalle werden durch Addition der Ungleichheiten in der Hoch- und Niedrigwasserzeit überlagert. Die Ungleichheiten stammen aus Abweichungen der Mondbewegung vom Mittel, hervorgerufen durch beispielsweise halbmonatliche (Spring-Nipp-Zyklus) oder halbtägige Änderungen in der Mondlaufbahn. Die Hoch- und Niedrigwasserhöhen der Gezeitenkomponente werden identisch bestimmt. In Müller-Navarra (2013) wurde darüber hinaus ein Verfahren vorgestellt, das vom BSH in Deutschland zur Gezeitenanalyse/-synthese verwendet wird und der grundsätzlichen Methodik der nicht-harmonischen Verfahren ähnelt. Es handelt sich um die „Harmonische Darstellung der Ungleichheiten (HDdU)“ (Horn 1960). Hier werden die Ungleichheiten in Höhe und Zeit allerdings analog zu den harmonischen Verfahren als Anpassung periodischer Glieder bestimmt.

In Jensen et al. (2013) wurden verfügbare Programmodule basierend auf der harmonischen Gezeitenanalyse (TTide (*Harmonic Analysis Toolbox*), Pawlowicz et al. (2002); UTide (*Unified Tidal Analysis and Prediction Functions*), Codiga (2011)), der HDdU für den Pegel Cuxhaven gegenübergestellt. Ein wesentlicher Unterschied findet sich in der benötigten Datengrundlage. Die Berücksichtigung langperiodischer Zyklen der Gezeitenkomponente (z. B. Nodalzyklus mit 18,61 Jahren) wird in der HDdU durch Kollektivlängen > 19 Jahren erfasst, was gleichzeitig eine Einschränkung darstellt. Zeitreihen, die weniger als 19 Jahre umfassen, können nicht oder nur bedingt analysiert werden. Die harmonischen Programmodule TTide/UTide erlauben bereits die Analyse von Zeitreihen einzelner Jahre, da sogenannte Satellitenkorrekturen (siehe auch Pawlowicz et al. 2002) vorgenommen werden, um langperiodische Zyklen zu approximieren. Insbesondere im Untersuchungsgebiet Deutsche Bucht finden allerdings komplexe und nichtlineare Verformungsprozesse der

Tide im Küstenbereich durch Flachwassereffekte und Reibungseinflüsse statt. Den resultierenden Deformationen wird bei der Verwendung der HDdU durch die Bestimmung der Ungleichheiten zu unterschiedlichen Tidephasen Rechnung getragen. Die Ergebnisse der Analysen in Jensen et al. (2013) lassen daher den Schluss zu, dass die HDdU für den hier angestrebten Anwendungsfall und das vorliegende Untersuchungsgebiet das geeignetere Verfahren darstellt. Diese Erkenntnis wird durch die Untersuchungen in Boesch und Müller-Navarra (2019) bestätigt. Ein weiterer und in den bisherigen Vergleichen vernachlässigter Punkt ist, dass mit der HDdU im Gegensatz zu den harmonischen Verfahren auch trockengefalle oder unvollständige Zeitreihen analysiert werden können. Dieser Punkt ist insbesondere im Hinblick auf die simulierten Wasserstände entscheidend, da aufgrund der flachen Deutschen Bucht die Tnw entlang der Küste oftmals unvollständig sind und Bereiche des Wattenmeers regelmäßig trockenfallen. Die Anwendung der in Müller-Navarra (2013) erläuterten HDdU erfolgt mit den verfügbaren R-Paketen „Tide Tables“ bzw. „Tide Curves“ für Scheitelwerte bzw. vollständige Wasserstandszeitreihen.

2.3 Empirisch-statistische Windstaumodelle

Durch die Anwendung der HDdU ist es möglich, den Windstau aus den simulierten Wasserstandsdaten zu separieren und für die Entwicklung empirisch-statistischer Windstaumodelle nutzbar zu machen. Im Vordergrund steht dabei, die an der Genese beteiligten physikalischen Prozesse zur Beschreibung des Windstaus über eine empirisch-statistische Formulierung zu erfassen und diese in eine flexible und robuste Vorhersage zu integrieren.

An dieser Stelle wird das empirisch-statistische Windstaumodell aus Jensen et al (2013) als Basis herangezogen und auf ausgewählte Pegelstandorte sowie die simulierten Wasserstände aus dem HNM angewendet. Zuerst wird die oben erläuterte Gezeitenanalyse durchgeführt, die darauf abzielt, die Gesamtwasserstände in Tide und Windstau zu separieren. Für den zweiten Schritt werden dann sowohl Gezeiten als auch der Windstau an jedem einzelnen Gitterpunkt aus dem HNM entlang der gesamten deutschen Küstenlinie benötigt, um die Koeffizienten der empirisch-statistischen Windstaumodelle abzuleiten. Der Windstau an jedem relevanten Gitterpunkt wird als zu erklärende Variable (Regressand) in einer schrittweisen multiplen linearen Regression mit dem gleichen meteorologischen Input (Windfelder und atmosphärischer Luftdruck aus Compo et al. (2011)), wie im HNM, als Prädiktor wie folgt verwendet:

$$S(t) = \sum_{j=0}^n a_j g_j(t) + e(t) \quad (1)$$

$S(t)$ stellt den Windstau zum Zeitpunkt t dar, während a_j bzw. g_j die Regressionskoeffizienten bzw. die Prädikatoren abbilden. $e(t)$ ist der verbleibende Fehlerterm (unkorrelierte und normalverteilte Störgröße). Die Koeffizienten werden so bestimmt, dass die Summe der quadratischen Abweichungen minimal wird. Für die schrittweise multiple lineare Regression werden die folgenden fünf Basisterme verwendet:

$$g_0 = 1 \quad (2)$$

$$g_1 = f^2 \cos \beta$$

$$g_2 = f^2 \sin \beta$$

$$g_3 = f^3 \cos \beta$$

$$g_4 = f^3 \sin \beta$$

$$g_5 = p - \text{mean}(p)$$

Hier beschreiben die Prädiktoren g_1 – g_4 die quadratischen und die kubischen Komponenten des Windschubes in Abhängigkeit von der (Wind-)Geschwindigkeit f und der Richtung β . g_5 beschreibt den IBE und erfasst lineare Wasserstandsänderungen des Ozeans durch den atmosphärischen Luftdruck (Ponte 2006). Im Gegensatz zu Müller-Navarra und Giese (1999) und Jensen et al (2013) handelt es sich dabei nicht um statische Terme. Durch den schrittweisen Ansatz wird nur diejenige Kombination von Prädiktoren verwendet, bei der alle Prädiktoren einen statistisch signifikanten Anteil des Windstaus beschreiben. Der Signifikanztest wird beschrieben durch die Nullhypothese, dass keine Korrelation zwischen einem spezifischen Prädiktor und dem Windstau besteht (Von Storch und Zwiers 1999):

$$p = |R| \sqrt{\frac{n-2}{1-R^2}} \quad (3)$$

Der p -Wert beschreibt entsprechend die Wahrscheinlichkeit, dass ein spezifischer Prädiktor die Modellgüte verbessert, indem die Variabilität des Windstaus signifikant reduziert wird. Im vorliegenden Fall wird der kritische Wert von p auf das Signifikanzniveau von 5 % ($p \leq 0,05$) festgelegt.

Der Windstau an den einzelnen Standorten in der Deutschen Bucht stellt eine Kombination verschiedenster Einflüsse über dem Gebiet der Nordsee dar, deren Auswirkungen mitunter zeitversetzt eintreten. Daher werden die Prädiktoren mit einer Zeitverzögerung von bis zu 24 Stunden versehen. Damit wird sichergestellt, dass beispielsweise der Einfluss von Fernwellen berücksichtigt wird. Fernwellen benötigen etwa 15 Stunden, um von der nordöstlichen Küste Schottlands in die Deutsche Bucht fortzuschreiten (Annusch 1977). Die räumliche Ausdehnung der meteorologischen Daten wird entsprechend auf das Gebiet von etwa -5° bis 30° östlicher Länge und auf etwa 50° bis 70° nördlicher Breite festgelegt. Um den Rechenaufwand zu reduzieren, wird zudem die Auflösung von $1,875^\circ$ auf $3,75^\circ$ mittels räumlicher Interpolation verringert. Die geringere räumliche Auflösung der Prädiktoren hat keinen signifikanten Einfluss auf die finale Modellperformance, was sich in der hohen räumlichen Korrelation der meteorologischen Inputvariablen untereinander erklären lässt. Die zeitliche Auflösung der meteorologischen Prädiktoren wird mit einer kubischen Interpolation auf die identische zeitliche Auflösung wie beim Windstau überführt (von dreistündlich auf stündlich). Insgesamt werden die meteorologischen Zeitreihen von 60 Gitterpunkten mit jeweils fünf Basistermen (Gleichung 2) und unterschiedlichen Zeitversätzen in der Modellentwicklung verwendet. In der Summe resultieren hieraus insgesamt 7.200 Prädiktoren pro Standort, die innerhalb der schrittweisen Methodik auf ihren signifikanten Einfluss auf den Windstau getestet werden. Die daraus abgeleiteten empirisch-statistischen Windstaumodelle ermöglichen es primär, barotrope Ausgleichsprozesse im Ozean als Reaktion auf Windschub und hydrostatisch wirkende Luftdruckschwankungen zu erfassen (barokline Einflüsse spielen bei der Windstaugenese, aufgrund der nicht (oder nur temporär) vorhandenen Schichtung, nur eine sehr untergeordnete Rolle). Im Rahmen der empirisch-statistischen Modellentwicklung werden verschiedene Trainingsperioden getestet, um die Modellergebnisse zu validieren. Für die Ergebnisse der Trainingsperiode

zwischen 2000 und 2012 wird auf Kapitel 4.1 verwiesen. Für den Vorhersagemodus werden die Regressionskoeffizienten der empirisch-statistischen Windstaumodelle für die gesamte vorliegende Periode zwischen 2000 und 2014 abgeleitet.

In einem nächsten Schritt wird den nichtlinearen Interaktionen zwischen Tide und Windstau in der flachen Nordsee Rechnung getragen, indem die empirisch-statistischen Modelle für verschiedene Tidephasen unter Verwendung verschiedener Perzentile der astronomischen Tide abgeleitet werden. Dies bedeutet, dass für definierte Tidewasserstandsklassen individuelle Regressionskoeffizienten für die signifikanten meteorologischen Prädiktoren ermittelt werden. Somit wird sichergestellt, dass in den Regressionsmodellen ein identisches Windfeld unterschiedlich hohen Windstau bei T_{nw} und Tidehochwasser (Thw) verursachen kann. Die Tidezeitreihe wird dafür in 84 Klassen eingeteilt. In den niedrigen bzw. hohen Perzentilen (0 % bis 2 % bzw. 98 % bis 100 %) wird eine Schrittweite von 0,1 % für die Zuweisung verwendet. Die Schrittweite wird sukzessive auf 5 % bis zu den mittleren Perzentilen (25 % bis 80 %) erhöht. Damit wird dem größeren Effekt der Tide-Windstau Interaktion in den niedrigen bzw. hohen Perzentilen Rechnung getragen. In Abbildung 4 ist das Vorgehen exemplarisch für das Kalenderjahr 2008 und den Pegelstandort Cuxhaven gezeigt.

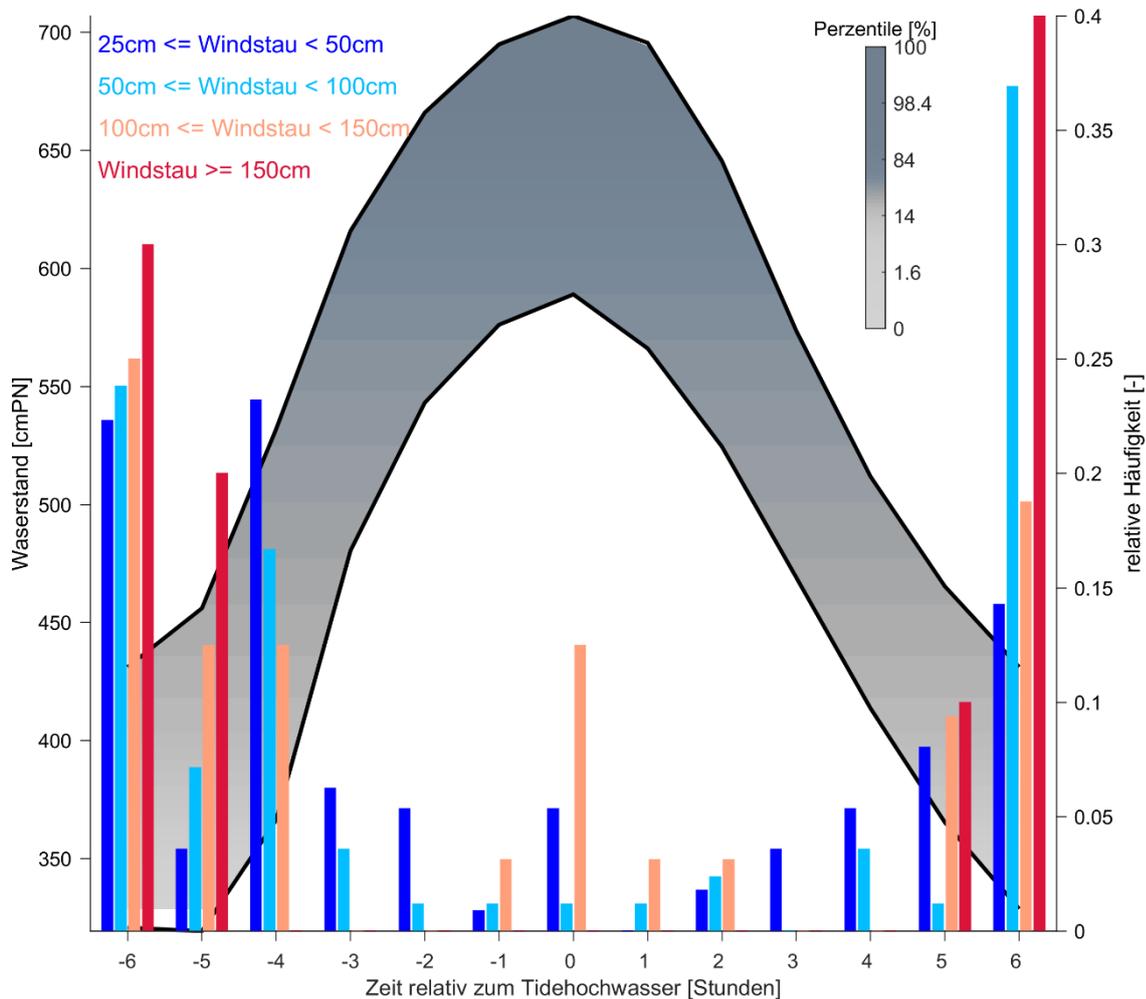


Abbildung 4: Mittlere Gezeitenkurve und zugehöriger Windstau für das Jahr 2008 am Pegel Cuxhaven.

Auf der linken Ordinate ist der mittlere astronomische Wasserstand dargestellt. Auf der rechten Ordinate ist die relative Häufigkeit des Windstaus zu den unterschiedlichen Tidephasen relativ zum Thw abgebildet. Hierbei wird der Windstau in vier unterschiedliche Intensitätsklassen eingeteilt und unterschiedlichen Tidephasen (± 6 Stunden um das Thw) zugeordnet. Aus der Untersuchung geht hervor, dass der Einfluss der Tidephase einen wesentlichen Faktor für die Ausprägung des Windstaus darstellt. So treten die extremsten Windstauereignisse bevorzugt zu Zeiten niedriger Wasserstände auf. Beispielsweise sind ungefähr 70 % der beobachteten Windstauwerte ≥ 150 cm sechs Stunden vor oder nach dem Thw aufgezeichnet worden. Wenige Stunden vor und nach dem Thw (± 4 Stunden um das Thw) hingegen ist kein Windstauwert ≥ 150 cm in den Aufzeichnungen enthalten. Die physikalische Erklärung liefert primär der geringere sohnnahe Rückstromeffekt bei Tnw, der es den durch Windeinwirkung an die Küste gestauten Wassermassen ermöglicht, wieder zu entweichen. Bei besonders geringen Wasserständen kann der Wind die Wassermassen bis in die bodennahen Schichten bewegen und so den sohnnahe Rückstromeffekt minimieren (Annutsch 1977). Diese Ergebnisse bestätigen auch die Schlussfolgerungen von Gönnert et al. (2010) und zeigen, dass eine einfache Überlagerung von maximalem Gezeitenwasserstand und maximalem Windstau in der Deutschen Bucht physikalisch fragwürdig ist. Aus diesem Grund wird der Einfluss der Interaktion zwischen Tide und Windstau explizit in bei der Entwicklung der empirisch-statistischen Windstau Modelle berücksichtigt.

2.4 Beurteilung der Modellgüte

Zur Beurteilung der Modellgüte werden die im Kontext hydrologischer Modellierungen gängigen Effizienzkriterien verwendet (siehe Krause et al. 2005). Konkret werden das Bestimmtheitsmaß R^2 (Perfekte Anpassung: 1) und der Root-Mean-Square Error (RMSE; Perfekte Anpassung: 0) verwendet. Das Bestimmtheitsmaß R^2 wird beschrieben durch das Quadrat der Pearson-Korrelation R :

$$R^2 = \left(\frac{C(x,y)}{\sqrt{C(x,x) \cdot C(y,y)}} \right)^2 \quad (4)$$

C stellt dabei die Kovarianz zweier Zufallsvariablen x und y dar:

$$C(x, y) = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \mu_x) \cdot (y_i - \mu_y) \quad (5)$$

Darin beschreibt n die Länge und μ den Mittelwert der Zeitreihen x und y . Daraus folgt, dass R^2 sich zwischen 0 und 1 bewegt und die erklärte Variabilität der Zeitreihe y anhand der Zeitreihe x beschreibt. Das Bestimmtheitsmaß R^2 gibt jedoch keine Auskunft darüber, wie groß die absoluten Abweichungen zwischen den Zeitreihen x und y ausgeprägt sind. Deshalb wird zusätzlich der RMSE verwendet, worüber die mittlere Abweichung der beiden Zeitreihen x und y quantifiziert wird:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - y_i)^2}{n}} \quad (6)$$

3 Ergebnisse

3.1 Hydrodynamisch-numerisches Modell

Die Kalibrierung des HNMs erfolgt auf Basis von Beobachtungen an 33 Tidepegeln aus unterschiedlichen Quellen (siehe Abbildung 5). Die Wasserstandsdaten der Tidepegel entlang der Ostküste Englands, im Ärmelkanal und in den Niederlanden werden aus dem GESLA-2-Datensatz (Global Extreme Sea Level Analysis Version 2; Woodworth et al. 2016) extrahiert. Die Pegeldata in der Deutschen Bucht werden von der Deutschen Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG) zur Verfügung gestellt und sind über die gesamte Deutsche Bucht verteilt. Einige der Pegel liegen auf Inseln, wie Norderney vor der niedersächsischen Nordseeküste, oder List in Schleswig-Holstein auf der Ostseite der Insel Sylt. Zwei der Pegelstandorte befinden sich in Ästuargebieten (Emden und Wilhelmshaven). Der Pegel Helgoland liegt im Tiefwasser außerhalb des Wattenmeeres. Insgesamt führt die Verteilung der Pegelstandorte mit unterschiedlicher Charakteristik zu der Annahme, dass die Wasserstandsmessungen repräsentativ für die Deutsche Bucht sind (siehe Abbildung 5b, schwarze Punkte). Zudem werden vier weitere Pegelstandorte (Hooge, Schlüttsiel, Everschop und Büsum; siehe Abbildung 5b, blaue Punkte) als „Kontrollpegel“ zur Validierung der Ergebnisse verwendet.

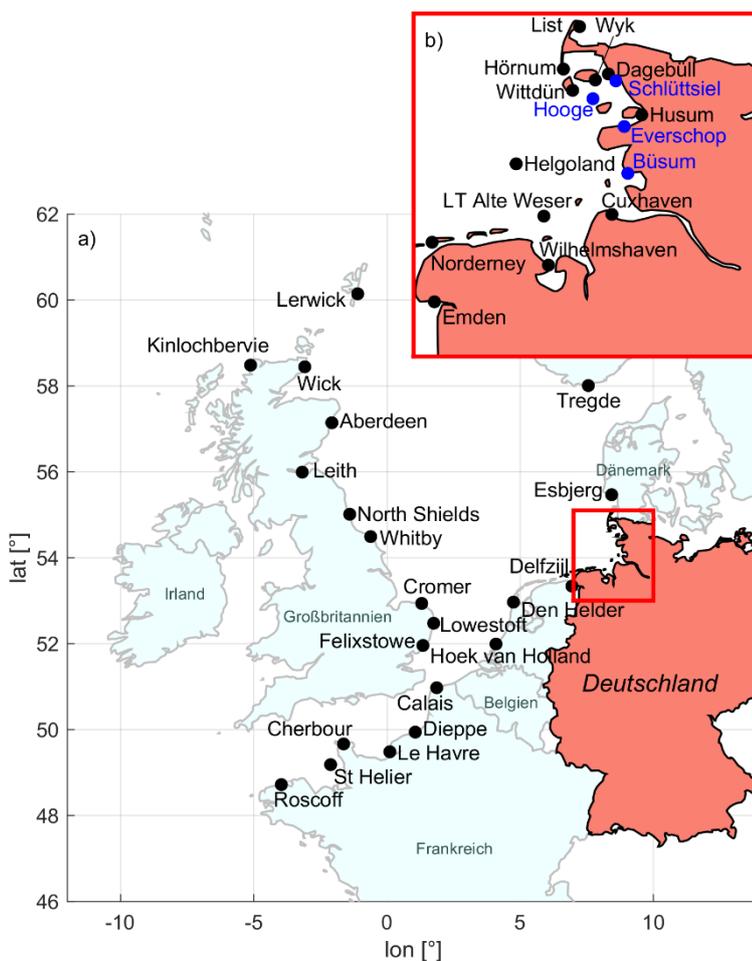


Abbildung 5: Pegelstandorte zur Kalibrierung und Validierung des HNMs: a) Modellbereich außerhalb der Deutschen Bucht. b) Detailausschnitt der Pegelstandorte innerhalb der Deutschen Bucht.

Im Zuge der Modellkalibrierung wird der Einfluss verschiedener Kalibrierungsgrößen auf die simulierten Wasserstände betrachtet. Wichtigster Parameter ist hierbei die Sohlrauheit, die im vorliegenden HNM über den k_{st} -Wert (Strickler-Beiwert) in $m^{1/3}/s$ approximiert wird. Um einen optimalen k_{st} -Wert zu identifizieren, wird dieser im Zuge der Kalibrierung voll automatisiert in einem physikalisch sinnvollen Bereich ($40\text{--}50\text{ m}^{1/3}/s$; überwiegend Feinsande (Heyer und Schrottke 2013)) variiert und die Ergebnisse werden mit den beobachteten Wasserständen verglichen. Der Vergleich erfolgt auf Basis der gesamten Simulationsdauer (2000–2014) und zusätzlich auf Basis von Einzelereignissen, wie beispielsweise der Allerheiligenflut vom 01.11.2006. Anhand der ausgewählten Effizienzkriterien R^2 und RMSE wird im Rahmen der Kalibrierung schließlich ein k_{st} -Wert von $45\text{ m}^{1/3}/s$ für die endgültige Simulation von Wasserständen in der Deutschen Bucht festgelegt; die ermittelte Sohlrauheit in Arns et al. (2013) kann somit bestätigt werden. Die gewählte Sohlrauheit wird vereinfacht global für das gesamte Modellgebiet angesetzt. In Abbildung 6 ist der Einfluss der Rauheit auf die Wasserstände am Pegel Cuxhaven in der Deutschen Bucht sowie der am Pegel North Shields an der Ostküste Englands zwischen dem 30.10.2006 und 03.11.2006 (Allerheiligenflut) gezeigt. Während der Durchführung der Kalibrierung wird deutlich, dass der Einfluss der Sohlrauheit in Flachwasserbereichen wie der Deutschen Bucht am größten ist und in tieferen Gebieten wie entlang der Ostküste Englands keinen signifikanten Einfluss hat.

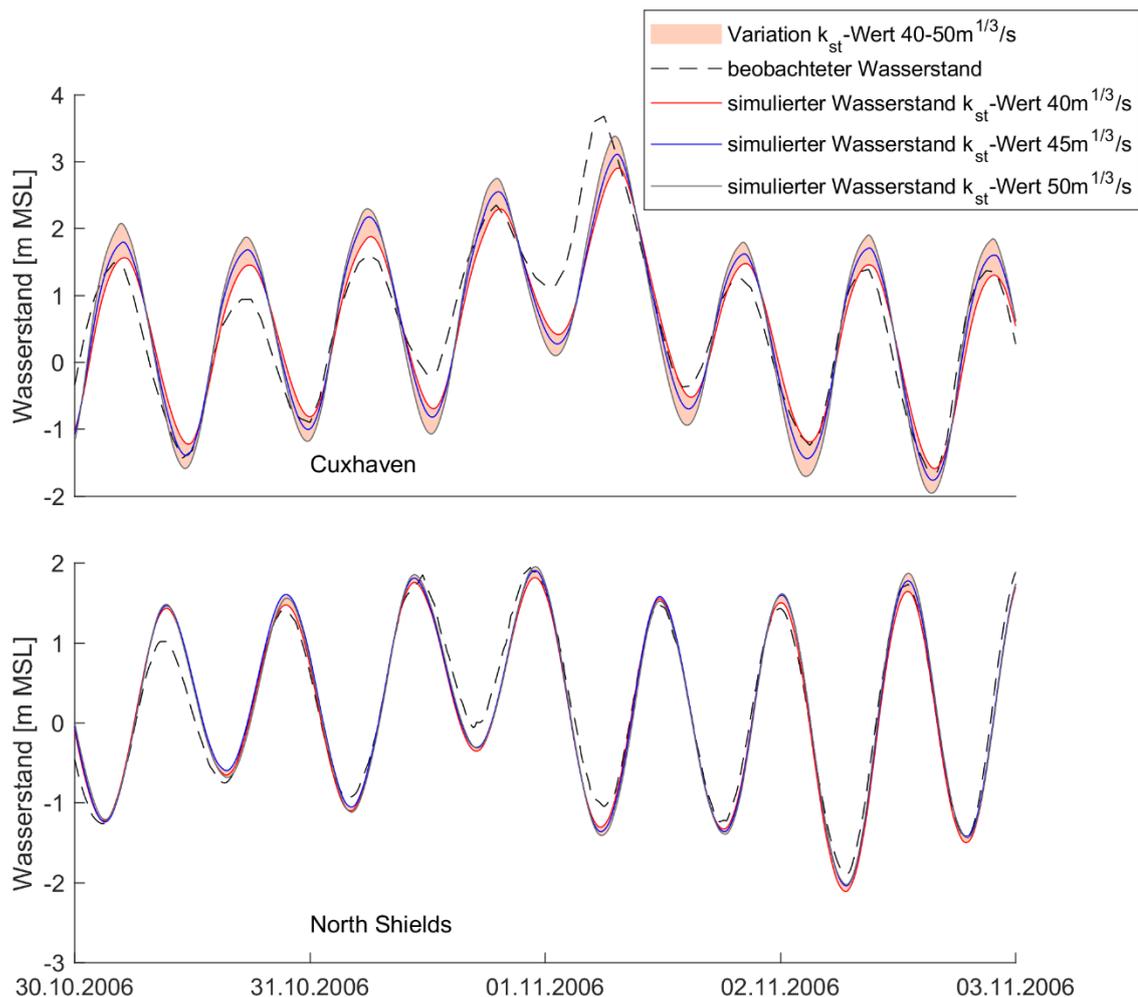


Abbildung 6: Einfluss der Rauheit auf die Wasserstände am Pegel Cuxhaven (oben) und North Shields (unten) zwischen dem 30.10.2006 und dem 03.11.2006 (Allerheiligenflut).

Die finalen Modellläufe werden im Anschluss an die Kalibrierung jahresweise mit einer Vorlaufzeit von zwei Wochen durchgeführt (Einschwingphase). Die Ausgabe der simulierten Zeitreihen erfolgt mit einem Zeitschritt von 10 Minuten. Die Modellgüte (R^2 und RMSE) an den 33 Pegelstandorten ist in Tabelle 1 unter Berücksichtigung der gesamten Simulationsdauer zusammengefasst. Zusätzlich wird ein Zeitversatz zwischen Simulation und Beobachtung ermittelt, indem die Zeitreihen gegeneinander verschoben werden und jeweils das größte Bestimmtheitsmaß R^2 ermittelt wird. Die Verschiebung erfolgt sukzessive in 10-Minuten Schritten. Der ermittelte Zeitversatz wie auch die Bathymetrie im Modell am Standort der Pegel sind ebenfalls in Tabelle 1 aufgeführt. Im Mittel über alle 33 Pegelstandorte erreicht das HNM eine Modellgüte von $R^2 = 0,91$ und $RMSE = 0,41$ m. Werden lediglich die Pegelstandorte im Interessensgebiet Deutsche Bucht betrachtet, wird eine Erhöhung des R^2 auf 0,97 und eine Optimierung des RMSE auf 0,28 m erreicht. Der Zeitversatz der simulierten gegenüber den beobachteten Wasserständen variiert in der Deutschen Bucht um ± 10 Minuten, was der Schrittweite der zeitlichen Diskretisierung im HNM entspricht und daher als vernachlässigbar angesehen wird. Der Zeitversatz von 70 bzw. 30 Minuten an den Pegeln Husum bzw. Emden ist mit deren Lage im Binnenbereich zu erklären. Sie befinden sich somit außerhalb der Modellgrenzen und werden zur Berücksichtigung in den Simulationen im Modell Richtung Seeseite verschoben. In Anbetracht des geplanten Anwendungsfalls wird die Qualität der Modellergebnisse bei Auswertung der gesamten Simulationsdauer als hinreichend genau eingestuft.

Neben der gesamten Simulationsdauer müssen auch Einzelereignisse hinsichtlich ihrer Modellgüte ausgewertet werden, um die Abbildung von beispielsweise Extremereignissen beurteilen zu können. Im Fall von Cuxhaven liegt eine Modellperformance von $R^2 = 0,97$ und $RMSE = 0,32$ m für die gesamte Simulationsdauer vor. Für die Sturmflut am 01.11.2006 zeigen die Simulationsergebnisse jedoch Abweichungen von > 1 m (siehe Abbildung 6). Trotz möglichst detaillierter modellinterner Randbedingungen und Parameter, verbleibt demnach eine Diskrepanz zwischen simulierten und beobachteten Wasserständen. Diese können sowohl aus natürlichen (z. B. Meteorologie) als auch aus anthropogenen (z. B. Baumaßnahmen) Einflüssen resultieren, die modelltechnisch nur unzureichend erfasst werden können. Diese Abweichungen werden auch als Bias bezeichnet und können zur Minimierung der Diskrepanz zwischen simulierten und beobachteten Wasserständen, wie auch in vielen anderen Bereichen der hydrologischen Modellierung, korrigiert werden.

Die Bias-Korrektur basiert auf der Ermittlung einer Transferfunktion zwischen den modellierten und den beobachteten Wasserständen an den verfügbaren Pegelstandorten (Piani 2010), um die Modellabweichungen zu verringern (Mudelsee 2010). Diese Transferfunktionen werden unter Verwendung eines räumlichen Interpolationsschemas auf die simulierten Wasserstände übertragen, für die keine Beobachtungen vorliegen. Dafür werden im ersten Schritt quantil-basierte Differenzen, einschließlich deren Standardabweichung (Darstellung der in der Bias-Korrektur enthaltenen Unsicherheiten), zwischen dem beobachteten Wasserstand und der simulierten Zeitreihe berechnet, um bewerten zu können, wie gut das Modell insbesondere die Hoch- und Niedrigwasser an den einzelnen Standorten abbilden kann. Um die Korrekturfunktionen flächig auf unbekannte Standorte zu übertragen, werden Wichtungsfaktoren abgeleitet, um die ermittelten quantil-basierten Differenzen und Standardabweichungen auf die Simulation zu übertragen. Die benötigten Wichtungsfaktoren werden anhand eines funktionalen Zusammenhangs zwischen der

Abhängigkeit der Zeitreihen in Form der linearen Regression, der inversen Distanz sowie der Bathymetriehöhe ermittelt.

Tabelle 1: Modellgüte an den 33 Pegelstandorten nach der Kalibrierung. Die Pegelstandorte innerhalb der Deutschen Bucht sind fett hervorgehoben.

Pegel	RMSE [m]	R ² [-]	Zeitversatz [min]	Bathymetrie Modell [m MSL]
Aberdeen	0,30	0,97	10	-13,85
Calais	0,30	0,99	10	-7,03
Cherbour	0,18	0,99	0	-9,31
Chromer	1,13	0,72	20	-21,11
Delfzijl	0,27	0,97	0	-14,36
Den Helder	0,26	0,90	0	-18,65
Dieppe	0,35	0,99	10	-10,29
Esbjerg	0,25	0,92	-10	-5,08
Felixstowe	0,75	0,79	10	-11,73
Hoek van Holland	0,31	0,94	20	-6,67
Kinlochbervie	2,41	0,42	0	-13,97
Le Havre	0,23	0,99	0	-12,01
Leith	0,43	0,95	60	-9,27
Lerwick	0,27	0,89	0	-9,24
Lowestoft	0,31	0,86	20	-14,8
North Shields	0,33	0,97	0	-8,43
Roscoff	0,48	0,97	-10	-6,12
St. Helier	0,28	0,99	-20	-24,74
Tredge	0,29	0,53	-30	-3,66
Whitby	0,66	0,89	10	-51,48
Wick	0,37	0,90	20	-57,72
Cuxhaven	0,32	0,97	10	-17,55
Hörnum	0,23	0,96	-10	-8,71
Wittdün	0,24	0,97	-10	-17,62
Wyk	0,25	0,97	10	-7,35
Husum	0,46	0,96	70	-3,79
Dagebüll	0,28	0,97	10	-2,30
List	0,23	0,95	0	-3,50
Wilhelms- haven	0,26	0,98	0	-19,07
Emden	0,29	0,97	30	-7,16
Helgoland	0,24	0,97	0	-4,36
LT Alte Weser	0,26	0,98	0	-13,03
Norderney	0,25	0,96	0	-11,57

Am Beispiel vom Pegelstandort Hooge wird in Abbildung 7 exemplarisch das Ergebnis der vorgestellten Bias-Korrektur darstellt. Der Pegelstandort Hooge ist nicht Teil der abgeleiteten Korrekturfunktion und kann somit als unabhängiger Standort für die Validierung der Korrektur herangezogen werden. Dabei kann für Hooge gezeigt werden, dass sich eine Verbesserung im RMSE von 0,24 m auf 0,08 m einstellt. Das Bestimmtheitsmaß R^2 kann von 0,95 auf 0,99 verbessert werden. Die Unter- respektive Überschätzung der Thw und Tnw kann durch die Anbringung der Korrektur deutlich reduziert werden. Durch die zusätzliche Angabe von Konfidenzbereichen (siehe Abbildung 7) werden verbleibende Unsicherheiten in den simulierten und Bias-korrigierten Wasserständen für den weiteren Prozess berücksichtigt. In Abbildung 7 wird zudem deutlich, dass die Konfidenzbereiche in den höheren bzw. niedrigeren Wasserständen deutlich größer werden, als in den mittleren Bereichen der Zeitreihe.

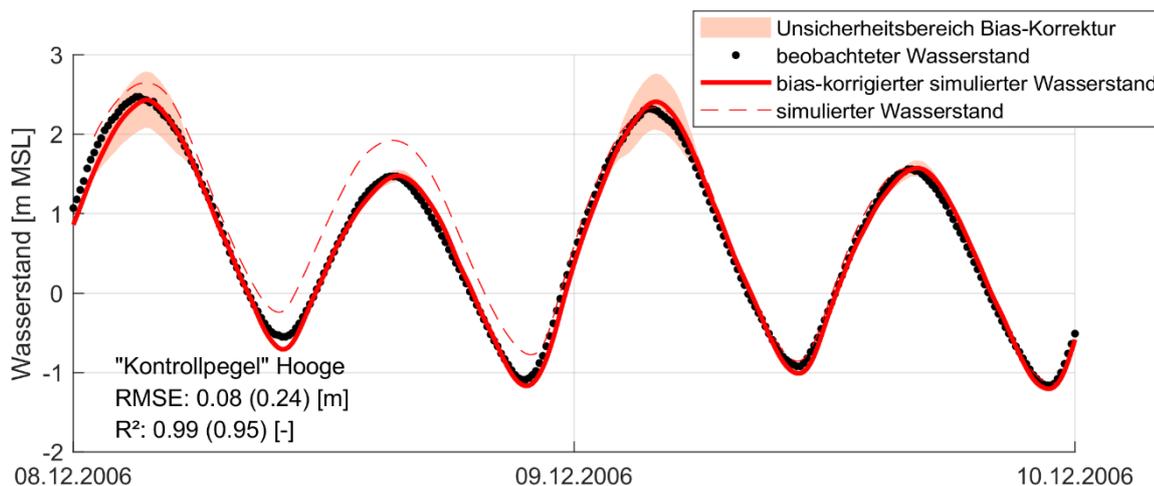


Abbildung 7: „Kontrollpegel“ Hooge vor und nach der Bias-Korrektur zwischen dem 08.12.2006 und dem 10.12.2006.

Die Anwendung der vorgestellten Bias-Korrektur auf die Ergebnisse des HNM kompensiert entsprechend weitestgehend die modelltechnischen Limitationen und wird auf die Gitterpunkte der gesamten Deutschen Bucht angewendet. Für die weitere Verwendung werden dafür aus dem HNM 1.484 Punkte mit einem mittleren Abstand von 1 km entlang der deutschen Küstenlinie exportiert. Diese Punkte beschreiben den Bereich, für den in den folgenden Kapiteln die Wasserstandsvorhersage entwickelt wird. Da der Großteil der Deutschen Bucht während Tnw trockenfällt, muss allerdings eine Konvention eingeführt werden, die Einschränkungen in der weiteren Verwendung der an den einzelnen Punkten zur Verfügung stehenden simulierten und Bias-korrigierten Wasserstände festlegt. Dafür werden zwei Klassifizierungen (sogenannte „Flags“) definiert, die in Tabelle 2 zusammengestellt sind.

In Abbildung 8 sind die 1.484 exportierten Punkte aus dem HNM dargestellt. Jeder Punkt ist farblich anhand seines zugeordneten Flags eingefärbt (Flag 1: grüne Punkte; Flag 2: orangene Punkte). Der Großteil aller Punkte weist somit Defizite in der Abbildung der Niedrigwasser auf (Flag 2), was in den meisten Fällen auf ein Trockenfallen des Pegels im Tnw zurückzuführen ist. Für die weitere Verwendung und die Ableitung der Windstau-Modelle entstehen dadurch allerdings keine Einschränkungen. Für die weitere Vorgehens-

weise wird angenommen, dass die simulierten und Bias-korrigierten Wasserstände qualitativ Naturmessungen entsprechen und dass die nach der Bias-Korrektur verbleibenden Fehler vernachlässigbar klein sind.

Tabelle 2: Übersicht der Klassifizierung der simulierten Zeitreihen nach der Bias-Korrektur.

Flag	Kurzbeschreibung	Erläuterung
1	Gesamte Zeitreihe ist für die Tideanalyse und die Ermittlung des Windstaus geeignet.	Die Simulation entspricht nahezu der Beobachtung aus der Natur. Entsprechend kann die Zeitreihe vollständig für die weiteren Analysen verwendet werden und der Gitterpunkt erhält Flag 1.
2	Zeitreihe ist für die Ermittlung des Windstaus geeignet; die Niedrigwasser unterliegen Unsicherheiten und sind daher nur bedingt für die Tideanalyse geeignet.	Aufgrund der zu grob aufgelösten Bathymetrie im Bereich einiger Gitterpunkte ist das Modell nicht in der Lage, die Niedrigwasser adäquat abzubilden. Dieses Phänomen tritt auf, wenn die Bathymetrie < -2.5 m beträgt. Entsprechend werden alle Gitterpunkte, die dieses Kriterium erfüllen, mit Flag 2 versehen und nur Wasserstände > 0 m für die weiteren Analysen verwendet.

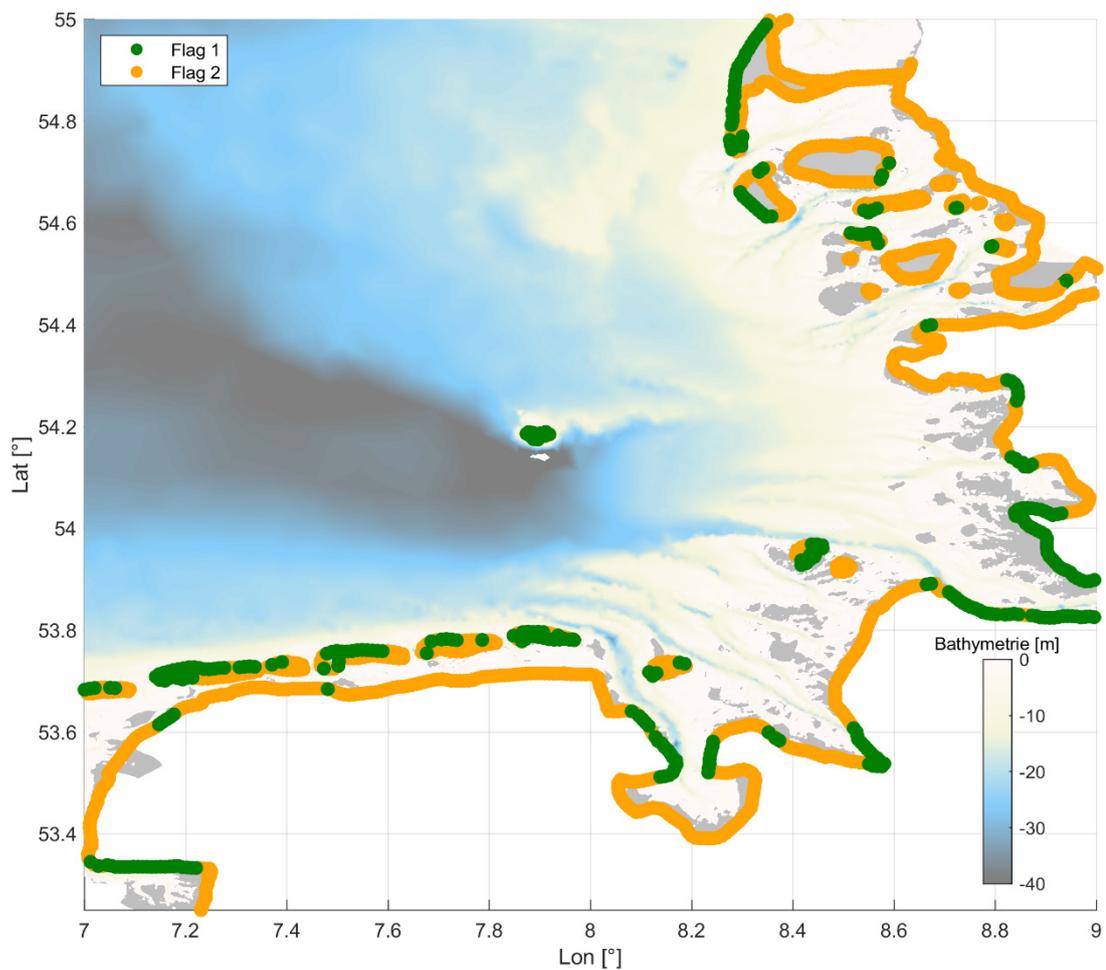


Abbildung 8: Exportierte Küstenlinie aus dem HNM (1.484 Punkte im Abstand von etwa 1 km) mit zugeordneten Flags.

3.2 Empirisch-statistische Windstaumodelle

Im Folgenden werden die Ergebnisse der Entwicklung der empirisch-statistischen Windstaumodelle erläutert. Dies beinhaltet zum einen eine Überprüfung der physikalischen Plausibilität der Prädiktorenauswahl und zum anderen eine statistische Bewertung der Modellperformance für ausgewählte Pegelstandorte (Abbildung 11) sowie für die 1.484 Gitterpunkte entlang der Küstenlinie in der Deutschen Bucht (Abbildung 13).

Das Ergebnis der signifikanten Prädiktorenauswahl mittels der in Kapitel 2.3 beschriebenen schrittweisen multiplen linearen Regression ist für die Pegelstandorte Cuxhaven und List in Abbildung 9 bzw. 10 dargestellt. Die Lage des jeweiligen Pegelstandortes ist als schwarzer Punkt dargestellt. Die signifikanten Prädiktoren der zonalen Windkomponente sind jeweils oben links, die der meridionalen Windkomponente oben rechts und die des atmosphärischen Luftdrucks unten links abgebildet. Der damit einhergehende mittlere Zeitversatz, bis ein Einfluss der Meteorologie im Windstau sichtbar wird, ist unten rechts für die einzelnen Prädiktoren aufgeführt. Die Darstellung der signifikanten Prädiktoren erfolgt über Rechtecke, deren farbliche Abstufung die Häufigkeit der meteorologischen Prädiktoren angibt (Mehrfachauswahl aufgrund verschiedener Zeitlags als auch aufgrund der hier nicht vorgenommenen Trennung in quadratische/kubische Komponenten des Windes möglich). Die blauen Punkte im Hintergrund stellen die betrachteten meteorologischen Gitterpunkte aus dem verwendeten 20CRv2c-Reanalysedatensatz dar.

Die Abbildungen zeigen auf, welche Gitterpunkte in die finalen Regressionsmodelle mit eingeflossen sind, wie viele Prädiktoren von einer einzelnen Lokation ausgewählt wurden und mit welchem Zeitversatz dies geschehen ist. Da die Prädiktorenauswahl auf Basis eines rein statistischen Ansatzes erfolgt, ist eine Überprüfung/Einordnung der physikalischen Plausibilität zwingend erforderlich. Insgesamt verbleiben an beiden Pegelstandorten Cuxhaven und List (Abbildung 9 und 10) jeweils neun von ursprünglich 7.200 Prädiktoren als statistisch signifikante Prädiktoren zur Beschreibung der Abhängigkeit zwischen Windstau und Meteorologie.

Am Pegelstandort Cuxhaven, der sich in der Elbmündung in der südöstlichen Deutschen Bucht befindet, reagiert der Windstau besonders sensitiv auf hohe Windgeschwindigkeiten, die aus nordwestlicher Richtung über der Nordsee entstehen und die Wassermassen in der Deutschen Bucht anstauen. Folglich sind sowohl zonale als auch meridionale Windkomponenten erforderlich, um die zeitliche Entwicklung eines Sturmflutereignisses korrekt abzubilden. Im Zuge der Entwicklung des schrittweisen multiplen linearen Regressionsmodells für Cuxhaven wird eine ausgewogene Anzahl von statistisch signifikanten zonalen und meridionalen Windkomponenten identifiziert (Abbildung 9 oben links/rechts). Die statistisch signifikanten Prädiktoren, die auf der atmosphärischen Luftdruckkomponente basieren, befinden sich alle in benachbarten Gitterzellen über dem Skagerrak (Abbildung 9 unten links). Darüber wird eine der häufigsten Zugbahnen von Stürmen über der Nordsee beschrieben, die normalerweise vom Nordatlantik über den Skagerrak zur zentralen Ostsee wandern und zu einem erhöhten Windstau führen (Jensen und Müller-Navarra 2008).

Der Pegelstandort List liegt im Vergleich zu Cuxhaven weiter nördlich in Nordfriesland und weist eine meridionale Küstenausrichtung auf. Durch die geographische Lage ist der Windstau am Pegel List eher sensitiv gegenüber Sturmereignissen aus westlichen Richtungen. Dies spiegelt sich gut in der Auswahl der finalen Prädiktoren der Windkomponenten

wider (Abbildung 10 oben links). Bezogen auf die Windkomponenten werden nur zonal gerichtete Prädiktoren als statistisch signifikant eingeordnet, wobei alle meridionalen Windkomponenten in der schrittweisen Regression rausfallen.

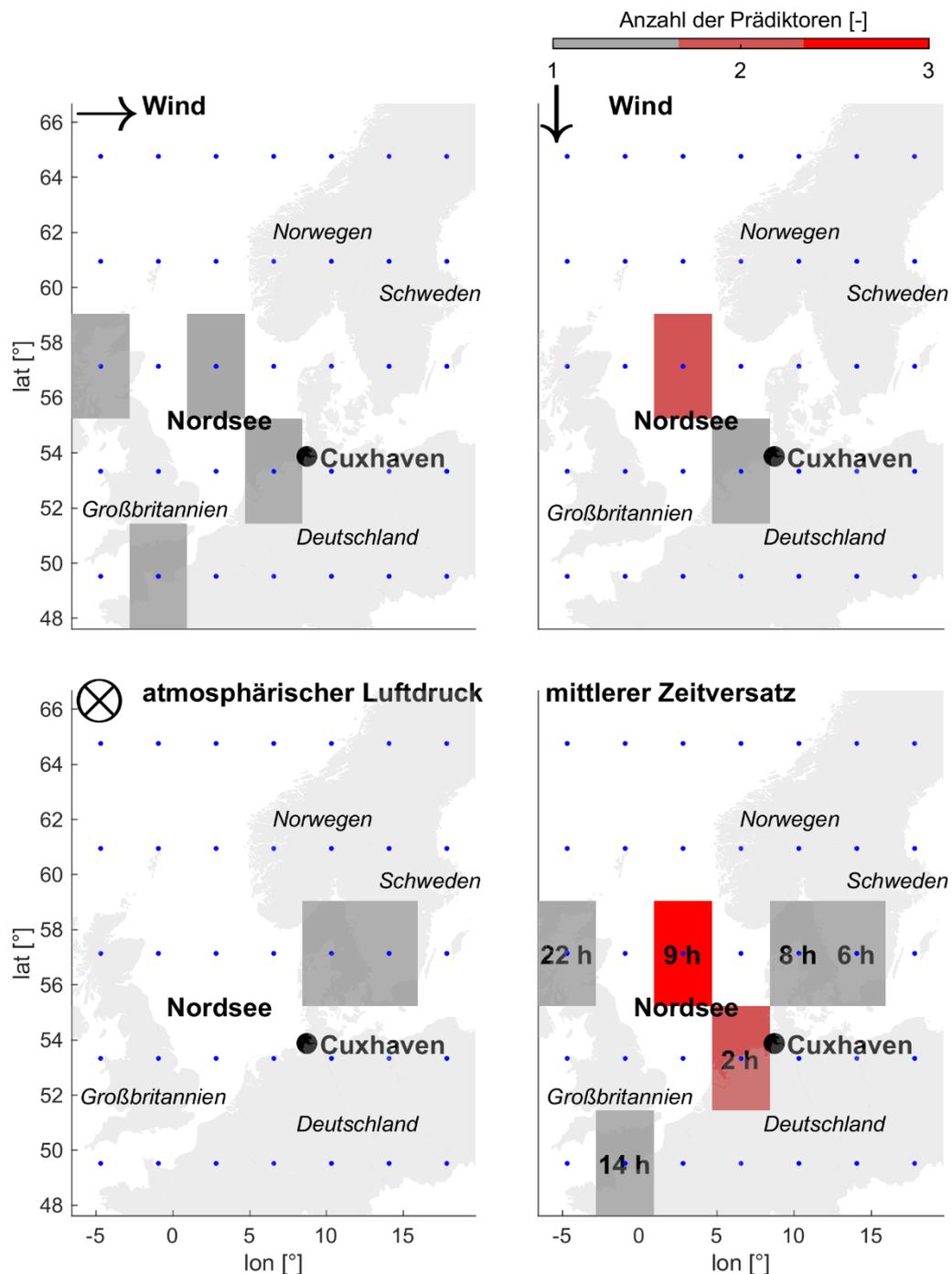


Abbildung 9: Ergebnis der schrittweisen multiplen Regression am Beispiel Cuxhaven.

Für die beiden Pegelstandorte Cuxhaven und List finden sich statistisch signifikante Prädiktoren sowohl in der zentralen Nordsee als auch in der zentralen Deutschen Bucht. Hierüber wird der lokale Einfluss der Windeinwirkung beschrieben, der unmittelbar in der Deutschen Bucht vorliegt und mitunter ohne nennenswerte zeitliche Verzögerung für eine Erhöhung des Windstaus sorgt. In Übereinstimmung mit den Ergebnissen des schrittweisen Regressionsansatzes aus Streicher et al. (2015) finden sich darüber hinaus statistisch

signifikante Prädiktoren der zonalen Windkomponente über dem Ärmelkanal. Westwinde über dem Ärmelkanal haben demnach an den beiden Pegelstandorten Cuxhaven und List ebenfalls einen Einfluss auf den Windstau in der Deutschen Bucht.

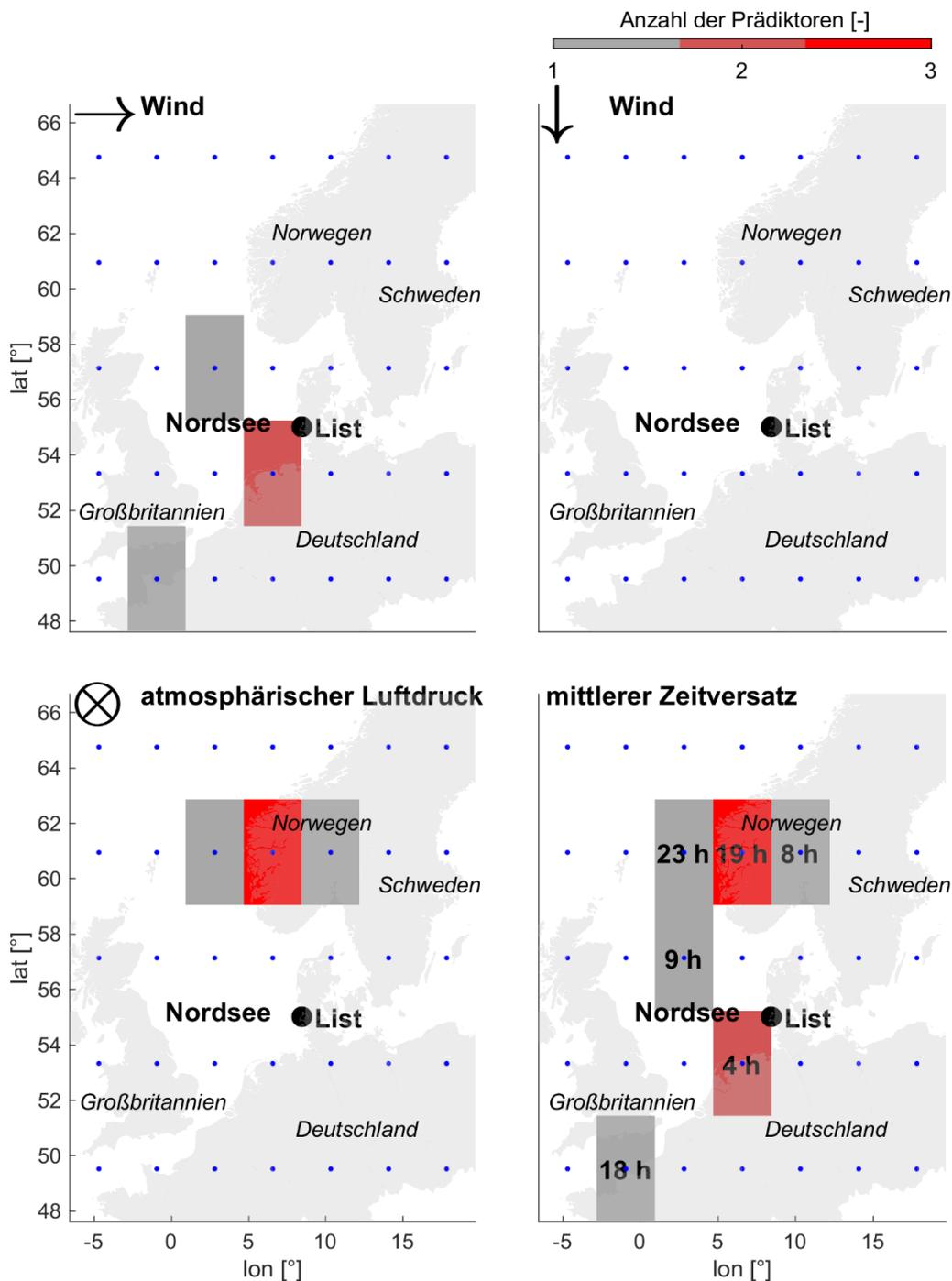


Abbildung 10: Ergebnis der schrittweisen multiplen Regression am Beispiel List.

An beiden Standorten wird mindestens ein statistisch signifikanter Prädiktor auf der Linie zwischen dem nördlichen Großbritannien und dem nördlichen Norwegen gefunden. Diesem Übergangsbereich von Nordatlantik und Nordsee wird der Ursprung von Fernwellen zugeschrieben, die entgegen dem Uhrzeigersinn durch die Nordsee in die Deutsche Bucht einlaufen (Annutsch 1977). Der Einfluss von Fernwellen wurde bisher in bestehenden empirisch-statistischen Modellen über die Vorgabe eines meteorologischen Gitterpunktes in

der nördlichen Nordsee (Jensen et al. 2013) oder der Einbeziehung des Pegels Aberdeen an der schottischen Ostküste als Proxy (Müller-Navarra und Giese 1999) integriert. Somit können sowohl die Relevanz des Einflusses von Fernwellen auf den Windstau in der Deutschen Bucht als auch die physikalische Plausibilität der abgeleiteten Windstaumodelle mit dem schrittweisen Ansatz bestätigt werden. Gleiches gilt für die ermittelte zeitliche Verzögerung, mit der die Meteorologie der nördlichen Nordsee Einfluss auf den Windstau nimmt. Die mittlere Zeitverzögerung von 22 bis 23 Stunden (Abbildung 9 und 10) stimmt mit der in der Literatur beschriebenen Dauer, die eine Fernwelle benötigt um von Schottland in die Deutsche Bucht fortzuschreiten, gut überein (Annutsch 1977). Eine vollständige Auflistung aller Regressionskoeffizienten und p-Werte sind in Tabelle 3 und Tabelle 4 für die betrachteten Pegelstandorte Cuxhaven und List aufgelistet.

Tabelle 3: Signifikante Prädiktoren des empirisch-statistischen Windstaumodells am Pegelstandort Cuxhaven.

j	Prädiktor g_j	Regressionskoeffizient a_j	p-Wert
1	1	-4,31E-02	< 0,001
2	$f^2 \sin\beta$	-3,40E-03	< 0,001
3	$f^2 \cos\beta$	2,06E-05	< 0,001
4	$f^2 \cos\beta$	1,45E-05	< 0,001
5	$f^2 \cos\beta$	5,46E-05	< 0,001
6	$f^3 \sin\beta$	-2,90E-05	< 0,001
7	$f^3 \sin\beta$	-5,52E-05	< 0,001
8	$f^3 \sin\beta$	-2,34E-05	< 0,001
9	p-mean(p)	-1,69E-04	< 0,001
10	p-mean(p)	1,03E-04	< 0,001

Tabelle 4: Signifikante Prädiktoren des empirisch-statistischen Windstaumodells am Pegelstandort List.

j	Prädiktor g_j	Regressionskoeffizient a_j	p-Wert
1	1	-4,63E-02	< 0,001
2	$f^2 \sin\beta$	-7,79E-04	< 0,001
3	$f^2 \sin\beta$	-1,74E-03	< 0,001
4	$f^2 \sin\beta$	-1,35E-03	< 0,001
5	$f^3 \sin\beta$	-2,99E-05	< 0,001
6	p-mean(p)	-1,33E-04	< 0,001
7	p-mean(p)	1,53E-03	< 0,001
8	p-mean(p)	-1,62E-03	< 0,001
9	p-mean(p)	2,63E-04	< 0,001
10	p-mean(p)	-1,20E-04	< 0,001

Die Performance der Windstaumodelle an allen betrachteten Pegelstandorten in der Deutschen Bucht ist in Abbildung 11 zusammengefasst. Es wird für jeden Pegelstandort das empirisch-statistische Windstaumodell auf Basis der Beobachtungsdaten zwischen 2000 und 2014 entwickelt und der Windstau für die identische Periode rekonstruiert. Die resultierenden Effizienzkriterien sind jeweils in den Ellipsen angegeben (links: RMSE; rechts: R^2) und farblich abgestuft dargestellt. Die durch die empirisch-statistischen

Windstaumodelle beschriebene Variabilität variiert zwischen 73 % ($R^2 = 0,73$) am Pegel Wilhelmshaven und 81 % ($R^2 = 0,81$) am Pegel List respektive Helgoland. Im Mittel über alle Pegelstandorte erklären die Windstaumodelle rund 78 % ($R^2 = 0,78 \pm 0,02$ (Mittelwert \pm Standardabweichung)) der Variabilität. Die mittlere quadratische Abweichung erreicht im Mittel über alle Pegelstandorte einen Wert von $RMSE = 16 \pm 3$ cm (Mittelwert \pm Standardabweichung). Die geringste Abweichung findet sich am Pegel Helgoland ($RMSE = 13$ cm). Die größten Differenzen zwischen beobachtetem und rekonstruiertem Windstau weist der Pegel Husum in Schleswig-Holstein mit einem $RMSE = 20$ cm auf.

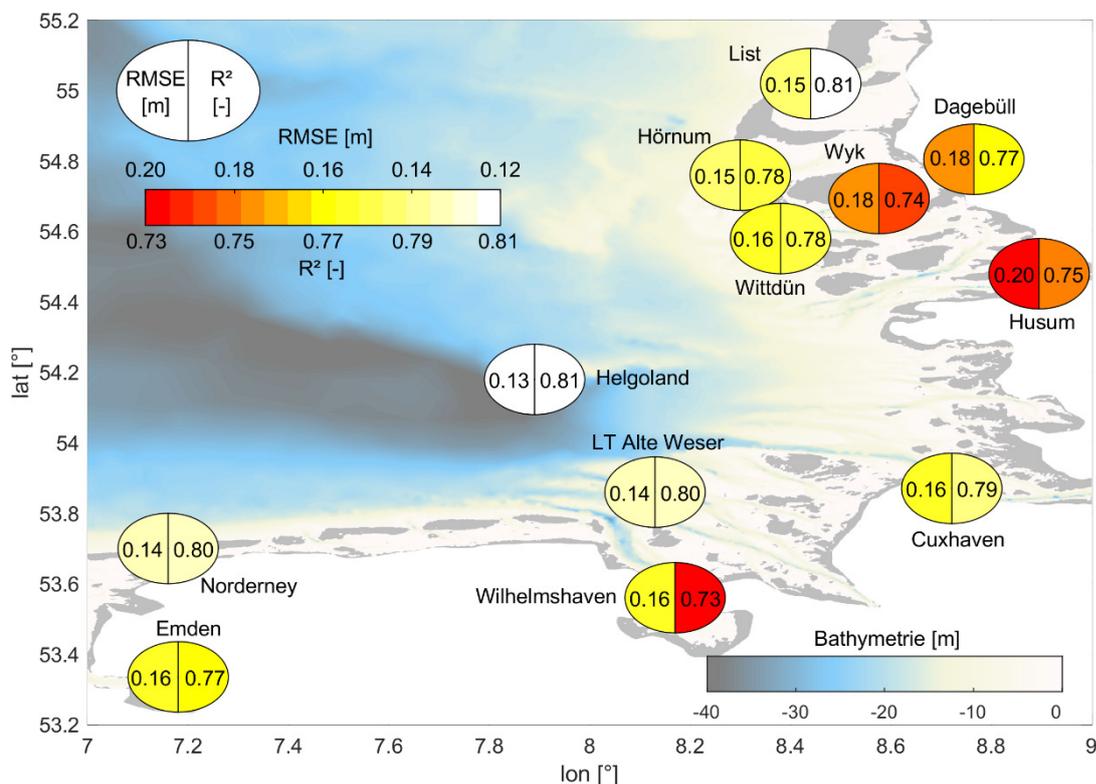


Abbildung 11: Effizienzkriterien der empirisch-statistischen Windstaumodelle (ohne Berücksichtigung der Interaktion zwischen Tide und Windstau) an den Pegelstandorten in der Deutschen Bucht.

Generell zeigt sich in der beschriebenen Variabilität und der mittleren quadratischen Abweichung zwischen beobachtetem und rekonstruiertem Windstau, dass die wesentlichen Eigenschaften des Windstaus durch die empirisch-statistischen Windstaumodelle gut erfasst werden. Es fällt jedoch auf, dass die Modellgüte an Pegeln mit besonders großen Flachwassereffekten in Buchten relativ zu vorgelagerten Pegeln tendenziell etwas abnimmt. Am Pegel Helgoland, der im vorgelagerten Tiefwasserbereich der Deutschen Bucht liegt, ist beispielsweise die beste Beschreibung des Windstaus mit den empirisch-statistischen Modellen möglich ($R^2 = 0,81$; $RMSE = 13$ cm). In den deutlich flacheren Bereichen im Wattenmeer nahe der Festlandküste verringert sich die Modellperformance etwas (Wyk: $R^2 = 0,74$; $RMSE = 18$ cm, Dagebüll: $R^2 = 0,77$; $RMSE = 18$ cm, Husum: $R^2 = 0,75$; $RMSE = 20$ cm). Diese Beobachtung bestätigt sich auch für Ästuarpegel (z. B. Wilhelmshaven: $R^2 = 0,73$; $RMSE = 16$ cm). Es liegt der Schluss nahe, dass stark lokal begrenzte Effekte und nichtlineare Interaktionen zur Beschreibung des Windstaus in den empirisch-statistischen Modellen nicht adäquat erfasst werden. Deshalb wird im Folgenden das Ergebnis der Weiterentwicklung der empirisch-statistischen Windstaumodelle gegenüber

bisherigen Ansätzen hinsichtlich der Berücksichtigung der Interaktion zwischen Tide und Windstau erläutert.

Um die erheblichen nichtlinearen Interaktionen zwischen Tide und Windstau in der flachen Deutschen Bucht zu erfassen, werden die empirisch-statistischen Windstaumodelle in einem nächsten Schritt für verschiedene Tidephasen abgeleitet. In Abbildung 12 ist beispielhaft die Verbesserung anhand des RMSE für alle Pegelstandorte gezeigt. Die Resultate der beschriebenen Variabilität R^2 verhalten sich analog. Die Perzentile in Abbildung 12 auf der Abszisse sind logarithmiert, um insbesondere die hohen und niedrigen Perzentile analysieren zu können. In rot sind jeweils die mittlere quadratische Abweichungen RMSE der empirisch-statistischen Windstaumodelle für die jeweiligen Perzentile ohne und in schwarz unter Berücksichtigung der Tide-Windstau Interaktion dargestellt. Zusätzlich sind der RMSE und das Bestimmtheitsmaß R^2 über die gesamten Zeitreihen angegeben. Die Klammerwerte beschreiben dabei die Effizienzkriterien ohne Berücksichtigung der Tide-Windstau Interaktion. Es kann durch die Ergebnisse bestätigt werden, dass die Interaktion zwischen Tide und Windstau in den niedrigen bzw. hohen Perzentilen der astronomischen Zeitreihen eine übergeordnete Rolle spielt. Eine Verbesserung in den mittleren Perzentilbereichen kann einheitlich für alle Pegelstandorte nicht nachgewiesen werden. Im Mittel stellt sich über den gesamten betrachteten Zeitraum eine (nicht signifikante) Verbesserung im R^2 von 0,025 und im RMSE von 0,9 cm gegenüber dem Modell ohne Berücksichtigung der Tide-Windstau Interaktion ein. Insgesamt sind die Verbesserungen in den niedrigen Perzentilen stärker ausgeprägt als in den hohen Perzentilen. Bei einem geringeren Basiswasserstand (niedrige Perzentile) dominieren lokale Effekte, wie die verminderte bodennahe Rückströmung. Auch der Einfluss der Windeinwirkung auf eine geringere Wassersäule wird bei T_{nw} verstärkt und erklärt die unterschiedliche Verbesserung im Vergleich zwischen niedrigen und hohen Perzentilen.

Am Pegel Husum wird die größte Verbesserung aller Pegelstandorte im RMSE von > 10 cm in den niedrigen Perzentilen ($< 5\%$) erreicht. Der Pegelstandort Wyk weist hingegen die geringste Verbesserung im RMSE von < 5 cm in den niedrigen Perzentilen ($< 5\%$) auf. Korrelationen zwischen der geographischen Lage eines Pegelstandortes und den Verbesserungen in den einzelnen Perzentilen sind an dieser Stelle weniger stark ausgeprägt als in Abbildung 11. Am Pegel Helgoland fallen die perzentilbasierten Verbesserungen im Verhältnis etwas geringer aus, was mit weniger stark ausgeprägten lokalen Effekten in Verbindung gebracht werden kann. An den Pegelstandorten Wyk, Dagebüll, Husum und Wilhelmshaven zeigt sich jedoch kein einheitliches Bild. Einzig am Pegel Husum wird durch die Berücksichtigung der Interaktion zwischen Tide und Windstau eine überdurchschnittliche Verbesserung in den niedrigen und hohen Perzentilen erreicht. Die Verbesserungen in Wyk, Dagebüll und Wilhelmshaven liegen in einer identischen Größenordnung wie bei den übrigen Pegelstandorten der Deutschen Bucht. Der Vergleich des empirisch-statistischen Windstaumodells am Pegel Cuxhaven ($R^2 = 0,82$; RMSE = 15 cm) mit Jensen et al. (2013) zeigt nahezu identische Ergebnisse ($R^2 = 0,82$; RMSE = 15,9 cm). In Jensen et al. (2013) wurde ebenfalls die Interaktion zwischen Tide und Windstau berücksichtigt. Die theoretischen Überlegungen und Auswertungen zur Tide-Windstau Interaktion werden durch die hier gezeigten Ergebnisse bestätigt. Durch die vorgestellte Erweiterung der empirisch-statistischen Windstaumodelle wird eine Möglichkeit geliefert, diese nichtlineare Interaktion in der Praxis zu berücksichtigen.

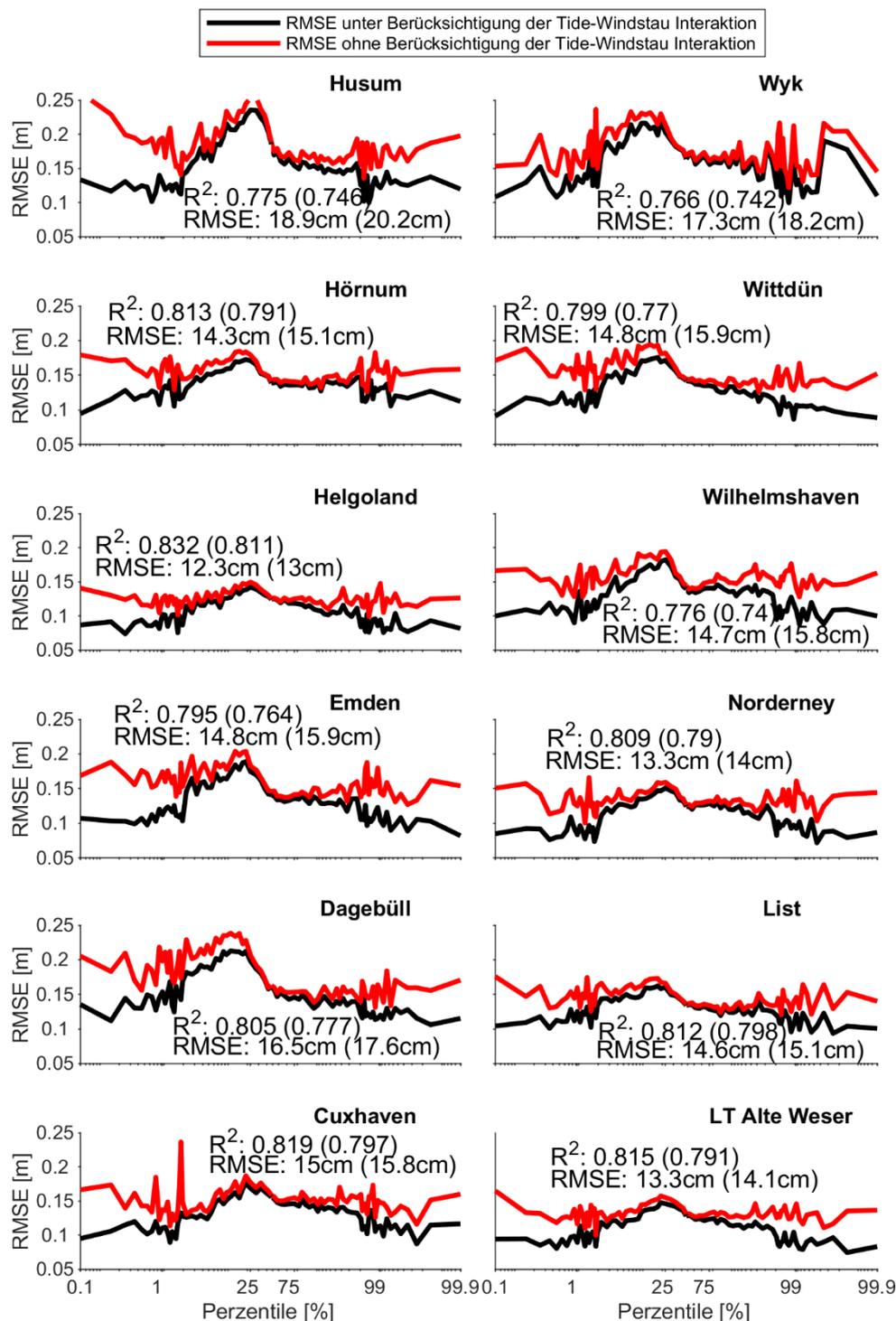


Abbildung 12: Optimierung der Windstau Modelle durch Berücksichtigung der Interaktion zwischen Wasserstand und Windstau an den Pegelstandorten in der Deutschen Bucht.

Die beschriebene Vorgehensweise kann auf jede beliebige Zeitreihe des HNM-Outputs angewendet werden. Hierfür werden die 1.484 Gitterpunkte entlang der Küstenlinie verwendet. Das Resultat unter Berücksichtigung der Tide-Windstau Interaktion ist in Abbildung 13 anhand des Bestimmtheitsmaßes R^2 dargestellt. Die Absolutwerte der erklärten Variabilität an den einzelnen Gitterpunkten variieren von 78 % ($R^2 = 0,78$) bis 83 % ($R^2 = 0,83$) und spiegeln damit die Ergebnisse an den einzelnen Pegelstandorten wider (vergleiche Abbildung 11). Die mittlere quadratische Abweichung variiert zwischen

RMSE = 8 cm und RMSE = 20 cm und bestätigt ebenfalls die ermittelte Modellperformance an den Pegelstandorten in Abbildung 11. Das mittlere Bestimmtheitsmaß erreicht über alle 1.484 Punkte entlang der Küstenlinie (einschließlich der Inseln und Halligen) einen Wert von $R^2 = 0,81$ (RMSE = 14 cm).

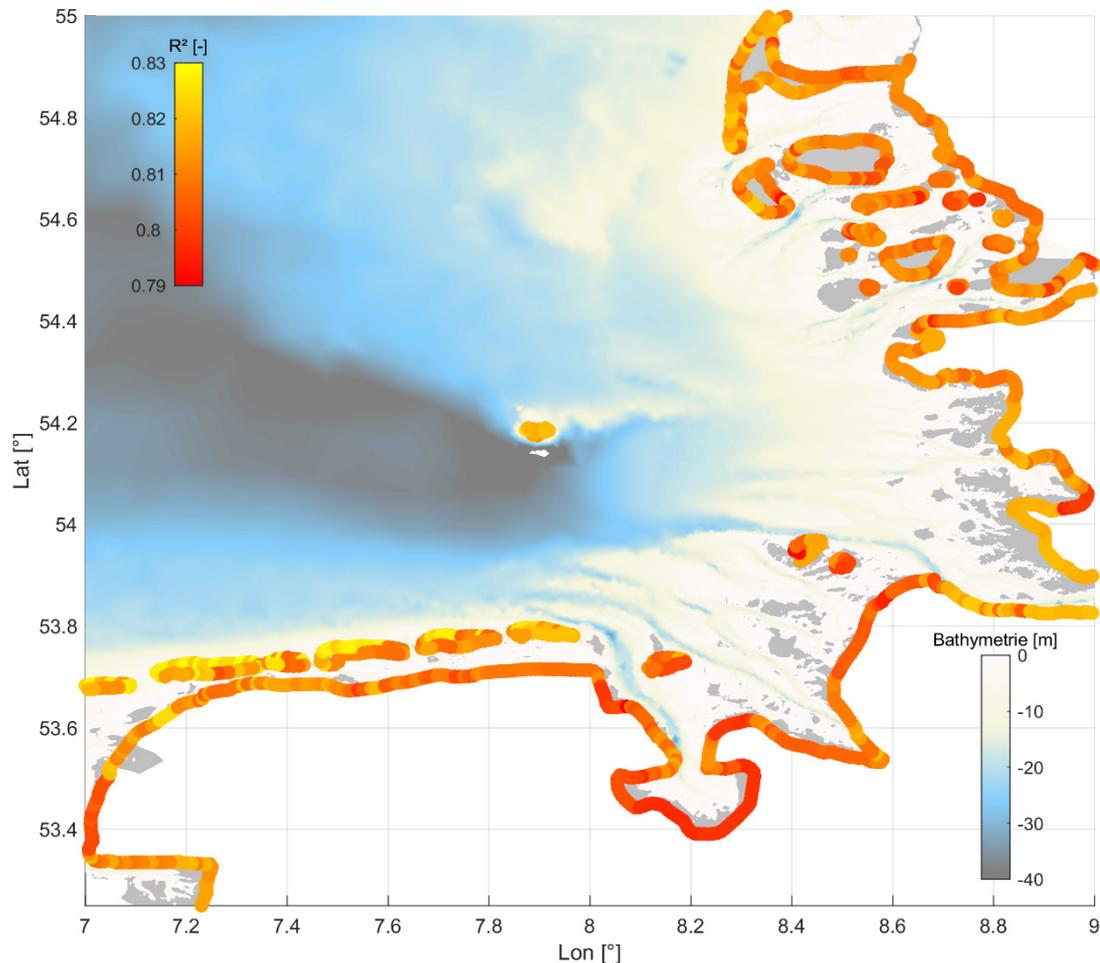


Abbildung 13: Exportierte Küstenlinie aus dem HNM (1.484 Punkte im Abstand von etwa 1 km) mit zugeordnetem Bestimmtheitsmaß R^2 .

Die Modellperformance variiert innerhalb der Deutschen Bucht und zeigt maßgebliche Unterschiede hinsichtlich der geographischen Lage der 1.484 Gitterpunkte. An den Nordküsten der ostfriesischen Inseln wird die höchste Modellperformance anhand des Bestimmtheitsmaßes R^2 erreicht ($R^2 > 0,8$). Identische Größenordnungen werden um Helgoland erreicht, das außerhalb der flachen Deutschen Bucht gelegen ist. Auch das Mündungsgebiet der Elbe zeigt hohe Werte im R^2 . Hier sind primär Winde aus nordwestlicher Richtung für einen Anstieg des Windstaus verantwortlich. Dieser kann entsprechend modelltechnisch erfasst werden. Im Wattenmeer entlang der nordfriesischen Küstenlinie nehmen die Werte des R^2 leicht ab, wobei diese immer noch statistisch signifikant bleiben. Hier zeigen sich deutlich der Einfluss der (nichtlinearen) Effekte und die Flachwassercharakteristik. Es dominieren stark lokale Effekte die Ausbildung des exakten Windstaus und lassen sich modelltechnisch nur bedingt erfassen. Besonders ausgeprägt bildet sich dieser Effekt im Mündungsgebiet der Weser und Ems aus. Im Jadebusen wird die geringste Modellperformance in der gesamten Deutschen Bucht erreicht ($R^2 < 0,8$).

Zusammenfassend liegt die Modellperformance der empirisch-statistischen Modelle in der gleichen Größenordnung wie an den einzelnen Pegelstandorten. Zudem wird für alle 1.484 Gitterpunkte innerhalb der Deutschen Bucht die Abhängigkeit zwischen Modellperformance und geographischer Lage in Bezug auf die Bathymetrie bestätigt. Die Auswahl der Pegel zeigt ebenfalls diese Abhängigkeiten und bestätigt somit die Repräsentativität der ausgewählten Standorte.

4 Wasserstandsvorhersage an der gesamten deutschen Küstenlinie

Die entwickelte Methodik zur Erweiterung der bestehenden operationellen Modelle zur Wasserstandsvorhersage an der deutschen Küste von einer punktuellen Betrachtung auf die gesamte Küstenlinie setzt sich zusammen aus der Vorhersage der Gezeiten sowie des Windstaus. Das HNM liefert hierfür die Datengrundlage des Gesamtwasserstandes entlang der Küstenlinie der Deutschen Bucht für die Vergangenheit zur Ableitung der erforderlichen Koeffizienten für den Vorhersagebetrieb. Mit der HDdU wird aus den Gesamtwasserständen der Gezeiten- und der Windstauanteil separiert. Die Vorhersage des Gezeitenanteils wird ebenfalls mit der HDdU realisiert, während für den Windstau die empirisch-statistischen Windstauemodelle herangezogen werden. Im Vorhersagemodus wird der Windstau entsprechend an den 1.484 Punkten mit der prognostizierten astronomischen Tide am selben Punkt kombiniert, um letztlich den absoluten Wasserstand zu erhalten. Die Verwendung der empirisch-statistischen Modellen ermöglicht darüber hinaus die Quantifizierung der in den Vorhersagen enthaltenen Unsicherheiten in Verbindung mit den Regressionskoeffizienten (z. B. 95%-Konfidenzintervall).

Für die folgenden Analysen werden sowohl die bisher verwendeten 20CRv2c-Reanalysefelder als auch die tatsächlichen meteorologischen Vorhersagen verwendet, die vom DWD zur Verfügung gestellt wurden. Für den Vorhersagemodus ergibt sich dieses Erfordernis, da die meteorologischen Reanalysen nur für die Vergangenheit zur Verfügung stehen und die Vorhersagen des DWD im operationellen Wasserstandsvorhersagedienst des BSH angewendet werden (Müller-Navarra 2009). Hierbei ist es wichtig zu erwähnen, dass ein operationeller Betrieb und ein Vergleich der Modelle auf Basis der Reanalysedaten auch die Ableitung von separaten, auf Basis von Vorhersagedaten abgeleiteten, empirisch-statistischen Windstauomodellen erfordert. Dies ist darin begründet, dass das DWD-Modell eine wesentlich höhere zeitliche und räumliche Auflösung als die Reanalysedaten besitzt und sich somit leicht unterschiedliche Prädiktoren ergeben können. Es lagen allerdings keine langzeitlichen Vorhersagen des DWD aus der Vergangenheit vor, weshalb hier vereinfachend die ereignisbasierten Vorhersagen des DWD auf die bestehenden Modelle angewendet werden. Die horizontalen und vertikalen Windkomponenten sowie die atmosphärischen Luftdruckfelder der DWD-Vorhersage haben eine stündliche Auflösung, die den gesamten numerischen Modellbereich abdeckt. Die meteorologischen Daten stammen aus dem Modell „COSMO-EU“ (seit 2015 „ICON-EU“) und haben eine räumliche Auflösung von etwa $0,07^\circ$ Richtung der Längengrade und $0,05^\circ$ Richtung der Breitengrade.

Um die empirisch-statistischen Windstauomodelle im Vorhersagemodus für ein Extremereignis zu testen, wird in Kapitel 4.1 der gut dokumentierte Orkan „Xaver“, der Anfang Dezember 2013 über das nördliche Europa zog, untersucht. Die hohen Windgeschwindigkeiten sorgten dafür, dass in Teilen der Deutschen Bucht (vor allem in Niedersachsen) die

bisherigen Rekordwasserstände überschritten wurden (Jensen et al. 2015). Derartige Ereignisse sind daher von großer Bedeutung, wenn es um die Vorhersage von Wasserständen und entsprechend um die frühzeitige Verhinderung von Schäden sowie um Maßnahmen des Katastrophenmanagements geht. In Kapitel 4.2 wird schließlich die Erweiterung der Wasserstandsvorhersage von der punktuellen Betrachtung auf die gesamte Küstenlinie anhand eines operationellen Testbetriebs verdeutlicht.

4.1 Orkan „Xaver“

Im Folgenden wird die Vorhersagegüte der Windstaumodelle exemplarisch für den Pegelstandort Cuxhaven erläutert. Für den Vergleich mit weiteren Pegelstandorten wird an dieser Stelle auf Niehüser et al. (2018) verwiesen. Die Regressionskoeffizienten werden auf Basis der Reanalysefelder zunächst für die Trainingsperiode zwischen 2000 und 2012 abgeleitet, um dann eine Vorhersage auf Basis des unabhängigen Zeitraums von 2013 bis 2014 zu erstellen, welcher auch den Orkan „Xaver“ beinhaltet. Für die Periode zwischen 2013 und 2014 ergibt sich ein Bestimmtheitsmaß von $R^2 = 0,82$ und eine mittlere quadratische Abweichung von $RMSE = 16$ cm (jeweils unter Berücksichtigung der Tide-Windstau Interaktion). Diese Werte sind nahezu identisch zu den Werten, die sich über den gesamten Zeitraum von 2000 bis 2014 (siehe Kapitel 3.2) bzw. die Trainingsperiode von 2000 bis 2012 ergeben.

In Abbildung 14 sind die Ergebnisse der Rekonstruktion vom Orkan „Xaver“ am Pegel Cuxhaven auf Basis der Reanalysedaten und der DWD-Vorhersagen gegenübergestellt. In schwarz gepunktet ist die beobachtete Windstaukurve abgebildet. Die graue gestrichelte Linie zeigt die astronomische Komponente. Der rekonstruierte bzw. vorhergesagte Windstau ist als rote Linie (Reanalysedaten) dargestellt. Die blaue Linie bildet den rekonstruierten bzw. vorhergesagten Windstau bei Verwendung der DWD-Vorhersage ab. Die statistischen Unsicherheiten (95%-Konfidenzintervall) sind als rote respektive blaue Schattierung dargestellt.

Es wird deutlich, dass das empirisch-statistische Windstaumodell den Verlauf der Sturmflut verhältnismäßig gut abbilden kann, wenn als Antrieb die gleiche Datengrundlage genutzt wird, wie für die Ableitung der Regressionskoeffizienten. Für die Periode der Sturmflut wird ein Bestimmtheitsmaß von $R^2 = 0,90$ erreicht; der mittlere quadratische Fehler beträgt $RMSE = 32$ cm. Die Unterschiede hinsichtlich der Modellperformance durch die Berücksichtigung der Tide-Windstau Interaktion sind für diese kurze Periode weniger Tage nicht signifikant. Der maximale Windstau kann zwar nicht vollständig vom empirisch-statistischen Windstaumodell abgebildet werden, allerdings stellt sich hier die Frage, ob das Sturmflutereignis in der meteorologischen Reanalyse detailliert genug abgebildet ist.

Im Gegensatz dazu resultiert aus der Verwendung der DWD-Vorhersage als Antrieb eine deutliche Unterschätzung des maximalen Windstaus bzw. des gesamten Sturmflutereignisses. Das Bestimmtheitsmaß ist hier $R^2 = 0,85$ und somit etwas geringer als mit den Reanalysedaten. Der mittlere quadratische Fehler von $RMSE = 59$ cm ist annähernd doppelt so groß, wie bei Verwendung der meteorologischen Reanalyse. Die massiven Abweichungen können über den Unterschied der räumlichen als auch zeitlichen Auflösung der verwendeten meteorologischen Datensätze erklärt werden. Dafür wurden in Niehüser et al. (2018) die meteorologischen Felder aus den Reanalysedaten und den DWD-Vorhersagen

gegenübergestellt. Die Abweichungen im Luftdruck bewegten sich in einer Größenordnung von ± 1 hPa im Maximum. Die hieraus resultierenden Differenzen sind daher nicht verantwortlich für die Abweichungen in der Windstau-Vorhersage. Der Vergleich der effektiven Windrichtungen hat jedoch gezeigt, dass die Westwinde in den Reanalysedaten stärker ausgeprägt sind als in der DWD-Vorhersage. Diese Abweichungen können bereits für die Unterschätzung des Windstaus verantwortlich sein. Wie bereits erwähnt, können die beobachteten Differenzen auch der Tatsache geschuldet sein, dass die Regressionskoeffizienten in beiden Experimenten auf Basis der Reanalysedaten und nicht auf Basis der DWD-Daten selbst abgeleitet wurden. Dies sollte für einen operationellen Betrieb unbedingt geprüft werden. Darüber hinaus gestaltet es sich schwierig, die Performance der Vorhersage anhand eines einzelnen Ereignisses festzumachen. Deshalb werden in Zukunft weitere Vorhersagen an unterschiedlichen Pegelstandorten mit Beobachtungen validiert, um die Modellgüte besser quantifizieren zu können und Optimierungen hinsichtlich der Koeffizientensätze der meteorologischen Prädiktoren vorzunehmen.

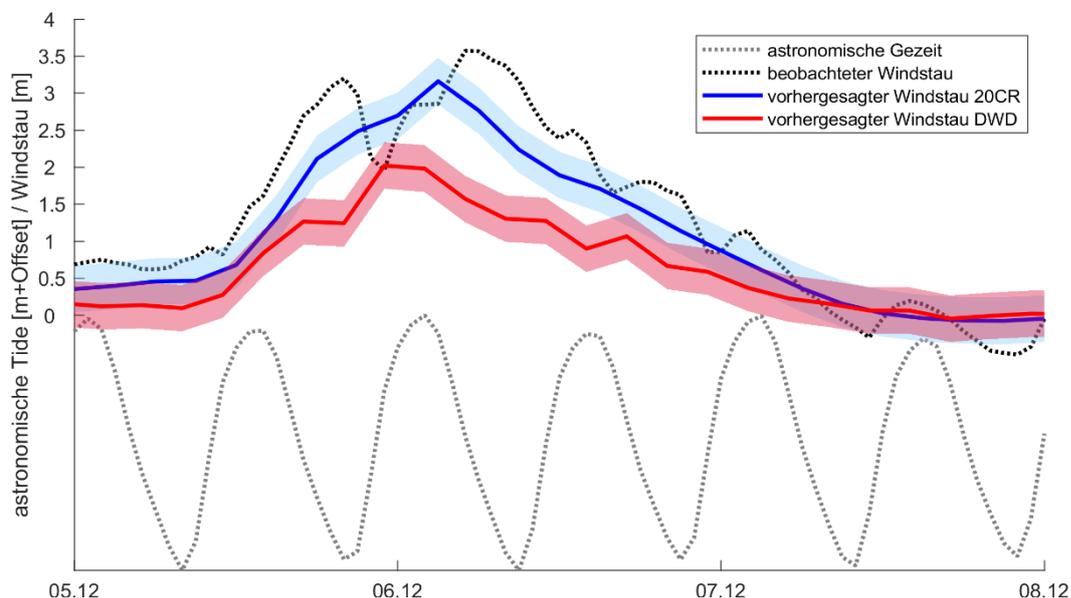


Abbildung 14: Vergleich der Rekonstruktion des Orkans „Xaver“ am Pegel Cuxhaven mit Reanalysedaten und DWD-Vorhersagen.

4.2 Operationeller Testbetrieb

Im Folgenden ist in Abbildung 15 ein Beispiel der Wasserstandsvorhersage entlang der Küstenlinie mit allen ermittelten Komponenten dargestellt. Diese Darstellung fasst den Mehrwert dieses Beitrags (Erweiterung der Wasserstandsvorhersage von punktueller Betrachtung auf die gesamte Küstenlinie (einschließlich Inseln und Halligen)) zusammen.

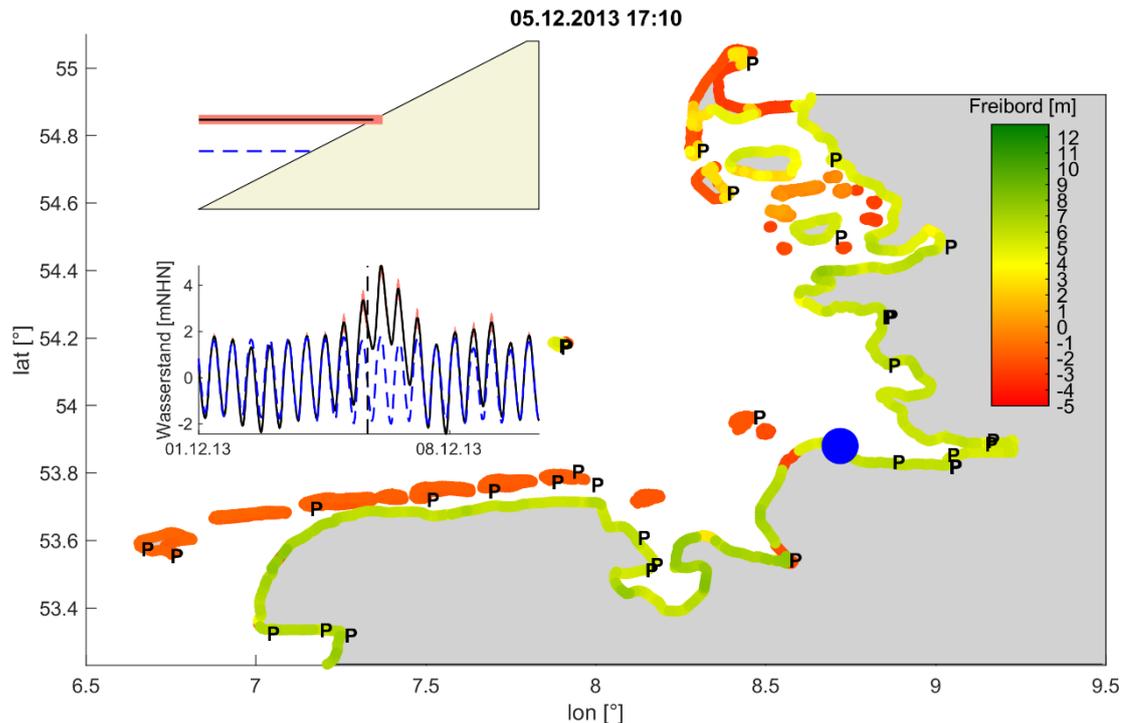


Abbildung 15: Beispielhafte Darstellung eines Zeitschritts der Wasserstandsvorhersage entlang der gesamten deutschen Küstenlinie (einschließlich der Inseln und Halligen).

Die Überführung der empirisch-statistischen Windstaumodelle in den operationellen Testbetrieb erfolgt auf einem zeitgesteuerten Server am Forschungsinstitut Wasser und Umwelt (fwu). In einem halbstündigen Zyklus werden die erforderlichen Daten vom Server des DWD (opendata.dwd.de) auf Aktualität überprüft und heruntergeladen. Es erfolgen automatisiert unterschiedliche Verarbeitungsschritte, die beispielsweise die räumliche Auflösung auf die erforderliche Ausdehnung anpassen. Schließlich werden die meteorologischen Datensätze gespeichert, um zukünftig Optimierungen der Regressionskoeffizienten und der meteorologischen Prädiktoren vorzunehmen und etwaige Defizite in der Vorhersage (siehe Kapitel 4.1) zu minimieren.

Auf Basis der Meteorologie wird anschließend die Windstaukomponente anhand der erstellten empirisch-statistischen Windstaumodelle an jedem der 1.484 Gitterpunkte bestimmt. Darüber hinaus wird die astronomische Komponente für den zugrundeliegenden Vorhersagezeitraum anhand der HDdU (Müller-Navarra 2013) abgeschätzt. Die Gesamtwasserstände an jedem Gitterpunkt werden aus der Kombination aus Windstau und Astronomie errechnet. Zusätzlich erfolgt die Ermittlung der statistischen Unsicherheit aus den Regressionsmodellen.

Anhand von Abbildung 15 kann gezeigt werden, dass die Methodik und die Kombination aus HNM und empirisch-statistischer Regressionsansätze für den vorliegenden Anwendungsfall geeignet sind. Oben links wird jeweils ein schematischer Deich mit zugehörigem Gesamtwasserstand (schwarz mit Unsicherheitsband) sowie der astronomischen Komponente (blau gestrichelt) des aktuellen Zeitschritts dargestellt. Wenn vorhanden, wird zusätzlich die aktuell vorhandene beobachtete Zeitreihe des ausgewählten Pegels (pegelonline.de) ausgegeben. Darunter ist in gleicher Farbgebung der gesamte Vorhersagehorizont als Übersicht gezeigt. Im verbleibenden Teil der Abbildung 15 sind die Küstenlinie der Deutschen Bucht sowie die 1.484 Gitterpunkte zur Vorhersage der Wasserstände abgebildet. Der jeweils betrachtete Punkt, für den die Detailabbildungen erstellt werden, ist als

blauer Punkt markiert (in dem Fall Cuxhaven). Die Punkte, die mit „P“ eingetragen sind, stellen die Pegelstandorte in der Deutschen Bucht dar, für die Beobachtungsdaten zur Validierung verfügbar sind (pegelonline.de). Um die Aussagekraft der Vorhersage zu erhöhen, orientiert sich die Einfärbung der Gitterpunkte an der Küstenlinie nicht an den Wasserständen, sondern stellt den Freibord (Wasserstand minus Deichhöhe) dar. Hierüber wird impliziert die Information vermittelt, ob ein Wasserstand für eine Region bedrohlich wird oder werden kann. Die zugehörigen Informationen zur Deichlinie/-höhe wurden vom LKN-SH (LKN-SH 2012) bzw. NLWKN (NLWKN 2007) zur Verfügung gestellt. Bereiche ohne derartige Informationen, wurden mit Geländehöhe versehen (z. B. Ostfriesische Inseln), was den geringen Freibord in entsprechenden Bereichen erklärt. Hier besteht zukünftig weiterer Forschungsbedarf, Bereiche ohne Küstenschutz bzw. Dünen etc. in die Darstellung adäquat mit einzubeziehen.

In Zusammenarbeit mit dem Geodätischen Institut und Lehrstuhl für Bauinformatik & Geoinformationssysteme (gia) und der Bundesanstalt für Wasserbau (BAW) konnte darüber hinaus erfolgreich eine automatische Übertragung der generierten Vorhersage-Datensätze in ein GeoPortal und die Marine Dateninfrastruktur Deutschland (MDI-DE) realisiert werden. Für weitere Details wird an dieser Stelle auf Herle et al. (2018) verwiesen. Über das GeoPortal werden zudem die Wasserstandsvorhersagen als Basis zur Vorhersage des Seegangs bereitgestellt (siehe Dreier und Fröhle 2018). Eine Übersicht des entwickelten sensor- und risikobasierten Frühwarnsystems für die Küstenlinie (beispielhaft für See- deiche) ist in Becker et al. (2018) gegeben.

5 Fazit und weiterer Forschungsbedarf

Das übergeordnete Ziel dieses Beitrages war die Erweiterung der existierenden operativen Wasserstandsvorhersage in Deutschland von einer punktuellen Betrachtung (spezifische Pegelstandorte) auf die gesamte deutsche Küstenlinie (einschließlich Inseln und Hallogen). Es konnte erfolgreich eine Methodik entwickelt werden, die auf der Kombination eines hydrodynamisch-numerischen Modells mit empirisch-statistischen Regressionsansätzen basiert. Damit wurde zum ersten Mal eine Modellkette erzeugt, die sowohl räumlich als auch zeitlich hochaufgelöste Wasserstandsvorhersagen (Punktabstand ~ 1 km, Stundenwerte) für die Deutsche Bucht liefert. Es konnte weiterhin nachgewiesen werden, dass die Modellgüte der Vorhersage auch in unbepegelten Gebieten in einer ähnlichen Größenordnung wie an den Stützstellen der Messungen liegt.

Die aktuelle Modellkette zur Wasserstandsvorhersage am BSH erlaubt derzeit lediglich Vorhersagen an einzelnen Pegelstandorten, da zwischen einzelnen Stationen keine Informationen über die Gezeiten existieren. Um diesen Missstand zu beheben, wurde zunächst ein zweidimensionales, hydrodynamisch-numerisches Modell der gesamten Nordsee erstellt, welches die Aufgabe hat, realistische Wasserstände entlang der gesamten Küstenlinie zu simulieren. Ein besonderer Fokus beim Modellaufbau lag auf der robusten und hochauflösenden Abbildung von Wasserständen in Flachwasserbereichen. Dafür wurde ein Rechengitter erzeugt, das der speziellen Flachwassercharakteristik, vor allem nahe der Küste, Rechnung trägt. Verbleibende Diskrepanzen zwischen Modellergebnissen und Beobachtungen aus der Natur wurden zudem über eine regionale flächige Bias-Korrektur eliminiert, um so eine Datenbasis auch in unbepegelten Gebieten zu erzeugen.

Die simulierten und Bias-korrigierten Wasserstände stellten die Basis für die Separierung von Gezeitenanteil und Windstau dar. Dafür wurde die „Harmonische Darstellung der Ungleichheiten“ nach Müller-Navarra (2013) verwendet. Das Verfahren ermöglicht Tideanalysen für einzelne Bereiche der Tidekurve, wodurch auch partiell (bei Ebbe) trockenfallende Wattflächen (stellen einen großen Teil des Küstenvorfeldes dar), mit in die Tideanalyse einbezogen werden können. Darüber hinaus wurde dieser Ansatz speziell für Gezeitenvorhersagen in flachen Schelfgebieten wie der Deutschen Bucht, in der die Tidekurven durch starke Deformationen gekennzeichnet sind und somit nur unzureichend über klassische harmonische Analysen beschrieben werden können, entwickelt.

Für die robuste Vorhersage des Windstaus wurden empirisch-statistische Modelle auf Basis von multiplen linearen Regressionsbeziehungen (schrittweise Regression) abgeleitet. Der Windstau fungiert darin als die zu erklärende Variable (Regressand), während meteorologische Parameter (Wind- und Luftdruckfelder, die in der Praxis aus Wettervorhersagen zur Verfügung stehen) als Prädiktoren herangezogen wurden. Empirisch-statistische Windstaumodelle stellen auch heute noch einen wichtigen Bestandteil der Wasserstandsvorhersage in Deutschland dar. Durch die Verwendung des separierten Windstaus aus den simulierten und bias-korrigierten Wasserständen, konnten die empirisch-statistischen Windstaumodelle auf die gesamte deutsche Küstenlinie erweitert werden. Eine zusätzliche wesentliche Weiterentwicklung des hier vorgestellten Ansatzes stellte die Berücksichtigung der Tide-Windstau Interaktion in der Deutschen Bucht im Rahmen der empirisch-statistischen Modellentwicklung dar. Hierfür wurden die empirisch-statistischen Windstaumodelle in Abhängigkeit der astronomischen Tidekurve abgeleitet. Die modellierten Windstauvorhersagen wurden anhand unabhängiger Beobachtungsdaten validiert. Insbesondere für die niedrigen und hohen Perzentile der astronomischen Tidekurve konnten hierdurch deutliche Verbesserungen der Modellgüte erzielt werden.

Anhand eines Sturmflutereignisses (Orkan „Xaver“ im Dezember, 2013) wurde das Verfahren praxisnah angewendet und anschließend in einen operationellen Testbetrieb integriert. Für eine vollständige Integration der Methodik in einen operationellen Betrieb (an entsprechenden Landes- oder Bundesbehörden) sind allerdings weitere Arbeitsschritte erforderlich, die anhand der gesammelten Erfahrungen während der bisherigen Bearbeitung deutlich wurden.

So ist es für eine robuste Vorhersage des Windstaus in der Deutschen Bucht mit empirisch-statistischen Regressionsansätzen zwingend erforderlich, die Regressionskoeffizienten der Prädiktoren anhand der Datengrundlage abzuleiten, die schließlich auch im Vorhersagemodus verwendet wird. Am Beispiel der Vorhersage des Sturmflutereignisses „Xaver“ vom 06.12.2013 wurde diese Tatsache verdeutlicht. Der Vergleich zwischen dem vorhergesagten und dem beobachteten Windstau zeigt eine verhältnismäßig gute Übereinstimmung, wenn als Antrieb die gleiche Datengrundlage (Reanalysedaten) genutzt wird, wie für die Ableitung der Regressionskoeffizienten. Die Differenzen zwischen dem vorhergesagten und dem beobachteten Windstau verdoppeln sich jedoch nahezu, wenn als Modellantrieb die DWD-Vorhersagen verwendet werden, die nicht für die Ableitung der Regressionskoeffizienten genutzt wurden. Die Begründung liefert die wesentlich höhere räumliche als auch zeitliche Auflösung der meteorologischen Vorhersagen des DWD. Anhand der im Rahmen des operationellen Testbetriebs gespeicherten atmosphärischen Felder der DWD-Vorhersagen sollen zukünftig Optimierungen der abgeleiteten Regressionskoeffizienten vorgenommen werden. Hierfür wird allerdings eine ausreichende

Datengrundlage von mehreren Jahren benötigt, die aktuell noch nicht zur Verfügung steht. Anschließend können weitere Validierungen der Wasserstandsvorhersagen anhand von Pegelbeobachtungen durchgeführt werden, da es sich schwierig gestaltet, die Performance der bisherigen Vorhersage anhand eines einzelnen Sturmflutereignisses festzumachen.

Ein weiterer Punkt ist die Kombination der enthaltenen Unsicherheiten aller Arbeitsschritte der Modellkette, die zukünftig zu einer sinnvollen Gesamt-Unsicherheit zusammengeführt werden sollten (HNM/Bias-Korrektur, Gezeitenanalyse/-synthese, empirisch-statistische Windstaumodelle). Aktuell werden ausschließlich die statistischen Unsicherheiten aus den empirisch-statistischen Windstaumodellen in die Methodik einbezogen. Darüber hinaus sollten die Erfahrungen aus dem Wasserstandsvorhersagesystem des BSH mit in die Betrachtung einbezogen werden.

Für eine vollständige Übertragung der vorhergesagten Wasserstände auf ein definiertes Schutzziel fehlen aktuell Information zu Deichabschnitten und deren Höhe. Für eine aussagekräftige Vorhersage werden diese Informationen allerdings zwingend benötigt. Daher gilt es beispielsweise ein geeignetes Höhenniveau als Referenzhöhe zur Vorhersage der Wasserstände an unbedeichten Küstenabschnitten abzuleiten. Auch werden Informationen zu Dünen und weiteren vorhandenen Küstenschutzbauwerken benötigt.

6 Danksagung

Das Verbundprojekt EarlyDike wurde vom 01. Juni 2015 bis zum 31. Mai 2018 mit Mitteln des Bundesministeriums für Bildung und Forschung (BMBF) im Rahmen des Sonderprogramms Geotechnologien gefördert (BMBF-Förderkennzeichen: 03G0847B).

Die Teilprojektleiter und Mitarbeiter bedanken sich für die intensive Betreuung durch den Projektträger Jülich und die fruchtbare Zusammenarbeit mit den Küstenschutzbehörden.

Bei der Erstellung des hydrodynamisch-numerischen Modells kam das Softwarepaket MIKE21® zum Einsatz, dass freundlicherweise von DHI-WASY zur Verfügung gestellt wurde.

7 Literaturverzeichnis

Annusch, R.: Wasserstandsvorhersage und Sturmflutwarnung. Seewart, 38, 5, 185–204, Hamburg, 1977.

Arns, A.; Dangendorf, S.; Jensen, J.; Talke, S.; Bender, J.; Pattiaratchi, S.: Sea-level rise induced amplification of coastal protection design heights. In: *Sci. Rep.* 7, 40171; <https://doi.org/10.1038/srep40171>, 2017.

Arns, A.; Wahl, T.; Dangendorf, S.; Mudersbach, C.; Jensen, J.: Ermittlung regionalisierter Extremwasserstände für die Schleswig-Holsteinische Nordseeküste. In: *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, HW57, 6, 2013.

Arns, A.; Wahl, T.; Haigh, I. D.; Jensen, J.: Determining return water levels at ungauged coastal sites: a case study for northern Germany. In: *Ocean Dynamics*, 65, 4, 539–554. <https://doi.org/10.1007/s10236-015-0814-1>, 2015.

Becker, R.; Blankenbach, J.; Dreier, N.; Fröhle, P.; Gries, T.; Herle, S.; Jensen, J.; Krebs, V.; Lehfeldt, R.; Mulckau, A.; Niehüser, S.; Quadflieg, T.; Schüttrumpf, H.; Schwab, M.: EarlyDike – Entwicklung eines sensor- und risikobasierten Frühwarnsystems für Seedeiche. Abschlussbericht zum Verbundvorhaben EarlyDike – Teil 1, BMBF-Förderkennzeichen Förderkennzeichen 03G0847A, 03G0847B, 03G0847C, 03G0848A, 2018.

Boesch, A.; Müller-Navarra, S. H.: Reassessment of long-period constituents for tidal predictions along the German North Sea coast and its tidally influenced rivers. In: *Ocean Sci.* 15, 5, 1363-1379. <https://doi.org/10.5194/os-15-1363-2019>.

Bonaduce, A.; Pinardi, N.; Oddo, P.; Spada, G.; Larnicol, G.: Sea-level variability in the Mediterranean Sea from altimetry and tide gauges. In: *Clim Dyn.* <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3001-2>, 2016.

Cheng, Y.; Andersen, O. B.: Improvement in global ocean tide model in shallow water regions. Poster, SV.1-68 45, OSTST, Lisbon, 18–22. Oct., 2010.

Cheng, Y.; Andersen, O. B.: Multimission empirical ocean tide modeling for shallow waters and polar seas. In: *J. Geophys. Res.*, 116, C11001, <https://doi.org/10.1029/2011JC007172>, 2011.

Codiga, D. L.: Unified Tidal Analysis and Prediction Using the UTide Matlab Functions. Technical Report 2011-01. Graduate School of Oceanography, University of Rhode Island, Narragansett, RI, 2011.

Compo, G. P.; Whitaker, J. S.; Sardeshmukh, P. D.; Matsui, N.; Allan, R. J.; Yin, X.; Gleason, B. E.; Vose, R. S.; Rutledge, G.; Bessemoulin, P.; Brönnimann, S.; Brunet, M.; Crouthamel, R. I.; Grant, A. N.; Groisman, P. Y.; Jones, P. D.; Kruk, M.; Kruger, A. C.; Marshall, G. J.; Maugeri, M.; Mok, H. Y.; Nordli, Ø.; Ross, T. F.; Trigo, R. M.; Wang, X. L.; Woodruff, S. D.; Worley, S. J.: The Twentieth Century Reanalysis Project. In: *Quarterly J. Roy. Meteorol. Soc.*, 137, 1–28, 2011.

Dangendorf, S.; Calafat, F. M.; Arns, A.; Wahl, T.; Haigh, I. D.; Jensen, J.: Mean sea level variability in the North Sea: Processes and implications. In: *J. Geophys. Res. Oceans*, 119, 10, n/a. <https://doi.org/10.1002/2014JC009901>, 2014.

Dangendorf, S.; Marcos, M.; Wöppelmann, G.; Conrad, C. P.; Frederikse, T.; Riva, R.: Reassessment of 20th century global mean sea level rise. In: *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 114, 23, 5946–5951. <https://doi.org/10.1073/pnas.1616007114>, 2017.

Dangendorf, S.; Mudersbach, C.; Wahl, T.; Jensen, J.: Characteristics of intra-, inter-annual and decadal sea-level variability and the role of meteorological forcing: the long record of Cuxhaven. In: *Ocean Dynamics*, 63, 2–3, 209–224. <https://doi.org/10.1007/s10236-013-0598-0>, 2013.

Dangendorf, S.; Wahl, T.; Hein, H.; Jensen, J.; Mai, S.; Mudersbach, C.: Mean Sea Level Variability and Influence of the North Atlantic Oscillation on Long-Term Trends in the German Bight. In: *Water*, 4, 4, 170–195. <https://doi.org/10.3390/w4010170>, 2012.

Dietrich, G.: Ozeanographisch-meteorologische Einflüsse auf Wasserstandsänderungen des Meeres am Beispiel der Pegelbeobachtungen von Esbjerg. In: *Die Küste*, 2, 1954.

Dreier, N.; Fröhle, P.: Prä-Operationelle Vorhersage von Seegang und Wellenaufbau an Seedeichen in der deutschen Bucht. Abschlussbericht zum Verbundvorhaben EarlyDike – Teil 3, BMBF-Förderkennzeichen 03G0847C: Teilprojekt 2 – Wellenmonitoring und Wellenbelastungssimulator, Institut für Wasserbau der Technischen Universität Hamburg-Harburg, 2018.

Godin, G.: *The Analysis of Tides*. University of Toronto Press, Toronto, 1972.

Gönnert, G.; Gerkenmeier, B.; Müller, J.-M.; Sossidi, K.; Thumm, S.: Zur hydrodynamischen Interaktion zwischen den Sturmflutkomponenten Windstau, Tide und Fernwelle. XtremRisK-Zwischenbericht TP1, Hamburg, 2010.

Grinsted, A.; Jevrejeva, S.; Riva, R. E. M.; Dahl-Jensen, D.: Sea level rise projections for northern Europe under RCP8.5. In: *Climate Research*, 64, 15–23, <https://doi.org/10.3354/cr01309>, 2015.

Haigh, I. D., Nicholls, R. J.: Coastal Flooding. MCCIP Science Review 2017, <https://doi.org/10.14465/2017.arc10.009-cof>, 2017.

Herle, S.; Becker, R.; Blankenbach, J.; Mulckau, A.; Lehfeldt, R.: EarlyDike: Sensor- & Geodateninfrastruktur für ein sensor- und risikobasiertes Frühwarnsystem für Seedeiche. Abschlussbericht zum Verbundvorhaben EarlyDike – Teil 6, BMBF-Förderkennzeichen 03G0847A und 03G0848A: Teilprojekt 5 – Sensor- & Geodateninfrastruktur, Geodätisches Institut und Lehrstuhl für Bauinformatik & Geoinformationssysteme der RWTH Aachen University & Bundesanstalt für Wasserbau, 2018.

Heyer, H.; Schrottke, K.: AufMod (03KIS082-03KIS088) Gemeinsamer Abschlussbericht für das Gesamtprojekt mit Beiträgen aus allen 7 Teilprojekten. <https://doi.org/10.2314/GBV:780783271>, 2013.

Horn, W.: Some Recent Approaches to Tidal Problems. In: *Int. Hydrogr. Rev.*, 37, 2, 65–84, 1960.

Horsburgh, K. J.; Wilson, J.: Tide-Surge interaction and its role in the distribution of surge residuals in the North Sea. In: *J. Geophys. Res.*, 112 C08003, 2007.

Jensen, J.; Arns, A.; Wahl, T.: Yet another 100yr storm surge event: the role of individual storm surges on design water levels. In: *J Mar. Sci. Technol.*, 23, 882–7, 2015.

Jensen, J.; Mudersbach, C.; Dangendorf, S.: Untersuchungen zum Einfluss der Astronomie und des lokalen Windes auf sich verändernde Extremwasserstände in der Deutschen Bucht. KLIWAS Schriftenreihe KLIWAS-25/2013, https://doi.org/10.5675/Kliwas_25.2013_Extremwasserstände, 2013.

Jensen, J.; Müller-Navarra, S. H.: Storm Surges on the German Coast. Archive for research and technology on the North Sea and Baltic coast. In: *Die Küste*, 74, 92–124, 2008.

Krause, P., Boyle, D. P., Bäse, F.: Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. In: *Advances in Geosciences*, 5, 89–97, 2005.

LKN-SH - Landesbetrieb für Küstenschutz, Nationalpark und Meeresschutz des Landes Schleswig-Holstein (Hg.): Generalplan Küstenschutz des Landes Schleswig-Holstein - Fortschreibung 2012, Kiel, 2012.

Lüders, K.: Über das Ansteigen der Wasserstände an der deutschen Nordseeküste. Zentralblatt der Bauverw., 50, 1936.

Mudelsee, M.; Chirila, D.; Deutschländer, T.; Döring, C.; Haerter, J.; Hagemann, S.; Hoffmann, H.; Jacob, D.; Krahe, P.; Lohmann, G.; Moseley, C.; Nilson, E.; Panferov, O.; Rath, T.; Tinz, B.: Climate Model Bias Correction und die Deutsche Anpassungsstrategie. In: Mitteilungen der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft (DMG), 03, 2–7, 2010.

Müller-Navarra, S. H.; Giese, H.: Improvements of an Empirical Model to Forecast Wind Surge in the German Bight. In: Dtsch. Hydrogr. Z., 51, 385 – 405, Hamburg, 1999.

Müller-Navarra, S. H.; Knüpfper, K.: Improvement of water level forecasts for tidal harbours by means of model output statistics (MOS) – Part I (Skew surge forecast). Berichte des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie 47, 22, 2010.

Müller-Navarra, S. H.; Seifert, W.; Lehmann, H.-A.; Maudrich, S.: Sturmflutvorhersage für Hamburg 1962 und heute. Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie Hamburg und Rostock, 2012.

Müller-Navarra, S. H.: Gezeitenvorausberechnungen mit der Harmonischen Darstellung der Ungleichheiten. Berichte des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie Nr. 50, 2013.

Müller-Navarra, S. H.: Über neuere Verfahren der Wasserstands- und Sturmflutvorhersage für die deutsche Nordseeküste. Archive for research and technology on the North Sea and Baltic coast. In: Die Küste, 76, 193–204, 2009.

Niehüser, S.; Arns, A.; Dangendorf, S.; Jensen, J.: A high resolution storm surge forecast for the German Bight. In: 9th Chinese-German Joint 2018, 127–136, 2018.

NLWKN – Niedersächsischer Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz (Hg.): Generalplan Küstenschutz Niedersachsen/Bremen - Festland. Norden, 2007.

Passaro, M.; Cipollini, P.; Benveniste, J.: Annual sea level variability of the coastal ocean: The Baltic Sea-North Sea transition zone. In: J. Geophys. Res. Oceans, 120, 4, 3061–3078, <https://doi.org/10.1002/2014JC010510>, 2015.

Pawlowicz, R., Beardsley B., Lentz, S.: Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T_TIDE. In: Computers and Geosciences, 28, 929–937, 2002.

Piani, C.; Weedon, G. P.; Best, M.; Gomes, S. M.; Viterbo, P.; Hagemann, S.; Haerter, J. O.: Statistical bias correction of global simulated daily precipitation and temperature for the application of hydrologic models. In: Journal of Hydrology, 395 (3-4), 199–215, 2010.

Ponte, R. M.: Low-frequency sea level variability and the inverted barometer effect. J. Atmos. Technol., 23, 619–629, <https://doi.org/10.1175/JTECH1864.1>, 2006.

Pugh, D.; Woodworth, P.: Sea-Level Science. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, 2014.

Slangen, A. B. A.; Carson, M.; Katsman, C. A.; van de Wal, R. S. W.; Koehl A.; Vermeersen, L. L. A.; Stammer, D.: Projecting twenty-first century regional sea-level changes. In: Climatic Change, 124, 317–332, <https://doi.org/10.1007/s10584-014-1080-9>, 2014.

Stammer, D.; Ray, R. D.; Andersen, O. B.; Arbic, B. K.; Bosch, W.; Carrère, L.; Cheng, Y.; Chinn, D. S.; Dushaw, B. D.; Egbert, G. D.; Erofeeva, S. Y.; Fok, H. S.; Green, J. A. M.; Griffiths, S.; King, M. A.; Lapin, V.; Lemoine, F. G.; Luthcke, S. B.; Lyard, F.; Morison, J.; Müller, M.; Padman, L.; Richman, J. G.; Shriver, J. F.; Shum, C. K.; Taguchi, E., Yi, Y.: Accuracy assessment of global barotropic ocean tide models. In: *Rev. Geophys.*, 52, 243–282, <https://doi.org/10.1002/2014RG000450>, 2014.

Streicher, M.; Kristandt, J.; Knaack, H.: Abschlussbericht: Optimierung Empirischer Sturmflutvorhersagen (OptempS–MohoWif A). BMBF Förderkennzeichen 03KIS097, Niedersächsischer Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz (NLWKN), Forschungsstelle Küste, 2015.

Tang, Y. M.; Grimshaw, R.; Sanderson, B.; Holland, G.: A numerical study of storm surges, with application to the North Queensland coast. In: *J. Phys. Oceanogr.*, 26, 2700–2711, 1996.

Von Storch, H. V.; Zwiers, F. W.: *Statistical analysis in climate research*. 1st edn. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 1999.

Wahl, T.; Haigh, I. D.; Woodworth, P. L.; Albrecht, F.; Dillingh, D.; Jensen, J.; Nicholls, R. J.; Weisse, R.; Wöppelmann, G.: Observed mean sea level changes around the North Sea coastline from 1800 to present. In: *Earth-Science Reviews*, 124, 51–67, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.05.003>, 2013.

Woodworth, P. L.; Hunter, J. R.; Marcos, M.; Caldwell, P.; Menéndez, M.; Haigh, I.: Towards a global higher-frequency sea level dataset. In: *Geosci. Data*, 3, 50–59, <https://doi.org/10.1002/gdj3.42>, 2016.