



**Mitteilungen des Forschungsinstituts Wasser und Umwelt
der Universität Siegen**



Sebastian Niehüser

Untersuchungen zur hochauflösenden Wasserstandsvorhersage an der gesamten deutschen Nordseeküste

Sebastian Niehüser

**Untersuchungen zur hochauflösenden Wasserstandsvorhersage
an der gesamten deutschen Nordseeküste**

Erscheinungsort: Siegen
Erscheinungsjahr: 2020
D 467

**Mitteilungen des Forschungsinstituts Wasser und Umwelt der Universität Siegen
Heft 12 | 2020**

Herausgeber:
Forschungsinstitut Wasser und Umwelt (fwu)
der Universität Siegen
Paul-Bonatz-Str. 9-11
57076 Siegen

Druck:
UniPrint, Universität Siegen

ISSN 1868-6613

Vorwort

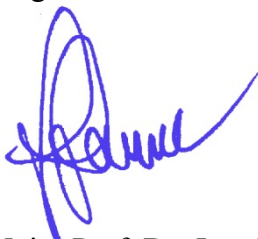
In dem vorliegenden Heft 12 (2020) wird die Promotion von Herrn Sebastian Niehüser mit dem Titel „Untersuchungen zur hochauflösenden Wasserstandsvorhersage an der gesamten deutschen Nordseeküste“ in Papierform veröffentlicht; die digitale Veröffentlichung erfolgte im Mai 2020 über die Universitätsbibliothek Siegen. Herr Niehüser hat die Dissertation als Monografie in deutscher Sprache verfasst. Inhalte der Dissertationsschrift wurden parallel auch in begutachteten Beiträgen in internationalen Fachzeitschriften veröffentlicht.

Sturmfluten stellen weltweit seit jeher eine Gefährdung mit verheerenden Konsequenzen bis hin zum Verlust von vielen Menschenleben für den Lebensraum Küste dar. Zum Schutz des Hinterlandes werden seit Jahrhunderten Küstenschutzbauwerke wie Deiche gebaut. Der Sturmflutwasserstand ist die dominierende Einwirkung auf die Küsten und Schutzbauwerke und stellt die Grundlage für Risikoanalysen dar. Für die Bevölkerung und den Katastrophenschutz sind entsprechend operationelle Frühwarnsysteme zur Wasserstands- bzw. Sturmflutvorhersage elementar. Im Rahmen der vorliegenden Dissertation von Herrn Niehüser wurden Untersuchungen zur Optimierung und Erweiterung von bestehenden operationellen Modellen zur Hochwasservorhersage durchgeführt. Dabei wurden bisherige Forschungsergebnisse von Promotionen am Forschungsinstitut für Wasser und Umwelt (fwu) aufgegriffen und konsequent weiterentwickelt.

Im Rahmen der Dissertation von Herrn Niehüser wurde die Wasserstandsvorhersage von einer punktuellen Betrachtung mit einem hydrodynamisch-numerischen Modell auf die gesamte Küstenlinie erweitert. Die Idee basiert auf der Weiterentwicklung und Aktualisierung eines bestehenden Modellsystems, das von Herrn J.-Prof. Dr.-Ing. Arne Arns entwickelt wurde (Heft 7), um z. B. Wiederkehrintervalle von Extremwasserständen zu analysieren und den Effekt des Meeresspiegelanstiegs auf Sturmfluten zu untersuchen. Weiterhin wurde ein Ansatz von Herrn Asst. Prof. Dr.-Ing. Sönke Dangendorf zur Windstauberechnung in Kombination mit meteorologischen Reanalyse-Daten genutzt (Heft 8). Es wurde ein empirisches Modell für den Pegelstandort Cuxhaven im Mündungsbereich der Elbe basierend auf Wind- und Luftdruckdaten entwickelt, das von Herrn Niehüser aufgegriffen wurde und methodisch auf die gesamte Küstenlinie der Deutschen Bucht/Nordsee erweitert wurde. Das Resultat ist eine neue Methodik zur flächig und zeitlich hochauflösenden Wasserstandsvorhersage, die in den operationellen Betrieb an entsprechenden Landes- oder Bundesbehörden integriert werden kann.

Für die Mitwirkung im Promotionsverfahren möchte ich mich bei Herrn Prof. Dr.-Ing. Holger Schüttrumpf vom Institut für Wasserbau und Wasserwirtschaft der RWTH Aachen und Herrn J.-Prof. Dr.-Ing. Arne Arns, Professur für Küstenschutz und Küstendynamik der Universität Rostock sowie bei Frau Prof.‘in Dr.-Ing. Monika Jarosch vom Department Bauingenieurwesen der Universität Siegen herzlich bedanken.

Siegen im Mai 2020



Univ.-Prof. Dr.-Ing. Jürgen Jensen

Untersuchungen zur hochauflösenden Wasserstandsvorhersage an der gesamten deutschen Nordseeküste

Vom Department Bauingenieurwesen der Naturwissenschaftlich-Technischen Fakultät
der Universität Siegen angenommene

Dissertation

zur Erlangung des akademischen Grades

Doktor der Ingenieurwissenschaften (Dr.-Ing.)

von

Sebastian Niehüser, M.Sc.

Referent: **Univ.-Prof. Dr.-Ing. Jürgen Jensen**
Universität Siegen

Korreferent: **Univ.-Prof. Dr.-Ing. Holger Schüttrumpf**
Rheinisch-Westfälische Technische Hochschule (RWTH) Aachen

Prüfer: **J.-Prof. Dr.-Ing. Arne Arns**
Universität Rostock

Vorsitzende: **Univ.-Prof.‘in Dr.-Ing. Monika Jarosch**
Universität Siegen

Tag der Einreichung: 05.02.2020

Tag der mündlichen Prüfung: 30.04.2020

Zum Titelbild:

Das Titelbild zeigt den Blick auf das befestigte Deckwerk (Halligkante) der Hallig Langeneß zum Schutz vor Überflutungen (Foto: I. Hache, Georg-August Universität Göttingen). Bei den Halligen handelt es sich um zehn kleine Marschinseln im nordfriesischen Wattenmeer, die um die Nordseeinsel Pellworm angeordnet sind. Die Halligen werden nicht durch Deiche (mit Ausnahme von Sommerdeichen) vor Überflutungen geschützt und sind aufgrund ihrer exponierten Lage und ihres geringen Höhenniveaus durch die Gezeiten der Nordsee geprägt. Die Bewohner*innen der Halligen müssen sich anhand von Wasserstandsvorhersagen an Pegelstandorten orientieren, um Informationen über die zeitliche und höhenmäßige Ausprägung so genannter „Landunter“ oder Sturmfluten abzuleiten. Entlang komplexer Küstenlinien wie die der deutschen Nordsee kann eine einfache Interpolation zwischen den Pegelstandorten allerdings zu Wasserstandsdifferenzen im Dezimeterbereich führen. Das Titelbild verdeutlicht, dass diese Abweichungen im Dezimeterbereich bereits darüber entscheiden können, ob eine Hallig überflutet wird oder nicht und unterstreicht somit den Bedarf an flächigen Wasserstandsvorhersagen.

Danksagung

Diese Dissertation entstand maßgeblich in der Zeit zwischen 2015 und 2020, während meiner Zeit als wissenschaftlicher Mitarbeiter am Forschungsinstitut Wasser und Umwelt (fwu) im Department Bauingenieurwesen der Naturwissenschaftlich-Technischen Fakultät der Universität Siegen. Einen wichtigen Baustein für die Entstehung einer solchen Arbeit stellen die vielen Personen dar, die einen während der (gesamten) Zeit begleiten. An dieser Stelle möchte ich die Gelegenheit nutzen, mich bei diesen Personen zu bedanken, die einen essentiellen Beitrag dazu geleistet haben, dass diese Arbeit in der Form verfasst werden konnte.

In erster Linie möchte ich mich bei meinem Erstgutachter und Doktorvater Prof. Jürgen Jensen für das mir von Anfang an entgegengebrachte Vertrauen bedanken. Sie haben mir die Möglichkeit eingeräumt, mir in vielen thematisch unterschiedlichen und spannenden Projekten eine Expertise sowie ein breites Fachwissen aneignen zu dürfen. Von Beginn an haben Sie mir die Freiheit gelassen, Forschungsergebnisse auf nationalen und internationalen Konferenzen vorzustellen, mich herausfordernden Diskussionen zu stellen und von der Einschätzung führender Wissenschaftler in unserem Forschungsbereich zu profitieren. Unsere gemeinsamen fachlichen und privaten Gespräche waren ebenfalls ein wichtiger Bestandteil auf dem für mich prägenden Weg zur Erstellung dieser Dissertation. Sie haben mir stets vor Augen geführt, worauf es ankommt. Ein weiterer Dank gilt meinem Zweitgutachter Prof. Holger Schüttrumpf, der bereitwillig die Begutachtung dieser Dissertation übernommen hat. Während der zahlreichen Projekttreffen haben Sie durch ihre Anmerkungen und Hinweise wesentlich zur inhaltlichen Gestaltung der Arbeit beigetragen. Ich möchte mich außerdem bei den weiteren Mitgliedern der Prüfungskommission J.-Prof. Arne Arns und bei Prof. Monika Jarosch für die Übernahme des Vorsitzes bedanken.

Ein ganz besonderer Dank gilt auch dem fwu-Team, die auf unterschiedliche Art zur Entstehung dieser Arbeit beigetragen haben. Ich möchte daher jedem einzelnen meiner ehemaligen und derzeitigen Kollegen danken: Jens Bender, Andra Ebener, Kristina Fehler, Sebastian Gürke, Matthias Hirt, Jessica Kelln, Vitalij Kelln, Leigh MacPherson, Jens Metzger, Christoph Mudersbach, Felix Soltau, Volker Spieß, Andre Stettner-Davis, Sandra Sziburies, Thomas Wahl und Jörg Wieland. Besonders danken möchte ich Marius Ulm und Leon Jänicke für zahlreiche fachliche Hinweise sowie Arne Arns und Sönke Dangendorf für die unzähligen Gespräche und Diskussionen.

Der Großteil der Ergebnisse entstand während der Bearbeitung des Verbundprojektes EarlyDike, gefördert aus Mitteln des Bundesministeriums für Bildung und Forschung (BMBF-Förderkennzeichen: 03G0847B). Ich möchte mich daher für die Finanzierung und die intensive Betreuung durch den Projektträger Jülich bedanken.

Bei der Erstellung des hydrodynamisch-numerischen Modells kam das Softwarepaket MIKE21® zum Einsatz, dass freundlicherweise von DHI-WASY zur Verfügung gestellt wurde und wofür ich mich an dieser Stelle bedanken möchte.

Zum Abschluss möchte ich meinen Freunden und meiner Familie danken. Insbesondere wäre ohne meine Eltern Stefan und Beate, meiner Schwester Lena, meiner Frau Fabienne und meiner beiden wundervollen Töchter Josephine und Marei die Erstellung dieser Arbeit nicht möglich gewesen. Vielen Dank für jegliche Form der Unterstützung und das Verständnis. Ich kann nicht in Worte fassen, was das für mich bedeutet!

Kurzfassung

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. Die in Deutschland existierenden Frühwarnsysteme an der Küste basieren auf Wasserstandmessungen und -vorhersagen, die z. B. durch das Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie in Kooperation mit dem Deutschen Wetterdienst online zur Verfügung gestellt werden. Die Vorhersagen des Wasserstands werden derzeit punktuell für ausgewählte Pegelstandorte bereitgestellt. Aus Wasserstandsaufzeichnungen und deren Auswertungen ist jedoch bekannt, dass solche punktuellen Wasserstandsinformationen 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 und nichtlinearen Interaktionen flächige Wasserstandsdifferenzen im Dezimeterbereich entlang eines einzelnen Küstenabschnitts resultieren. Insbesondere entlang komplexer Küstenlinien, wie die der deutschen Nordsee mit Inseln, Halligen, Buchten, Ästuarien und dem Watt, ist eine einfache Interpolation zwischen den Pegelstandorten von unzureichender Genauigkeit. Diese Dissertation befasst sich mit der Erarbeitung einer neuen Methodik zur flächig und zeitlich hochauflösenden Wasserstandsvorhersage auf Basis existierender Ansätze und Modelle für die gesamte deutsche Nordseeküste. Dafür kommt ein hydrodynamisch-numerisches Modell zum Einsatz, mit dessen Hilfe Wasserstandsinformationen für die gesamte deutsche Nordseeküste simuliert bzw. rekonstruiert werden. Die Modellbildung erfolgt auf Basis aktueller bathymetrischer Informationen, meteorologischer und astronomischer Randbedingungen sowie den beobachteten Änderungen des mittleren Meeresspiegels. Die auf diese Weise generierten Wasserstandsinformationen werden 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) wird 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 liegt auf der Berücksichtigung der nichtlinearen Interaktion zwischen Gezeiten und Windstau. Die Kombination der genannten Modellkette (Gezeitensynthese 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 wesentlichen Beitrag zur Erweiterung und Optimierung bestehender Frühwarnsysteme des Küstenschutzes.

Abstract

Sea and estuarine dikes protect more than 2.4 million people in Germany, making them one of the most important coastal protection structures. A failure of these structures would have serious consequences as e.g. during the Hamburg flood in 1962, where one sixth of the city were flooded and more than 300 people lost their lives as a result of several dike failures. Therefore, early recognition of dangers and disaster prevention are elementary to ensure reliable coastal protection. Existing early warning systems for coastal protection in Germany are based on water level measurements and forecasts provided e.g. by the Federal Maritime and Hydrographic Agency in cooperation with the German Weather Service. The predictions of the water level are currently provided selectively for individual tide gauge locations. However, it is known from water level records and their investigations that such tide gauge based water level information is not representative for a larger area, e.g. for the German Bight, or for smaller geographical units, e.g. a Hallig. Thus, local effects and non-linear interactions can result in spatial water level differences in a range of decimetres along a single coastal section. Especially along complex coastlines, such as the German North Sea with islands, bays, estuaries and tidal flats, a simple interpolation between tide gauge locations is inaccurate. This thesis deals with the development of a new methodology for the prediction of water levels at higher resolution based on existing approaches and models for the entire German North Sea 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 first of its kind 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 optimisation of existing early warning systems for coastal protection.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
1.1	Hintergrund und Veranlassung	1
1.2	Forschungsfragen und Zielsetzung	3
1.3	Struktur der Arbeit	5
2	Stand der Wissenschaft und Technik	8
2.1	Vorbemerkungen	8
2.2	Nationales Verfahren zur operationellen Wasserstandsvorhersage	8
2.2.1	Numerische Wettervorhersagemodelle	9
2.2.2	Gezeitenanalyse und -synthese	10
2.2.3	Hydrodynamisch-numerische Modelle	10
2.2.4	<i>Model Output Statistics</i> (MOS)	11
2.2.5	Verfahren zur Qualitätssicherung	11
2.2.6	Ablauf und Verfahren bei der Sturmflutwarnung	12
2.2.7	Darstellung der Wasserstandsvorhersage	13
2.2.8	Relevante Literatur	14
2.2.9	Organisation des Küstenschutzes in Deutschland	14
2.3	Internationale Verfahren zur operationellen Wasserstandsvorhersage	14
2.4	Stand der Wissenschaft	18
2.5	Zusammenfassung und Bewertung	22
3	Grundlagen der physikalischen Prozesse in der Nordsee	24
3.1	Allgemeines	24
3.2	Untersuchungsgebiet	27
3.3	Gezeiten	36
3.4	Windstau	45
3.5	Gezeiten-Windstau Interaktion	55
3.6	Mittlerer Meeresspiegel	63
3.7	Zusammenfassung und Bewertung	70
4	Zur Abschätzung hochauflösender Wasserstandsinformationen	73
4.1	Einführung und Vorbemerkungen	73
4.2	Methodik und verwendete Datengrundlage	75
4.3	Ergebnisse der hydrodynamisch-numerischen Modellierung	87
4.3.1	Modellkalibrierung	87
4.3.2	Modellvalidierung und Bias-Korrektur	93
4.3.3	Wasserstandshindcast entlang der gesamten deutschen Küstenlinie	95
4.3.4	Sensitivitätsstudie zum Einfluss der Bathymetrie in der Deutschen Bucht	96
4.4	Zusammenfassung und Bewertung	100

5	Zur Separierung des Gezeitenanteils aus Wasserstandsinformationen	102
5.1	Einführung und Vorbemerkungen	102
5.2	Methodik und verwendete Datengrundlage	104
5.3	Ergebnisse der Gezeitenanalyse und -synthese	111
5.3.1	Einfluss der Zeitreihenlänge auf die Gezeitenanalyse und -synthese	111
5.3.2	Fehlerabschätzung bei der Gezeitenanalyse und -synthese	113
5.3.3	Veränderung der mittleren Hochwasserintervalle in der Deutschen Bucht	119
5.4	Zusammenfassung und Bewertung	124
6	Modellentwicklung zur Beschreibung des Windstauanteils	126
6.1	Einführung und Vorbemerkungen	126
6.2	Methodik und verwendete Datengrundlage	128
6.3	Ergebnisse der empirisch-statistischen Modellierung	136
6.3.1	Trainingsperioden und Modellspezifikationen	136
6.3.2	Modellgüte und -plausibilisierung an den Pegelstandorten	144
6.3.3	Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion	153
6.3.4	Vergleich mit hydrodynamisch-numerischer Modellierung	163
6.4	Zusammenfassung und Bewertung	168
7	Entwicklung der Modellkette zur Wasserstandsvorhersage	170
7.1	Einführung und Vorbemerkungen	170
7.2	Methodik und verwendete Datengrundlage	172
7.3	Wasserstandsvorhersage für die Periode von 2013 bis 2014	175
7.4	Wasserstandsvorhersage am Fallbeispiel des Orkans „Xaver“	177
7.5	Operationeller Testbetrieb	185
7.6	Zusammenfassung und Bewertung	187
8	Zusammenfassung und Schlussfolgerung	189
8.1	Zusammenfassung und Fazit	189
8.2	Offene Fragen und weiterer Forschungsbedarf	191
9	Literaturverzeichnis	196

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1-1: Struktur der Arbeit und schematische Darstellung zur Entwicklung einer Methodik zur sowohl flächig als auch zeitlich hochauflösenden Wasserstandsvorhersage an der gesamten deutschen Nordseeküste: a) Darstellung der zugrunde liegenden Problemstellung im Hinblick auf die Wasserstandsvorhersage an der Küste sowie vom Stand der Wissenschaft und Technik; b) umfasst den Aufbau des zweidimensionalen hydrodynamisch-numerischen Modells zur Erstellung eines sowohl flächig als auch zeitlich hochauflösenden Wasserstandshindcasts, die Gezeitenanalyse/-synthese der simulierten Wasserstände sowie die Entwicklung der empirisch-statistischen Modelle zur Rekonstruktion und Vorhersage des Windstaus; c) stellt die Kombination der Methoden zu einer Wasserstandsvorhersage entlang der Küstenlinie (einschließlich Halligen und Inseln) der gesamten deutschen Nordseeküste dar. Die Zusammenführung erfolgt durch die Überlagerung der Gezeitenvorhersage mit der Windstauvorhersage zu einem Gesamtwasserstand; d) fasst schließlich die Vorgehensweise und die Ergebnisse zusammen und liefert einen Ausblick sowie den weiteren Forschungsbedarf.

6

Abbildung 2-1: Exemplarische Wasserstandsvorhersage für den Pegelstandort Cuxhaven (BSH 2020). Die Grafik zeigt sowohl die Scheitelwertvorhersagen (orange: manuell; rosa: automatisiert; keine, wenn nicht vorhanden) als auch eine mit dem MOS-Verfahren automatisch berechnete Kurvenvorhersage (blaue Kurve). Diese können voneinander abweichen. Insbesondere bei fehlerhaften oder nicht vorhandenen Messdaten wird die automatische MOS-Vorhersage fehlerbehaftet sein. Im Zweifelsfall ist die manuelle Vorhersage maßgeblich. Die Beobachtungen (rote Kurve, ungeprüfte Rohdaten) werden dem BSH von der Generaldirektion Wasserstraßen und Schifffahrt zur Verfügung gestellt (www.pegelonline.wsv.de). Die Ordinatenachse gibt den Wasserstand wahlweise über dem Pegelnullpunkt (PNP), Seekartennull (SKN) oder Normalhöhennull (NHN) an.

13

Abbildung 3-1: Schematische Darstellung der Prozesse, die zu einer Variabilität der Meeresoberfläche an der Küste beitragen bezogen auf deren Ursprung. Der MSL (z. B. aus Satellitenaltimeterdaten) beinhaltet Beiträge aus der thermischen Ausdehnung und Zirkulation der Ozeane, dem Transfer von Wasser vom Festland zum Ozean aufgrund von Massenverlusten durch Gletscher und von den arktischen und antarktischen Eisschilden und damit einhergehende Änderungen im Schwerfeld der Erde sowie aus Änderungen der Speicherung von Landwasser (Piktogramme auf der rechten Seite, von oben nach unten). Prozesse wie Gezeiten (hier: mittleres Tideniedrigwasser (MTnw) und mittleres Tidehochwasser (MThw)), Windstau (z. B. aufgrund von atmosphärischen Luftdruckschwankungen und Windschub), Seegang/Windwellen und Wellenaufbau sowie vertikale Landbewegung (Hebungs-/Setzungserscheinungen) führen ebenfalls zu Variationen der Meeresoberfläche an der Küste. Abbildung adaptiert und verändert nach Melet et al. (2018a).

25

- Abbildung 3-2: Schematische Darstellung der Prozesse, die zu einer Variabilität der Meeresoberfläche an der Küste beitragen bezogen auf deren räumliche und zeitliche Skala. Sehr hochfrequente Prozesse auf einer zeitlichen Skala < 1 Minute (Windwellen, Swash etc.) sind nicht berücksichtigt. Für die vorliegende Arbeit untergeordnete bzw. nicht berücksichtigte Prozesse sind grau dargestellt. Abbildung adaptiert und verändert nach Woodworth et al. (2019). 26
- Abbildung 3-3: Schematische Darstellung einer Tidekurve. Abbildung adaptiert und verändert nach DIN 4049-3 (1994). 27
- Abbildung 3-4: Bathymetrie der Ozeane und des Untersuchungsgebiets: a) global, b) Nordatlantik und Nordsee, c) Hallig Langeneß, d) Deutsche Bucht. 29
- Abbildung 3-5: Tidehub der Ozeane und des Untersuchungsgebiets: a) global, b) Nordatlantik und Nordsee. Datengrundlage: DTU10 Ocean Tide Model (Cheng und Andersen 2010). 41
- Abbildung 3-6: Gezeitenregime der Ozeane und des Untersuchungsgebiets in Anhängigkeit des Formfaktors F : a) global, b) Nordatlantik und Nordsee, c) Golf von Mexiko, d) Australien. Datengrundlage: DTU10 Ocean Tide Model (Cheng und Andersen 2010). 43
- Abbildung 3-7: Verformung einer Tidekurve in der Deutschen Bucht am Beispiel von Beobachtungen am Pegelstandort Büsum. a) Beobachtete Wasserstände über eine Periode von zwei Spring-Nipp-Zyklen einschließlich der Angabe des MThw von 1,62 m NHN und des MTnw von -1,57 m NHN (Periode: 01.11.2000-31.10.2010; www.pegelonline.de); b) Detailausschnitt einer beobachteten Tidekurve, die das regelmäßig auftretende Phänomen eines doppelten Tnw zeigt, das durch die Überlagerung der Partialtiden M_2 und M_4 bzw. M_6 entsteht; c) Lage des Pegelstandortes Büsum in der Deutschen Bucht. 45
- Abbildung 3-8: Windstaukurve als Differenz zwischen der Ganglinie des Gesamtwasserstands (hier: Sturmidekurve) und der berechneten astronomischen oder der für diese Periode gebildeten mittleren Gezeit. Abbildung adaptiert und erweitert nach EAK (2002) bzw. nach Siefert (1998a). 46
- Abbildung 3-9: Standardabweichung σ des atmosphärischen Einflusses im offenen Ozean und im Untersuchungsgebiet: a) global, b) Nordatlantik und Nordsee. Datengrundlage: DAC-Datensatz exemplarisch für das Jahr 1995; Dynamic atmospheric Corrections are produced by CLS using the Mog2D model from Legos and distributed by Aviso+, with support from Cnes (<https://www.aviso.altimetry.fr/>). 49
- Abbildung 3-10: Idealierte Ekman-Spirale zur Verdeutlichung des Zusammenhangs zwischen effektiver Windrichtung, Oberflächenströmung und resultierendem Ekman-Transport sowie deren Abhängigkeit zur Wassertiefe. Weitere Effekte (z. B. Bodenreibung etc.) wurden nicht berücksichtigt. Die jeweiligen Subplots zeigen die Ausprägung der

Strömungsvektoren in der Tiefe auf der z-Achse an den unterschiedlichen Standorten (I: große Tiefe und voll ausgeprägte Ekman-Spirale; II: Übergangsbereich und bis zur Ekman-Tiefe ausgeprägte Ekman-Spirale; III: Flachwasserbereich und unvollständig ausgeprägte Ekman-Spirale). Die Windangriffsrichtung (rot), der Oberflächenströmungsvektor (blau) und der jeweils resultierende Strömungsvektor sind zur besseren Visualisierung in den Subplots zweidimensional auf die Grundfläche projiziert dargestellt. Zusätzlich sind die jeweiligen Winkel α respektive β zwischen der Windrichtung und dem Oberflächenströmungsvektor respektive dem resultierenden Strömungsvektor angegeben.

51

Abbildung 3-11: Schematische Darstellung der Windstauwirkung bei Windeinfluss zu unterschiedlichen Tidephasen: a) zeigt die Situation bei astronomischem Niedrigwasser, wenn der Wasserstand am geringsten und die Windwirkung am stärksten ausgeprägt ist und die entgegenwirkende Bodenreibung maximal wird; b) zeigt die Situation im Flutast und stellt die Abnahme des Druckgradienten Δh und der Bodenreibung dar und ermöglicht eine zunehmende Rückströmung; c) verdeutlicht die Situation bei astronomischem Hochwasser, wenn die Rückströmung und der Wasserstand maximal und die Windwirkung sowie der Druckgradient Δh minimal ausgeprägt sind. Abbildung adaptiert und verändert nach Gerkenmeier (2009) und Jensen (2012).

56

Abbildung 3-12: Interaktion zwischen Gezeitenanteil und Windstau für das Jahr 2008 am Pegel Cuxhaven. Auf der linken Ordinate ist der astronomische Wasserstand der individuellen astronomischen Ganglinien dargestellt. Die mittlere astronomische Ganglinie ist als graues Band im Hintergrund aufgetragen. Auf der rechten Ordinate ist die relative Häufigkeit des Windstaus zu den unterschiedlichen Tidephasen relativ zum astronomischen Hochwasser abgebildet. Der Windstau wird dafür in vier Intensitätsklassen eingeteilt ($0,25 \text{ m} \leq \text{Windstau} < 0,50 \text{ m}$; $0,50 \text{ m} \leq \text{Windstau} < 1,00 \text{ m}$; $1,00 \text{ m} \leq \text{Windstau} < 1,50 \text{ m}$; $\text{Windstau} \geq 1,50 \text{ m}$).

58

Abbildung 3-13: Definition des *Skew Surge* als absolute Differenz H zwischen maximal beobachtetem Gesamtwasserstand und dem zum vorliegenden Tidezyklus assoziierten vorausberechneten astronomischen Hochwasser. Es ist exemplarisch ein Ausschnitt einer Gesamtwasserstandsganglinie (gestrichelte Linie) und die zugehörige Gezeitenganglinie (durchgezogene Linie) gezeigt. Die resultierende zeitliche Differenz T wird beim Konzept des *Skew Surge* vernachlässigt. Abbildung adaptiert und verändert nach de Vries et al. (1995).

61

Abbildung 4-1: a) Modellgebiet und Rechengitter des HNM. Die Lage der Modellrandbedingungen sind durch die blauen Linien dargestellt. b) Detailausschnitt des Modellgebiets des Elbmündungsgebietes. Es wird die Abhängigkeit zwischen Gitterzellengröße und Bathymetrie verdeutlicht. Im oberen linken Bereich des Details beträgt die Bathymetrie $< 20 \text{ m}$ und zeigt eine gröbere Auflösung der Gitterzellen als im unteren und rechten Bereich

- des Ausschnitts im Küstennahfeld. Die Zellgröße wird sukzessive im Flachwasserbereich verfeinert. 77
- Abbildung 4-2: Wind- und Luftdruckfeld aus dem 20CRv2c-Datensatz (Compo et al. 2011) vom 06.12.2013 00:00 Uhr über der Nordsee. Jeder der windrichtungsanzeigenden Pfeile entspricht dabei einem Gitterpunkt (weiße Kreise), für den meteorologische Informationen vorliegen. Entsprechend kann so die flächenhafte Auflösung der Reanalysedaten nachvollzogen werden. Der atmosphärische Luftdruck wurde dagegen flächig interpoliert, um eine Einschätzung des flächenhaften Verlaufs zu erhalten. 80
- Abbildung 4-3: Zusammengeführte Höhenwerte der finalen Bathymetrie des HNM 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. Deutlich erkennbar sind die Flachwasserbereiche in der Deutschen Bucht und die komplexe Struktur des Meeresbodens im Bereich unmittelbar vor der Küste. 82
- Abbildung 4-4: Stützstellen (Pegelstandorte) der Kalibrierung, Validierung sowie der Bias-Korrektur. Die schwarzen Punkte zeigen die Pegelstationen aus Jensen et al. (2011), während die blauen Punkte die vier zusätzlich verwendeten Validierungsstandorte darstellen. Im Hintergrund ist die Bathymetrie der Deutschen Bucht farblich anhand der Tiefe abgebildet. 84
- Abbildung 4-5: Ablaufdiagramm der Bias-Korrektur. 86
- Abbildung 4-6: Einfluss der Sohlrauheit auf die Wasserstände am Pegelstandort a) Cuxhaven und b) North Shields zwischen dem 30.10.2006 und dem 03.11.2006 (Allerheiligenflut). Die jeweiligen beobachteten Wasserstände an den Pegelstandorten sind als schwarze und die simulierten Wasserstände als rote Linien dargestellt. Der Bereich der gesamten Spannweite, resultierend aus der Variation der k_{st} -Werte von 40-50 $\text{m}^{1/3}/\text{s}$, ist als rote Schattierung abgebildet. 88
- Abbildung 4-7: Die zur Kalibrierung des HNM verwendeten Pegelstandorte sind als schwarze Punkte dargestellt. a) Modellbereich außerhalb der Deutschen Bucht. b) Dateilausschnitt der Pegelstandorte innerhalb der Deutschen Bucht. 91
- Abbildung 4-8: Vergleich der simulierten Wasserstände am „Kontrollpegel“ Hooge vor und nach der Bias-Korrektur. Die Grafik zeigt auf der Abszisse die beobachteten Wasserstände und auf der Ordinate die Simulation vor (mit Offset) und nach der Bias-Korrektur. Die Häufigkeit des Auftretens von Wertepaaren ist mit einer Farbskala dargestellt. Mit zunehmender Rotfärbung nimmt die Häufigkeit entsprechend zu. Die Winkelhalbierende als Maß der absoluten Übereinstimmung ist vor (mit Offset) bzw. nach der Korrektur als rote gestrichelte bzw. als rote durchgezogene Linie dargestellt. Die jeweiligen Verbesserungen durch die Bias-Korrektur anhand des RMSE und des R^2 sind ebenfalls aufgeführt. Der Wert in Klammern beschreibt dabei den Wert vor der Korrektur. 93

- Abbildung 4-9: Beobachtete und simulierte Wasserstände am „Kontrollpegel“
Hooge vor und nach der Bias-Korrektur zwischen dem 08.12.2006 und dem
10.12.2006. Die simulierte Zeitreihe vor der Bias-Korrektur ist als rote,
gestrichelte Linie und die Zeitreihe der beobachteten Wasserstände als
schwarze Linie abgebildet. Die Zeitreihe nach der Bias-Korrektur wird durch
eine rote durchgezogene Linie dargestellt. Die Unsicherheiten aus der Bias-
Korrektur sind als rote Schattierung enthalten. 94
- Abbildung 4-10: Exportierte Küstenlinie aus dem HNM (1.484 Gitterpunkte im
Abstand von etwa 1 km) mit zugeordneten Flags. Die Flags werden durch
Punkte dargestellt (Flag 1: blaue Punkte; Flag 2: rote Punkte). Im
Hintergrund ist die Bathymetrie der Deutschen Bucht farblich anhand der
Tiefe abgebildet. 96
- Abbildung 4-11 Einfluss der Bathymetrie auf den Gesamtwasserstand, den
Windstau und die Gezeiten in der Deutschen Bucht für die Periode vom
29.10.2006 bis 05.11.2006 am Pegelstandort Cuxhaven: a) zeigt den
Gesamtwasserstand (Beobachtung: schwarz gestrichelt; konstante
Bathymetrie: blau; originale Bathymetrie: rot); b) bildet den Windstau als
Residuum zwischen Gesamtwasserstand und Gezeitenanteil bei identischer
Farbgebung wie in a) ab; c) stellt den Gezeitenanteil dar. In schwarz
gestrichelt ist die Gezeitensynthese auf Basis der Beobachtungsdaten und der
HDdU gezeigt. Die Gezeitenanteile mit konstanter (blau) und originaler (rot)
Bathymetrie sind über einen Simulationslauf mit rein astronomischen
Randbedingungen berechnet. 98
- Abbildung 4-12: Einfluss der Bathymetrie auf den Windstau (Scheitelwasserstand:
01.11.2006 (Allerheiligenflut)) und die drei amphidromischen Punkte im
Modellgebiet für die Periode vom 29.10.2006 bis 05.11.2006. Flächig ist die
maximale Differenz des Windstaus zwischen einem Simulationslauf mit
originaler und konstanter Bathymetrie dargestellt. Insbesondere in der
südlichen Nordsee sorgt der Einfluss der Bathymetrie für eine Erhöhung des
Windstaus um bis zu 1,0 m. Entlang der Küstenlinie in der Deutschen Bucht
werden Werte bis 2,0 m erreicht. Die blauen (konstante Bathymetrie) und
roten (originale Bathymetrie) Punkte zeigen den Einfluss der Bathymetrie auf
die Lage der drei amphidromischen Punkte in der Nordsee während der
simulierten Periode auf Basis der am geringsten ausgeprägten Amplituden
zwischen Thw und Tnw und deren Verschiebung. 99
- Abbildung 5-1: Einfluss der Zeitreihenlänge auf die Gezeitenanalyse und -synthese
auf Basis der HDdU für den Pegelstandort Cuxhaven zwischen dem
22.05.2005 bis zum 01.06.2005. a) Beobachtete Wasserstände (3σ -Bereich)
als schwarze Linie, die Gezeitensynthese auf Basis der Gezeitenanalyse
zwischen 1996 und 2014 als rote Linie und die Gezeitensynthese auf Basis
der Gezeitenanalyse zwischen 2000 und 2014 als blaue Linie; b) Darstellung
des Residuums zwischen den Gezeitensynthesen auf Basis der
Gezeitenanalysen von 1996-2014 respektive 2000-2014 als schwarze Linie,
des Residuums zwischen beobachtetem Wasserstand (3σ -Bereich) und der
Gezeitensynthesen auf Basis der Gezeitenanalysen von 1996-2014 als rote

Linie respektive auf Basis der Gezeitenanalysen von 2000-2014 als blaue Linie. Die jeweiligen Mittelwerte μ sind in der den Residuen entsprechenden Farben als gestrichelte Linien eingetragen. 112

Abbildung 5-2: Ergebnisse der Quantifizierung des resultierenden Fehlers bei der Gezeitenanalyse und -synthese auf Basis der HDdU und T_Tide zwischen dem 22.05.2014 und dem 27.05.2014 (Experiment 1 auf Basis der Simulationsergebnisse des HNM (Stundenwerte)): a) und b) zeigen jeweils die simulierten Wasserstände auf Basis rein astronomischer Randbedingungen als schwarze Linie und die Gezeite-synthesen für das Jahr 2014 auf Basis der HDdU (rot; Gezeitenanalyse: 2000-2013) und T_Tide (blau; Gezeitenanalyse: 2013) für die Pegelstandorte Cuxhaven und Husum; c) und d) stellen die Residuen zwischen den simulierten Wasserständen auf Basis rein astronomischer Randbedingungen und den jeweiligen Gezeite-synthesen (rot: HDdU; blau: T_Tide) für die Pegelstandorte Cuxhaven und Husum dar. Die jeweiligen Mittelwerte μ sind in der den Residuen entsprechenden Farben als gestrichelte Linien eingetragen. 114

Abbildung 5-3: Ergebnisse der Quantifizierung des resultierenden Fehlers bei der Gezeitenanalyse und -synthese auf Basis der HDdU und T_Tide zwischen dem 22.05.2014 und dem 27.05.2014 (Experiment 2 auf Basis beobachteter Wasserstände (10-Minutenwerte)): a) und b) zeigen jeweils die beobachteten Wasserstände (3σ -Bereich) als schwarze Linie und die Gezeite-synthesen für das Jahr 2014 auf Basis der HDdU (rot; Gezeitenanalyse: 2000-2013) und T_Tide (blau; Gezeitenanalyse: 2013) für die Pegelstandorte Cuxhaven und Husum; c) und d) stellen die Residuen zwischen den beobachteten Wasserständen (3σ -Bereich) und den jeweiligen Gezeite-synthesen (rot: HDdU; blau: T_Tide) für die Pegelstandorte Cuxhaven und Husum dar. Die jeweiligen Mittelwerte μ sind in der den Residuen entsprechenden Farben als gestrichelte Linien eingetragen. 115

Abbildung 5-4: Ergebnisse der Quantifizierung des resultierenden Fehlers bei der Gezeitenanalyse und -synthese auf Basis der HDdU und T_Tide für das Jahr 2014 (Experiment 2 auf Basis beobachteter Wasserstände (10-Minutenwerte)). Dargestellt sind die Residuen zwischen den beobachteten Wasserständen (3σ -Bereich) und den jeweiligen Gezeite-synthesen (rot: HDdU; blau: T_Tide) für die zwölf betrachteten Pegelstandorte in der Deutschen Bucht. Verdeutlicht wird der ausgeprägte Einfluss der Meteorologie auf den Gesamtwasserstand und somit auch auf die Gezeite-synthese. In den Monaten von Oktober bis März nimmt die Variabilität der Residuen entsprechend signifikant zu. 117

Abbildung 5-5: Ergebnisse der Quantifizierung des resultierenden Fehlers bei der Gezeitenanalyse und -synthese auf Basis der HDdU und T_Tide (Experiment 2 auf Basis beobachteter Wasserstände (10-Minutenwerte)). Die Mittelwerte μ und Standardabweichungen σ der Residuen an den Pegelstandorten in der Deutschen Bucht analog zu Tabelle 5-3 sind jeweils in den Ellipsen angegeben (links: μ ; rechts: σ ; oben: HDdU; unten: T_Tide)

- und farblich abgestuft dargestellt. Im Hintergrund ist die Bathymetrie der Deutschen Bucht farblich anhand der Tiefe abgebildet. 118
- Abbildung 5-6: Histogramm der in Mondzeit umgerechneten Eintrittszeiten der Thw bezogen auf den Meridiandurchgang in Greenwich am Pegelstandort Norderney für die Periode von 1920 bis 1936 (Zentraljahr 1928). Die angepassten Normalverteilungen sind als schwarze Linien über dem Histogramm dargestellt. Aus den Lageparametern der Normalverteilungen werden entsprechend die MHWI der oberen (μ_1) und unteren (μ_2) Kulmination abgeleitet. 121
- Abbildung 5-7: Ergebnisse der linearen Trenduntersuchungen hinsichtlich der MHWI und der MThb an zwölf Pegelstandorten in der Deutschen Bucht in Abhängigkeit der Zeitreihenlänge. Die Zeitreihen der MHWI (schwarz) und der MThb (rot) sind als durchgezogene Linien dargestellt. Die jeweiligen linearen Trends sind für das MHWI (schwarz) und den MThb (rot) als gestrichelte Linien abgebildet. Die grauen Kästen zeigen die jeweiligen Trends $\pm$ dem 95 %-Konfidenzintervall sowie den linearen Korrelationskoeffizienten R zwischen den Zeitreihen der MHWI und der MThb. 122
- Abbildung 5-8: Ergebnisse der linearen Trenduntersuchungen hinsichtlich der MHWI und der MThb an zwölf Pegelstandorten in Abhängigkeit der Zeitreihenlänge und deren Lage in der Deutschen Bucht. Die linearen Trends der MHWI und MThb sind jeweils in den Viertelkreisen angegeben (links: MHWI; rechts: MThb) und farblich abgestuft dargestellt. Die zugrundeliegende zeitliche Periode ist jeweils im unteren Halbkreis beschrieben. Zudem ist der lineare Korrelationskoeffizient R zwischen den Zeitreihen des MHWI und des MThb angegeben. Im Hintergrund ist die Bathymetrie der Deutschen Bucht farblich anhand der Tiefe abgebildet. 123
- Abbildung 6-1: Mittlerer astronomischer Gezeitenanteil für das Jahr 2008 am Pegel Cuxhaven. Die farbliche Abstufung sowie die angegebene Skala unterteilt die mittlere Gezeitenganglinie anhand von 84 Perzentilen, die für die Optimierung der geschätzten Regressionskoeffizienten hinsichtlich der nichtlinearen Gezeiten-Windstau Interaktion verwendet werden. Ein besonderer Fokus liegt auf den astronomischen Hoch- und Niedrigwassern, weshalb hier eine feinere Abstufung gewählt wird. 135
- Abbildung 6-2: Modellgüte der Trainings- und Validierungsdatensätze exemplarisch anhand der Pegelstandorte Cuxhaven und List auf Basis a) des Bestimmtheitsmaßes R^2 und b) des RMSE. Der Mittelwert der Trainingsdatensätze ist als schwarze Linie und die Ergebnisse der einzelnen 100 Realisationen sind als rote Punkte dargestellt. Die farbliche Abstufung des Balkens im Hintergrund von grau nach schwarz beschreibt die Spannweite der Modellgüte bis zur zweifachen Standardabweichung. Die Ergebnisse der Validierungsdatensätze sind analog mit dem Mittelwert als rote Linie und den einzelnen 100 Realisationen als schwarze Punkte

abgebildet. Die Spannweite der zweifachen Standardabweichung des Balkens im Hintergrund ist von weiß bis rot gezeigt. 137

Abbildung 6-3: Vergleich des beobachteten Windstaus mit dem anhand des multiplen linearen Regressionsmodells für die Periode 2000-2012 rekonstruierten Windstaus am Pegelstandort a)/c) Cuxhaven und b)/d) List. Die rote Linie in a) und b) stellt die bestmögliche Anpassung des beobachteten Windstaus an den rekonstruierten Windstau dar. c) und d) zeigen den Vergleich des beobachteten Windstaus mit den Residuen für Cuxhaven respektive List. Der Schnittpunkt der gestrichelten roten Linien in c) und d) stellt ebenfalls die bestmögliche Anpassung des beobachteten Windstaus an den rekonstruierten Windstau dar. 139

Abbildung 6-4: Visuelle Bewertung der Modellprämissen des multiplen linearen Regressionsmodells für die Periode 2000-2012 am Pegelstandort a)/c) Cuxhaven und b)/d) List. a) und b) zeigen den Vergleich der Residuen (schwarze Punkte) mit normalverteilten Residuen (rote Linie) zur Prüfung der Residuen auf Normalverteilung. c) und d) zeigen den Vergleich des rekonstruierten Windstaus mit den Residuen für Cuxhaven respektive List. Die horizontale rote Linie beschreibt den Mittelwert der Residuen und die roten gestrichelten Linien zeigen die zweifache Standardabweichung. 140

Abbildung 6-5: Einfluss des Stichprobenumfangs sowie der Saisonalität auf die Modellgüte der empirisch-statistischen Windstaumodelle. a) und b) zeigen die Modellgüte hinsichtlich des Bestimmtheitsmaßes R^2 und des RMSE (schwarze Linie) bei einer sukzessiven Verkürzung des Startjahres beginnend bei 1950 bis 2000 (Schattierung). c) und d) stellen den Einfluss der einzelnen Monate auf die Modellgüte dar, indem die Modellabschätzung auf Basis der Einzeljahre sukzessive um einen weiteren Monat, beginnend im Juli, erweitert wird. Die schwarze Linie bildet den Mittelwert und die graue Schattierung die Standardabweichung über alle Jahre von 1950 bis 2014 ab. d) und e) bilden die Modellgüte auf Basis der einzelnen Jahre und Monate ab. Die schwarze Linie zeigt den Mittelwert und die graue Schattierung die Standardabweichung über alle Jahre von 1950 bis 2014. Die rote Linie stellt jeweils die Modellgüte dar, wenn die einzelnen Monate aller Jahre simultan zur Modellabschätzung verwendet werden. 142

Abbildung 6-6: Ergebnis der schrittweisen multiplen Regression am Beispiel Cuxhaven (schwarzer Punkt). Es werden die signifikanten Prädiktoren zur Beschreibung des Windstaus dargestellt (vergleiche Tabelle 6-2). Die signifikanten Prädiktoren der zonalen Windkomponenten g_2 und g_4 sind oben links, die der meridionalen Windkomponenten g_1 und g_3 unten links und die des atmosphärischen Luftdrucks g_5 oben rechts 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 Viertelkreise und Angabe der Häufigkeit der meteorologischen Prädiktoren im Windstaumodell (Mehrfachauswahl aufgrund verschiedener Zeitverschiebungen als auch aufgrund der hier nicht vorgenommen

- Trennung in quadratische/kubische Komponenten des Windes möglich). Die nicht eingefärbten Kreise stellen sämtliche potenziellen meteorologischen Gitterpunkte aus den verwendeten Reanalysedaten dar. 145
- Abbildung 6-7: Ergebnis der schrittweisen multiplen Regression am Beispiel List (schwarzer Punkt). Es werden die signifikanten Prädiktoren zur Beschreibung des Windstaus dargestellt (vergleiche Tabelle 6-3). Die signifikanten Prädiktoren der zonalen Windkomponenten g_2 und g_4 sind oben links, die der meridionalen Windkomponenten g_1 und g_3 unten links und die des atmosphärischen Luftdrucks g_5 oben rechts 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 Viertelkreise und Angabe der Häufigkeit der meteorologischen Prädiktoren im Windstaumodell (Mehrfachauswahl aufgrund verschiedener Zeitverschiebungen als auch aufgrund der hier nicht vorgenommen Trennung in quadratische/kubische Komponenten des Windes möglich). Die nicht eingefärbten Kreise stellen sämtliche potenziellen meteorologischen Gitterpunkte aus den verwendeten Reanalysedaten dar. 147
- Abbildung 6-8: Windstauintensität in Abhängigkeit zur Windrichtung und –geschwindigkeit in der Deutschen Bucht an den Pegelstandorten a) Cuxhaven und b) List. Es wird jedem Windstauwert die zugehörige Windrichtung und –geschwindigkeit desselben Gitterpunktes ($7,5^\circ\text{O}$ / $54,3^\circ\text{N}$) in der zentralen Deutschen Bucht zugeordnet und über Konturlinien sowie eine farbliche Abstufung der jeweiligen Mittelwerte des Windstaus dargestellt. Die maßgebende Windrichtung bezogen auf positive Windstauwerte (schwarze Linien) für a) Cuxhaven ergibt sich aus WNW-Richtung, während in b) List die Richtung WSW dominiert. 150
- Abbildung 6-9: Effizienzkriterien R^2 und RMSE der empirisch-statistischen Windstaumodelle (ohne Berücksichtigung der Interaktion zwischen Gezeiten und Windstau) an zwölf Pegelstandorten in der Deutschen Bucht. Die Absolutwerte der Effizienzkriterien sind jeweils in den Halbkreisen angegeben (links: RMSE; rechts: R^2) und farblich abgestuft dargestellt. Im Hintergrund ist die Bathymetrie der Deutschen Bucht farblich anhand der Tiefe abgebildet. 151
- Abbildung 6-10: Effizienzkriterien R^2 und RMSE der empirisch-statistischen Windstaumodelle unter Berücksichtigung der Interaktion zwischen Gezeiten und Windstau an den zwölf Pegelstandorten in Abhängigkeit ihrer Lage in der Deutschen Bucht und für die exportierte Küstenlinie aus dem HNM (1.484 Gitterpunkte im Abstand von etwa 1 km; aus Gründen der Visualisierung ist nur jeder fünfte Punkt dargestellt). Die Absolutwerte der Effizienzkriterien sind jeweils in den Halbkreisen angegeben (links: RMSE; rechts: R^2) und farblich abgestuft dargestellt. Im Hintergrund ist die Bathymetrie der Deutschen Bucht farblich anhand der Tiefe abgebildet. 154

Abbildung 6-11: Optimierung der empirisch-statistischen Windstaumodelle durch Berücksichtigung der Interaktion zwischen Gezeiten und Windstau an den zwölf Pegelstandorten. Die graue Linie im Hintergrund stellt die bestmögliche Anpassung des beobachteten Windstaus an den rekonstruierten Windstau dar. Die grauen Punkte zeigen den Vergleich des beobachteten Windstaus mit dem rekonstruierten Windstau unter Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion. Die roten Kreise bilden das Quantil-Quantil-Diagramm (beobachtete Quantile gegen rekonstruierte Quantile) ohne Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion und die schwarzen Kreuze das Quantil-Quantil-Diagramm unter Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion ab. Die Bereiche des 0,1 %-Quantils sowie des 99,9 %-Quantils des beobachteten Windstaus sind jeweils als beiges Viereck im Hintergrund eingetragen. 156

Abbildung 6-12: Optimierung der empirisch-statistischen Windstaumodelle durch Berücksichtigung der Interaktion zwischen Gezeiten und Windstau an den zwölf Pegelstandorten. Die Perzentile auf der Abszisse sind jeweils logarithmiert dargestellt, um insbesondere die hohen und niedrigen Perzentile analysieren zu können. In rot ist jeweils die mittlere quadratische Abweichung RMSE der empirisch-statistischen Windstaumodelle für die jeweiligen Perzentile ohne Berücksichtigung und in schwarz unter Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion dargestellt. Zusätzlich ist der RMSE für die gesamten Zeitreihen angegeben. Die Klammerwerte beschreiben dabei den RMSE ohne Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion. 157

Abbildung 6-13: Optimierung der empirisch-statistischen Windstaumodelle durch Berücksichtigung der Interaktion zwischen Gezeiten und Windstau an den zwölf Pegelstandorten. Die Perzentile auf der Abszisse sind jeweils logarithmiert dargestellt, um insbesondere die hohen und niedrigen Perzentile analysieren zu können. In rot ist jeweils das Bestimmtheitsmaß R^2 der empirisch-statistischen Windstaumodelle für die jeweiligen Perzentile ohne Berücksichtigung und in schwarz unter Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion dargestellt. Zusätzlich ist das R^2 für die gesamten Zeitreihen angegeben. Die Klammerwerte beschreiben dabei das R^2 ohne Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion. 158

Abbildung 6-14: Zusammenfassung der Optimierung der empirisch-statistischen Windstaumodelle durch Berücksichtigung der Interaktion zwischen Gezeiten und Windstau an den zwölf Pegelstandorten für die Bereiche $0 \% \leq \text{Perzentil} < 2 \%$ (rot), $20 \% \leq \text{Perzentil} < 80 \%$ (schwarz) und $98 \% \leq \text{Perzentil} < 100 \%$ (grau) als Balkendiagramm. a) prozentuale Verbesserung des R^2 . b) absolute Verbesserung des R^2 . c) prozentuale Verbesserung des RMSE. d) absolute Verbesserung des RMSE. 160

Abbildung 6-15: Vergleich des beobachteten (schwarz), des auf Basis der empirisch-statistischen Windstaumodelle unter Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion rekonstruierten (rot) und des mittels HNM simulierten (blau) Windstaus an den zwölf Pegelstandorten in der Deutschen Bucht

- exemplarisch für das Jahr 2006. Die Effizienzkriterien R^2 und RMSE sind jeweils bezogen auf das Jahr 2006 angegeben. 165
- Abbildung 6-16: Vergleich des beobachteten (schwarz), des auf Basis der empirisch-statistischen Windstaumodelle unter Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion rekonstruierten (rot) und des mittels HNM simulierten (blau) Windstaus an den zwölf Pegelstandorten in der Deutschen Bucht exemplarisch für die Allerheiligenflut vom 01.11.2006. 167
- Abbildung 7-1: Ablaufdiagramm zur Entwicklung einer Modellkette für eine flächig und zeitlich hochauflösende Wasserstandsvorhersage entlang der gesamten deutschen Nordseeküste (einschließlich Inseln und Halligen). 173
- Abbildung 7-2: Vergleich der verfügbaren meteorologischen Datensätze für die Betrachtung des Orkans „Xaver“ vom 06.12.2013 00:00 Uhr hinsichtlich der flächigen Auflösung der verfügbaren Windgeschwindigkeiten, die entsprechend farblich abgestuft dargestellt sind. a) 20CRv2c-Reanalysedatensatz und b) DWD-Vorhersage (vergleiche Niehüser et al. 2018). 175
- Abbildung 7-3: Vergleich des beobachteten (schwarz) mit dem auf Basis der empirisch-statistischen Windstaumodelle unter Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion vorhergesagtem (rot) Windstaus an den zwölf Pegelstandorten in der Deutschen Bucht exemplarisch für die Periode 2013 bis 2014. Die Effizienzkriterien R^2 und RMSE sind jeweils bezogen auf die gesamte Periode 2013 bis 2014 angegeben. 176
- Abbildung 7-4: Übersicht Orkan „Xaver“ vom 04.12.2013 bis 08.12.2013. a) Gebiet der Nordsee und Nordatlantik und Darstellung der geographischen Lage der Pegelstandorte Aberdeen, Lowestoft und Den Helder. b) Lage und Zuordnung der einzelnen Pegelstandorte zu Schleswig-Holstein, Niedersachsen, Cuxhaven und Helgoland. c) Windstaukurven der Pegelstandorte Aberdeen, Lowestoft, Den Helder, Helgoland (außerhalb der Deutschen Bucht), Cuxhaven (südöstliche Deutsche Bucht) und mittlere Windstaukurven für Niedersachsen und Schleswig-Holstein zur Verdeutlichung der unterschiedlichen Ausprägung der Wasserstände während des Orkans „Xaver“. 179
- Abbildung 7-5: Vergleich des beobachteten (schwarz) und des auf Basis der empirisch-statistischen Windstaumodelle unter Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion vorhergesagtem (rot) Windstaus an den zwölf Pegelstandorten in der Deutschen Bucht exemplarisch für die Sturmflut vom 06.12.2013. Der meteorologische Modellantrieb basiert auf dem 20CRv2c-Reanalysedatensatz und das 95 %-Konfidenzintervall ist als rote Schattierung dargestellt. Zur Gegenüberstellung zeigen die blauen Windstaukurven die Vorhersage auf Basis der empirisch-statistischen Windstaumodelle unter Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion mit den DWD-Vorhersagen als Modellantrieb. Die graue gepunktete Linie bildet jeweils die astronomische Gezeitenkomponente ab. 181

- Abbildung 7-6: Vergleich des beobachteten (schwarz) und des auf Basis der empirisch-statistischen Windstauemodelle unter Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion vorhergesagtem (rot) Windstaus am Beispiels des Pegelstandortes Cuxhaven exemplarisch für die Sturmflut vom 06.12.2013. Der meteorologische Modellantrieb basiert auf dem 20CRv2c-Reanalysedatensatz und das 95 %-Konfidenzintervall ist als rote Schattierung dargestellt. Zur Gegenüberstellung zeigt die blaue Windstaukurve die Vorhersage auf Basis der empirisch-statistischen Windstauemodelle unter Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion mit den DWD-Vorhersagen als Modellantrieb einschließlich des 95 %-Konfidenzintervalls (blau schattiert). Die graue gepunktete Linie bildet die astronomische Gezeitenkomponente ab. Zusätzlich ist die BSH-MOS-Vorhersage für das „Xaver“-Ereignis als dunkelgraue Kurve dargestellt (Datenbereitstellung: Dr. Sylvin Müller-Navarra (i. R., ehemals BSH)). 182
- Abbildung 7-7: Vergleich der verfügbaren atmosphärischen Felder aus dem 20CRv2c-Reanalysedatensatz und den DWD-Vorhersagen zwischen dem 05.12.2013 00:00 Uhr und dem 07.12.2013 12:00 Uhr. Die windrichtungsanzeigenden Pfeile (grau: DWD-Vorhersage; schwarz: 20CRv2c-Reanalysedatensatz) entsprechen jeweils einem Gitterpunkt, für den meteorologische Informationen aus dem 20CRv2c-Reanalysedatensatz vorliegen. Anhand der Länge und Richtung der Pfeile können die Unterschiede der meteorologischen Datensätze nachvollzogen werden. Die Differenzen im atmosphärischen Luftdruck sind als Konturplot im Hintergrund farblich abgestuft dargestellt. 184
- Abbildung 7-8: Beispielhafte Darstellung eines Zeitschritts der Wasserstandsvorhersage im operationellen Testbetrieb entlang der gesamten deutschen Küstenlinie (einschließlich der Inseln und Halligen) vom 05.12.2013 17:10 Uhr. a) zeigt die 1.484 Gitterpunkte zur Vorhersage des Freibords. Die farbige Abstufung stellt den jeweiligen Freibord zum aktuellen Zeitschritt dar. Im Hintergrund ist die Bathymetrie der Deutschen Bucht farblich anhand der Tiefe abgebildet. Referenzpegel sind mit „P“ gekennzeichnet und der betrachtete Punkt, für den die Detailabbildungen b) und c) erzeugt werden, ist als schwarzer Punkt markiert. b) stellt einen schematischen Deich mit zugehörigem Gesamtwasserstand einschließlich des 95 %-Konfidenzintervalls sowie der astronomischen Komponente des aktuellen Zeitschritts dar. c) zeigt eine Übersicht des Vorhersagehorizonts unter Angabe des Gesamtwasserstands einschließlich des 95 %-Konfidenzintervalls sowie der astronomischen Komponente. 186

Tabellenverzeichnis

Tabelle 3-1: Auflistung der die Bewegung von Sonne und Mondes relativ zur Erde kennzeichnenden Periodizitäten analog zu Müller-Navarra (2013).	38
Tabelle 3-2: Doodsons numerische und alphabetische Klassifikation verändert nach Goffinet (2018).	38
Tabelle 3-3: Astronomische Haupttiden und deren Doodson Nummern verändert nach Goffinet (2018): (i) Kürzel der Haupttide, (ii) Winkelgeschwindigkeit [°/Stunde], (iii) numerische Doodson Nummer, (iv) alphabetische Doodson Nummer und (v) Bezeichnung der Haupttide.	39
Tabelle 3-4: Klassifizierung der Gezeiten nach Tidehub (Masselink und Hughes 2014).	42
Tabelle 3-5: Klassifizierung der Gezeiten nach der Tideform F (Foreman 1977).	42
Tabelle 4-1: Vergleich der erreichten Modellgüte des vorliegenden HNM anhand des Bestimmtheitsmaß R^2 und des RMSE exemplarisch mit den Ergebnissen aus Arns et al. (2013a): (i) Name des Pegels, (ii) RMSE [m] und R^2 [-] des vorliegenden HNM und (iii) RMSE [m] und R^2 [-] aus Arns et al. (2013a).	90
Tabelle 4-2: Modellgüte an den Pegelstandorten nach der Kalibrierung: (i) Name des Pegels (vergleiche Abbildung 4-7), (ii) RMSE [m], (iii) R^2 [-], (iv) Zeitversatz [min] und (v) Bathymetrie am Pegelstandort [m MSL]. Die Pegelstandorte innerhalb der Deutschen Bucht sind fett hervorgehoben.	92
Tabelle 4-3: Übersicht der Klassifizierung der simulierten Zeitreihen nach der Bias-Korrektur.	95
Tabelle 5-1: Berücksichtigte Partialtiden l und deren Winkelgeschwindigkeiten ω im Rahmen des R-Paketes <i>TideCurves</i> analog zu Müller-Navarra (2013): (i) Nummer der Partialtide l, (ii) alphabetische Doodson Nummer, (iii) Argumentzahlen m des tropischen Monats s, (iv) Argumentzahlen m des tropischen Jahrs h, (v) Argumentzahlen m der Umlaufzeit des mittleren Perigäums P, (vi) Argumentzahlen m der Umlaufzeit des mittleren Knotens N' , (vii) Winkelgeschwindigkeiten ω der Partialtiden [°/Stunde], (viii) Winkelgeschwindigkeiten ω der Partialtiden [°/Mondtag].	106
Tabelle 5-2: Ergebnisse der Quantifizierung des resultierenden Fehlers bei der Gezeitenanalyse und -synthese auf Basis der HDdU und T_Tide (Experiment 1 auf Basis der Simulationsergebnisse des HNM (Stundenwerte)): (i) Pegelname, (ii, iii, iv und v) Mittelwert μ und Standardabweichung σ der Residuen zwischen Gezeitensynthese und Referenz der zugrundeliegenden Verfahren der Gezeitenanalyse und -synthese [m], (vi und vii) Differenz des Mittelwerts μ und der Standardabweichung σ [m]. Negative Vorzeichen der Differenzen in den Spalten vi und vii weisen auf eine bessere Eignung der HDdU hin.	116
Tabelle 5-3: Ergebnisse der Quantifizierung des resultierenden Fehlers bei der Gezeitenanalyse und -synthese auf Basis der HDdU und T_Tide	

(Experiment 2 auf Basis beobachteter Wasserstände (10-Minutenwerte)): (i) Pegelname, (ii, iii, iv und v) Mittelwert μ und Standardabweichung σ der Residuen zwischen Gezeitensynthese und Referenz der zugrundeliegenden Verfahren der Gezeitenanalyse und -synthese [m], (vi und vii) Differenz des Mittelwerts μ und der Standardabweichung σ [m]. Negative Vorzeichen der Differenzen in den Spalten vi und vii weisen auf eine bessere Eignung der HDdU hin.	116
Tabelle 6-1: Korrelation zwischen den Prädiktortermen g_j und dem Fehlerterm $e(t)$ an den Pegelstandorten Cuxhaven und List: (i) Nummer des Prädiktors, (ii) Korrelationskoeffizient R , (iii) zugehöriger p-Wert, (iv) Korrelationskoeffizient R und (v) zugehöriger p-Wert.	138
Tabelle 6-2: Signifikante Prädiktoren des empirisch-statistischen Windstaumodells am Pegelstandort Cuxhaven: (i) Nummer des Prädiktors, (ii) Prädiktor, (iii) Regressionskoeffizient und (iv) p-Wert des Prädiktors.	148
Tabelle 6-3: Signifikante Prädiktoren des empirisch-statistischen Windstaumodells am Pegelstandort List: (i) Nummer des Prädiktors, (ii) Prädiktor, (iii) Regressionskoeffizient und (iv) p-Wert des Prädiktors.	148
Tabelle 7-1: Sturmflutklassen an der deutschen Nordseeküste, in Emden, Bremen und Hamburg (BSH 2019c).	178

Abkürzungen und Symbole

Abkürzung	Vollständige Bezeichnung
20CR	<i>engl.: 20th Century Reanalysis</i>
20CRv2c	<i>engl.: 20th Century Reanalysis Version 2c</i>
3 σ -Bereich	Datensatz auf den Bereich $\mu \pm 3\sigma$ reduziert
ALADYN	<i>engl.: Analysing long-term changes of tidal dynamics in the German Bight</i>
AufMod	Aufbau von integrierten Modellsystemen zur Analyse der langfristigen Morphodynamik in der Deutschen Bucht
Aviso	<i>engl.: Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data</i>
BAW	Bundesanstalt für Wasserbau
BfG	Deutsche Bundesanstalt für Gewässerkunde
BMBF	Bundesministerium für Bildung und Forschung
BODC	<i>engl.: British Oceanographic Data Centre</i>
BPR	<i>engl.: Bottom Pressure Recorder</i>
BSH	Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie
BSH-HBM	Zirkulationsmodell HIROMB-BOOS
CGPS	<i>engl.: Continuous Global Positioning System</i>
COSMO	<i>engl.: Consortium for small-scale modelling</i>
CoSMoS	<i>engl.: Coastal Storm Modeling System</i>
DAC	<i>engl.: Dynamic Atmospheric Correction</i>
DCSM	<i>engl.: Dutch Continental Shelf Model</i>
Delft3D FM	<i>engl.: Delft3D Flexible Mesh Suite</i>
Delft-FEWS	<i>engl.: Delft-Flood Early Warning System</i>
Delft-FEWS-BSH	<i>engl.: Delft-Flood Early Warning System-BSH</i>
DHI	<i>engl.: Danish Hydraulic Institute</i>
DMI	<i>engl.: Danish Meteorological Institute</i>
DWD	Deutscher Wetterdienst
EA	<i>engl.: Environment Agency</i>
EasyGSH-DB	Erstellung anwendungsorientierter synoptischer Referenzdaten zur Geomorphologie, Sedimentologie und Hydrodynamik in der Deutschen Bucht
ECMWF	<i>engl.: European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i>
ENSO	<i>engl.: El Niño Southern Oscillation</i>
EPS	<i>engl.: Ensemble Prediction System</i>
Fcoo	<i>dänisch: Forsvarets Center for Operativ Oceanografi</i>
FES2012	<i>engl.: Finite Element Solution</i>
FFC	<i>engl.: Flood Forecasting Centre</i>
FPN	Forschungsplattform Nordsee
Fwu	Forschungsinstitut Wasser und Umwelt
GEBCO	<i>engl.: General Bathymetric Chart of the Oceans</i>
GESLA-2	<i>engl.: Global Extreme Sea Level Analysis</i>
GFS	<i>engl.: Global Forecast System</i>
gia	Geodätisches Institut und Lehrstuhl für Bauinformatik und Geoinformationssysteme der RWTH Aachen

GIA	<i>engl.: Glacial isostatic adjustment</i>
GLAMEPS	<i>engl.: Grand Limited Area Ensemble Prediction System</i>
GLOSSIS	<i>engl.: Global Storm Surge Forecasting and Information System</i>
GOOS	<i>engl.: Global Operational Oceanography System</i>
GRACE	<i>engl.: Gravity Recovery and Climate Experiment</i>
GTSM	<i>engl.: Global Tide and Surge Model</i>
GTSR	<i>engl.: Global Tide and Surge Reanalysis</i>
H	Tropisches Jahr
HDdU	Harmonische Darstellung der Ungleichheiten
HIRLAM	<i>engl.: High Resolution Limited Area Model</i>
HNM	Hydrodynamisch-numerisches Modell
HWH	Hochwasserhöhe bei der Gezeitenanalyse/-synthese
HWRM-RL	Hochwasserrisikomanagement-Richtlinie
HWZ	Hochwasserzeit bei der Gezeitenanalyse/-synthese
IBE	Inverser barometrischer Effekt
ICCE	<i>engl.: International Conference on Coastal Engineering</i>
ICON	<i>engl.: Icosahedral Nonhydrostatic</i>
IFS	<i>engl.: Integrated Forecasting System</i>
IHO-DCDB	<i>engl.: IHO Data Center for Digital Bathymetry</i>
IPCC	<i>engl.: Intergovernmental Panel on Climate Change</i>
K1	Eintägige Hauptdeklinationside
K2	Halbtägige Hauptdeklinationside
KFKI	Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen
KNMI	Königlich-Niederländisches Meteorologisches Institut
KNN	Künstliche Neuronale Netze
LKN.SH	Landesbetrieb für Küstenschutz, Nationalpark und Meeresschutz Schleswig-Holstein
M2	Halbtägige Hauptmondtide <i>S</i> 2
MDI-DE	Marine Dateninfrastruktur Deutschland
MHW	Mittleres Hochwasser bei der Gezeitenanalyse/-synthese
MHWI	Mittleres Hochwasserintervall bei der Gezeitenanalyse/-synthese
MNW	Mittleres Niedrigwasser bei der Gezeitenanalyse/-synthese
MNWI	Mittleres Niedrigwasserintervall bei der Gezeitenanalyse/-synthese
MOG2D	<i>engl.: 2 Dimensions Gravity Waves model</i>
MOGREPS	<i>engl.: Met Office Global and Regional Ensemble Prediction System</i>
MOS	<i>engl.: Model Output Statistics</i>
MSL	Mittlerer Meeresspiegel
MSWR	<i>engl.: METEO SERVICE weather research GmbH</i>
MThb	Mittlerer Tidehub
MThw	Mittleres Tidehochwasser
MTnw	Mittleres Tideniedrigwasser
N'	Umlaufzeit des mittleren Knotens
N2	Große elliptische Tide 1. Ordnung zu M2
NAO	Nordatlantische Oszillation
NEMO	<i>engl.: Nucleus for European Modelling of the Ocean</i>
NHN	Normalhöhennull

NLWKN	Niedersächsischer Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz
NOAA	<i>engl.: National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
NOC	<i>engl.: National Oceanography Centre</i>
NOOS	<i>engl.: North West European Shelf Operational Oceanographic System</i>
NTSLF	<i>engl.: National Tidal and Sea Level Facility</i>
NWH	Niedrigwasserhöhe bei der Gezeitenanalyse/-synthese
NWP	<i>engl.: Numerical Weather Prediction</i>
NWV	Numerisches Wettervorhersagemodell
NWZ	Niedrigwasserzeit bei der Gezeitenanalyse/-synthese
O1	Eintägige Hauptmondtide
P	Umlaufzeit des mittleren Perigäums
P1	Eintägige Hauptsonnentide
p1	Umlaufzeit des Perihels
PNP	Pegelnullpunkt
PSU	<i>engl.: Practical Salinity Unit</i>
Q1	Eintägige elliptische Hauptmondtide
R	<i>engl.: Resistance (Widerstand)</i>
RBINS	<i>engl.: Royal Belgian Institute of Natural Sciences</i>
RCP	<i>engl.: Representative Concentration Pathways</i>
RLR	<i>engl.: Revised Local Reference</i>
S	Tropischer Monat
S	<i>engl.: Stress (Einwirkung)</i>
S2	Halbtägige Hauptsonnentide
SeeAufG	Seeaufgabengesetz
SKN	Seekartennull
SPRC	<i>engl.: Source-Pathway-Receptor-Consequences</i>
SVSD	<i>engl.: Storm Surge Warning Service</i>
T_Tide	<i>engl.: Harmonic Analysis Toolbox</i>
T1	Mittlerer Mondtag
Thb	Tidehub
Thw	Tidehochwasser
TIDEDYN	Analyse langfristiger Änderungen in der Tidedynamik der Nordsee
Tmw	Tidemittelwasser
Tnw	Tideniedrigwasser
U_Tide	<i>engl.: Unified Tidal Analysis and Prediction Functions</i>
UKCFF	<i>engl.: UK Coastal Flood Forecasting</i>
UNESCO	<i>engl.: United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization</i>
UTC	<i>engl.: Universal Time Coordinated</i>
WMCN	<i>engl.: Water Management Centre of the Netherlands</i>
$\mu 2$	Große Variationstide zu M2

Größe	Einheit	Beschreibung
a_0	[m]	Vertikaler Versatz der Gesamtwasserstände (HDdU)
a_j	[div.]	Regressionskoeffizienten
a_{kk}	[m]	Diagonalelement der Inversen von V
a_l	[-]	Koeffizienten der Ungleichheiten der Höhe in Abhängigkeit des Gleichungssystems k und der Partialtide l
c	[m/s]	Wellenfortschrittsgeschwindigkeit
C	[m]	Kovarianz
c_d	[-]	Dimensionsloser Reibungskoeffizient
$e(t)$	[m]	Additiver Fehlerterm (unkorrelierte und normalverteilte Störgröße)
F	[-]	Formnummer zur Charakterisierung des Tideregimes
f	[m/s]	Windgeschwindigkeit
F_{emp}	[-]	empirischer Wert der F-Statistik
g	[9,81 m/s ²]	Erdbeschleunigung
g_j	[div.]	Unabhängige Prädiktoren
g_l	[°]	Phase der der Partialtide l
h	[m]	Wassertiefe/Wasserstand
H	[m]	<i>engl.: Skew Surge</i>
H_l	[m]	Amplitude der Partialtide l
J	[-]	Anzahl der beobachteten Gesamtwasserstände
k	[-]	Anzahl der Gleichungssysteme basierend auf dem Aufzeichnungsintervall
k_e	[h]	Kenterpunktabstand
K_e	[h]	Ebbestromkenterpunkt
k_f	[h]	Kenterpunktabstand
K_f	[h]	Flutstromkenterpunkt
k_{st}	[m ^{1/3} /s]	Strickler-Beiwert (Sohlrauhheit)
L	[-]	Anzahl der berücksichtigten Partialtiden
l	[-]	Zähler der berücksichtigten Partialtiden
m	[-]	Argumentzahl
n	[-]	Anzahl der Prädiktoren
N	[-]	Anzahl der Beobachtungen
n	[-]	Zeitreihenlänge/ Anzahl der Beobachtungen
n_t	[h]	Transitzeitpunkt
p	[hPa]	Atmosphärischer Luftdruck
R	[-]	Pearson-Korrelation
R^2	[-]	Bestimmtheitsmaß
RMSE	[m]	<i>engl.: Root-Mean-Square Error</i>
s	[m]	Standardabweichung (Stichprobe)
$S(t)$	[m]	Abhängige Zielvariable (hier: Windstau)
s^2	[m]	Varianz der Residuen
s_{bj}	[m]	Standardfehler des geschätzten Regressionskoeffizienten a_j
t	[h]	Tatsächlicher Zeitpunkt bezogen auf t_0
T	[h]	zeitliche Differenz (<i>Skew Surge</i>)

t_0	[h]	Bezugszeitpunkt (hier: Mittelpunkt der zu analysierenden Zeitreihe)
T_e	[h]	Ebbestromdauer
T_E	[h]	Ebbedauer
t_{emp}	[-]	Empirischer Wert der t-Statistik
T_f	[h]	Flutstromdauer
T_F	[h]	Flutdauer
T_T	[h]	Tidedauer
u_w	[m/s]	Windgeschwindigkeit
V	[m]	Varianz-Kovarianz-Matrix
V_l	[°]	Phasenwinkel zum Bezugszeitpunkt t_0 der Partialtide l
X	[m]	($N \times n$)-Matrix der Beobachtungswerte der n -Prädiktoren bereinigt um ihren jeweiligen Mittelwert μ
x	[m]	Zufallsvariable
y	[m]	Beobachtete Gesamtwasserstände
y	[m]	Zufallsvariable
$\hat{y}$	[m]	Wasserstände der Gezeitenganglinie (HDdU)
$\hat{y}_{\text{harm}}$	[m]	Wasserstände der Gezeitenganglinie (Harmonisches Verfahren)
Z_0	[m]	Vertikaler Versatz der Gesamtwasserstände (Harmonisches Verfahren)
α	[°]	Winkel
β	[°]	Winkel / Windrichtung
β_j	[div.]	Unbekannter wahrer Regressionskoeffizient der Grundgesamtheit
Δh	[m]	Druckgradient
μ	[m]	Mittelwert
ρ_a	[kg/m ³]	Dichte der Luft
σ	[m]	Standardabweichung (Grundgesamtheit)
τ_s	[N/m ²]	Windschubspannung
ω_l	[°/Stunde, °/Mondtag]	Winkelgeschwindigkeiten der Partialtiden

1 Einleitung

1.1 Hintergrund und Veranlassung

Der Wechsel der Gezeiten hat die Menschen seit Urzeiten fasziniert. Die Vorhersage von Wasserständen hat eine lange Tradition in Deutschland und wurde für das Leben insbesondere in gezeitenbeeinflussten Gebieten benötigt. Limitierend war dabei oftmals nicht das vorhandene Verständnis, sondern dessen technische Umsetzung. Veröffentlichungen mit ausführlichen Vorausberechnungen der Gezeiten auf Basis von Gezeitenrechenmaschinen für die deutsche Nordseeküste gehen beispielsweise zurück bis 1878 (vergleiche Müller-Navarra 2009a und Referenzen darin). Die Vorhersage von Sturmfluten war lange durch die wesentlich komplexere Vorhersage der Meteorologie beschränkt und bezog sich daher seit Jahrhunderten auf vergangene Beobachtungen, um sich zukünftig durch entsprechende bauliche Maßnahmen zu schützen (vergleiche Brahms 1754, 1757; Woebcken 1924; Jensen 2000). Regelmäßige Wasserstandsvorhersagen für die deutsche Nordseeküste einschließlich der Gezeitenflüsse werden der Öffentlichkeit seit den 1920er Jahren in Form von Gezeitentafeln zur Verfügung gestellt (Tomczak 1954; Müller-Navarra 2009b). Damals wie heute spielen die Wasserstandsvorhersagen eine wichtige Rolle bei vielerlei praktischen und wissenschaftlichen Anwendungen. Dabei steht in der Regel die Nutzung der Küsten durch den Menschen im Vordergrund, der mit seinem Eingriff in die Natur eine elementare Rolle einnimmt. Hierunter fallen beispielsweise die Anforderungen des Tourismus und der Schifffahrt, der Transport von Schadstoffen, die Gewinnung von Energie durch Offshore-Strukturen und Gezeitenkraftwerke sowie sämtliche Maßnahmen zum Schutz der Küstengebiete vor Überschwemmung (Pugh und Woodworth 2014). Aber auch natürliche Auswirkungen wie meeresbiologische Prozesse (Wasserqualität etc.) sowie das Sedimenttransportgeschehen und Erosionsprozesse entlang der Küste werden durch den Wasserstand und den einhergehenden Strömungen beeinflusst bzw. dominiert (Haigh 2017). Unabhängig von der Fragestellung, liegt ein besonderer Fokus auf dem Verständnis der ablaufenden physikalischen Prozesse, die global, regional und lokal stark unterschiedlich ausgeprägt sein können. Ebenso wichtig ist die Unterteilung in Zeitskalen, auf welchen sich die Wasserstandsänderungen abspielen. Diese variieren zwischen wenigen Sekunden (z. B. Windwellen) bis hin zu einigen Tagen (z. B. übergeordnete Wettersysteme) (Horsburgh und de Vries 2011).

Die vorliegende Arbeit knüpft insbesondere am Verständnis der physikalischen Prozesse, die den Wasserstand beeinflussen sowie deren Erfassung durch Modelle an. Eine stetige kritische Hinterfragung der verfügbaren Methoden und Modelle stellt die Basis für einen nachhaltigen Hochwasser- und Küstenschutz dar. Denn nur so ist es möglich, Weiterentwicklung und Anpassung an den Stand von Wissenschaft und Technik zu gewährleisten. Aktuell dominieren der Klimawandel und der damit einhergehende Anstieg des mittleren Meeresspiegels (MSL; Church et al. 2013; IPCC 2019) die langfristigen Änderungen im weltweiten globalen System. Es besteht in der wissenschaftlichen Fachwelt Einigkeit darüber, dass die maßgebende Konsequenz daraus die globale Zunahme sowohl in der Intensität als auch der Frequenz von extremen Wasserständen darstellt (z. B. Wahl et al. 2017, 2018; Vousdoukas et al. 2018). Derartige Untersuchungen hinsichtlich der Änderung von Sturmflutmustern in der Nordsee wurden in der Vergangenheit bereits zahlreich durchgeführt (z. B. Hundt 1955; Führböter 1976; Rohde 1977; Jensen 1985; Führböter et al. 1988).

In der Praxis müssen, neben den wissenschaftlichen Erkenntnissen, Szenarien für den lokal bedingten Meeresspiegelanstieg entwickelt werden, die als Grundlage für Anpassungsstrategien und Folgenabschätzung dienen (Nicholls et al. 2014). Durch die kontinuierliche Verbesserung von Rechenkapazitäten kann und muss darüber hinaus die nutzbare Datengrundlage als auch die -generierung deutlich gesteigert werden (Pollard et al. 2018). Seit 1993 stehen beispielsweise Satellitenaltimeterdaten zur Verfügung, die eine globale Überwachung und Auswertung des mittleren Meeresspiegels ermöglichen. Auf der anderen Seite ermöglichen die erhöhten Rechenkapazitäten immer höher zeitlich und flächig auflösende Rekonstruktionen von u. a. meteorologischen Parametern. Der Kenntnisstand hinsichtlich der ablaufenden Prozesse entwickelt sich analog zusehends.

Weltweit unterliegen die meisten Küstenregionen der potenziellen Gefährdung durch Sturmfluten (z. B. Murty 1984 bzw. Gönnert et al. 2001; von Storch 2014). Die daraus resultierenden Konsequenzen sind schwerwiegend und reichen von verheerender Zerstörung bis hin zum Verlust von Menschenleben. Damit stellen Sturmfluten global wie national eine der bedrohlichsten Naturkatastrophen dar, die insbesondere unter Berücksichtigung der Auswirkungen des Klimawandels und der damit einhergehenden Veränderungen in Küsten- und Metropolregionen untersucht werden (z. B. Nicholls 1995; Nicholls und Cazenave 2010; Arns et al. 2015a). Wie die Bezeichnung Sturmfluten bereits suggeriert, ist der maßgebende Prozess, dass Wassermassen durch Windeinwirkung an die Küste gedrückt werden und für Überschwemmungen sorgen. Global wird bei Sturmfluten zwischen tropischen Wirbelstürmen (Hurrikane, Taifune etc.) und außertropischen Stürmen (Winterstürme) unterschieden (Schweizerische Rückversicherungs-Gesellschaft 2000). Während tropische Wirbelstürme in den (Sub-)Tropen über warmem Wasser auftreten (z. B. Ostküste von Nordamerika, Golf von Mexiko, Küsten von Hawaii, Mexiko, Karibische Inseln, Golf von Bengalen), finden Sturmfluten als Folge extratropischer Stürme entlang mittlerer Breiten (z. B. kanadische Küsten, Küsten Argentiniens und Europas (Nordsee, Ostsee, Irische See, Mittelmeer, Schwarzes Meer)) statt (von Storch und Woth 2011). Der Unterschied in der Charakteristik ist beispielsweise übersichtlich zusammengestellt in Gönnert et al. (2001) und kann u. a. durch die flächige Ausdehnung, die Dauer und Höhe des Windstaus¹ und die Länge des betroffenen Küstenstreifens beschrieben werden. Bekannte Beispiele für tropische Sturmereignisse sind Hurrikan Katrina 2005 oder Sandy 2012 (Grinsted et al. 2012). In Nordeuropa sind die extratropischen Sturmfluten von 1953 in den Niederlanden und in England (Lamb und Frydendahl 2005; Wolf und Flather 2005) sowie 1962 in der Deutschen Bucht und in Hamburg (Kramer et al. 1962; Müller-Navarra et al. 2006; Jensen 2012) besonders hervorzuheben. Die verheerende Sturmflut von 1953 war beispielsweise ausschlaggebend dafür, dass in den Niederlanden und in Großbritannien ein operationeller Sturmflutwarndienst ins Leben gerufen wurde. Aus der verheerenden Sturmflut

¹ Unter dem Windstau wird in der vorliegenden Arbeit das Residuum aus Gesamtwasserstand (beispielsweise gemessen an Pegelstandorten) und dem zugehörigen Gezeitenanteil verstanden. Der Windstau enthält demnach nicht nur Einflüsse aus Windrichtung und -geschwindigkeit, worauf auf Basis des Begriffes geschlossen werden könnte. Ebenfalls enthalten sind beispielsweise der Einfluss von atmosphärischem Luftdruck, Temperaturschwankungen, Fernwellen sowie weitere nicht detailliert abgrenzbare Prozesse wie Eigenschwingungen des Ozeanbeckens oder verbleibende periodische Anteile der Gezeitenanalyse/-synthese sowie gegenseitige Wechselwirkungen. Detailliert werden diese Prozesse in Kapitel 3.4 erläutert. Die eindeutige Definition des Begriffes Windstau ist an dieser Stelle wichtig, da der Windstau in der Literatur vielfältig verwendet wird. Insbesondere im englischen Sprachgebrauch bestehen Unterschiede in der Definition. In der vorliegenden Arbeit entspricht der Windstau dem assoziierten englischen Begriff des *non-tidal residual*.

von 1962 resultierte, dass der Küstenschutz in Deutschland nicht mehr allein Ländersache ist, sondern finanziell maßgeblich vom Bund mitfinanziert wird. Außerdem wurden die Küstenschutzanlagen an der deutschen Nordseeküste nach 1962 weitestgehend erhöht.

Zusammenfassend ist festzuhalten, dass der Küstenschutz durch den Anstieg des MSL und möglichen Änderungen im Sturmgeschehen im Zusammenhang mit dem Klimawandel (Church et al. 2013; IPCC 2019) sowie das Bevölkerungswachstum und die wasserwirtschaftliche Entwicklung in hochwassergefährdeten Gebieten (Hallegatte et al. 2013; Stevens et al. 2016) vor neue Herausforderungen gestellt wird. Dem gegenüber stehen bereits heute stark verbesserte Küstenschutzmaßnahmen (Haigh und Nicholls 2017). Insbesondere die Weiterentwicklung der Vorhersage- und Warnmöglichkeiten in den vergangenen Jahren hat dafür gesorgt, dass große Sturmflutkatastrophen in Europa seltener geworden sind. Denn ausschließlich durch geeignete Frühwarnsysteme zur Vorhersage von (Sturmflut-)Wasserständen kann rechtzeitig auf derartige Gefahren reagiert und die Prozesskette des Krisen- und Katastrophenmanagement ausgelöst werden. Die wichtigsten Eigenschaften der im operationellen Vorhersagebetrieb verwendeten Modelle muss zum einen deren Flexibilität sein, um an (klimatische) Veränderungen angepasst werden zu können. Zum anderen muss die Berechnung der Vorhersageläufe in einer adäquaten Zeit erfolgen können, um frühzeitig reagieren zu können (Müller-Navarra 2009b). Weitere wichtige Punkte sind das Verständnis und die robuste Abbildung der ablaufenden physikalischen Prozesse.

1.2 Forschungsfragen und Zielsetzung

Nach Horsburgh und de Vries (2011) besteht die größte Herausforderung für lokale und regionale Anwendungen von Wasserstandsvorhersagediensten an der Küste darin, gleichermaßen genau als auch praktikabel zu sein. Nur so kann sichergestellt werden, dass robuste Wasserstandsvorhersagen die Öffentlichkeit rechtzeitig erreichen. Die Rolle der Entwickler besteht demnach darin, Merkmale und Eigenschaften lokaler oder regionaler Prozesse zu identifizieren und die Methodik und die Modelle auszuwählen, die sie am besten repräsentieren. Das übergeordnete Ziel stellt die Etablierung eines nachhaltigen Wasserstandsvorhersagedienstes dar.

Das bestehende Wasserstandsvorhersagesystem für den Küstenschutz in Deutschland basiert auf Wasserstandsmessungen und -vorhersagen, die durch das Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) in Kooperation mit dem Deutschen Wetterdienst (DWD) zur Verfügung gestellt werden. Für spezifische Pegelstandorte werden schließlich punktuell hochaufgelöste Wasserstandsvorhersagen für bis zu sechs Tage im Voraus bereitgestellt (Müller-Navarra und Knüppfer 2010; BSH 2012). Auch international (z. B. in den Niederlanden oder in Großbritannien) werden Wasserstandsvorhersagen limitiert auf Pegelstandorte bereitgestellt. Die Bereitstellung von Wasserstandsvorhersagen für eine gesamte Küstenlinie kann aktuell nicht zur Verfügung gestellt werden, da die zur Anwendung kommenden hydrodynamisch-numerischen Modelle nicht in der Lage sind, die komplexen Verformungsprozesse insbesondere der Gezeiten zur Küste hin zu beschreiben (z. B. Zijl et al. 2013). Es muss daher auf Wasserstandsbeobachtungen an Pegelstandorten zurückgegriffen werden. Aus der punktuellen Wasserstandsvorhersage ergibt sich allerdings ein Defizit. Durch Wasserstandsaufzeichnungen und deren Auswertungen ist bekannt, dass solche punktuellen Wasserstandsinformationen 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 den stark ausgeprägten lokalen Effekten (z. B. nichtlineare, dynamische Interaktionen, komplexe Bathymetrie mit Prielen und Wattflächen) flächige Wasserstandsdifferenzen im Dezimeterbereich entlang eines einzelnen Küstenabschnitts resultieren (Dibbern und Müller-Navarra 2009). Insbesondere entlang komplexer Küstenlinien, wie die der deutschen Nordsee mit Inseln, Halligen, Buchten, Ästuarien und dem Watt, ist eine einfache Interpolation zwischen den Pegelstandorten von unzureichender Genauigkeit (Arns et al. 2015b). Die übergeordnete Forschungsfrage der vorliegenden Arbeit kann daher wie folgt formuliert werden:

- **Lassen sich existierende Ansätze und Modelle so kombinieren und optimieren, dass daraus, unter Berücksichtigung der physikalischen Prozesse, eine neue Methodik zur flächig und zeitlich hochauflösenden Wasserstandsvorhersage in der Deutschen Bucht erarbeitet werden kann?**

Aus der Komplexität der übergeordneten Forschungsfrage, ergeben sich weitere Detailfragen, die zur Beantwortung eingehend betrachtet werden müssen:

- **Wie können in flachen Küstengebieten robuste und hochauflösende Wasserstandsinformationen abgeschätzt werden?**
- **Wie kann der Gezeitenanteil anhand der hochauflösenden Wasserstandsinformationen unter Berücksichtigung der Flachwassercharakteristik separiert und vorhergesagt werden?**
- **Welche physikalischen Prozesse beeinflussen den Windstau und wie können diese in eine flexible und robuste Vorhersage integriert werden?**

Das Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, durch die Analyse der zugrundeliegenden physikalischen Prozesse, die für Wasserstandsausprägungen insbesondere in der Deutschen Bucht verantwortlich sind, ein vertieftes Verständnis für deren Genese zu entwickeln. Auf dieser Basis wird eine neue Methodik vorgestellt, die vorhandene Modelle zur Beschreibung von Wasserstandsinformationen und deren physikalischen Eigenschaften verknüpft und erweitert, um einen Mehrwert für die Wasserstandsvorhersage in Deutschland zu generieren. Die Bedeutung der Wasserstandsvorhersage für Sturmfluten kann darüber verdeutlicht werden, dass die meisten Nordseeanrainerstaaten einen Sturmflutwarndienst als Konsequenz der Sturmfluten von 1953 bzw. 1962 etabliert haben. Die Limitation der punktuellen Wasserstandsvorhersage kann am Beispiel des Orkans „Xaver“ im Dezember 2013 hervorgehoben werden. So mussten sich beispielsweise die Bewohner der Halligen an bepegelten Standorten orientieren, um Informationen über die zeitliche und höhenmäßige Ausprägung der resultierenden Sturmflut abzuleiten. Es zeigten sich in der Konsequenz allerdings große Abweichungen in der Wasserstandsausprägung durch die komplexen Verformungsprozesse in den Watten. Durch die Wechselwirkung zwischen Gezeiten und meteorologisch induzierten Wasserstandsänderungen kommt hinzu, dass die Eintrittszeit des Scheitelwasserstands einer Sturmflut um bis zu drei Stunden von dem astronomisch vorausberechneten Hochwasser abweichen kann (Müller-Navarra 2009b). Flächige Informationen zur Vorhersage von Sturmfluten können hier Abhilfe schaffen. Der Schwerpunkt der Methodik

liegt jedoch bewusst auf der Vorhersage von Wasserständen und nicht speziell auf Sturmfluten. So unterliegen beispielsweise (unbedeichte) Küstenabschnitte schon einer Gefährdung, wenn der Wasserstand nicht das Niveau eines „Jahrhundert-“ oder „Extremereignisses“ erreicht. Diese Situation kann durch den Meeresspiegelanstieg weiter an Relevanz gewinnen und unterstreicht zusätzlich den Bedarf nach der Verfügbarkeit von flächigen Wasserstandsvorhersagen. Die Methodik zur flächigen Wasserstandsvorhersage wird in der vorliegenden Arbeit mit Fokus auf der gezeitendominierten deutschen Nordseeküste abgeleitet.

In den vergangenen Jahrzehnten hat sich das Werkzeug der hydrodynamisch-numerischen Modellierung als Stand der Technik etabliert und wird in der vorliegenden Arbeit ebenfalls zur flächigen Simulation von Wasserständen in der Nordsee herangezogen. Grundsätzlich enthalten sowohl derartig simulierte als auch beobachtete Wasserstände verschiedene Komponenten. Übergeordnet sind die Gezeiten sowie die verbleibende Differenz aus Wasserstand und Gezeiten (Windstau) zu nennen. Die Gezeiten sind dabei die vorhersehbarste Komponente, weshalb häufig von der deterministischen Komponente des Wasserstands gesprochen wird. Zu deren Bestimmung existiert eine Vielzahl an Methoden (z. B. Pugh und Woodworth 2014). Der Windstau hingegen wird aufgrund seiner Abhängigkeit von den meteorologischen Verhältnissen oft als quasi-stochastische Komponente des Wasserstands bezeichnet, wobei auch weitere Einflüsse enthalten sind (z. B. Jensen et al. 2013). Schließlich unterliegen die beiden genannten Komponenten einer gewissen Abhängigkeit, die insbesondere in flachen Küstengebieten mitunter sehr stark ausgeprägt ist. Beispielsweise kann der Windstau bei Tideniedrigwasser (Tnw) größer ausfallen als bei Tidehochwasser (Thw) (z. B. Tomczak 1952a; Gönnert 2003). Aus physikalischer Sicht darf diese Interaktion nicht vernachlässigt werden.

1.3 Struktur der Arbeit

Die Vorgehensweise und Struktur der vorliegenden Arbeit ist in Abbildung 1-1 zusammengefasst. In Kapitel 1 wird die zugrunde liegende Problemstellung im Hinblick auf die Wasserstandsvorhersage an der Küste umrissen und die maßgebende Forschungsfrage formuliert. In Kapitel 2 wird der Stand der Wissenschaft und Technik dargelegt. Der Schwerpunkt des Standes der Technik liegt dabei auf den operationellen Wasserstandsvorhersagediensten entlang der gesamten Nordseeküste, die von sechs hoch entwickelten Anrainerstaaten umgeben ist (Großbritannien, Belgien, Niederlande, Deutschland, Dänemark und Norwegen). Der Stand der Wissenschaft umfasst im Wesentlichen aktuelle Entwicklungen hinsichtlich der operationellen Wasserstandsvorhersagesysteme, die (noch) nicht in den operationellen Betrieb integriert wurden. Darüber hinaus werden verschiedene Veröffentlichungen zusammengefasst, die unter Verwendung unterschiedlicher Methoden und Ansätze Wasserstände beschreiben und/oder vorhersagen. Die daraus abgeleiteten Erkenntnisse und Defizite fließen unmittelbar in das folgende Kapitel 3 ein und dienen der Entwicklung eines übergeordneten Verständnisses der Prozesse, die mit Fokus auf die Deutsche Bucht ablaufen und für eine Variation des Wasserstandes sorgen.

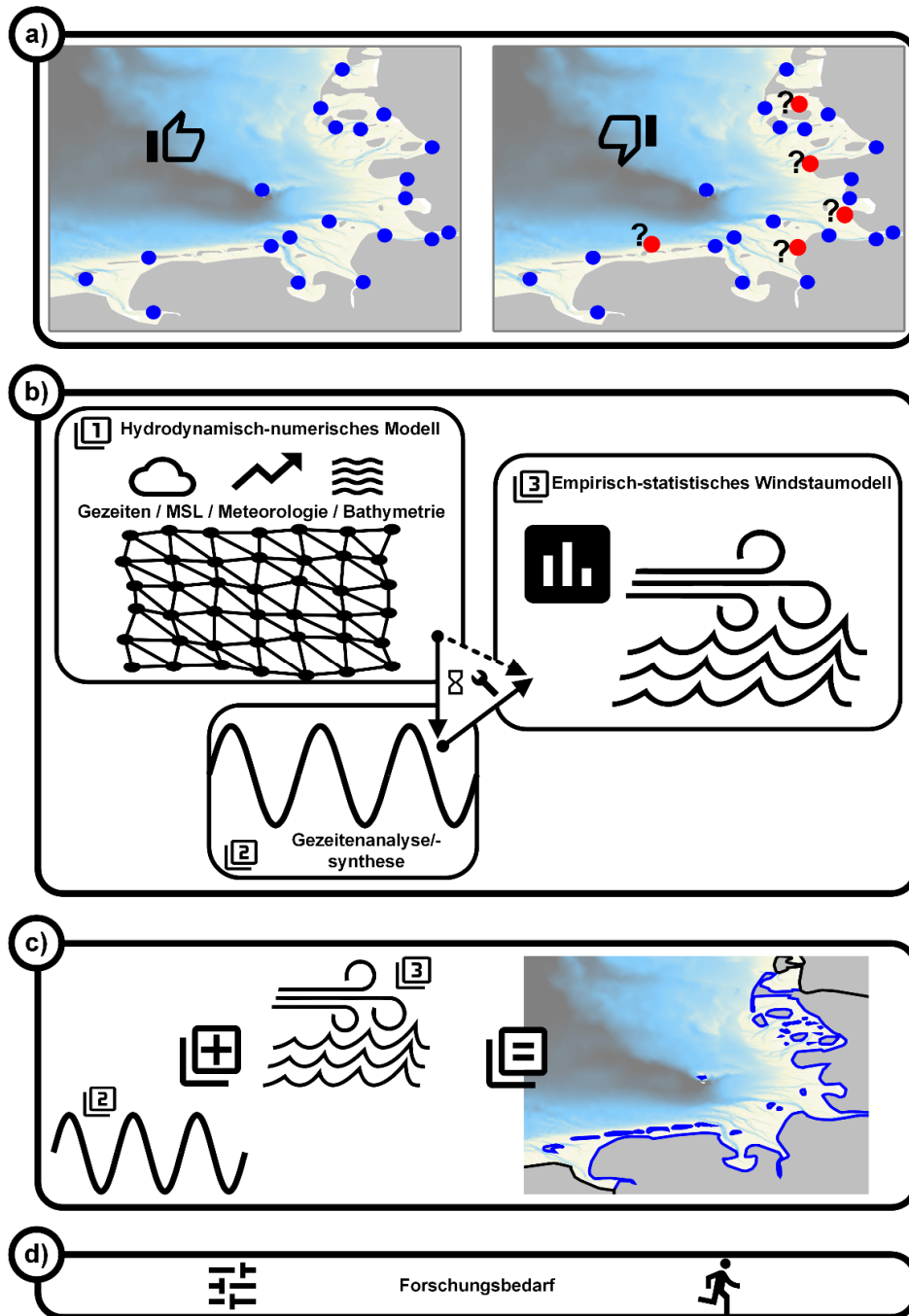


Abbildung 1-1: Struktur der Arbeit und schematische Darstellung zur Entwicklung einer Methodik zur sowohl flächig als auch zeitlich hochauflösenden Wasserstandsvorhersage an der gesamten deutschen Nordseeküste: a) Darstellung der zugrunde liegenden Problemstellung im Hinblick auf die Wasserstandsvorhersage an der Küste sowie vom Stand der Wissenschaft und Technik; b) umfasst den Aufbau des zweidimensionalen hydrodynamisch-numerischen Modells zur Erstellung eines sowohl flächig als auch zeitlich hochauflösenden Wasserstandshindcasts, die Gezeitenanalyse/-synthese der simulierten Wasserstände sowie die Entwicklung der empirisch-statistischen Modelle zur Rekonstruktion und Vorhersage des Windstaus; c) stellt die Kombination der Methoden zu einer Wasserstandsvorhersage entlang der Küstenlinie (einschließlich Halligen und Inseln) der gesamten deutschen Nordseeküste dar. Die Zusammenführung erfolgt durch die Überlagerung der Gezeitenvorhersage mit der Windstauvorhersage zu einem Gesamtwasserstand; d) fasst schließlich die Vorgehensweise und die Ergebnisse zusammen und liefert einen Ausblick sowie den weiteren Forschungsbedarf.

In Kapitel 4 wird ein hydrodynamisch-numerisches Modell der Nordsee und insbesondere für die Flachwasserbereiche der Deutschen Bucht erstellt. Dieses soll in erster Linie für die Rekonstruktion flächenhaft konsistenter Wasserstandsinformationen der Vergangenheit herangezogen werden. Mittels Bias-Korrektur von verbleibenden Abweichungen gegenüber Beobachtungsdaten an Pegelstandorten sollen die flächigen Simulationen der Wasserstandsinformationen qualitativ Naturmessungen entsprechen. Anhand von Sensitivitätsstudien soll schließlich der Einfluss der zugrundeliegenden Randbedingungen exemplarisch anhand der Bathymetrie quantifiziert werden und so zum weiteren Prozessverständnis beitragen. Die generierten Wasserstände fließen in Kapitel 5 in verschiedene Methoden zur Gezeitenanalyse und -synthese ein, die hinsichtlich ihrer Eignung vergleichend gegenübergestellt werden. Das Kapitel 6 befasst sich mit der physikalischen Beschreibung der Prozesse des Windstaus in der Deutschen Bucht mittels multipler linearer Regression. Es wird auf existierende Ansätze zurückgegriffen, die hinsichtlich der vorliegenden Fragestellung erweitert werden. Schließlich werden Vergleiche mit existierenden Modellen und Methoden angestrebt, um die Modellgüte einordnen zu können und das Prozessverständnis weiter zu vertiefen. Wesentlicher Bestandteil von Kapitel 6 ist darüber hinaus die Berücksichtigung der Abhängigkeit zwischen Gezeiten und Windstau. Die gewonnenen Erkenntnisse zum Prozessverständnis und den angewendeten methodischen Ansätzen münden in Kapitel 7 in einer neuen Methodik zur flächigen Wasserstandsvorhersage für die Deutsche Bucht. Anhand eines Fallbeispiels werden die Ergebnisse validiert und diskutiert. Die vorliegende Arbeit schließt mit Kapitel 8 und einer zusammenfassenden Beurteilung ab und legt dar, welcher weitere Forschungsbedarf besteht.

In diese Dissertation sind die Ergebnisse des von mir zwischen dem 01.06.2015 und 31.05.2018 bearbeiteten Forschungsprojektes „EarlyDike - Entwicklung eines sensor- und risikobasierten Frühwarnsystems für Seedeiche“ (Becker et al. 2019, in Begutachtung) eingeflossen, das mit Mitteln des Bundesministeriums für Bildung und Forschung (BMBF) im Rahmen des Sonderprogramms Geotechnologien gefördert wurde (BMBF-Förderkennzeichen: 03G0847B). Einzelne Abschnitte können sich daher mit Teilen des fachlichen Projektabschlussberichts bzw. der sich in Begutachtung befindlichen Veröffentlichung in „Die Küste“ nach Niehüser et al. (2019, in Begutachtung) überschneiden.

2 Stand der Wissenschaft und Technik

2.1 Vorbemerkungen

Der Schwerpunkt der vorliegenden Arbeit liegt auf Untersuchungen zur hochauflösenden Wasserstandsvorhersage an der gesamten deutschen Nordseeküste. Zur Einordnung der Fragestellung muss entsprechend der Stand der Wissenschaft und Technik in Bezug auf operationelle Wasserstandsvorhersagedienste dargelegt werden. Der Fokus liegt dabei, neben Deutschland, auf den Nordseeanrainerstaaten, um möglichst identische und vergleichbare physikalische Systeme (extratropische Winterstürme) zu vergleichen. Es wird allgemein beschrieben, welche Behörden zuständig sind (Bundes- und/oder Landesebene), welche Modelle und Modellketten zum Einsatz kommen und welcher meteorologische Antrieb verwendet wird. Insbesondere für Deutschland wird anhand von Literaturbeispielen die Historie und die Entwicklung der Wasserstandsvorhersage bis heute erläutert, da sich die vorliegende Arbeit mit der speziellen Charakteristik in Deutschland auseinandersetzt.

Der Stand der Wissenschaft beschreibt in dem Zusammenhang aktuelle Entwicklungen im Bereich der Forschung, die neue Methoden kombinieren oder Gebiete betrachten, die einzelne Landesgrenzen überschreiten und auf europäischer bzw. globaler Ebene agieren. Die dem Stand der Wissenschaft betreffenden Untersuchungen unterscheiden sich maßgeblich vom Stand der Technik, als dass diese aus diversen Gründe (noch) nicht in einen operationellen Betrieb überführt wurden.

2.2 Nationales Verfahren zur operationellen Wasserstandsvorhersage

Die meisten der bestehenden Vorhersage- bzw. Frühwarnsysteme basieren auf der Ermittlung von hydrodynamischen Effekten an der Küste oder im Binnenbereich. Die Sturmflutvorhersage erfolgt üblicherweise punktuell, d. h. für ausgewählte Pegelstandorte. Hierzu kommen dem Stand der Technik entsprechende Sturmflutfrühwarnsysteme zum Einsatz (z. B. in Deutschland, England und den Niederlanden). Allerdings unterscheidet sich der operationelle Betrieb zwischen den einzelnen Staaten mitunter sehr stark voneinander, was in unterschiedlichen Anforderungen an die Modellkette und abweichenden hydrodynamisch-morphologischen Systemen begründet ist. Entsprechend werden die operationellen Modelle stets an die eigenen Bedürfnisse angepasst.

In Deutschland schreibt das Seeaufgabengesetz §1 Abs. 9 und §5 (SeeAufgG 2017) dem Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) bzw. deren Vorgängerinstitutionen die Aufgabe des Wasserstands- und Sturmflutwarndienstes zu. In der Praxis erfolgt die Umsetzung in enger inhaltlicher als auch räumlicher Kooperation mit dem Deutschen Wetterdienst (DWD) sowie dem Seewetteramt in Hamburg (Müller-Navarra 2009b). Der Öffentlichkeit werden seit den 1920er Jahren und somit seit mehr als 90 Jahren regelmäßige Wasserstandsvorhersagen für die Nordseeküste einschließlich der Gezeitenflüsse bereitgestellt (Tomczak 1954; Müller-Navarra 2009b).

Das bestehende Frühwarnsystem für den Küstenschutz in Deutschland basiert im Wesentlichen auf Wasserstandmessungen und -vorhersagen, die entsprechend durch das BSH

zur Verfügung gestellt werden. Die Vorhersagen des Wasserstands werden derzeit punktuell für ausgewählte Pegelstandorte bereitgestellt (BSH 2019d). Dabei setzt sich das aktuell für die Nord- und Ostsee verwendete operationelle Vorhersagesystem aus

- numerischen Wettervorhersagemodellen (NWV-Modelle; Atmosphärenmodelle des DWD),
- der Gezeitenvorausberechnung („Harmonische Darstellung der Ungleichheiten“ (HDdU); Müller-Navarra 2013),
- hydrodynamisch-numerischen Modellen (2- und 3-dimensionale HNM) und
- dem Model Output Statistics (MOS) System

zusammen. Hinzu kommen diverse (z. T. historische) Verfahren zur Qualitätssicherung der ermittelten Wasserstandsvorhersagen. Für die spezifischen Pegelstandorte werden schließlich hochaufgelöste Wasserstandsvorhersagen für bis zu sechs Tage im Voraus bereitgestellt (Müller-Navarra und Knüpfner 2010; BSH 2012). Wie bereits erwähnt, liegt der Fokus der vorliegenden Arbeit auf der stark gezeitenbeeinflussten Küstenlinie der deutschen Nordsee. Untersuchungen zur Ostsee, wo die Gezeiten eine untergeordnete Rolle spielen, sind nicht Gegenstand der Arbeit. Im Folgenden werden die einzelnen Komponenten der Wasserstandsvorhersage detaillierter erläutert.

2.2.1 Numerische Wettervorhersagemodelle

Für die numerische Modellkette des BSH (z. B. Dick et al. 2001; Müller-Navarra et al. 2003) werden diverse meteorologische und atmosphärische Parameter als Antrieb an den einzelnen Gitterpunkten benötigt. Das BSH nutzt als Antrieb maßgeblich die Ergebnisse der NWV-Modelle des DWD (DWD 2019). Durch den Einsatz numerischer Wettermodelle im operationellen Betrieb und der stetigen Weiterentwicklung (Rechenkapazität, Prozessverständnis) der Wettervorhersage, hat sich die Qualität der DWD-Vorhersagen fortlaufend und deutlich verbessert. Eine Zusammenfassung der Modellkettenentwicklung in der Vergangenheit liefern beispielsweise BSH (2012) oder Kristandt et al. (2018). Seit Januar 2015 befindet sich die aktuelle Modellkette in Betrieb, die sich aus drei Modellen zusammensetzt: (1) Global-Modell ICON (*Icosahedral Nonhydrostatic*, Maschenweite: 13 km), (2) Europa-Nest ICON-EU (Maschenweite: 6,5 km), (3) Regionalmodell für Deutschland COSMO-D2 (*Consortium for small-scale modelling*, Maschenweite: 2,2 km). Beim DWD wird seit Beginn eine Modellkette eingesetzt, deren flächige Auflösung sukzessive zunimmt (global, europaweit, deutschlandweit). Die einzelnen Modelle unterscheiden sich neben der Maschenweite des Rechengitters in der vertikalen Auflösung (Anzahl der Schichten), der Gitterform (Rechteckgitter/Dreiecksgitter) sowie der Vorhersagezeit (DWD 2019). Die Besonderheit des Regionalmodells COSMO-D2 liegt in der Tatsache, dass es auf einer computerbasierten Simulation der physikalischen Vorgänge in der Atmosphäre, dem sogenannten COSMO-Modell (COSMO 2019), beruht, welches weltweit von mehr als 30 Wetterdiensten verwendet wird (DWD 2019). Die wichtigsten Vorhersagevariablen der verschiedenen Modelle sind Luftdruck, Temperatur, Wind, Wasserdampf, Wolken und Niederschlag. Die ICON-Vorhersagefelder werden diversen externen Nutzern zur Verfügung gestellt; u. a. den Hydrologischen Landesämtern, die Niederschlagsfelder für Hochwasservorhersagen erstellen, und dem BSH als Antrieb der Wasserstands- und Sturmflutvorhersagen. Darüber hinaus wird der meteorologische Antrieb für die MOS-Prädiktoren aus dem

Global Forecast System (GFS; Kalnay et al. 1990) der *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) verwendet, um eine den DWD-Vorhersagen gegenüber unabhängige Alternative in der Modellkette zu berücksichtigen.

2.2.2 Gezeitenanalyse und -synthese

Die Gezeiten entstehen im offenen Ozean und stellen die regelmäßige Wasserstandsänderung in Form der sich stetigen Veränderung der Anziehung von Sonne, Erde und Mond dar. Durch die Kenntnis der Stellung von Sonne, Erde und Mond ist das Gezeitenpotential bekannt und die Wasserstandsschwankungen lassen sich berechnen (Müller-Navarra 2013). Seit 1954 verwendet das BSH die „Harmonische Darstellung der Ungleichheiten“ (HDdU), erläutert in Müller-Navarra (2013), zur Ermittlung der Höhen und Zeiten der Hoch- als auch Niedrigwasser zur Veröffentlichung in Gezeitentafeln. Das BSH und seine Vorgängereinstitutionen stellen diese Gezeitentafeln seit mehr als 100 Jahren den Küstenbewohnern zur Verfügung (BSH 2012; Boesch und Müller-Navarra 2019). Heutzutage werden die Gezeitenvorausberechnungen für mehr als 150 gezeitenbeeinflusste Pegelstandorte für das jeweils gesamte nachfolgende Jahr erstellt (Müller-Navarra 2009b). Die astronomischen Gezeitenvorausberechnungen stellen die wesentliche Grundlage für die Wasserstands- bzw. Sturmflutvorhersage dar, da sie den Basiswasserstand bilden, auf dem beispielsweise meteorologisch hervorgerufene Änderungen des Wasserstands aufsetzen. Bereits bei dem Hamburg-Orkan 1962 stellten die mit der HDdU ermittelten Gezeitenvorausberechnungen die Grundlage der Sturmflutwarnung dar (BSH 2012). Insbesondere bei der Vorhersage von Sturmfluten stellt die Eintrittszeit des Scheitelwasserstands einen wichtigen Parameter dar, da mitunter große Differenzen entlang der deutschen Küste zu verzeichnen sind. Durch die verfahrenstechnische Herangehensweise der HDdU können diese Differenzen unmittelbar in der Gezeitenvorausberechnung berücksichtigt werden. Das Verfahren der HDdU wird detailliert in Kapitel 5 erläutert und hinsichtlich der vorliegenden Fragestellung angewendet.

2.2.3 Hydrodynamisch-numerische Modelle

Bis Mitte der 1990er Jahre wurden zur Windstauvorhersage empirische Verfahren (z. B. Annusch 1978; Müller-Navarra und Giese 1997; Müller-Navarra und Giese 1999) verwendet und mit den Gezeitenvorausberechnungen verknüpft, um den Gesamtwasserstand zu erhalten. Unter dem Windstau wird in dem Zusammenhang ebenfalls die Differenz zwischen dem Scheitelwasserstand und der vorausberechneten astronomischen Gezeit verstanden (Müller-Navarra 2009b). Bereits seit den 1980er Jahren wird der Windstauanteil mit numerischen Modellen bestimmt, deren Antrieb die Wettervorhersagemodelle des DWD bilden (Soetje und Brockmann 1983; Müller-Navarra et al. 2003). Allerdings reicht die Qualität der Vorhersagen erst seit Mitte der 1990er Jahre aus (Fischer 1978), um eine Optimierung gegenüber den empirischen Verfahren darzustellen (Müller-Navarra 2009b). Erste „Nachhersageverfahren“ standen bereits in den 1950er Jahren zur Verfügung (Hansen 1956), was die Tradition der Vorhersagemethodik erneut unterstreicht. Aktuell betreibt das BSH ein operationelles Zirkulationsmodell (BSHcmod, 3-dimensionales HNM) für die Nord- und Ostsee sowie ein operationelles Windstaumodell (BSHsmod, 2-dimensionales

HNM) für die Nordsee (Dick et al. 2001). Die Randbedingungen der beiden Modelle stammen aus einem übergeordneten 2-dimensionalen Modell des Nordostatlantiks mit einer Maschenweite von 10 km. Die operationalen Modelle selbst haben eine horizontale Auflösung von etwa 5 km. Der meteorologische Antrieb stammt aus den NWV-Modellen des DWD, im Speziellen aus dem Modell ICON-EU. Zwar ist das Modell BSHcmod alleine in der Lage alle benötigten Parameter für die reine Wasserstands- und Sturmflutvorhersage zu bestimmen, jedoch ist die Rechenzeit für den operationellen Betrieb zu hoch (Müller-Navarra 2009b; Müller-Navarra und Knüpfner 2010). Darüber hinaus werden zur Vorhersage des Windstauanteils zwei Rechenläufe benötigt: (i) ein vollständiger Modelllauf mit Gezeiten und Wind und (ii) ein Modelllauf nur der Gezeiten. Die Differenz der beiden Modellläufe wird anschließend verwendet. Dieses Vorgehen ist begründet in der Tatsache, dass hydrodynamisch-numerische Modelle nicht in der Lage sind, die Hoch- und Niedrigwasserzeiten und -höhen entlang der deutschen Nordseeküste so adäquat zu bestimmen, wie es mit der HDdU möglich ist (Müller-Navarra 2009b). Neben den beiden operationellen Modellen am BSH findet eine stetige Weiterentwicklung sowie eine Ergänzung um weitere Modelle wie z. B. für die Ästuarie statt (Müller-Navarra und Bork 2012).

2.2.4 *Model Output Statistics* (MOS)

Alle automatisiert ermittelten Wasserstandsvorhersagen am BSH erfahren im Anschluss eine statistische Korrektur durch das sogenannte *Model Output Statistics* (MOS)-Verfahren (deutsch: Modellausgabestatistik). Die genutzte Methodik wurde gemeinsam vom BSH und der METEO SERVICE *weather research* GmbH (MSWR) adaptiert und entwickelt (Müller-Navarra und Knüpfner 2010) und basiert auf einem in der Wettervorhersage entwickelten und heute in der Klimaforschung weit verbreitetem Konzept (z. B. Maraun et al. 2010; Maraun 2013). Die statistische Korrektur ist von einer Vielzahl an Einflussfaktoren abhängig. So werden beispielsweise aktuelle, beobachtete Pegelstände in die Vorhersagen assimiliert, um z. B. den daraus abschätzbaren Windverhältnissen (böig oder gleichmäßig) Rechnung zu tragen. Auch Nachbarpegel und deren Wasserstandsentwicklung werden berücksichtigt, wenn eine physikalische Begründung vorliegt (vergleiche BSH 2012). Insgesamt werden für die Nordseeküste Wasserstandsvorhersagen auf Basis des MOS-Verfahrens für 39 Pegelstandorte mit einer Vorlaufzeit von sechs Tagen und einem Aktualisierungsintervall von 15 Minuten geliefert. Ein weiterer Vorteil der statistischen Korrektur ist die Angabe der enthaltenen Unsicherheiten der verschiedenen Komponenten.

2.2.5 Verfahren zur Qualitätssicherung

Die größte Herausforderung bei der Vorhersage (sehr) schwerer Sturmfluten und deren Genese sind deren unterschiedlichen Randbedingungen (z. B. Zugbahn der Tiefdruckgebiete/Stürme) sowie die komplexen, dynamischen Vorgänge (z. B. Jensen und Müller-Navarra 2008). Sturmflutvorhersagen und -warnungen können daher nur durch die langjährige Erfahrung von Meteorologen des DWD und Ozeanographen des BSH geprüft und herausgegeben werden. Beispiele, die ein Eingreifen des Menschen unabdingbar machen, sind z. B. das Ausfallen der Modellkette oder der Fernübertragung. Darüber hinaus findet bei Sturmflutwetterlage ein ständiger Austausch zwischen BSH und DWD statt, der gewähr-

leistet, dass aktuelle Entwicklungen richtig interpretiert werden. Laufen die Modellvorhersagen nicht konform mit den Beobachtungen, erfordert dies ein Eingreifen in Form der händischen Korrektur von beispielsweise der Windgeschwindigkeit (BSH 2012). Die Ermittlung der Scheitelwerte zur Vorhersage erfolgt ebenfalls weitestgehend automatisiert (Müller-Navarra 2009c), und muss nur bei Bedarf (augenscheinliche Fehler o. Ä.) manuell korrigiert werden. Fällt beispielsweise das numerische Modellsystem aus, so besteht die Rückfalloption, den Windstau anhand der vorhandenen empirischen Verfahren nach Müller-Navarra und Giese (1999) abzuleiten. Auch die Qualität der mit den numerischen Verfahren berechneten Wasserstände kann insbesondere bei Sturmflutwetterlage mit den empirischen Verfahren quantifiziert werden (Müller-Navarra 2008).

2.2.6 Ablauf und Verfahren bei der Sturmflutwarnung

Einen geeigneten und umfassenden Überblick zur Thematik des Warnverfahrens wird in Jensen und Müller-Navarra (2008) geliefert. Ein maßgebender Punkt ist die richtige Warnstrategie; es besteht immer die Gefahr, dass bei zu frühen bzw. überschätzten Warnungen vor Sturmfluten, die Glaubwürdigkeit abnimmt. Demnach ergeben sich unterschiedliche Routinen der Warnung je nach Sturmflut, die prinzipiell in fünf Phasen unterteilt werden kann (Phase 1: 72-24 Stunden vor Hochwasserscheitel; Phase 2: 24-18 Stunden vor Hochwasserscheitel; Phase 3: 18-9 Stunden vor Hochwasserscheitel; Phase 4: 9-4 Stunden vor Hochwasserscheitel; Phase 5: 4-0 Stunden vor Hochwasserscheitel). Die ersten beiden Phasen stellen Abschätzungen der potenziellen Wasserstände dar, wenn beispielsweise die NWV-Modelle des DWD ein ausgeprägtes Tiefdruckgebiet über dem Nordostatlantik vorhersagen. Unter stetiger Beobachtung der Situation wird die Modellkette des BSH betrieben, bis die Variabilität der unterschiedlichen Modellergebnisse abnimmt und sich ein einheitliches Bild abzeichnet. Bestätigt sich die Gefahr einer Sturmflutwetterlage, werden in Phase 3 Warnungen herausgegeben und detaillierte Wasserstandsvorhersagen veröffentlicht. Das geschieht nicht mit einer Vorlaufzeit von weniger als 24 Stunden, da aufgrund des semi-diurnalen Tideregimes prinzipiell zwei Sturmfluten am Tag möglich sind. In Phase 4 werden die Vorhersagen am BSH kontinuierlich aktualisiert und konkretisiert. Die Vorhersage für die Gezeitenflüsse erfolgt schließlich in Phase 5 für z. B. Bremen und Hamburg, wo aufgrund der Lage im Elb- bzw. Weserästuar mit einer verzögerten Eintrittszeit der Sturmflut zu rechnen ist. Bei der Übermittlung der Warnungen bedient sich das BSH an der informationstechnischen Infrastruktur des DWD. Neben der Schifffahrt und den Behörden der Küstenländer, werden die Sturmflutwarnungen über Internet, Rundfunk, Telefon/Sturmflutansagedienst und Böllerschüsse (Tradition aber auch unabhängig von Strom/Internet) veröffentlicht. Je nach zu erwartenden Sturmfluthöhen und regional ermittelten Unterschieden werden zusätzlich Gebietstrennungen vorgenommen (z. B. ostfriesische Küste, Wesergebiet o. Ä.). Darüber hinaus müssen die Vorhersagetexte klar und deutlich formuliert werden, damit keine Verwechslungen auftreten, die durch den Unterschied der Eintrittszeit zwischen beispielsweise Borkum und Hamburg resultieren. Weitere Details zu Ablauf des Warnverfahrens sind Jensen und Müller-Navarra (2008) oder Müller-Navarra (2009b) zu entnehmen.

2.2.7 Darstellung der Wasserstandsvorhersage

Zusammenfassend ist in Abbildung 2-1 beispielhaft die Wasserstandsvorhersage einschließlich aller Komponenten für den Pegel Cuxhaven an der Elbmündung in der südöstlichen Deutschen Bucht gezeigt, wie sie unter BSH (2020) abrufbar ist.

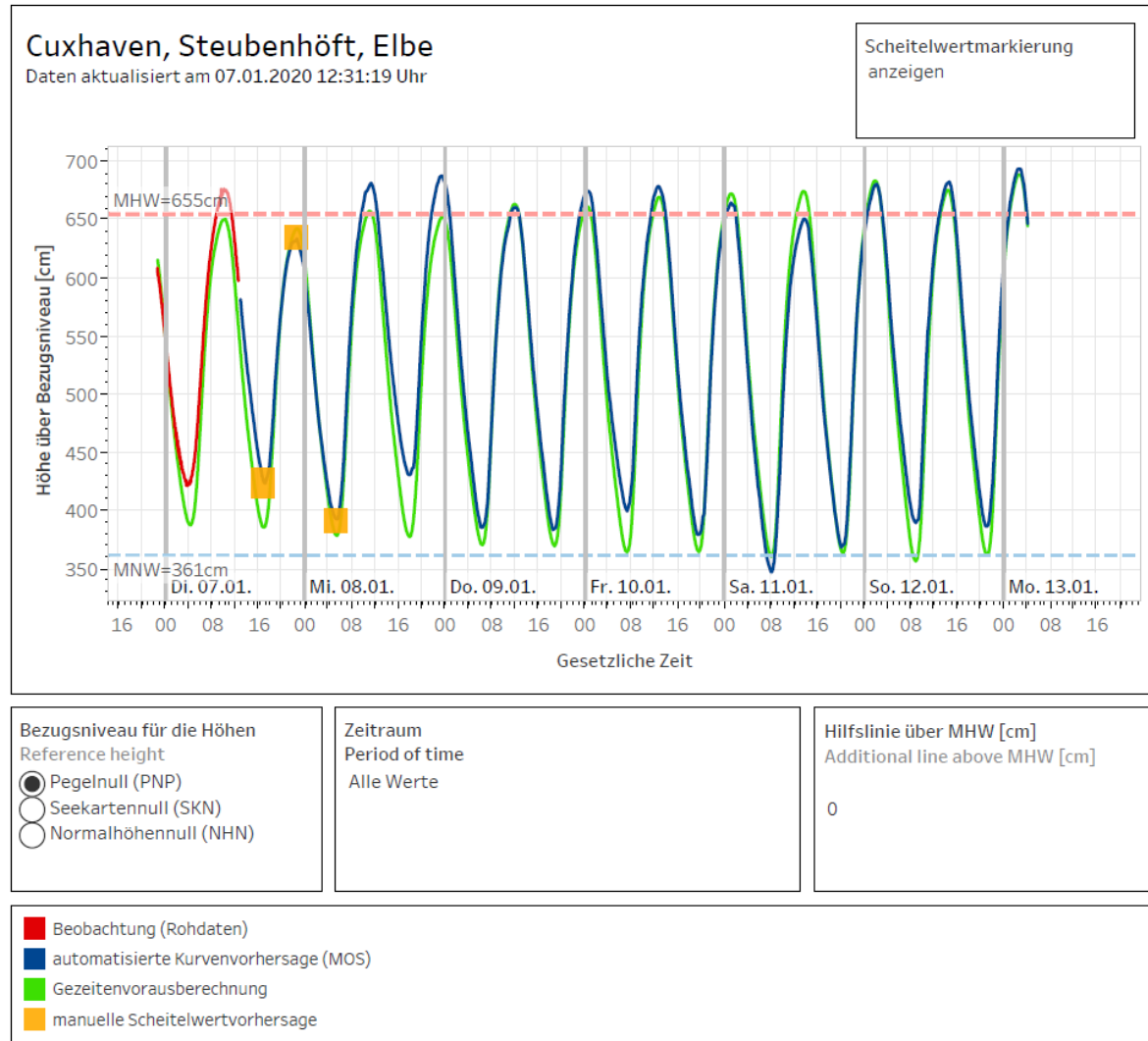


Abbildung 2-1: Exemplarische Wasserstandsvorhersage für den Pegelstandort Cuxhaven (BSH 2020). Die Grafik zeigt sowohl die Scheitelwertvorhersagen (orange: manuell; rosa: automatisiert; keine, wenn nicht vorhanden) als auch eine mit dem MOS-Verfahren automatisch berechnete Kurvenvorhersage (blaue Kurve). Diese können voneinander abweichen. Insbesondere bei fehlerhaften oder nicht vorhandenen Messdaten wird die automatische MOS-Vorhersage fehlerbehaftet sein. Im Zweifelsfall ist die manuelle Vorhersage maßgeblich. Die Beobachtungen (rote Kurve, ungeprüfte Rohdaten) werden dem BSH von der Generaldirektion Wasserstraßen und Schifffahrt zur Verfügung gestellt (www.pegelonline.wsv.de). Die Ordinatensachse gibt den Wasserstand wahlweise über dem Pegelnullpunkt (PNP), Seekartennull (SKN) oder Normalhöhennull (NHN) an.

2.2.8 Relevante Literatur

Die gesamte historische Entwicklung des Wasserstands- und Sturmflutwarndienstes in Deutschland sowie der aktuelle Stand ist in zahlreichen Veröffentlichungen (beispielsweise Tomczak 1960; Annutsch 1978, 1993; Müller-Navarra und Giese 1999; Müller-Navarra et al. 2003; Jensen und Müller-Navarra 2008; Müller-Navarra 2009b; BSH 2012) sowie im Internet (BSH 2019a) übersichtlich zusammengetragen. Zudem findet am BSH eine stetige Weiterentwicklung aller Modellkomponenten statt. Eine der jüngsten Modellentwicklungen ist das Zirkulationsmodell BSH-HBM, das als Informationsquelle für beispielsweise die Wasserstands- und Sturmflutvorhersage, aber auch für die Öldriftporhersage und Seerettung von zentraler Bedeutung ist (Brüning et al. 2014). Zudem besteht eine Kooperation zwischen BSH, Hydrotec und Deltares, die gemeinsam ein neues Entscheidungshilfesystem Delft-FEWS-BSH (*Delft-Flood Early Warning System*-BSH) zur Wasserstandsvorhersage an der Nordsee (deutsche Küste) aufgesetzt haben (Buchholz und Ochterbeck 2017).

2.2.9 Organisation des Küstenschutzes in Deutschland

Der vorgestellte Wasserstands- und Sturmflutwarndienst bezieht sich auf die Bundesebene. Die ermittelten Wasserstandsvorhersagen werden den Nordseeküstenbundesländern Niedersachsen, Schleswig-Holstein, Bremen und Hamburg zur Verfügung gestellt. In Deutschland ist der Küstenschutz Aufgabe der Bundesländer und daher betreiben diese zusätzlich eigene Sturmflutwarndienste. Gründe dafür sind beispielsweise das dichtere Pegelnetz (Einbeziehung von Pegelstandorten, die vom BSH nicht berücksichtigt werden) sowie die Anpassung der Methodik an die regional unterschiedlichen Gegebenheiten. Auch die Warnverfahren sowie der -ablauf unterscheiden sich. Die Sturmflutgenese unterscheidet sich zwischen Schleswig-Holstein und Niedersachsen, aber auch im Vergleich zu den in den Ästuarien der Weser und der Elbe gelegenen Bundesländern Hamburg und Bremen. Eine Besonderheit des Sturmflutwarndienstes des Niedersächsischen Landesbetriebs für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz (NLWKN) ist beispielsweise, dass die Wasserstandsvorhersagen des Königlich-Niederländischen Meteorologischen Instituts (KNMI) Eingang in die Vorhersage erhalten (Streicher et al. 2015). Der Sturmflutvorhersagedienst für Hamburg ist in BSH (2012) detailliert beschrieben. Weitere Ausführungen zu den länderspezifischen Sturmflutvorhersagediensten sind nicht Gegenstand der vorliegenden Arbeit.

2.3 Internationale Verfahren zur operationellen Wasserstandsvorhersage

Eine generelle Übersicht zu Sturmfluten, der relevanten Prozesse sowie deren Vorhersage liefern Horsburgh und de Vries (2011) als auch die darin enthaltene Literatur sowie Peeck et al. (1983) und Flather (2000) speziell für die Nordsee. Im Folgenden werden die operationellen Wasserstands- und Sturmflutvorhersagemodelle von Großbritannien und der Niederlande, stellvertretend für die unmittelbaren Nordseeanrainerstaaten, komprimiert zusammengefasst. Verantwortlich für die operationellen Vorhersagen sind entweder, wie in Deutschland, die hydrographischen Institute bzw. die Seeschiffahrtssdienste (Belgien, Niederlande) oder die nationalen Wetterdienste (Großbritannien, Niederlande, Norwegen,

Dänemark). Die operationelle Wasserstands- und insbesondere die Sturmflutvorhersage ist eine sensible Thematik und dementsprechend komplex, was zum einen die Methodik als auch die administrativen Abläufe und Verantwortlichkeiten angeht. Zudem erfolgt eine stetige Weiterentwicklung i. d. R. parallel zum operationellen Betrieb. Detaillierte Dokumentationen, die aktuelle Modellkette sowie die aktuellen Entwicklungen betreffend, sind zum Teil nur in internen, unveröffentlichten Berichten und/oder in Landessprache zusammengetragen. Darüber hinaus finden sich zum Teil widersprüchliche Aussagen und Formulierungen. Die vorliegende Zusammenstellung wurde nach besten Wissen und Gewissen und möglichst aktuell auf Basis der recherchierten und an entsprechenden Stellen kenntlich gemachten Literatur sowie der jeweiligen Internetauftritte erstellt.

In Großbritannien - bestehend aus den Landesteilen England, Wales, Schottland und Nordirland - ist die operationelle Wasserstands- und Sturmflutvorhersage Aufgabe des *Met Office* auf nationaler Ebene. Ins Leben gerufen wurde der Sturmflutwarndienst aufgrund der verheerenden Sturmflut 1953 (EA 2009). Die Modellkette basiert im Wesentlichen auf dem barotropen hydrodynamisch-numerischen Modell CS3X (Flowerdew et al. 2013). Das Modell deckt das Gebiet des nordwestlichen europäischen Schelfs ab und hat eine Maschenweite von 12 km. Entwickelt wurde das CS3X von der *National Tidal and Sea Level Facility* (NTSLF) am *National Oceanography Centre* (NOC) und wird viermal täglich gestartet. Zusätzlich werden verschachtelte Detailmodelle beispielsweise für das Themse-Ästuar oder den Bristolkanal verwendet, die aufgrund ihrer Komplexität differenzierter betrachtet werden müssen (Flather 2000). Der meteorologische Antrieb des Modells basiert auf stündlichen Werten von Luftdruck und 10 m-Winden aus dem *Met Office Global and Regional Ensemble Prediction System* (MOGREPS) (Bowler et al. 2007a, 2007b, 2008). Neben einem deterministischen Vorhersagelauf werden zur Berücksichtigung von Unsicherheiten 24 Ensemble-Läufe desselben atmosphärischen Modells verwendet (Flowerdew et al. 2009, 2010). Mit dem Modell CS3X werden sowohl ein Simulationslauf zur Generierung des gesamten Wasserstandes als auch ein auf rein auf astronomischen Randbedingungen basierender Simulationslauf (sogenannter *tide-only-run*) durchgeführt. Das Residuum wird an den Pegelstandorten des *British Oceanographic Data Centre* (BODC) am NOC mit der Tidevorhersage auf Basis harmonischer Analysen (genutztes Softwarepaket: POLTIPS·3) abgeleiteten Werten kombiniert, um die finalen Wasserstandsvorhersagen zu generieren (Flowerdew et al. 2010). Die Qualitätskontrolle sowie die Archivierung unterliegt ebenfalls dem BODC am NOC. Jeden Monat findet ein Abgleich der vorhergesagten und beobachteten Wasserstände statt; typische mittlere quadratische Abweichungen zur Quantifizierung der Vorhersagegenauigkeit bewegen sich in der Größenordnung von 0,10 m (Flather 2000; Flowerdew et al. 2010). Signifikante Abweichungen werden gesondert betrachtet und fließen unmittelbar in die stetige Optimierung der Modellkette ein. Ein Vorschlag zur Anbringung von verschiedenen empirischen Korrekturen auf Basis der Diskrepanz zwischen Beobachtung und Vorhersage der letzten vergangenen Tage (Hibbert et al. 2015), um die Vorhersage zu verbessern, wurde nicht in das Vorhersagesystem implementiert (Williams et al. 2018). Die Wasserstandsvorhersagen werden schließlich im *UK Coastal Flood Forecasting* (UKCFF) erzeugt und an das *Flood Forecasting Centre* (FFC) weitergeleitet (EA 2009). Das FFC ist eine Partnerschaft aus dem *Met Office* und der *Environment Agency* (EA), wo die meteorologischen und hydrologischen Expertisen zu einem spezialisierten hydrometeorologischen Dienst zusammengeführt werden. Dem FFC obliegt die Zuständigkeit der Sturmflutwarnung. Die gegenwärtige Entwicklung sowie der Bedarf der Weiterentwicklung

des operationellen Betriebs ist in Siddorn et al. (2015) zusammengetragen. Ein Aspekt ist der Wechsel des Modells von CSX3 hin zu *Nucleus for European Modelling of the Ocean* (NEMO; Storkey et al. 2010), dessen Anwendung beispielsweise in O'Dea et al. (2012) beschrieben ist. Zum Aufbau des NEMO-*surge* Modells existiert ein technischer Bericht vom *Met Office* (Furner et al. 2016). Aktuell finden Anwendungen und Vergleiche von NEMO-*surge* parallel zum operationellen Betrieb mit CSX3 und Auswertungen der Performance, beschrieben in O'Neill et al. (2016) und O'Neill und Saulter (2017), statt. Gründe für den angestrebten Modellwechsel sind beispielsweise, die bereits implementierte Möglichkeit der Datenassimilation (Siddorn et al. 2015) sowie die bessere Möglichkeit zukünftige Anpassungen an der Modellkette vorzunehmen. Auch der Einfluss, die Interaktion und die Berücksichtigung physikalischer Prozesse auf die Vorhersagen wird stetig untersucht (Lewis et al. 2019). Auf NTSLF (2019) und in den weiterführenden Links sind Erläuterungen sowie die aktuellsten Wasserstandsvorhersagen für die verfügbaren Pegelstationen zusammengestellt.

In den Niederlanden wurde der Wasserstands- und Sturmflutwarndienst, wie auch in Großbritannien, aufgrund der verheerenden Sturmflut 1953 etabliert (Horsburgh und de Vries 2011). Die Vorhersage von Sturmfluten an der niederländischen Küste erfolgt in enger Zusammenarbeit zwischen *Rijkswaterstaat*, Deltares und KNMI unter Verwendung numerischer Modelle für die Atmosphäre und die Wasserstände (Timmerman 1977). Das *Dutch Continental Shelf Model* (DCSM) wird seit 1990 operationell in der Wasserstands- und Sturmflutvorhersage eingesetzt (Gerritsen et al. 1995; Philippart und Gebraad 1997; Verlaan et al. 2005). Die aktuelle Version (WAQUA-in-Simona/DCSMv6) wird seit 2013 operationell verwendet (Zijl et al. 2013) und weist eine Maschenweite von etwa 1.600 m auf dem nordwesteuropäischen Kontinentalschelf auf (feinere Auflösung in den Wattbereichen und Ästuarien) (de Vries 2013). Detaillierte Vergleiche und vor allem Optimierungen gegenüber der Vorgängerversion DCSMv5 sind in Zijl et al. (2013) erläutert. Je nach angestrebter Vorhersageperiode wird der meteorologische Antrieb (Luftdruck und 10 m-Winde) aus dem numerischen Wettervorhersagemodell des KNMI *High Resolution Limited Area Model* (HIRLAM) oder aus dem globalen Modell *Integrated Forecasting System* (IFS) des *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) verwendet. Wie in Großbritannien werden sowohl deterministische als auch probabilistische Vorhersageläufe durchgeführt. Die deterministischen Wasserstandsvorhersagen werden viermal täglich vom *Rijkswaterstaat* mit einer Vorlaufzeit von 48 Stunden veröffentlicht. Die probabilistischen Vorhersagen (de Vries 2009) werden zweimal täglich mit einer Vorlaufzeit von 48 bis 240 Stunden vom KNMI herausgegeben und basieren auf den Ensemble-Läufen des ECMWF *Ensemble Prediction System* (EPS). Die Transformation der Ensemble-Läufe in probabilistische Vorhersagen der Hoch- und Niedrigwasser erfolgt mit einer Kalibrierung, die aus Modellergebnissen der jeweiligen Vorperiode abgeleitet wurde. Seit 1990 wird ein *steady-state* Kalman-Filter verwendet (Heemink und Kloosterhuis 1990), um die Modellergebnisse mit beobachteten Wasserständen an Pegelstandorten entlang der UK-Ostküste und der niederländischen Küste zu assimilieren (de Vries 2008). Hierdurch können sowohl die Modellperformance verbessert, saisonale Einflüsse entfernt (Horsburgh und de Vries 2011) als auch die Vorhersagequalität für kürzere Vorhersageperioden optimiert werden, indem der Systemzustand zu Beginn verbessert wird (Zijl et al. 2015). Verlaan und Sumihar (2016) haben auf Grundlage des DCSMv5 untersucht, inwiefern die Performance des Kalman-

Filters verbessert werden kann, wenn die Auswahl der Pegelstandorte zur Assimilation geändert wird. Wie im operationellen Betrieb in Großbritannien, wird der numerische Modelloutput verwendet, um das Residuum aus einem Gesamtlauf und einem rein gezeitenbasierten Simulationslauf zu erhalten. Der Gesamtwasserstand wird dann ebenfalls aus der Kombination des Residuums mit den auf Basis von harmonischen Analysen vom *Rijkswaterstaat* ermittelten Gezeitenanteils an vorhandenen Pegelstandorten generiert (Flather 2000; Zijl et al. 2013). Der eigentliche *Storm Surge Warning Service* (SVSD) ist Teil des *Water Management Centre of the Netherlands* (WMCN), wird betrieben vom *Rijkswaterstaat* und übernimmt die endgültige Verantwortung für die Wasserstandsvorhersagen, die veröffentlicht werden und warnt zudem andere zuständige Behörden, für den Fall, dass eine Sturmflut erwartet wird (de Vries 2008). Eine kompakte Übersicht zu Warnstufen und -verfahren liefert de Vries (2013). Auch in den Niederlanden findet eine stetige Weiterentwicklung der Modellkette statt. Der beschriebene Ansatz wurde beispielsweise in das operative Vorhersagesystem *Delft-Flood Early Warning System* (Delft-FEWS) integriert (Werner et al. 2013) und erlaubt eine flexible und umfassende Kombination aus Modellen und Daten. Auf der Basis haben Kleermaeker et al. (2012) ein operationelles Modellsystem vorgestellt, das Daten verschiedener Quellen zu einer robusten Wasserstandsvorhersage für die niederländische Küste generiert. Mit der Vorstellung des *Coastal Storm Modeling System* (CoSMoS) tragen Sembiring et al. (2015) der Abhängigkeit zwischen Seegang und Wasserstand Rechnung und koppeln deren Modellierung, um für eine weitere Optimierung der Vorhersagemodelle zu sorgen. In de Vries (2013) sind Entwicklungen hinsichtlich des meteorologischen Antriebs der Modelle beschrieben. Das *Grand Limited Area Ensemble Prediction System* (GLAMEPS) stellt eine Ensemble-Vorhersage zur Verfügung, die auf kurzen Skalen (bis zu 48 Stunden) für eine verbesserte Quantifizierung der Unsicherheiten sorgen kann. Darüber hinaus wird das hochauflösende nicht-hydrostatische Atmosphärenmodell HARMONIE zukünftig das Modell HIRLAM ersetzen (de Vries 2013). Um zukünftig Wasserstände entlang der gesamten Küstenlinie vorhersagen zu können, wird stetig an den Modellen und deren Auflösung gearbeitet, um beispielsweise die Gezeiten und nichtlineare Interaktionen zwischen Gezeiten und Windstau im numerischen Modell besser abbilden zu können (Zijl et al. 2013). Aktuelle Entwicklungen und Optimierungen werden stetig in Merkblättern in Landessprache zusammengetragen (z. B. RWS-WVL und Deltares 2017). Weitere Erläuterungen zum Vorhersagesystem sowie die aktuellen Gezeiten- und Wasserstandsvorhersagen sind online verfügbar (de Vries 2016; Rijkswaterstaat 2019).

Neben Großbritannien und den Niederlanden zählen Dänemark (fcoo 2019; DMI 2019), Norwegen (Kartverket 2019) und Belgien (Waterinfo 2019; RBINS 2019) zu den direkten Nordseeanrainerstaaten. Die Vorgehensweise in der operationellen Wasserstandsvorhersage unterscheidet sich hier nur unwesentlich zu den bereits vorgestellten Systemen (Flather 2000; Horsburgh und de Vries 2011). Der Stand der Technik in Bezug auf die operationelle Wasserstandsvorhersage basiert im Wesentlichen auf der Kombination von numerischen Modellen zur Ermittlung der meteorologischen als auch der hydrologischen Komponenten. Der tidebedingte Anteil des Wasserstands wird auf Basis von Beobachtungen an Pegelstandorten separat bestimmt und mit den Vorhersagen der numerischen Modelle verknüpft, um den Gesamtwasserstand zu erhalten (vergleiche Williams et al. 2018). Die maßgeblichen Unterschiede zwischen den verschiedenen Nordseeanrainerstaaten sind in den verwendeten Modellen der Atmosphäre und des Wasserstands zu finden. Darüber

hinaus unterscheiden sich die operationellen Vorhersagesysteme in Details wie der Verwendung von Ensemble-Modellläufen oder Echtzeit-Datenassimilation. Alle darüber hinaus gehenden Entwicklungen beschreiben den Stand der Wissenschaft und sind Inhalt des folgenden Kapitels 2.4.

2.4 Stand der Wissenschaft

Der Stand der Wissenschaft beschreibt im Zusammenhang der hochauflösenden Wasserstandsvorhersage aktuelle Entwicklungen im Bereich der Forschung, die parallel zu den operationellen Wasserstandsvorhersagediensten entwickelt werden, allerdings aus diversen Gründen (noch) nicht in den operationellen Betrieb integriert wurden. In den vorigen Kapiteln 2.2 und 2.3 wurden bereits aktuelle und dem Stand der Wissenschaft zugeordnete Anstrengungen der jeweilig verantwortlichen Behörden beschrieben, die zu einer stetigen Optimierung der operationellen Wasserstandsvorhersagedienste führen. Der Stand der Wissenschaft besteht in dem Fall im Wesentlichen aus der Erweiterung/Weiterentwicklung/Optimierung der angewendeten Verfahren/Methoden/Modelle wie der Verwendung von Ensemble-Modellläufen oder Echtzeit-Datenassimilation sowie der verwendeten Datengrundlage. Die Hauptaufgaben liegen beispielsweise in der Anpassung der Modellauflösung und somit einer verbesserten Abbildung der Prozesse zur Beschreibung der Wasserstände (Zijl et al. 2013) als auch der Meteorologie. In einer Studie von de Vries et al. (1995) wurde aufgezeigt, dass die Differenzen aus dem Vergleich unterschiedlicher hydrodynamisch-numerischer Modelle gering ausfallen und dass die Hauptquelle für Fehler in den Vorhersagen des meteorologischen Inputs liegen. Zudem geht es um die detaillierte Abbildung einzelner modellspezifischer Interaktionen wie beispielsweise dem Austausch zwischen Atmosphäre und Ozean (de Vries et al. 1995; Lewis et al. 2019). Diese Entwicklungen sind maßgeblich auf die sich stetig verbessernde Technologie hinsichtlich Rechengeschwindigkeit und Speicherkapazität zurückzuführen und wurden hinlänglich in den Kapiteln 2.2 und 2.3 erläutert.

In Abgrenzung dazu werden im Folgenden auszugsweise relevante Arbeiten zusammengetragen, die neue Methoden anwenden und kombinieren oder stark regionale Gebiete betrachten sowie Studien, die einzelne Landesgrenzen überschreiten und auf europäischer bzw. globaler Ebene agieren. Dabei steht nicht zwangsläufig die Vorhersage von Wasserständen/Extremereignissen im Fokus, sondern auch die Beschreibung und Rekonstruktion vergangener Zustände.

Bereits in den 1980er Jahren gab es Anstrengungen, die existierenden operationellen Wasserstandsvorhersagesysteme für das Gebiet der Nordsee hinsichtlich ihrer statistischen Performance zu vergleichen und Kooperation der beteiligten Institutionen zu initiieren (Peeck et al. 1983). Gegenstand der Untersuchungen in Peeck et al. (1983) waren eine Schätzung der Gesamtgenauigkeit der Modelle, deren Eignung zur Vorhersage von Extremereignissen zu bestimmen sowie die Bestimmung und Isolation von Fehlerquellen in den Systemen. Darauf aufbauend führten Flather (2000) die Untersuchungen fort und kommen zu dem Schluss, dass jedes national existierende operationelle Wasserstandsvorhersagesystem seine Berechtigung hat, da eine jeweilige Anpassung an die existierenden dynamischen und regionalen Prozesse erfolgt. Es wurde allerdings auch die Empfehlung ausgesprochen, die Kooperation auf europäischer Ebene hinsichtlich Informationsaustausch, operativen

Entwicklungen und Erfahrungen als Mittel zur Förderung von Zusammenarbeit und Verbreitung neuer Methoden zu stärken, da sowohl räumliche als auch prozessorientierte Überschneidungen existieren. Unter EuroGOOS (2019) wurde auf europäischer Ebene ein koordinierter Rahmen geschaffen, der es sich zur Aufgabe gemacht hat, das globale Meeresbeobachtungssystem (*Global Operational Oceanography System* (GOOS)) zu integrieren sowie einen systematischen und kooperativen Ansatz für die Zusammenstellung von Informationen über den Zustand und die Variabilität unserer Meere zu fördern und eine nachhaltige Bewirtschaftung der Meeresumwelt und ihrer Ressourcen zu unterstützen. Das Gebiet des nordwestlichen europäischen Schelfs stellt darin eine gesonderte regionale, operative ozeanographische Organisation dar (*North West European Shelf Operational Oceanographic System* (NOOS); NOOS 2019). Sie wird von Partnern aus neun Ländern betrieben, die an die erweiterte Nordsee und den europäischen Nordwestschelf angrenzen: Belgien, Dänemark, Deutschland, Frankreich, Irland, die Niederlande, Norwegen, Schweden und Großbritannien. Die einzelnen Staaten arbeiten zusammen, um Ozeanbeobachtungs- und Prognosesysteme für das europäische Nordwestschelf zu entwickeln und zu implementieren. Das Ziel ist die Bereitstellung von Echtzeit-Betriebsdatenprodukten und -Dienstleistungen. Hierunter fällt auch zukünftig die Zusammenführung von Wasserstandsvorhersagen für das gesamte Gebiet. Die aktuell zur Verfügung gestellten Daten und Beobachtungen können über das eigens eingerichtete Datenportal (BSH 2019b) abgerufen werden.

Fernández-Montblanc et al. (2019) veröffentlichten eine Studie bezüglich einer gesamt-europäischen Vorhersage von Wasserständen, insbesondere von Sturmfluten. Hierfür wurde ein zweidimensionales barotropes hydrodynamisch-numerisches Modell mit einem unstrukturierten Rechengitter unterschiedlicher Auflösung aufgebaut, das sich über ein Gebiet von 25° westlicher bis 42° östlicher Länge und von 25° bis 76° nördlicher Breite erstreckt. Der meteorologische Antrieb wurde mit Hilfe eines hochauflösenden Vorhersagedatensatzes des ECMWF sowie der ERA-Interim Reanalyse (Dee et al. 2011) generiert. Die Modellperformance wurde schließlich anhand von 208 Tidepegeln separat für die Gezeiten, den Windstau und den Gesamtwasserstand durchgeführt. Für das gesamte Modellgebiet wurden Ergebnisse erzielt, die hinsichtlich der Tidedynamik (insbesondere der Partialtiden M2, S2, O1, K1) geringere Abweichungen zeigen als zum Vergleich herangezogene Tidemodelle. Bei der Validierung des Windstaus wurden mittlere Abweichungen von lediglich 0,08 m erzielt. Eine weitere Verbesserung wurde erreicht, indem die Gezeiten und die Meteorologie gekoppelt simuliert wurden. Darüber wurde die nichtlineare Interaktion zwischen Gezeiten und Windstau im Modell berücksichtigt, was insbesondere in flachen Bereichen wie der Nordsee oder im Ärmelkanal zu einer Verbesserung der Modellperformance führte. Jedoch bleiben insbesondere diese flachen Gebiete bei der Abbildung der komplexen Tidedynamik problematisch, weshalb hier zukünftig die Modellauflösung weiter verbessert werden muss. Ebenso wird in den Schlussfolgerungen empfohlen, das Vorhersagesystem durch Datenassimilation (beispielsweise anhand von Satellitenaltimetrie) zu optimieren.

Kodaira et al. (2016a) bzw. Kodaira et al. (2016b) veröffentlichten in ihren Arbeiten erste Ergebnisse der Entwicklung eines globalen Ensemble-Vorhersagesystems für Gesamtwasserstände. Hierfür wurde ein dreidimensionales baroklines hydrodynamisch-numerisches Modell im Rahmen von NEMO aufgebaut. Die vertikale Auflösung umfasst 19 Schichten und die horizontale Auflösung beträgt 1/12°. Der atmosphärische Modellantrieb wurde über Wind- und Luftdruckvorhersagen der *Environment and Climate Change Canada*

bereitgestellt. In Kodaira et al. (2016b) wurden Modellläufe ohne Berücksichtigung der Tidedynamik mit *Dynamic Atmospheric Correction* (DAC) Datensätzen basierend auf satellitenaltimetrischen Beobachtungen verglichen und dabei eine ähnliche Größenordnung festgestellt. Der Vergleich der Modellergebnisse mit 257 Tidepegeln zeigt, dass die modellierten Sturmflutereignisse innerhalb von zwei Stunden um die tatsächlichen Eintrittszeiten variieren und die Maximalwasserstände konsistent um 0,20 m unterschätzt werden. Die wesentliche Erkenntnis ist der Einfluss der Dichteschichtung im Modell auf die Wasserstände. Die Quantifizierung erfolgte durch den Vergleich von einem barotropen mit einem baroklinen Modelllauf und zeigt, dass die Abbildung der Wasserstände im Mittel verbessert werden konnte, was jedoch nicht die Unterschätzung der Maximalwasserstände eliminiert. Es werden in Kodaira et al. (2016b) diverse physikalische Begründungen für diese Ergebnisse diskutiert, welche zukünftig über ein detaillierteres Prozessverständnis anhand von Pilotstudien genauer betrachtet werden. Ein weiterer wichtiger Arbeitsschritt ist die Einbindung der Tidedynamik in den Simulationen. Erste Untersuchungen hinsichtlich der semi-diurnalen M2-Gezeit wurden in Kodaira et al. (2016a) über den Vergleich der Modellergebnisse mit Ozeanboden-Sensoren und Satellitenaltimeterdaten durchgeführt.

Verlaan et al. (2015) stellen in ihrer Veröffentlichung die Entwicklung des *Global Storm Surge Forecasting and Information System* (GLOSSIS) vor, das Echtzeit-Vorhersagen von Wasserständen und Sturmfluten mit globaler Abdeckung bereitstellt. Das dahinterliegende *Global Tide and Surge Model* (GTSM; aktuelle Version 3.0) wird viermal täglich betrieben und liefert Vorhersagen für die jeweils folgenden zehn Tage. Das Modell basiert auf der *Delft3D Flexible Mesh Suite* (Delft3D FM) und verwendet ein unstrukturiertes, kugelförmiges Gitternetz, um Küstengebiete detaillierter abzubilden (ca. 5 km Auflösung) als offene Ozeane (50 km Auflösung). Die Modellkalibrierung und -validierung erfolgte anhand von etwa 300 Tidepegeln sowie Satellitenaltimeterdaten. Es findet eine stetige Weiterentwicklung der Modellkette statt. Muis et al. (2016) verwendeten die Modellstruktur des GTSM zur Entwicklung des ersten globalen Reanalysedatensatzes für Sturmfluten (*Global Tide and Surge Reanalysis* (GTSR)), dass eine Periode von 1979 bis 2014 abdeckt. Hierfür wurde das GTSM mit meteorologischen Daten der ERA-Interim Reanalyse (Dee et al. 2011) betrieben. Die Gezeiten wurden separat mit Hilfe der *Finite Element Solution* (FES2012; Carrère et al. 2012) simuliert, was bedeutet, dass die Abhängigkeit zwischen Gezeiten und Windstau vernachlässigt wird. Jedoch weist die Modellperformance von FES2012 hinsichtlich der Abbildung der Gezeiten geringere Abweichungen auf als das GTSM (Muis et al. 2017). Der Reanalysedatensatz aus der GTSR wurde beispielsweise von Vousdoukas et al. (2017) und Vousdoukas et al. (2018) verwendet, um europäische/globale Folgenabschätzungen unter Berücksichtigung des Klimawandels für Küstengebiete durchzuführen. Auch hier wurde eine lineare Superposition von Gezeiten und Windstau vorgenommen, um zukünftige (Extrem-)Wasserstandsentwicklungen zu prognostizieren. Die Nicht-Berücksichtigung der Interaktion zwischen Gezeiten und Windstau kann allerdings zu deutlichen Unter-/Überschätzungen der Wasserstände führen (Arns et al. 2020) und sollte in weiteren Studien explizit Berücksichtigung finden (z. B. Pickering et al. 2017; Idier et al. 2019).

Cid et al. (2017) verwendeten in ihrer Veröffentlichung die Kombination aus einem hydrodynamisch-numerischen Modell (DAC) und einem statistischen Modell, um die täglichen Maximalwerte des Windstaus global zu rekonstruieren. Das statistische Modell basiert wie in der vorliegenden Arbeit auf dem Ansatz der multiplen linearen Regression. Der

globale DAC-Datensatz basiert auf Satellitenaltimeterdaten und ist daher nur für die Periode ab 1992 verfügbar. Diese zeitliche Spanne wurde verwendet, um das statistische Modell zu kalibrieren und zu validieren. Im Anschluss wurden die meteorologischen Daten der *20th Century Reanalysis V2* (20CR; Compo et al. 2011) als Prädiktoren verwendet, um die täglichen Maximalwerte des Windstaus 1871 bis 2010 mit einer flächigen Auflösung von 2° zu rekonstruieren. Die Validierung des rekonstruierten Windstaus anhand von Tidepegeln zeigt eine gute Genauigkeit sowohl in Bezug auf hohe Korrelationen als auch auf geringe absolute Abweichungen für das gesamte Modellgebiet. Die Ergebnisse aus Cid et al. (2017) stellen daher eine wichtige zeitliche Erweiterung zu verfügbaren Datensätzen der Satellitenaltimetermessungen dar und erlauben ein vertieftes Prozessverständnis hinsichtlich historischer Sturmflutbedingungen und deren zeitlicher als auch flächiger Variabilität. Darüber hinaus kann das statistische Modell verwendet werden, um die Entwicklung vom Windstau unter Berücksichtigung des Klimawandels zu untersuchen. Eine weitere Anwendung des statistischen Modells wurde in Cid et al. (2018) für Südostasien realisiert, da hier nur relativ kurze Beobachtungsperioden an Tidepegeln zur Verfügung stehen. Durch das multiple lineare Regressionsmodell konnten die Beobachtungen auf die Periode von 1866 bis 2012 erweitert und Trends, Variabilität sowie Wiederkehrintervalle anhand täglicher Maximalwerte des Windstaus untersucht und ausgewertet werden.

Für die Deutsche Bucht wurden ebenfalls derartige empirisch-statistische Modellansätze auf Basis der Veröffentlichung von Müller-Navarra und Giese (1999) verwendet. In Dibbern und Müller-Navarra (2009) wurden diese genutzt, um an ausgewählten Pegelstandorten entlang der nordfriesischen Nordseeküste eine Beziehung zwischen Windrichtung und -geschwindigkeit und dem Windstau herzuleiten. Hierüber konnten regionale Wasserstandsabweichungen bei Sturmflutereignissen aufgezeigt werden. Das Ziel der Arbeit war die Bereitstellung der Windstaukurven auf Basis von sechs Regionen, die Einzug in eine regionalisierte Sturmflutvorhersage des Landesbetriebs für Küstenschutz, Nationalpark und Meeresschutz Schleswig-Holstein (LKN.SH) erhalten sollten. Jensen et al. (2013) analysierten Windstauereignisse am Pegel Cuxhaven von 1918 bis 2008. Es wurde ein multiples lineares Regressionsmodell verwendet, das die Abhängigkeit zwischen Windstau und Atmosphäre auf Basis der 20CR-Reanalyse (Compo et al. 2011) über 14 Prädiktoren beschreibt. Zudem wurde zwischen auf- und ablandigen Windrichtungen bei der Modellerstellung unterschieden. Die Interaktion zwischen Gezeiten und Windstau wurde in Jensen et al. (2013) erstmalig in einem empirisch-statistischen Modell über eine perzentilbasierte Einteilung der Gezeitenvorausberechnung berücksichtigt. Die Modellergebnisse zeigen auch hier, dass das empirisch-statistische Verfahren in der Lage ist, den Windstau in der Deutschen Bucht am Beispiel des Pegelstandortes zu beschreiben. Der Ansatz wurde entsprechend von Streicher et al. (2015) in einem Forschungsprojekt aufgegriffen. Die Erweiterung gegenüber Müller-Navarra und Giese (1999) und Jensen et al. (2013) bestand zum einen in der Verwendung einer schrittweisen Modellerstellung für verschiedene Pegelstandorte und zum anderen in der Verwendung von DWD-Vorhersagen als meteorologischen Antrieb. In Kristandt et al. (2018) wurde schließlich veröffentlicht, wie die Methodik in die operationelle Sturmflutvorhersage der Forschungsstelle Küste des NLWKIN integriert wurde (vergleiche Kapitel 2.2.9). Darüber hinaus wurde in Streicher et al. (2015) und Kristandt et al. (2018) die Eignung von Künstlichen Neuronen Netzen (KNN) zur Beschreibung des Windstaus untersucht. In der vorliegenden Arbeit wird diese Methodik aufgrund

der fehlenden Transparenz hinsichtlich der im Hintergrund ablaufenden physikalischen Prozesse jedoch nicht weiter betrachtet.

Ebenfalls mit Fokus auf die Deutsche Bucht läuft derzeit das Forschungsprojekt „Erstellung anwendungsorientierter synoptischer Referenzdaten zur Geomorphologie, Sedi-mentologie und Hydrodynamik in der Deutschen Bucht“ (EasyGSH-DB; EasyGSH 2019) unter der Leitung der Bundesanstalt für Wasserbau (BAW). Übergeordnetes Ziel ist die flächendeckende und qualitätsgesicherte Bereitstellung von hochauflösenden Referenzda-tensätzen für unterschiedliche Arbeitsgebiete. Bezugnehmend auf die vorliegende Arbeit zeigen beispielsweise Hagen et al. (2019a) den Einfluss der Bathymetrie auf die Tidedyna-mik in der Deutschen Bucht zwischen 1996 und 2016. Das zur Simulation der erforderli-chen Wasserstände verwendete Modell verwendet die *Subgrid*-Methode nach Casulli (2009), dass eine Verbesserung hinsichtlich der Berücksichtigung von typischen Strukturen in der Deutschen Bucht (z. B. Priele) durch eine statistische Tiefenverteilung innerhalb eines Ele-ments verspricht. Die bisherigen Modelluntersuchungen zeigen vielversprechende Ergeb-nisse und können zukünftig einen Mehrwert insbesondere für die Simulation der Hydro-dynamik der Deutschen Bucht liefern, um Wasserstände, Strömungsgeschwindigkeiten und Seegang naturähnlich darstellen zu können (Hagen et al. 2019b).

Der letzte Punkt des Standes der Wissenschaft bezieht sich auf den Begriff *Big Data*, der jedoch in der vorliegenden Arbeit nicht näher betrachtet wird. Es soll aber nicht uner-wähnt bleiben, dass die Datengenerierung, -speicherung und -analysen von Massendaten zukünftig immer wichtiger werden wird. Das beispielsweise im vorangegangenen Absatz beschriebene Projekt EasyGSH-DB adressiert diese Form des Datenmanagements bereits und nutzt ein entsprechend angepasstes Datenmanagement (Plüß 2018). In Pollard et al. (2018) werden zwei potenzielle Fallstudien zur Anwendung des Big Data Ansatzes für das Hochwasserrisikomanagement in Küstengebieten erläutert. Einer davon bezieht sich kon-kret auf die Vorhersage von Überflutungsereignissen, das damit einhergehende Warnver-fahren sowie das Überwachen der Konsequenzen. Neben den Anwendungsmöglichkeiten, werden in Pollard et al. (2018) auch Probleme bei der praktischen Umsetzung und Imple-mentierung diskutiert.

2.5 Zusammenfassung und Bewertung

Die Darstellung vom Stand der Wissenschaft und Technik zeigt deutlich, dass (zweidimen-sionale) hydrodynamisch-numerische Modelle den am häufigsten verwendeten Ansatz zur Vorhersage und Beschreibung von Wasserständen in Küstengebieten abbilden. Das bestä-tigen Horsburgh und de Vries (2011), die eine Umfrage diesbezüglich initiiert haben, mit dem Ergebnis, dass etwa 75 % aller operationellen bzw. pre-operationellen Modelle diese Art der Herangehensweise verwenden. Der Vorteil liegt auf der Hand: Durch die Verwen-dung von HNM können flächenhaft konsistente Wasserstandsinformationen bereitgestellt werden, deren Beschreibung von Gezeiten, Windstau und deren Interaktion für viele Fra-gstellungen ausreichend ist. Für robuste Wasserstandsvorhersagen reicht insbesondere die Repräsentanz der Gezeiten in den dem Stand der Technik entsprechenden HNM allerdings nicht aus. Sowohl die zur Verfügung stehende Datengrundlage (z. B. Bathymetrie) als auch die vorhandenen Rechenkapazitäten lassen derzeit keine Modellentwicklung zu, die diesen Defiziten Rechnung tragen kann. Die Wasserstandsvorhersagen sind daher limitiert auf Standorte, wo Pegel installiert sind, da der Gezeitenanteil separat bestimmt werden muss.

Bis auf Deutschland verwenden die Nordseeanrainerstaaten hierfür eine harmonische Analyse. Schließlich wird die Gezeitenvorausberechnung auf Basis von Pegelbeobachtungen mit dem Windstau aus den HNM überlagert um die Wasserstandsvorhersagen an den Pegelstandorten zu generieren (Williams et al. 2018). Es stellt sich allerdings die Frage, inwiefern der Windstauanteil, durch die mitunter nicht vollständig abgebildete Interaktion zwischen Gezeiten und Windstau, im HNM korrekt wiedergegeben werden kann. Abhilfe können beispielsweise empirisch-statistische Modelle auf Basis schrittweiser multipler linearer Regression schaffen, die global als auch regional eine gut geeignete und effektive Herangehensweise darstellen. Es kann ebenfalls festgehalten werden, dass diese Ansätze im Laufe der Zeit entlang der deutschen Nordseeküste angewendet wurden, um insbesondere den Windstau detaillierter abbilden zu können. Ebenso wurde gezeigt, dass die Interaktion zwischen Gezeiten und Windstau berücksichtigt werden kann.

Daher adressiert die übergeordnete Fragestellung dieser Dissertation den Bedarf an methodischen Ansätzen zur flächigen als auch zeitlich hochauflösenden Wasserstandsvorhersage und kann zu einer essentiellen Erweiterung der bestehenden Systeme zur Wasserstandsvorhersage in Deutschland beitragen. Im Rahmen dieser Dissertation werden die existierenden Ansätze zur Beschreibung und Vorhersage des Wasserstands, der Gezeiten und des Windstaus aufgegriffen, verglichen und zu einer Methodik kombiniert, die eine Neuheit darstellt und in der Form bisher nicht verwendet wurde. Im folgenden Kapitel 3 werden die Prozesse der Wasserstandskomponenten daher zunächst im Detail betrachtet, um die methodischen Ansätze hinsichtlich des gewonnenen Prozessverständnisses anzupassen.

3 Grundlagen der physikalischen Prozesse in der Nordsee

3.1 Allgemeines

Per Definition beschreibt der Meeresspiegel jegliche vertikale Veränderung der Meeresoberfläche einschließlich aller einwirkenden Prozesse (Wellen, Seiches, Gezeiten, Sturmfluten, Tsunamis usw.) und deren Wechselwirkungen über alle Zeit- und Raumskalen hinweg (SurgeWatch 2019). Abgrenzend dazu beschreibt die Bezeichnung Wasserstand die Höhe des Meeresspiegels über einer Referenzhöhe (Haigh 2017). In Deutschland wird beispielsweise Normalhöhennull (NHN) oder bei Tidepegeln der Pegelnullpunkt (PNP) verwendet. International werden Wasserstände häufig auf die *Revised Local Reference* (RLR) bezogen.

Nach Pugh und Woodworth (2014) kann der beobachtete Gesamtwasserstand an jedem beliebigen Ort zu jedem beliebigen Zeitpunkt wie folgt in vier Hauptfaktoren unterteilt werden: Seegang, astronomische Gezeit, Windstau und MSL. In der vorliegenden Arbeit wird der Ruhewasserstand (*engl.: still water level*) betrachtet, der lediglich die Auswirkungen und Wechselwirkungen von Gezeiten, Windstau und MSL umfasst und lokale Schwankungen durch Seegang und Wellen vernachlässigt (vergleiche Abbildung 3-1). Der Hauptgrund für die Vernachlässigung von Seegang und Wellen liegt in der Tatsache, dass diese nicht von Tidepegeln erfasst werden. Tidepegel stellen jedoch die maßgebende Datengrundlage der vorliegenden Arbeit dar. In den Aufzeichnungen an den Pegelstandorten sind zwar implizit Anteile aus Seegang und von Windwellen enthalten, die allerdings aufgrund ihrer Lage (z. B. in gedämpften Bereichen oder Häfen) vernachlässigt werden können (Melet et al. 2016). Auch die gegenseitigen Wechselwirkungen von Wellen, Windstau und Gezeiten sowie kombinierte Interaktionen (vergleiche z. B. Idier et al. 2019) sind nicht Gegenstand der Untersuchungen.

Die den Wasserstand respektive Extremereignisse in Form von Sturmfluten beeinflussenden Prozesse laufen dabei auf unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Skalen ab (Platzman 1971; Gönnert et al. 2001; Lehfeldt et al. 2007; Horsburgh und de Vries 2011; McInnes et al. 2016). In Abbildung 3-2 sind die unterschiedlichen Prozesse ihren räumlichen und zeitlichen Skalen zugeordnet. Es wird deutlich, dass Änderungen bezogen auf den MSL auf langen Zeitskalen (saisonal, interannuell, dekadisch) am stärksten ausgeprägt sind. Dies ist begründet in der Tatsache, dass die Auswirkungen von thermischen Änderungen oder Gletscherschmelze langfristige Prozesse darstellen, deren Messbarkeit verzögert eintritt (z. B. Stammer et al. 2013; Dangendorf 2015; Gregory et al. 2019). Der Einfluss von Gezeiten und Windstau hingegen spielt sich auf Zeitskalen von Stunden bis wenigen Tagen ab (Gönnert et al. 2001). Sie gehören damit zur Klasse der langen Gravitationswellen (Horsburgh und de Vries 2011).

Die einzelnen Prozesse unterliegen einer starken Regionalität und sind lokal unterschiedlich ausgeprägt. Darüber hinaus nimmt die Komplexität durch den Übergang aus dem tiefen Ozean in flache Bereiche Richtung Küste stetig zu. In der Literatur unterteilen sich die Arbeiten hauptsächlich aufgrund ihrer flächenhaften Ausdehnung. So werden entweder regionale Untersuchungen (z. B. Gönnert et al. 2010; Melet et al. 2016; Melet et al. 2018a, 2018b; Serafin et al. 2017; Thai et al. 2017) oder Betrachtungen auf globaler Ebene (z. B. Woodworth et al. 2019; Idier et al. 2019) zur Quantifizierung des relativen Einflusses einzelner Prozesse oder deren (nichtlinearen) Wechselwirkung durchgeführt.

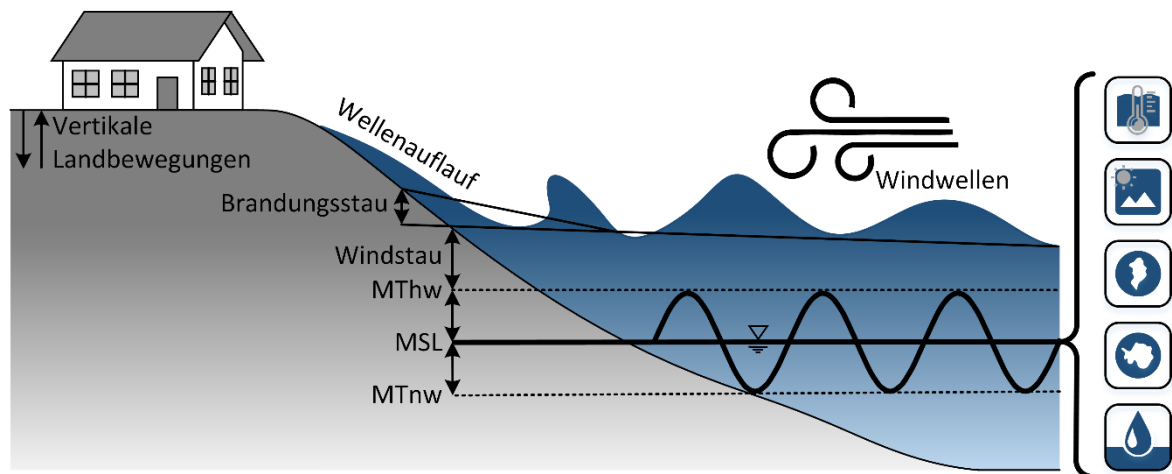


Abbildung 3-1: Schematische Darstellung der Prozesse, die zu einer Variabilität der Meeresoberfläche an der Küste beitragen bezogen auf deren Ursprung. Der MSL (z. B. aus Satellitenaltimeterdaten) beinhaltet Beiträge aus der thermischen Ausdehnung und Zirkulation der Ozeane, dem Transfer von Wasser vom Festland zum Ozean aufgrund von Massenverlusten durch Gletscher und von den arktischen und antarktischen Eisschilden und damit einhergehende Änderungen im Schwerefeld der Erde sowie aus Änderungen der Speicherung von Landwasser (Piktogramme auf der rechten Seite, von oben nach unten). Prozesse wie Gezeiten (hier: mittleres Tideniedrigwasser (MTnw) und mittleres Tidehochwasser (MThw)), Windstau (z. B. aufgrund von atmosphärischen Luftdruckschwankungen und Windschub), Seegang/Windwellen und Wellenauflauf sowie vertikale Landbewegung (Hebungs-/Setzungserscheinungen) führen ebenfalls zu Variationen der Meeresoberfläche an der Küste. Abbildung adaptiert und verändert nach Melet et al. (2018a).

Das übergeordnete Ziel besteht dabei immer in einer Abschätzung des Einflusses der verschiedenen Prozesse, die zu einer Veränderung der Meeresoberfläche führen, um das lokal relevante Klima und die Eigenschaften der Ozeane zu verstehen. Das entwickelte Prozessverständnis ist elementar, wenn es um den Schutz von Menschen, Sachwerten, Infrastruktur, Umwelt, Wirtschaft und Kulturgut geht und fließt unmittelbar in die integrierte Risikoanalyse ein (z. B. Oumeraci 2005).

Im Folgenden wird dementsprechend das Untersuchungsgebiet Nordsee und insbesondere die Deutsche Bucht beschrieben sowie die wichtigsten physikalischen Prozesse erläutert. Es werden sämtliche hydrologische, hydrodynamische, ozeanographische und atmosphärische Einflüsse bis hin zum Küstenschutz angeschnitten, um damit die Komplexität des Systems darzustellen. Beginnend mit der geographischen Ausdehnung und den bathymetrischen Verhältnissen, also der Tiefenverteilung im gesamten Nordseebecken. Anschließend werden die meteorologischen Bedingungen erläutert und der Einfluss der Atmosphäre und die damit einhergehende Saisonalität beschrieben. Darüber hinaus werden ozeanographische Prozesse wie Wassertemperaturschwankungen und thermische Schichtung sowie der vorherrschende Salzgehalt aufgeführt. Damit einhergehende Volumenänderungen hervorgerufen aufgrund von Dichteänderungen durch Salz- und Temperaturschwankungen (Halo- und Thermosterik) werden als Sterik bezeichnet. Durch Bereiche unterschiedlicher Dichte entstehen wiederum Strömungen (Thermohaline Zirkulation), wovon die wichtigsten in der Nordsee beschrieben werden. Letztlich wird auf den Seegang, die Morphodynamik sowie die Genese und Historie von Sturmfluten und den daraus re-

sultierenden Küstenschutz eingegangen. Im Anschluss werden die als dominant identifizierten Prozesse der Nordsee bzw. der Deutschen Bucht als für die vorliegende Arbeit relevanten Prozesse detaillierter beschrieben.

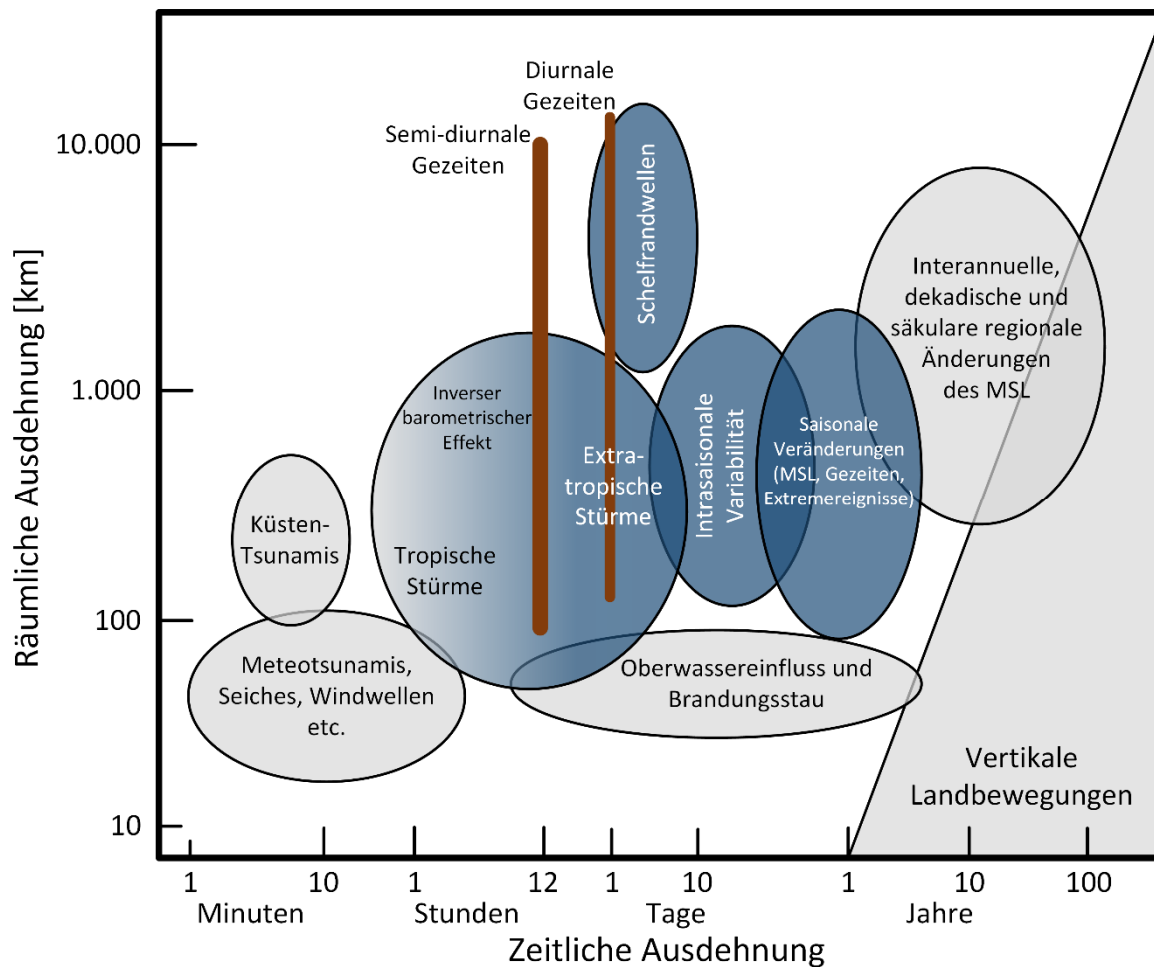


Abbildung 3-2: Schematische Darstellung der Prozesse, die zu einer Variabilität der Meeresoberfläche an der Küste beitragen bezogen auf deren räumliche und zeitliche Skala. Sehr hochfrequente Prozesse auf einer zeitlichen Skala < 1 Minute (Windwellen, Swash etc.) sind nicht berücksichtigt. Für die vorliegende Arbeit untergeordnete bzw. nicht berücksichtigte Prozesse sind grau dargestellt. Abbildung adaptiert und verändert nach Woodworth et al. (2019).

Zum weiteren Verständnis dient Abbildung 3-3, die schematisch eine Tidekurve (Ganglinie des Gesamtwasserstands) darstellt und deren charakteristische Werte enthält, auf die im weiteren Verlauf dieser Arbeit regelmäßig zurückgegriffen wird.

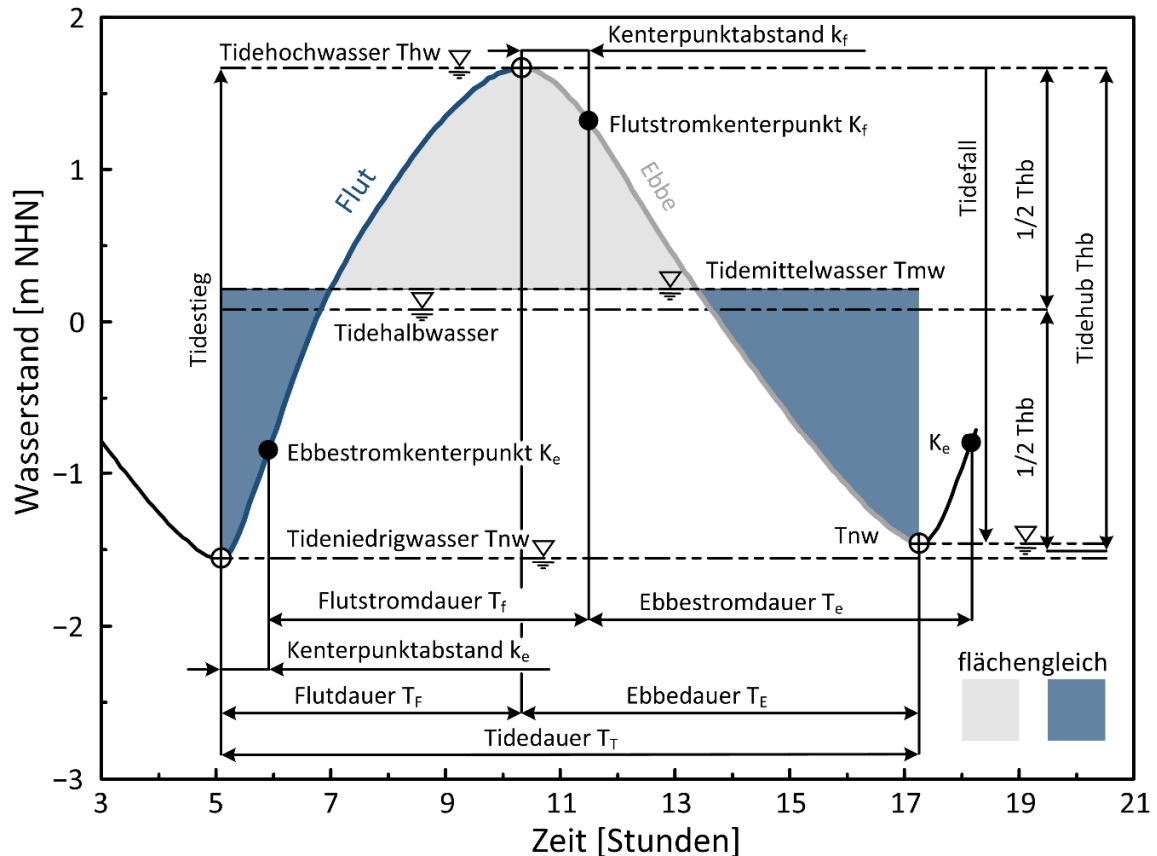


Abbildung 3-3: Schematische Darstellung einer Tidekurve. Abbildung adaptiert und verändert nach DIN 4049-3 (1994).

3.2 Untersuchungsgebiet

Nordsee

Bei der Nordsee handelt sich um ein flaches Randmeer an der östlichen Grenze des Nordatlantiks auf dem nordwestlichen europäischen Schelf zwischen den mittleren Breiten von 51°N und 61°N (vergleiche Lee 1980). Die direkten Anrainerstaaten sind Norwegen, Dänemark, Deutschland, die Niederlande, Belgien, Frankreich und Großbritannien (Huthnance 1991). Die Verbindung zum Nordatlantik besteht im Norden durch die Norwegische See und im Südwesten durch den Ärmelkanal. Darüber hinaus ist die Nordsee unmittelbar mit der Ostsee über das Kattegat und Skagerrak verbunden (Klein und Frohse 2008). Insgesamt erstreckt sich die Nordsee über eine Fläche von etwa 750.000 km^2 , was zu einem Volumen von 94.000 km^3 führt (OSPAR 2000). Die mittlere Tiefe beträgt ungefähr 94 m (Kossinna 1921); die maximale Tiefe der Nordsee von ungefähr 700 m findet sich ausschließlich in der Norwegischen Rinne, die zwischen 20 und 30 Kilometern breit ist (Huthnance 1991). Bezogen auf die bathymetrischen Gegebenheiten lässt sich die Nordsee in einen nördlichen Teil mit Tiefen bis zu 200 m und einen südlichen, flachen Bereich mit Tiefen bis zu 50 m unterteilen (vergleiche Abbildung 3-4; Sündermann und Pohlmann 2011). Es sei angemerkt, dass insbesondere die Angaben zur mittleren Tiefe bzw. zur flächigen Ausdehnung der Nordsee je nach Studie variieren können. Die Küstenlinie entlang

der Anrainerstaaten variiert zwischen bergigen Bereichen mit eingestreuten Fjorden, Steilküsten mit Kieselstrand bis hin zu flachen Bereichen gekennzeichnet durch Sandstrände und Dünen. Die größten und wichtigsten Flüsse, die zu einem Frischwasserzufluss in die Nordsee führen, sind die Elbe und der Rhein-Maas (OSPAR 2000). Insgesamt führt die Variation der Lage, der Form und die Topographie der Nordsee zu einem komplexen System, mit stark unterschiedlichen physikalischen und ozeanographischen Randbedingungen (Lee 1980). Die Küstenlinie der Nordsee ist darüber hinaus eines der am dichtesten besiedelten Bereiche der Welt. Mit einigen der größten Häfen der Welt (z. B. Rotterdam), dem Zugang zur Ostsee sowie förderbaren Öl- und Gasvorkommen ist der Schiffsverkehr stark ausgeprägt. Daher ist die Nordsee eines der am intensivsten überwachten Meere der Welt mit einer im weltweiten Vergleich relativ hohen Pegeldichte und einer langen Geschichte hinsichtlich der Beobachtung und Aufzeichnung von Wasserständen (vergleiche Rohde 1975 und Referenzen darin). Zudem besteht aus den gleichen Gründen ein hoher Bedarf an robusten Wetter- und Wasserstandsvorhersagen (Horsburgh und de Vries 2011). Dies wird untermauert durch immer wiederkehrende extreme Sturmflutereignisse, die die Nutzung und das Küstenbild prägen (Kramer und Rohde 1992).

Deutsche Bucht

In der südöstlichen Nordsee befindet sich die Deutsche Bucht (siehe Abbildung 3-4), die insbesondere aus hydrodynamischer Sicht eine Besonderheit darstellt. Die Fläche der Deutschen Bucht beträgt etwa 77.000 km². Abgrenzend hierzu basieren die Untersuchungen beispielsweise von Uhlig und Sahling (1990) auf der inneren Deutschen Bucht und geben deren Fläche mit etwa 18.000 km² bei einer mittleren Tiefe von ca. 21 m an. Das gesamte Gebiet der Deutschen Bucht reicht von den Westfriesischen Inseln über die Ostfriesischen und die Nordfriesischen Inseln bis vor Jütland in Dänemark. In der zentralen Deutschen Bucht liegt die Insel Helgoland; in der Helgoländer Bucht findet sich mit 56 m Wassertiefe gleichzeitig der tiefste Punkt der Deutschen Bucht. Im Nordwesten wird die Deutsche Bucht begrenzt durch die in der offenen Nordsee liegende Doggerbank. Durch den weit nach Nordwesten reichenden Festlandsockel hat sich die Bezeichnung Entenschnabel etabliert, der als Synonym für die Form der deutschen Wirtschaftszone der Nordsee verwendet wird. In der Deutschen Bucht finden sich zahlreiche Fauna-Flora-Habitat-Gebiete, Landschaftsschutzgebiete, Nationalparks, Naturschutzgebiete und Vogelschutzgebiete. Auch die Biosphärenreservate Hamburgisches Wattenmeer, Niedersächsisches Wattenmeer und Schleswig-Holsteinisches Wattenmeer sind hier angesiedelt. Insgesamt umfasst das Wattenmeer eine Fläche von etwa 30.000 km², die während Tnw regelmäßig trockenfällt. Inmitten des Schleswig-Holsteinischen Wattenmeer befinden sich die Halligen (siehe Abbildung 3-4), die seit 2009 zum UNESCO Weltnaturerbe zählen. Halligen sind kleine Marschinseln, die keine Deiche (mit Ausnahme von Sommerdeichen) besitzen und daher bis zu 50 Mal im Jahr überflutet werden (sogenannte „Landunter“). Es existieren keine natürlichen Grundwasserspeicher mit Süßwasser auf den Halligen, weshalb sogenannte Fethinge zum Auffangen des Regenwassers installiert werden. Die Häuser und Infrastruktur der etwa 270 Bewohner befindet sich auf künstlich errichteten Erdhügeln, den sogenannten Warften. Die Lage der Halligen ist entsprechend stark exponiert, weshalb zu deren Schutz regelmäßig Forschungsprojekte gefördert werden (z. B. Jensen et al. 2016; Nolte et al. 2018). Schwerpunkte sind u. a. die morphodynamischen Randbedingungen (Schindler et al. 2014; Niehüser et al. 2019), die hydrologischen und hydrodynamischen

Randbedingungen (Arns und Jensen 2016; Niehüser et al. 2019, in Bearbeitung), die Ableitung regionalisierter Bemessungsansätze für die aktuell vorhandenen zehn Halligen (Arns et al. 2013a), auch unter Berücksichtigung des prognostizierten Meeresspiegelanstiegs (Arns et al. 2018).

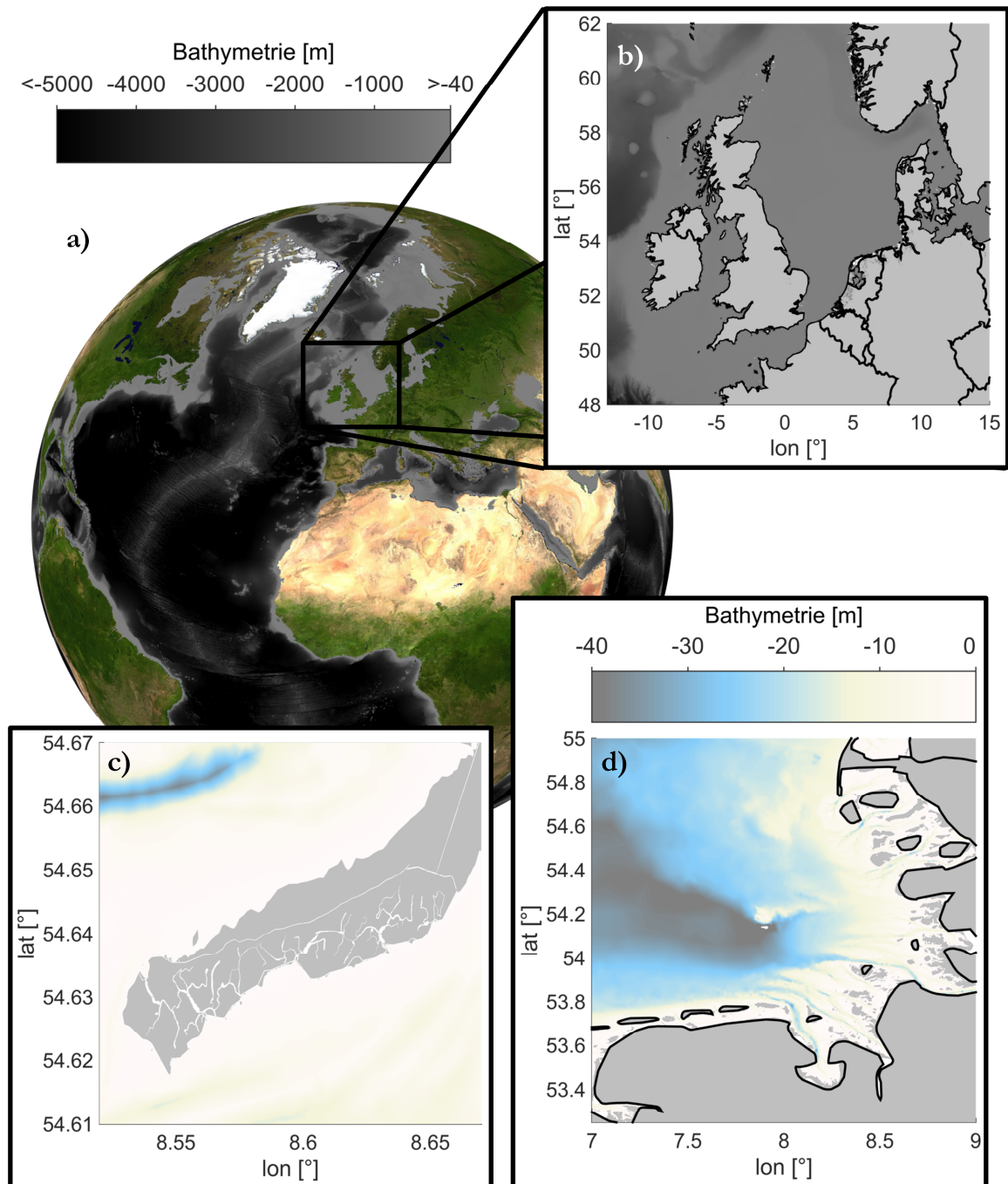


Abbildung 3-4: Bathymetrie der Ozeane und des Untersuchungsgebiets: a) global, b) Nordatlantik und Nordsee, c) Hallig Langeneß, d) Deutsche Bucht.

Aus hydrodynamischer Perspektive ist einer der relevantesten Aspekte die starke Veränderung der Bathymetrie von über 200 m Wassertiefe in der nördlichen Nordsee bis zu weniger als 20 m in der Deutschen Bucht. Daraus resultieren starke Verformungen der Wasserstände, sowohl der Gezeiten als auch des Windstaus (Sündermann und Pohlmann 2011). Verantwortlich dafür sind zum Beispiel Flachwasser- wie auch Reibungseffekte sowie die

komplexe Gestaltung der Küstenlinie und ständige morphologische Veränderungen, die verstärkt in den Wattgebieten auftreten. Den bedeutenden Einfluss der flachen Bathymetrie und die besondere Charakteristik zeigen beispielsweise Untersuchungen von Lehfeldt et al. (2007), da selbst ein Tsunami, der in die Nordsee einlaufen würde, bis in die Deutsche Bucht so viel Energie verloren hätte, dass kaum ein Effekt messbar wäre.

Schriftenreihe

Das Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen (KFKI), als Zusammenschluss von Verwaltungen aus Bund und Küstenländern, gibt seit 1952 regelmäßig die Schriftenreihe „Die Küste“ zum Wissenstransfer der ablaufenden Forschungsarbeiten heraus. Veröffentlicht werden neben Berichten zu den Forschungsprojekten auch Referenz- und Themenhefte. So existieren Sonderhefte beispielsweise für die in Bezug auf den Küstenschutz bedeutenden Sturmfluten von 1962 und 1976. In Heft 74 aus dem Jahr 2008 wurden im Rahmen der *31st International Conference on Coastal Engineering* (ICCE) zusammenfassende Übersichtsartikel zur Nord- und Ostsee veröffentlicht. Es wurden Inhalte wie Häfen, Küstenschutz (Deiche und Sperrwerke), Ästuar, Schifffahrt, Entstehung und Genese von Sturmfluten sowie Morphologie und Sedimentdynamik, Ozeanographie und Klima behandelt. Darüber hinaus existieren weitere zahlreiche Rezensionen über die Eigenschaften der Nordsee, welches eines der am besten erforschten Ozeanbecken der Welt darstellt (z. B. Otto et al. 1990; Rodhe 1998; Quante und Colijn 2016). Anhand der genannten Bereiche werden im Folgenden das System der Nordsee und insbesondere der Deutschen Bucht näher erläutert.

Niederschlag

Die Nordsee liegt inmitten des Westwindgürtels der mittleren geographischen Breiten zwischen dem subtropischen Hochdruckgürtel im Süden und dem polaren Niederdrucktrog im Norden. Westliche Höhenwinde lenken extratropische Tiefdruckgebiete vom Nordatlantik nach Nordeuropa, unterbrochen durch relativ kurze antizyklonische Perioden. Damit einher gehen häufige Veränderungen der Luftmassen mit unterschiedlichen thermischen und feuchtigkeitsbezogenen Eigenschaften, was zu einer kontinuierlichen Veränderung der Wetterbedingungen im synoptischen Maßstab über eine zeitliche Spanne von Tagen bis hin zu Wochen führt (Quante und Colijn 2016). Dementsprechend werden die Niederschläge über der Nordsee hauptsächlich von atlantischen Tiefdruckgebieten und den dazugehörigen Frontalsystemen generiert (Lefebvre und Rosenhagen 2008). Vor der Satellitenära wurde der mittlere jährliche Niederschlag über der Nordsee in verschiedenen Studien analysiert, indem an der Küste aufgezeichnete Daten auf die offene See übertragen wurden. Barrett et al. (1991) ermittelten so eine Spanne von etwa 440-800 mm/a Niederschlagshöhe. Quante und Colijn (2016) zeigen anhand von Satellitendaten und unterschiedlichen meteorologischen Reanalysedatensätzen einen Bereich mittlerer jährlicher Niederschläge von 691-966 mm/a (1979-2001) und 643-1.000 mm/a (1988-2008).

Wind

Aus klimatologischer Sicht ist das markanteste Element in der Nordsee der charakteristische Wind (Lefebvre und Rosenhagen 2008). Windgeschwindigkeit und -richtung über dem Nordseebereich werden durch großflächige Hoch- und Tiefdruckgebiete angetrieben und lokal durch orographische Effekte (z. B. durch Inseln und flache Küstengebiete) verändert. Darüber hinaus üben vertikale Temperaturunterschiede zwischen der Atmosphäre und der Meeresoberfläche einen signifikanten Einfluss auf die Windgeschwindigkeit aus

(Quante und Colijn 2016). Die vorherrschenden West- und Südwestwinde (machen im Jahresdurchschnitt 35-40 % aus) wehen in der Regel in Richtung oder parallel zur deutschen Nordseeküste (Lefebvre und Rosenhagen 2008). Lefebvre und Rosenhagen (2008) analysierten in ihrer Zusammenstellung meteorologische Daten zwischen 1971 und 2000 und geben an, dass entlang der nach Westen exponierten Inseln und Küsten Ost- und Nordfrieslands die mittleren Windgeschwindigkeiten zum Teil über 7 m/s erreichen. Entlang der restlichen Nordseeküstenregionen liegen diese im Bereich zwischen 6 m/s und 6,8 m/s auf beiden Seiten der Elbmündung. Das windigste Gebiet stellt die Hochseeinsel Helgoland mit einer jährlichen mittleren Windgeschwindigkeit von fast 8 m/s dar. Die meteorologischen Bedingungen wie das Windklima des Nordseeraums sind durch eine ausgeprägte Saisonalität gekennzeichnet, was dazu führt, dass die Windgeschwindigkeiten von November bis März stärker ausgeprägt sind als im Rest des Jahres. Die mittleren Windgeschwindigkeiten können in den Wintermonaten im Mittel etwa 1 m/s bis 2 m/s stärker ausgeprägt sein als im Sommer, was hauptsächlich über die Temperaturunterschiede zwischen dem polaren und dem subtropischen Bereich zu erklären ist (Lefebvre und Rosenhagen 2008).

Temperatur

Die Durchschnittstemperatur im Gebiet der Nordsee liegt im wärmsten Monat August bei etwa 18 °C und in den kältesten Monaten Januar und Februar bei etwa 1 °C (Lefebvre und Rosenhagen 2008). Die saisonalen Schwankungen treten in der Wassertemperatur entsprechend verzögert auf, da sich das Wasser nicht so schnell erwärmt und analog dazu auch langsamer abkühlt. Das führt schließlich dazu, dass etwa zwischen September und Februar die Lufttemperatur kälter ist als die Wassertemperatur.

Salinität

Neben der Wassertemperatur beschreibt der Salzgehalt als wichtigster Parameter den ozeanographischen Zustand der Nordsee. Dieser wird maßgeblich durch die Verbindung an der Nordgrenze zum Nordatlantik beeinflusst. Die Interaktion im südwestlichen Teil der Nordsee durch den Ärmelkanal spielt daher eine vergleichsweise geringe Rolle. Der Austausch der Nord- mit der Ostsee - insbesondere das Kattegat wird als Bereich klassifiziert, über den ein Austausch von Wasser zwischen Nord- und Ostsee stattfindet - hat einen signifikanten Einfluss auf den nordöstlichen Teil der Nordsee (Klein und Frohse 2008). Entsprechend findet sich eine hohe Variabilität im Salzgehalt, wie auch in Bereichen des Süßwasserzuflusses aus beispielsweise Rhein und Elbe (Reddy 2001). In der südlichen Nordsee und insbesondere in der Deutschen Bucht kommt dem Frischwasserzufluss hinsichtlich Salinität und thermischer Schichtung eine große Bedeutung zu. Während die Temperatur und die thermische Schichtung je nach Jahreszeit variiert, weisen sowohl Zirkulationsmuster als auch -intensität saisonale wie auch starke interannuelle Zyklen auf (Klein und Frohse 2008). Der Salzgehalt in der Nordsee liegt im Durchschnitt zwischen 34 PSU und 35 PSU (*Practical Salinity Unit*, 1 PSU entspricht 1 ‰ bzw. 1 g/l) (Janssen et al. 1999).

Wassertemperatur

Die Temperatur der Nordsee wird zum einen durch die Zufuhr von warmen atlantischen Wasser und zum anderen durch lokale Sonneneinstrahlung und der Interaktion mit der Atmosphäre sowie den Gezeiten beeinflusst (Becker et al. 1992). In der Deutschen Bucht ist der atmosphärische Antrieb die dominante einwirkende Größe auf die Temperatur, was sich beispielsweise durch eine signifikante Korrelation zwischen dem Index der Nordatlantischen Oszillation (NAO) und den Temperaturen in der „Helgoländer Reede“ zeigen lässt (Klein et al. 2007). Mit zunehmender Sonneneinstrahlung baut sich im Mai eine

thermische Schichtung auf; der Übergang zwischen Wasserschichten unterschiedlicher Temperatur werden als Thermokline bezeichnet. Im Juni erreicht die Ausdehnung des geschichteten Wassers ihr Maximum mit einer Grenze, die dicht an der 20-30 m Kontur angesiedelt ist. In flacheren Gebieten wie der Deutschen Bucht verhindert die tideströmungsbedingte Durchmischung des Wasserkörpers eine thermische Schichtung (Frey und Becker 1987). Der Transitbereich zwischen Misch- und Schichtwasser unterliegt einer stetigen Veränderung, bis sich die Deutsche Bucht bis Ende September (langfristiger Mittelwert) wieder vollständig vertikal gemischt hat (Klein und Frohse 2008).

Saisonalität

Im Gegensatz zu den saisonalen Schwankungen der Oberflächentemperatur des Wassers, ist der mittlere saisonale Zyklus der Salzgehaltsverteilung an der Meeresoberfläche weniger ausgeprägt. Hier dominieren maßgeblich die Zeiten hoher Abflüsse aus Elbe oder Weser, wodurch der Salzgehalt in den Ästuarien bis auf 12 PSU abgesenkt werden kann (Janssen et al. 1999). Aus gleichen Gründen, die eine vertikale Schichtung der Temperaturen in flachen Bereichen verhindern, zeigt sich ein vergleichbares Bild bei der Betrachtung der saisonalen Entwicklung der Salinitätsschichtung. Nach Frey und Becker (1987) ist insbesondere das Nordfriesische Wattenmeer ganzjährig vertikal durchmischt. Im Gegensatz dazu zeigt sich lediglich der Mündungsbereich der Elbe ganzjährig vertikal geschichtet. Der Großteil der Deutschen Bucht ist in Abhängigkeit von den meteorologischen Gegebenheiten und der Intensität von Frischwasserzuflüssen nur temporär vertikal geschichtet. Übergangsbereiche zwischen Wassermassen mit unterschiedlichen Eigenschaften werden als Frontalzonen bezeichnet, während die Schärfe einer Frontalzone durch ihren horizontalen Gradienten definiert wird (Klein und Frohse 2008). Frontalzonen in der Deutschen Bucht sind seit etwa 70 Jahren bekannt. Dietrich (1950) und Goedecke (1968) beschrieben sie als „Konvergenz der Deutschen Bucht“, eine Übergangszone zwischen dem durch Flussabfluss verdünnten brackigen Küstengewässern und dichterem halinen Wasser der Nordsee.

Strömungen

Innerhalb des Nordseebeckens konzentrieren sich die Hauptströme auf Bereiche mit steilen Hängen, deren Strömungen den Tiefenlinien folgen (OSPAR 2000). Die Strömungen in der Nordsee resultieren aus einer Superposition der halbtägigen Gezeiten (vergleiche Kapitel 3.3), windgetriebener als auch dichtegetriebener Strömungen, die zu einem Massen- und Wärmeaustausch innerhalb der Nordsee führen. Das übergeordnete Zirkulationsmuster in der Nordsee wird dominiert durch eine zyklonische, gegen den Uhrzeigersinn gerichtete Drehbewegung (z. B. Sündermann und Pohlmann 2011). Die Intensität der Strömungen wird durch verschiedene Faktoren beeinflusst. So weist beispielsweise der NAO-Index mit einer typischen Periodizität von etwa 7,7 Jahren einen signifikanten Einfluss auf. Hohe Werte des NAO-Index (> 2) sind mit einer starken zonalen Windkomponente verbunden, die eine Intensivierung der Nordseezirkulation bewirkt (Löwe et al. 2003). Bei niedrigen und negativen Werten des NAO-Index ist die Intensivierung der Zirkulation auf den nördlichen Teil der Nordsee limitiert. Der Zufluss über den Westhang der Norwegischen Rinne erreicht das Skagerrak und wird schließlich mit dem Ostseeabfluss durch den Norwegischen Küstenstrom zurückgeführt. Für die Deutsche Bucht ergeben sich je nach NAO-Index und der Ausprägung des lokalen Windfeldes neun typische Zirkulationsmuster, die beispielsweise mit dem operationellen Zirkulationsmodell BSHcmod vom BSH abgeschätzt werden. Das dominierende Muster verläuft zyklonisch von Südwest nach Nord entlang der Küstenlinie. Es folgen ein in Gegenrichtung verlaufendes antizyklonisch und

ein variables Muster. Den verbleibenden sechs Mustern, die maßgeblich mit starken Winden einhergehen, kommt eine untergeordnete Bedeutung zu (Klein und Frohse 2008). Insgesamt führt das komplexe Zusammenspiel der genannten ablaufenden Prozesse zu einem einzigartigen System hinsichtlich der Eigenschaften der Physik der Nordsee.

Seegang

Der Seegang in der Nordsee ist eine Überlagerung aus Windwellen, die durch lokale Windfelder entstehen, mit Wellen, deren Wellenlänge und -periode größer sind als die des lokalen Regimes. Die zweitgenannten Wellen entstehen nicht in der Nordsee selbst, sondern bewegen sich aus dem Nordatlantik in die südliche Nordsee und die Deutsche Bucht (Klein und Frohse 2008). Die Höhe des Seegangs hängt von der Windgeschwindigkeit und der Dauer ab, die der Wind mit dieser Geschwindigkeit einwirkt. Der dritte wichtige Faktor ist die sogenannte Streichlänge (*engl.: Fetch*), der die Länge beschreibt, über welcher der Wind ungehindert für eine Erhöhung des Wasserstandes sorgen kann. In der Deutschen Bucht ist die Streichlänge bei Süd- oder Südostwind deutlich kürzer als bei Nord- oder Nordwestwinden. In der Nordsee findet eine Veränderung der Wellen im Vergleich zum tiefen Ozean statt. Durch die Lage auf dem Kontinentalschelf werden die Wellengeschwindigkeiten verringert und gleichzeitig die Wellenamplituden erhöht. Die Wellen werden in der Regel durch ihre signifikante Wellenhöhe beschrieben, die als das arithmetische Mittel aus dem höchsten Drittel der Wellen definiert ist, die in einem bestimmten Zeitintervall beobachtet wurden. Einhergehend mit der dominanten Saisonalität des Windes, tritt der höchste Seegang zu Zeiten der höchsten Windgeschwindigkeiten auf (vergleiche Löwe et al. 2003).

Morphodynamik

In Kombination mit den Gezeiten stellt der Seegang beispielsweise die maßgebende Einflussgröße auf die sedimentologische und geomorphologische Entwicklung (Morphodynamik) in der Nordsee dar (z. B. Jensen und Schwarzer 2013). Das System der Deutschen Bucht und des Wattenmeeres hat somit seit jeher eine intensive Entwicklung durchlaufen, die auf stetige Änderungen im hydrodynamischen Regime zurückzuführen sind. Zeiler et al. (2008) fassen hierzu die relevantesten Entwicklungen zusammen. Der Meeresboden der Nordsee wird von verschiedenen Sandablagerungen dominiert; gröbere Sedimente treten hauptsächlich in den tidebeeinflussten Flüssen auf. Darüber hinaus kommen Grobsande und Kiese auch in einigen Teilen des Schelfbereiches vor, wo sie Reliktablagerungen der saalezeitlichen Vergletscherung und/oder fluvioglaziale Sedimente aus dem Weichsel darstellen (Zeiler et al. 2014). Figge (1981) entwickelte hierfür eine Korngrößen-Klassifikation für die vorherrschenden Sedimentklassen des oberen Meeresbodens und zeigt die Sedimentverteilung in der Deutschen Bucht. Auch die Geschiebetransportraten sind in der Nordsee sowie der Deutschen Bucht stark unterschiedlich ausgeprägt. So stellten Zeiler et al. (2004) heraus, dass die Geschiebetransportraten im nordfriesischen Wattenmeer bis zu fünfmal höher als in den angrenzenden Gebieten der Freiwasserzonen der Deutschen Bucht. Insbesondere unter dem Einfluss eines erhöhten MSL und damit einhergehenden Änderungen im hydrodynamischen Regime der Nordsee (z. B. erhöhter mittlerer Tidehub (MThb); Zunahme der Wellenenergie), ist mit weiteren Veränderungen der Morphodynamik zu rechnen (z. B. Führböter und Jensen 1985; Hofstede 2002). Die bislang schwerwiegendsten Veränderungen bezüglich der Morphodynamik in der Deutschen Bucht stellen

Phasen sturminduzierter Hochwasserstände (Sturmfluten) dar. Bei Sturmfluten können Sedimente aus Watten und Sandbänken mehr als 50 Kilometer weit bis in Wassertiefen von 40 m unter MSL transportiert werden (Zeiler et al. 2008).

Sturmfluten

Der Wind ist aus zwei Gründen der wichtigste meteorologische Parameter für die Nordsee und ihre Küstengebiete (Quante und Colijn 2016). Die regelmäßig auftretenden Sturmfluten mit Windstauhöhen bis zu vier Metern und mehr sind das Resultat starker Winde und stellen die größte Gefahr für die angrenzenden Küstenregionen (Küstensiedlungen, Infrastruktur, landwirtschaftlichen Flächen und Wälder) dar. Sie prägen darüber hinaus seit vielen Jahrhunderten die Form der Küste (Küstenerosion). Außerdem ist der Wind als erneuerbare Energiequelle von zunehmendem Interesse.

Aufgrund der ausgeprägten Saisonalität der meteorologischen Verhältnisse ist die zu beobachtende Variabilität der Wasserstände in den Herbst- und Wintermonaten deutlich höher als in den Sommermonaten. Hier sind die Luftdruckunterschiede deutlich geringer, was zu überwiegend beruhigten Wetterbedingungen führt. Daher wird die Variabilität des Wasserstandes in den Sommermonaten maßgeblich von den Gezeiten dominiert (Klein und Frohse 2008). Entsprechend sind die Herbst- und Wintermonate Zeiten erhöhter Wahrscheinlichkeiten für das Auftreten einer Sturmflut. In der Deutschen Bucht erstreckt sich eine Sturmflut über die Dauer von ein oder zwei Gezeitenzyklen und kann Wasserstände von bis zu fünf Metern über NHN hervorrufen. Extreme Sturmfluten werden an der deutschen Nordseeküste in der Regel durch schwere Stürme mit Windgeschwindigkeiten größer als 25 m/s aus nordwestlicher Richtung ausgelöst. In Lefebvre und Rosenhagen (2008) wird Wind als Sturm definiert, wenn die 10-minütige mittlere Windgeschwindigkeit 34 m/s übersteigt, was der Windstärke 8 auf der Beaufortskala entspricht. Im Allgemeinen gilt, je exponierter ein Standort gelegen ist, desto größer ist die Häufigkeit des Auftretens von Stürmen. In den meisten Teilen der Deutschen Bucht variiert die jährliche mittlere Sturmfrequenz zwischen 5 und 10 Tagen. An windreichen Inselstandorten der Nordsee beträgt sie etwa 20 Tage (Lefebvre und Rosenhagen 2008).

Grundsätzlich gibt es zwei Arten von Sturmfluten in der Nordsee, die unterschieden werden können. Der Windstautyp ist dadurch gekennzeichnet, dass Winde für eine lange Zeit aus nordwestlicher Richtung die Wassermassen in die südöstliche Nordsee drücken. Dieser Sturmfluttyp kann zuverlässig und robust vorhergesagt werden und erlaubt Sturmflutwarnungen bis zu 18 Stunden und mehr im Voraus bereitzustellen. Im Gegensatz dazu ist der Zirkulartyp deutlich komplexer zu prognostizieren, da hier ein verhältnismäßig kleines aber stark ausgeprägtes Tiefdrucksystem die britischen Inseln mit hoher Geschwindigkeit kreuzt. Über der Nordsee gewinnt das Tiefdrucksystem stetig an Stärke und infolgedessen können robuste Vorhersagen des Wasserstandes zum Teil nur wenige Stunden vor dem maximalen Wasserstand gemacht werden können (Müller-Navarra 2005).

In der Vergangenheit gab es eine Vielzahl verheerender Sturmfluten im Bereich der südlichen Nordsee, die oftmals mit Landverlusten einhergingen (Danckwerth 1652). Übersichtliche Zusammenstellung hinsichtlich Genese, Wasserstandshöhen, Schäden und zu beklagenden Todesopfern liefern z. B. Woebcken (1924), Kramer (1992), Kramer und Rohde (1992), Jensen (2000) und Schüttrumpf (2008). Bedroht sind maßgeblich die (flachen) Küstengebiete der Ostküste Englands, Belgiens, der Niederlande, Deutschlands und Dänemark. Die früheste bekannte Sturmflut wird in Jensen (2000) bzw. Schüttrumpf (2008) auf ungefähr 340 Jahre v. Chr. beziffert. Die sogenannte „Julianenflut“, als erste

registrierte Sturmflut am 17. Februar 1164, hat durch die erodierenden Kräfte des Wassers die Bucht geformt, die heute als Jadebusen bekannt ist. Eine der schwersten bekannten Sturmfluten in der Deutschen Bucht ist als „Grote Manndrenke“ oder zweite Marcellusflut im Jahr 1362 bekannt geworden. Zu verzeichnen waren zehntausende Todesopfer, zahlreiche zerstörte Siedlungen sowie das Verschwinden der legendären Stadt Rungholt (Heimreich 1819). Darüber hinaus zeigten Hadler et al. (2018) eine in der Sturmflut begründete Verschiebung der Küstenlinie im Wattenmeer, da große Teile der Küste dauerhaft an das Meer verloren gingen. An dieser Stelle muss auch auf die Orkanflut von 1717 eingegangen werden, bei der 2.752 Menschen ums Leben kamen und 930 Häuser zerstört wurden (Luck und Niemeyer 1980). Auf Basis der gewonnenen Erkenntnisse im Nachgang der Flut wurde der Grundstein für das heutige Küsteningenieurwesen gelegt. Albert Brahms war seinerzeit Deich- und Siedrichtersprenger im Jeverland und veröffentlichte das wohl erste Fachbuch des Küsteningenieurwesens „Anfangs-Gründe der Deich- und Wasserbaukunst“ (Brahms 1754, 1757). Die darin enthaltenen theoretischen Überlegungen und Beobachtungen zum Naturgeschehen sind bis heute aktuell; Brahms konnte sie lediglich aufgrund fehlender Technik und Verfahren nicht nachweisen (Luck und Niemeyer 1980). Seine Erkenntnisse waren derart richtungsweisend, dass Lüders (1958) anlässlich des 200. Todestages von Brahms die Frage gestellt hat: *„War dieser Brahms mit seinem Wissen seiner Zeit um 200 Jahre voraus, oder sind wir Heutigen in den verflossenen 200 Jahren nicht recht weitergekommen?“* Tatsächlich befasste sich Brahms bereits beispielsweise mit der Konstruktion von Pegeln zur Wasserstandsmessung und forderte ein dichtes Messnetz, um Wasserstände entsprechend beobachten und auswerten zu können. Aus seinen Auswertungen resultierte eine Klassifikation für Sturmtiden wie sie heute vom BSH für Sturmfluten, schwere Sturmfluten oder sehr schwere Sturmfluten bezogen auf MThw bereitgestellt wird. Auch erste Ansätze zu Bestimmung von Bestickhöhen und Bemessungswerte für Seedeiche wurden von Brahms abgeleitet. Seine Dokumentation der Sturmflut von 1717 gleicht darüber hinaus der in der heutigen Zeit üblichen Beschreibung von derartigen Ereignissen, um auf deren Basis Empfehlungen für Küstenschutzwerke abzuleiten (Luck und Niemeyer 1980). Auch die jüngste Vergangenheit hat gezeigt, welche großen Schäden und Verluste an Menschenleben aus verheerenden Sturmfluten resultieren können. Bei der Nordseesturmflut von 1953 wurde über 2.500 Menschen in den Niederlanden und in Großbritannien das Leben genommen; bei der Sturmflut in Hamburg im Jahr 1962 sind über 300 Tote zu verzeichnen gewesen (vergleiche Koopmann 1962; Kramer et al. 1962; Jensen und Müller-Navarra 2008; Jensen 2012). Damit einher gehen auch immer enorme wirtschaftliche Belastungen und Verluste entlang der Küstenregionen Deutschlands und großen Städten wie Hamburg. Insbesondere die Sturmflutkatastrophen 1953 und 1962 haben zu einem massiven Umdenken hinsichtlich des Küstenschutzes geführt. Es wurde beispielsweise umfangreiche Forschung auf diesem Gebiet gefördert, Sturmflutwarnsysteme wurden etabliert und der Neubau und die Verstärkung von Deichen wurde vorangetrieben. Den zahlreichen Maßnahmen ist zu verdanken, dass z. B. bei den Sturmfluten 1976 (z. T. die höchsten jemals beobachteten Wasserstände) oder 2006 keine Todesopfer und nur leichte Schäden zu verzeichnen waren. Genauso wichtig wie die Maßnahmen, sind die Arbeiten, die im Nachgang einzelne Sturmflutereignisse auswerten und in die Historie einordnen (z. B. Schelling 1952; Hundt 1955; Petersen 1955; Lüders 1957; Kramer et al. 1962; Kramer 1977; Jensen 2012; Dangendorf et al. 2016).

Küstenschutz

Seedeiche haben eine sehr lange Tradition in Deutschland (z. B. Stadelmann 1981); die erste Erwähnung eines Deiches kann bis auf das Jahr 10 zurückverfolgt werden (Garbrecht 1985). Seedeiche stellen die wichtigsten Küstenschutzbauwerke in Deutschland dar und sichern niedrig gelegene Gebiete in Niedersachsen, Schleswig-Holstein, Bremen, Hamburg und Mecklenburg-Vorpommern. Mehr als 2,4 Mio. Menschen und eine Fläche von mehr als 12.000 km² werden in Deutschland geschützt (Schüttrumpf 2008). Die Hauptküstendeichlinie in Deutschland misst über 1.473 km Länge und erreicht Höhen von annähernd 10 m NHN an der Nordsee. Allein in Hamburg wurden im Jahr 2009 laut Schüttrumpf (2009) Werte von 10 Mrd. Euro durch Hochwasserschutzmaßnahmen, wovon der Großteil auf Deiche entfällt, geschützt. Dementsprechend wichtig ist die Funktionsfähigkeit von Deichen auch bei außergewöhnlich hohen Sturmfluten.

Zusammenfassung

In Kapitel 3.2 wurde die Nordsee sowie die Deutsche Bucht als Untersuchungsgebiet und dessen besondere Charakteristik beschrieben. Hierunter fällt z. B. der dominante saisonale Zyklus oder die flache Bathymetrie bedingt durch die Lage auf dem Kontinentalschelf. Es wurden die bedeutendsten klimatischen, ozeanographischen und morphodynamischen Prozesse angeschnitten und deren Genese global dargelegt und anschließend die Veränderungen bis in die Deutsche Bucht erläutert. Dabei wurde deutlich, dass der Gesamtwasserstand der Nordsee maßgeblich eine Superposition aus Gezeiten, atmosphärischem Einfluss (Windstau) und MSL darstellt (Lang und Mikolajewicz 2019). Insbesondere der MSL und assoziierte Änderungen spielen sich auf längerfristigen Zeitskalen ab und unterliegen verschiedenen atmosphärischen und ozeanographischen Effekten (z. B. Calafat et al. 2012; Dangendorf et al. 2014a).

All diese Prozesse können nicht unabhängig voneinander betrachtet werden, da sie stetigen (langfristigen) Veränderungen unterliegen, eine zeitliche Variabilität aufweisen und untereinander interagieren (dynamisch und nichtlinear) bzw. sich beeinflussen und somit auch die zu beobachtenden Veränderungen (z. B. Horsburgh und Wilson 2007). Aus diesem Grund spielt die Abhängigkeit zwischen Gezeiten und Windstau eine dominante Rolle. Bei der (kurzfristigen) Vorhersage von Wasserständen dominieren der Einfluss der Gezeiten und des Windstaus sowie deren möglichst robusten Beschreibung, weshalb eine detaillierte Betrachtung dieser beiden Prozesse auf kurzer Zeitskala ebenfalls notwendig ist. Die Beschreibung des MSL im Untersuchungsgebiet zielt vornehmlich auf die Berücksichtigung der Wechselwirkung mit den Gezeiten und dem Windstau ab und zeigt die Auswirkungen durch einen veränderten Basiswasserstand auf. Daher wird in den folgenden Kapiteln auf die in der vorliegenden Arbeit detaillierter betrachteten Prozesse genauer eingegangen.

3.3 Gezeiten

Unter den Gezeiten wird das periodische Steigen und Fallen der Meeresoberfläche durch astronomische Kräfte und Wechselwirkungen verstanden (SurgeWatch 2019). Die Gezeiten sind die vorhersehbare bzw. prognostizierbare und dominierende Komponente der Variabilität des Meeresspiegels in vielen Teilen der Ozeane und Küsten der Welt und werden deshalb oft als deterministische Komponente des Wasserstands bezeichnet. Der Grund

findet sich in der Gravitationskraft und den von Newton bereits 1687 formulierten Gesetzmäßigkeiten. Denn grundsätzlich geht von jedem Körper mit einer Masse eine Anziehungskraft auf andere Körper aus; in diesem Fall hauptsächlich aufgrund der Wechselwirkung von Erde und Mond. Die Ausprägung der Anziehungskraft hängt schließlich von der Masse und der Distanz der betrachteten Körper ab. Die Erde hat eine 80 Mal größere Masse als der Mond und übt eine entsprechend größere Anziehungskraft aus (Defant 1953; Haigh 2017). Folglich dreht sich der Mond um die Erde. Jedoch verfügt der Mond über eine ausreichende Anziehungskraft, die auch auf der Erde deutlich spürbar ist. So beeinflusst die Anziehungskraft des Mondes beispielsweise die Rotation der Erde um sich selbst. Noch deutlich spürbarer und vor allem für den Menschen sichtbar wird die durch den Mond hervorgerufene Bewegung der Ozeane. Hierbei muss das Wechselspiel aus Gravitation und Fliehkraft betrachtet werden. Während die Fliehkraft überall auf der Erde gleichermaßen ausgeprägt ist (Rotation des Erde-Mond-Systems um einen gemeinsamen Schwerpunkt), ist der Einfluss der Anziehungskraft des Mondes signifikant unterschiedlich. Bildet man die Resultierenden aus der Anziehungs- und Zentrifugalkraft, ergibt sich ein Flutberg auf der dem Mond zugewandten als auch auf der dem Mond abgewandten Seite. Dazwischen bilden sich jeweils Ebbtäler aus (Haigh 2017). Auch die Sonne hat einen Einfluss auf die Gezeiten, wobei dieser aufgrund ihrer Entfernung von der Erde, trotz der größeren Masse, deutlich kleiner ausfällt, als der des Mondes (0,46-mal schwächer). Das Grundprinzip ist jedoch identisch (Haigh 2017). Über die Erdrotation und die Drehung des Mondes um die Erde lässt sich schließlich erklären, dass es im Mittel 24 Stunden und 50 Minuten dauert, bis der gleiche Punkt auf der Erde erneut dem Mond zugewandt ist. Daraus resultieren an den meisten Küstenabschnitten je zwei Hoch- (Flut, *engl.: high tide*) und zwei Niedrigwasser (Ebbe, *engl.: low tide*) pro Tag. Geeignete Literatur, die die genannten astronomischen Wechselwirkungen detailliert erläutern, stellen sowohl Pugh und Woodworth (2014) als auch Malcherek (2018) dar.

Aufgrund der aufgeführten Erläuterungen erschließt sich die Bezeichnung der Gezeiten als deterministische, also weitestgehend bekannte und vorhersehbare Komponente des Wasserstandes. Allerdings existieren diverse weitere Prozesse und Wechselwirkungen, die bei genauerer Betrachtung die Komplexität der Gezeiten verdeutlichen und dafür sorgen, dass deren Ausprägung stark von der Lage auf der Erde abhängt. Im Folgenden werden die für diese Arbeit relevanten Prozesse mit Fokus auf das Untersuchungsgebiet beschrieben.

Der erste wichtige Aspekt bei der Analyse der Gezeiten sind die astronomischen Konstellationen und deren Periodizität. Mit der Rotation der Erde wurde im obigen Absatz bereits die wichtigste Periodizität von 24,8 Stunden (mittlerer Mondtag T1) genannt. In Tabelle 3-1 sind weitere vier Grundperioden aufgeführt, die in Müller-Navarra (2013) als ausreichend zur genauen Beschreibung des gezeitenerzeugenden Potentials von Mond und Sonne auf der Erde herangezogen werden und verweist auf die Begründung in Horn (1948) und darauf, dass die Umlaufzeit des Perihels p_1 von ca. 20.940 Jahren vernachlässigt werden kann.

Auf Doodson (1921) und Doodson und Warburg (1941) ist zurückzuführen, dass die Gezeiten als Summe harmonischer Bestandteile bestimmt werden können, die auf ganzzahligen Linearkombinationen der oben genannten sechs Grundfrequenzen basieren. Die sich aus den sechs vorzeichenbehafteten Zahlen (sogenannte Doodson Nummern) erge-

benden Winkelgeschwindigkeiten werden schließlich als Partialtiden bezeichnet. Neben einer numerischen existiert ebenfalls eine Erweiterung hinsichtlich einer alphabetischen Zuordnung. In Tabelle 3-2 sind die Koeffizienten der ganzzahligen Linearkombinationen sowohl ihrer numerischen als auch alphabetischen Klassifizierung zugeordnet.

Tabelle 3-1: Auflistung der die Bewegung von Sonne und Mondes relativ zur Erde kennzeichnenden Periodizitäten analog zu Müller-Navarra (2013).

Kürzel	[°/Mondtag]	Periode	Name
s	13,638230516	27,321583 Tage	Tropischer Monat
h	1,020194382	365,242196 Tage	Tropisches Jahr
P	0,115308512	8,84752 Jahre	Umlaufzeit des mittleren Perigäums
N'	0,054809904	18,6133 Jahre	Umlaufzeit des mittleren Knotens

Tabelle 3-2: Doodsons numerische und alphabetische Klassifikation verändert nach Goffinet (2018).

Koeffizienten	-7	-6	-5	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
numerisch		*	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	X	E	T			
alphabetisch	S	T	U	V	W	X	Y	Z	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J

Daraus folgt, dass jede Partialtide eindeutig hinsichtlich ihrer Doodson Nummer zugeordnet werden kann. Im Fall der sogenannten M2-Gezeit (dominierende Partialtide) ist die Konsequenz, dass alle Grundperioden Null gesetzt werden und ausschließlich die Frequenz der Erdrotation doppelt eingeht. Das „M“ bezeichnet dabei die Herkunft (hier: Mond) und die „2“ beschreibt das zweimal am Tag (semi-diurnal) auftretende Ereignis. Das semi-diurnale äquivalent zum Mond, nämlich zur Sonne, wird als S2-Gezeit bezeichnet. Auch hier geht die Frequenz der Erdrotation doppelt ein, genau wie das zweite Doodson-Argument. Die dritte Grundfrequenz geht mit dem Minus 2-fachen ein, während alle verbleibenden Grundperioden vernachlässigt werden. Insbesondere in Bezug auf die beiden beispielhaft genannten Partialtiden mag das System der Doodson-Nummern recht komplex wirken. Allerdings existieren viele weitere Partialtiden, deren Frequenz überall auf der Erde gleich ist. Sie unterscheiden sich lediglich hinsichtlich der Phase und der Amplitude (Malcherek 2018). Und durch das Doodson-System kann jede der Partialtiden über die sechs Doodson Nummern eindeutig zugeordnet werden. Zur Verdeutlichung sind in Tabelle 3-3, neben den bereits angesprochenen Partialtiden M2 und S2, weitere astronomische Haupttiden und deren Doodson Nummern sowohl numerisch als auch alphabetisch aufgelistet.

Verdeutlicht werden können die Auswirkungen aus der Kombination verschiedener Partialtiden am Beispiel des Spring-Nipp-Zyklus. Der Spring-Nipp-Zyklus wird nicht durch eine bestimmte tidenerzeugende Kraft hervorgerufen, sondern resultiert aus dem kombinierten Effekt der M2- und S2-Gezeiten, die unmittelbar mit den Bewegungen von Mond und Sonne verbunden sind. Die relative Position der Erde, des Mondes und der Sonne ist verantwortlich für die zweiwöchigen Variationen in den Gezeiten. Es wird ein relatives Maximum erreicht, wenn sich die drei Körper auf einer Linie befinden (Neu- bzw. Vollmond). Ein relatives Minimum wird erreicht, wenn sich die Anziehungskräfte von Mond und Sonne aufheben bzw. phasenverschoben sind und dazu neigen, sich aufzuheben (Pugh und Woodworth 2014).

Nach der Klassifikation der Gezeiten beispielsweise in Horn (1948) handelt es sich bei den bisher beschriebenen Aspekten um die sogenannte astronomische Gezeit. Es ist also effektiv der Anteil der Gezeiten gemeint, der sich rein aus der Entwicklung des gezeitenerzeugenden Potentials durch die Berücksichtigung der Konstellationen von Sonne, Mond und Erde herleiten lässt. In Abgrenzung dazu beschreibt z. B. Plüß (2003) die Flachwassertiden. Je größer das Verhältnis aus der Amplitude der Gezeiten und der Wassertiefe wird, desto komplexer verhält sich das zugrundeliegende System. Insbesondere durch die zunehmende Bodenreibung und die Advektion des Strömungsimpulses findet eine mitunter stark ausgeprägte Verformung bzw. Deformation der Gezeiten z. B. durch Shoaling (gleichzeitige Verringerung der Wellenlänge und Vergrößerung der Wellenhöhe) statt (Haigh 2017). Das führt dazu, dass das Superpositionsprinzip der einzelnen Partialtiden nach linearer Theorie nicht mehr gilt (Plüß 2003). Es entstehen Obertiden, die durch eine ganzzahlige Vervielfachung der Partialtiden der astronomischen Gezeiten gebildet werden. Hierzu zählen beispielsweise die viertel- bzw. sechsteltägigen Komponenten der M2 in Form von der M4 bzw. M6 und erreichen eine Amplitude von bis zu 0,20 m. Maßgebend auf Energiedissipation zurückzuführen ist die Entstehung sogenannter Verbundtiden, die als Wechselwirkung von verschiedenen Partialtiden definiert sind. Hierunter fällt z. B. die 2MS2 als Verbundtide aus Mond- und Sonnenkomponente oder die ungerade 2MK5.

Tabelle 3-3: Astronomische Haupttiden und deren Doodson Nummern verändert nach Goffinet (2018): (i) Kürzel der Haupttide, (ii) Winkelgeschwindigkeit [°/Stunde], (iii) numerische Doodson Nummer, (iv) alphabetische Doodson Nummer und (v) Bezeichnung der Haupttide.

Kürzel der Haupttide	Winkelgeschwindigkeit [°/Stunde]	numerische Doodson Nummer	alphabetische Doodson Nummer	Bezeichnung der Haupttide
Q1	13,398661	135655	AXZAZZ	eintägige elliptische Hauptmond-tide
O1	13,943036	145555	AYZZZZ	eintägige Hauptmond-tide
P1	14,958931	163555	AAXZZZ	eintägige Hauptsonnentide
K1	15,041069	165555	AAZZZZ	eintägige Hauptdeklinationstide
μ2	27,968208	237555	BXBZZZ	große Variations-tide zu M ₂
N2	28,439730	245655	BYZAZZ	große elliptische Tide 1. Ordnung zu M ₂
M2	28,984104	255555	BZZZZZ	halbtägige Hauptmond-tide S ₂
S2	30,000000	273555	BBXZZZ	halbtägige Hauptsonnentide
K2	30,082137	275555	BBZZZZ	halbtägige Hauptdeklinationstide

Neben der Klassifizierung in astronomische Gezeit und Flachwassertiden wird nach Horn (1948) eine weitere Klasse zur vollständigen Beschreibung der Gezeiten benötigt. Dabei handelt sich um die sogenannten meteorologischen Tiden (*engl.: radiational tide; meteorological tide*). Hierüber werden Wasserspiegelauslenkungen beschrieben, die durch Wind- und Luftdruckänderungen sowie thermische und haline Effekte hervorgerufen werden (Plüß 2003). Bei den thermischen und halinen Prozessen handelt es sich beispielsweise um Änderungen in den Eigenschaften der Dichte und der Temperatur. Darunter fallen entsprechend auch Änderungen in der vertikalen Schichtung. Die Genese der meteorologischen Tiden ist explizit von den kurzfristigen atmosphärischen Schwankungen (vergleiche Kapitel 3.4) abzugrenzen (Pugh und Woodworth 2014), da hiermit längerfristige Einwirkungen mit jährlichen/halbjährlichen bis hin zu täglichen Perioden auf den Wasserstand beschrieben werden (Dietrich et al. 1975). Das ist in der direkten Abhängigkeit zum sogenannten Sonnentag (Zeit zwischen zwei Meridiandurchgängen der Sonne an einem gegebenen Ort) begründet, der von der Jahreszeit abhängt und somit einer saisonalen Schwankung unterliegt (Pugh und Woodworth 2014). Da meteorologische Tiden sowohl astronomischer (und damit periodischer) als auch meteorologischer Natur sind, ist es in der Praxis nicht möglich, diese Effekte vollständig voneinander zu trennen (Zijl et al. 2013). Insbesondere bei der separaten Betrachtung der Prozesse Gezeiten und Windstau ist daher darauf zu achten, deren Auswirkungen nicht doppelt zu erfassen (vergleiche Williams et al. 2018). Das betrifft einerseits die Methodik der vorliegenden Arbeit (siehe Kapitel 7) als auch die beschriebenen Wasserstandsvorhersagesysteme aus Kapitel 2. Weitere Grundlagenliteratur zu meteorologischen Tiden liefern beispielsweise Munk und Cartwright (1966) oder Godin (1989). Eine sehr detaillierte Beschreibung der wichtigsten Partialtiden einschließlich deren Abkürzungen, Zusammensetzungen und Charakteristika sowie deren Winkelgeschwindigkeiten liefert Malcherek (2018).

In Summe ergibt sich durch diese nichtlinearen und dynamischen Effekte ein komplexes System der Gezeiten. Aufgrund der langen Geschichte der ozeanographischen Forschung auf dem Gebiet existieren zahlreiche Arbeiten und Modellansätze (z. B. Cartwright 1999; Haigh 2017 und Referenzen darin). Für die Nordsee als ein Randmeer des Nordatlantiks gilt aufgrund ihrer geringen Masse, dass hier keine signifikanten eigenen Gezeiten entstehen. Die Gezeiten in der Nordsee werden fast ausschließlich durch Schwingungen des Nordatlantiks angeregt (z. B. Arns et al. 2013a), sodass die Eigenschwingungen der Nordsee vernachlässigbar sind. Die Gezeiten werden dementsprechend im tiefen Ozean generiert (Woodworth et al. 2019), wo ausreichend Wassermasse zur Verfügung steht. Die Variabilität des Wasserstandes bzw. die Amplitude der Gezeiten sind hier allerdings noch relativ gering ausgeprägt (vergleiche Abbildung 3-5). Die Gezeiten strömen nordöstlich von Schottland in die Nordsee und bewegen sich als sogenannte Küsten-Kelvinwellen (stehende Wellen, die durch die Coriolis-Kraft in Rotation versetzt werden) entlang der britischen Küstenlinie fort (Horsburgh und Wilson 2007). Einen geringeren Einfluss haben die Gezeiten, die im Südosten durch den Ärmelkanal in die Nordsee gelangen. Nachdem die Gezeiten sich im Nordseebecken befinden, bewegen sie sich gegen den Uhrzeigersinn fort. Es entsteht ein Effekt, der als Amphidromie bezeichnet wird, wenn sich Wellen auf einem rotierenden Körper (hier: die Erde), in einem abgeschlossenen Becken (hier die Nordsee) bewegen. Die einlaufenden Wellen werden nicht auf der gegenüberliegenden Seite des Beckens reflektiert, sondern drehen sich um einen bzw. mehrere Punkte (sogenannte Amphi-

dromische Punkte) in der Mitte des Beckens. Aufgrund der Coriolis-Kraft erfolgt die Drehung auf der Nordhalbkugel gegen den Uhrzeigersinn und entsprechend auf der Südhalbkugel im Uhrzeigersinn (Pugh und Woodworth 2014). An einem amphidromischen Punkt tritt kein Tidehub (Thb) auf, der als mittlerer Höhenunterschied zwischen Thw und den beiden benachbarten Tnw definiert ist. In der Nordsee gibt es zwei vollständige amphidrome Systeme (in der zentralen Nordsee und in der Nähe vom Ärmelkanal) und ein drittes unvollständiges amphidromes System nahe der norwegischen Küste (vergleiche Abbildung 3-6).

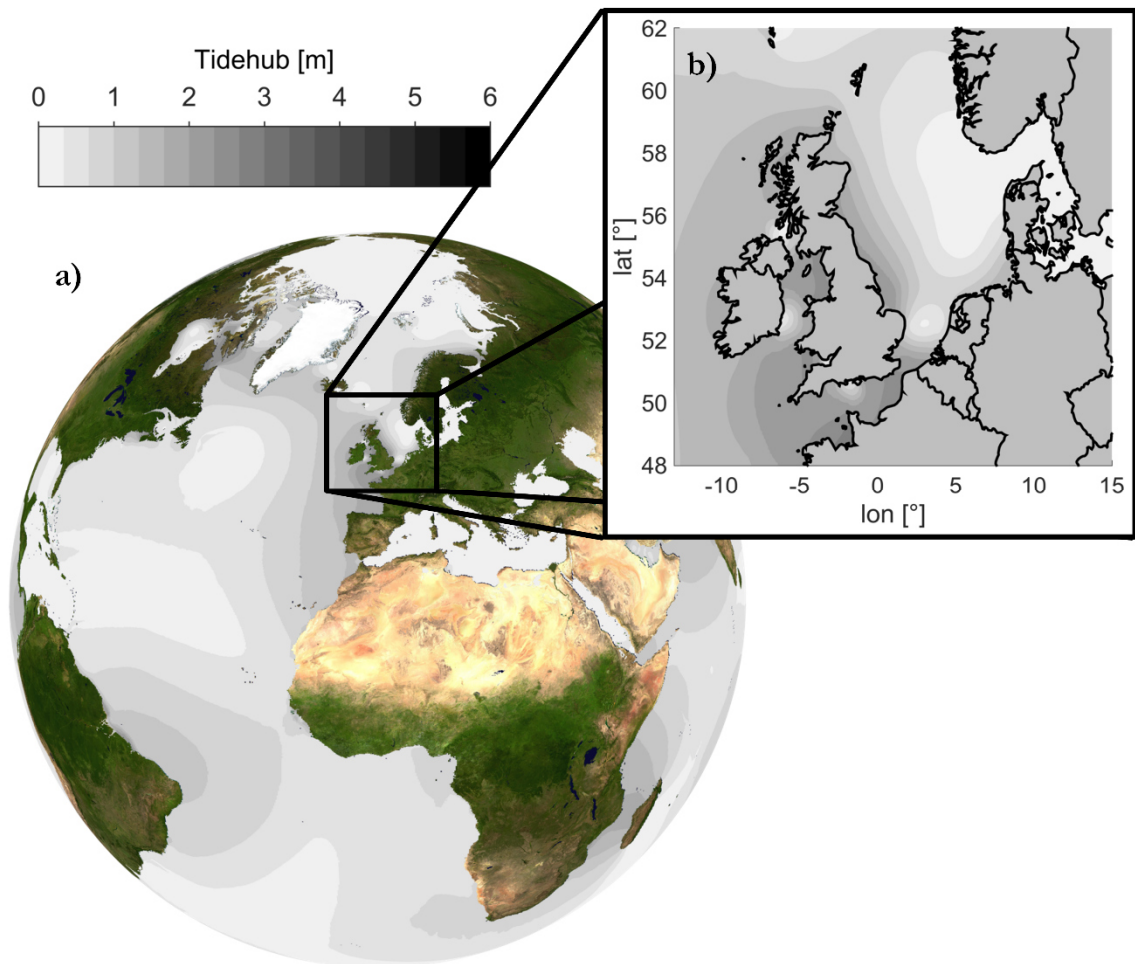


Abbildung 3-5: Tidehub der Ozeane und des Untersuchungsgebiets: a) global, b) Nordatlantik und Nordsee. Datengrundlage: DTU10 Ocean Tide Model (Cheng und Andersen 2010).

In der Nordsee bewegt sich der Thb in einer Größenordnung zwischen 1 m bis 3 m (Horsburgh und Wilson 2007) und nimmt bis in die Deutsche Bucht auf 2 m bis 4 m zu (Zeiler et al. 2008). Die unterschiedlichen Ausprägungen des Thb in der Nordsee sind über die Lage der amphidromischen Punkte zu erklären: Mit steigendem Abstand zu einem amphidromischen Punkt nimmt der Thb kontinuierlich zu. Diese unterschiedlichen Ausprägungen des Thb, global als auch im Nordseebecken bis hin zur Deutschen Bucht, sind in Abbildung 3-5 dargestellt. Analog zu Tabelle 3-4 wurde auf eine gängige Klassifizierung der Gezeiten nach dem Thb zurückgegriffen (z. B. Masselink und Hughes 2014). Im Untersuchungsgebiet der Deutschen Bucht liegt entsprechend ein meso- bis makrotidaler Bereich vor.

Tabelle 3-4: Klassifizierung der Gezeiten nach Tidehub (Masselink und Hughes 2014).

Klassifizierung	Bereich [m]
mikrotidal	Tidehub < 2 m
mesotidal	$2 \text{ m} \leq \text{Tidehub} \leq 4 \text{ m}$
makrotidal	$4 \text{ m} < \text{Tidehub}$

Die Nordsee ist darüber hinaus maßgeblich durch halbtägige bzw. semi-diurnale Gezeiten charakterisiert. Entsprechend dominieren auch die semi-diurnalen Partialtiden M2 und S2, die wiederum für einen ausgeprägten Spring-Nipp-Zyklus in der Nordsee verantwortlich sind (Horsburgh und Wilson 2007). Neben dem semi-diurnalen Tideregime existieren global weitere Formen, wie ein diurnales und ein gemischtes Tideregime (Haigh 2017). Bei einem semi-diurnalen Tideregime handelt es sich um das System, was bei der theoretischen Bestimmung der Gezeiten (s. o.) erwartet wird. Es handelt sich entsprechend um den am häufigsten auffindbaren Gezeitenzyklus. Die charakterisierende Eigenschaft sind die zwei nahezu gleich hohen astronomischen Hoch- bzw. Niedrigwasser pro Tag. Im Unterschied dazu wird von einem diurnalen Gezeitenregime gesprochen, wenn jeweils nur ein astronomisches Hoch- bzw. Niedrigwasser pro Tag auftritt. Von einem gemischten Gezeitenzyklus spricht man, wenn im Verlauf eines Mondtages zwei unterschiedlich hohe astronomische Hoch- bzw. Niedrigwasser pro Tag beobachtet werden (Pugh und Woodworth 2014). In Foreman (1977) wird auf eine gängige Approximation zur Charakterisierung der Tideform eingegangen, die über das Verhältnis der Amplituden der diurnalen Partialtiden K1 und O1 zu den Amplituden der semi-diurnalen Partialtiden M2 und S2 bestimmt wird. Dieser sogenannte Formfaktor geht zurück auf die *form number* F aus (Dietrich 1963):

$$F = \frac{K1 + O1}{M2 + S2} \quad (3-1)$$

Die Zuordnung der entsprechend berechneten Tideform F zum jeweiligen Tideregime ist in Tabelle 3-5 zusammengetragen. In Abbildung 3-6 sind sowohl die global als auch das im Untersuchungsgebiet vorherrschende Tideregime abgebildet. Es wird entsprechend deutlich, dass in der Deutschen Bucht ein semi-diurnaler Gezeitenzyklus dominiert. Ein diurnales Gezeitenregime findet man beispielsweise im Golf von Mexiko (USA). Die Westküste der USA sowie Teile der Küstenlinie Australiens weisen einen gemischten Gezeitenzyklus auf.

Tabelle 3-5: Klassifizierung der Gezeiten nach der Tideform F (Foreman 1977).

Klassifizierung	Bereich F [-]
semi-diurnal	$0 \leq F \leq 0,25$
gemischt	$0,25 < F \leq 3$
diurnal	$F > 3$

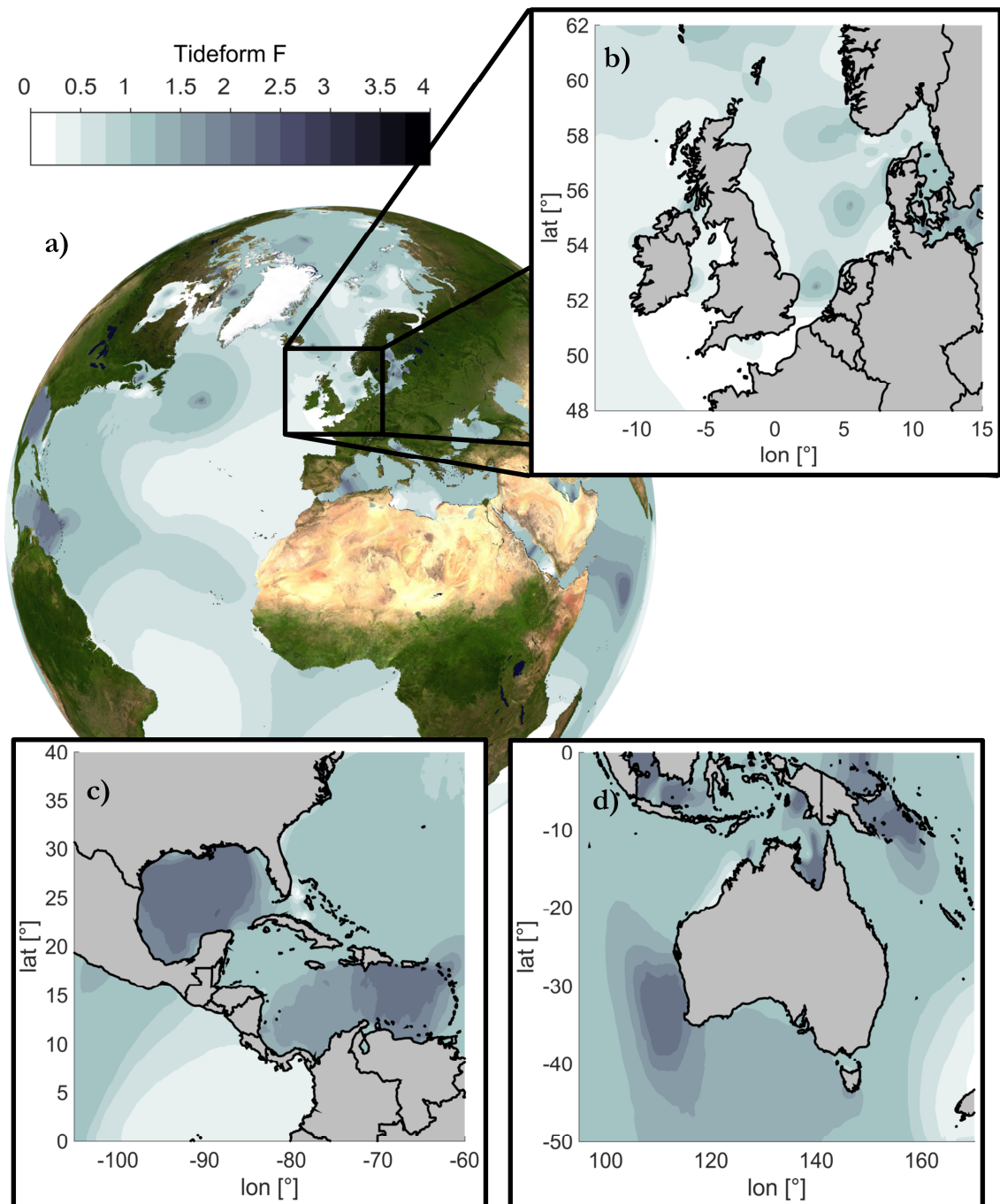


Abbildung 3-6: Gezeitenregime der Ozeane und des Untersuchungsgebiets in Anhängigkeit des Formfaktors F : a) global, b) Nordatlantik und Nordsee, c) Golf von Mexiko, d) Australien. Datengrundlage: DTU10 Ocean Tide Model (Cheng und Andersen 2010).

Der Grund für die global unterschiedlichen Tideregime sowie die stark unterschiedlich ausgeprägten Amplituden der Gezeiten sind die bereits erwähnten diversen nichtlinearen und dynamischen Effekte. Global betrachtet fällt darunter der Einfluss der Topographie der Küstenlinie, die vielseitigen Meeresströmungen sowie die Verteilung der Kontinente (Plattentektonik). Innerhalb der Nordsee sind unterschiedliche maßgeblich topografische Effekte zu berücksichtigen, die für eine Deformation der Tidekurve sorgen (siehe auch Abbildung 3-3 und Abbildung 3-4). Insbesondere die Kombination aus Form und Topogra-

phie der Nordsee führen zu einem komplizierten Gezeitensystem (Lee 1980). Die Verringerung der Wassertiefen von ca. 200 m an der nördlichen Verbindung zum Nordatlantik auf weniger als 10 m in der Deutschen Bucht führt zu einem deutlichen Einfluss der Bathymetrie auf die Resonanz sowie den Wasserspiegelanstieg bei Sturmfluten (Sündermann und Pohlmann 2011). Eine Übersicht aller Einflussgrößen sowie deren Auswirkungen, wenn sich Randbedingungen ändern, liefern Haigh et al. (2019).

Zusammenfassend lässt für die Gezeiten in der Nordsee bzw. in der Deutschen Bucht feststellen, dass sie das Resultat aus verschiedenen verstärkenden Einflüssen darstellen und dass sie aus verhältnismäßig kleinen Gezeiten im tiefen Nordatlantik resultieren. So spielt nicht nur die astronomische Konstellation zwischen Sonne, Mond und Erde eine gewichtige Rolle, sondern ebenfalls die lokalen Bedingungen (Küstenform, Topographie, Entstehung der Flachwassertiden, Reflexion der Tidewelle, Oberwassereinfluss etc.) (Woodworth et al. 2019). Vereinfacht gesagt lassen sich die Wasserstandsänderungen der nahezu rein astronomischen Kräfte im tiefen Ozean mathematisch gut beschreiben. Die Betrachtung wird jedoch komplexer, je näher man sich Richtung Küstenlinie und entsprechende Flachwasserbereiche bewegt. Anschließend bewegt sich die Gezeitenwelle weiter in Buchten, Ästuar und Priele, wo sie noch größere Verformungen erfährt. Derartige Verengungen führen zu einer Erhöhung des Thb, da die identische Energie durch einen kleineren Querschnitt bewegt werden muss. Das Resultat sind Asymmetrien der Tidekurve, da das Thw sich schneller fortbewegt als das Tnw (Haigh 2017). Infolgedessen verbleiben viele Schwierigkeiten, die zu Unsicherheiten führen, bei der Parametrisierung der komplexeren Gezeiten, wie sie in Küstennähe auftreten (Ray et al. 2011). Am Beispiel von Beobachtungen am Pegelstandort Büsum in der Deutschen Bucht werden in Abbildung 3-7 eben diese komplexeren Gezeiten verdeutlicht. Insbesondere die Tnw zeigen sehr starke Deformationen, die aus den Transformationsprozessen auf dem Schelf sowie der Entstehung von Obertiden resultieren.

In Haigh (2017) sind Beispiele der zentralen Südküste in Großbritannien gezeigt, die Merkmale wie doppeltes Thw oder Tnw aufzeigen. Eine Approximation der Tidekurve über die Summation harmonischer Schwingungen ist bei derart komplexen Bedingungen nur mit großen Unsicherheiten möglich. Darüber hinaus zeigen zahlreiche Studien, die auf hydrodynamisch-numerischen Modellen basieren, dass die Abbildung der Wasserstände in der Deutschen Bucht äußerst komplex ist und daher oft nur unzureichend genau erfolgen werden kann (z. B. Horsburgh und de Vries 2011; Muis et al. 2016; Fernández-Montblanc et al. 2019). Die gewonnenen Erkenntnisse über die Besonderheit der Deutschen Bucht hinsichtlich der Gezeitenentstehung und -verformung sowie der -separierung aus beobachteten als auch simulierten Wasserständen fließen in der vorliegenden Arbeit unmittelbar in die Kapitel 4, 5 und 6 ein, um den komplexen Bedingungen möglichst effektiv Rechnung zu tragen. Bereits beobachtete und mögliche Änderungen im Gezeitenregime, hervorgerufen durch beispielweise einen Anstieg des MSL, werden in Kapitel 3.6 angeschnitten.

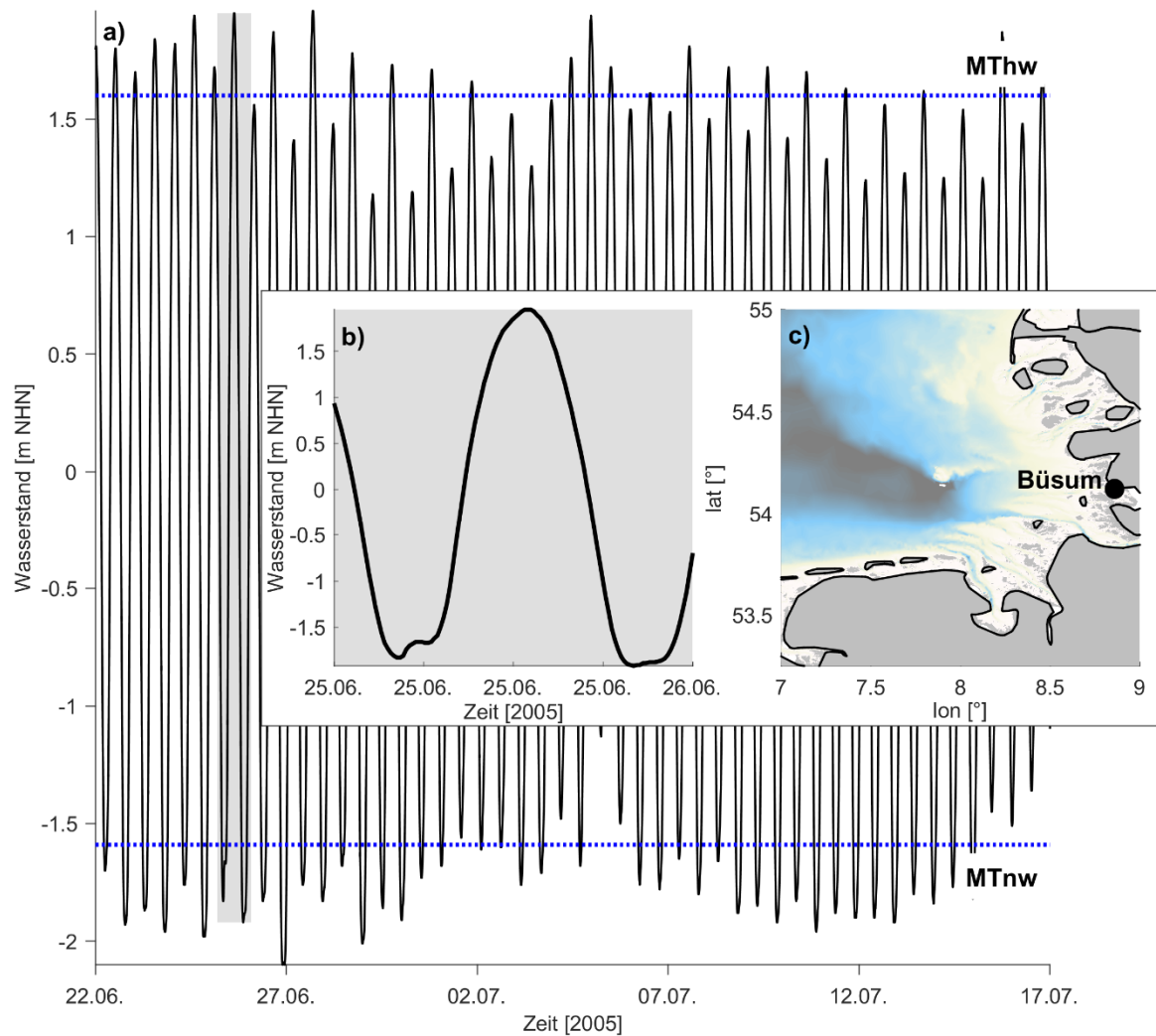


Abbildung 3-7: Verformung einer Tidekurve in der Deutschen Bucht am Beispiel von Beobachtungen am Pegelstandort Büsum. a) Beobachtete Wasserstände über eine Periode von zwei Spring-Nipp-Zyklen einschließlich der Angabe des MThw von 1,62 m NHN und des MTnw von -1,57 m NHN (Periode: 01.11.2000-31.10.2010; www.pegelonline.de); b) Detailausschnitt einer beobachteten Tidekurve, die das regelmäßig auftretende Phänomen eines doppelten Tnw zeigt, das durch die Überlagerung der Partialtiden M2 und M4 bzw. M6 entsteht; c) Lage des Pegelstandortes Büsum in der Deutschen Bucht.

3.4 Windstau

Im vorliegenden Kapitel wird der Prozess des Windstaus detaillierter betrachtet. Dieser Prozess ist die Ursache für die Abweichung zwischen dem tatsächlich beobachteten Meeresspiegel und der im vorigen Kapitel 3.3 beschriebenen deterministischen Gezeitenvorhersage. Die regelmäßigen und prognostizierbaren Gezeitenmuster werden dauerhaft durch stochastische Prozesse beeinflusst, die maßgeblich auf die Dominanz der Meteorologie zurückzuführen sind (Pugh und Woodworth 2014). Der sogenannte Windstau ist in dieser Arbeit definiert als das Residuum zwischen Gesamtwasserstand und dem zugehörigen Gezeitenanteil (vergleiche Gönnert et al. 2001) und wird daher im deutschsprachigen Raum auch häufig als meteorologische Komponente oder stochastischer Anteil des Wasserstandes (z. B. Jensen et al. 2013) bezeichnet. In der englischsprachigen Literatur ist der

Windstau, wie hier definiert, am ehesten mit dem *non-tidal residual* zu vergleichen (Haigh 2017). Analog zu den deutschen Bezeichnungen finden sich auch die Begrifflichkeiten wie *atmospheric surge*, *meteorological residual* oder *surge component* in der Literatur (Pugh und Woodworth 2014). Oftmals wird in der Literatur auch der Ausdruck *surge* benutzt und fälschlicherweise im gleichen Zusammenhang mit dem *non-tidal residual* verwendet. Allerdings umfasst der *surge* im Gegensatz zum *non-tidal residual* per Definition nur den tatsächlich meteorologischen Einfluss auf den Wasserstand und nicht weitere Komponenten (s. u.). In Abgrenzung dazu ist der englische Begriff *storm surge* mit dem deutschen Wort der Sturmflut zu vergleichen, die vereinfacht gesagt ein bestimmtes Ereignis darstellt, das mit einem großen Windstau einhergeht. Die englische Bezeichnung des *non-tidal residual* beschreibt entsprechend den Windstau rein bezogen auf die abgebildeten Prozesse am ehesten. Denn neben den meteorologisch bedingten Änderungen des Meeresspiegels, sind auch weitere einflussnehmende Prozesse enthalten (z. B. Gönnert 2003). In Abbildung 3-8 ist exemplarisch eine Windstaukurve als Differenz aus Wasserstand und astronomischer Gezeit dargestellt. Der Begriff des Windstaus stammt laut BSH (2012) aus der physikalischen Meereskunde und wurde eingeführt, um die astronomische Komponente und meteorologische Einflüsse separat betrachten zu können. Als dynamische Antwort auf die Atmosphäre (Mawdsley und Haigh 2016) wirkt der Windstau auf einer kurzfristigen zeitlichen Skala von Stunden bis Tagen (vergleiche Abbildung 3-2).

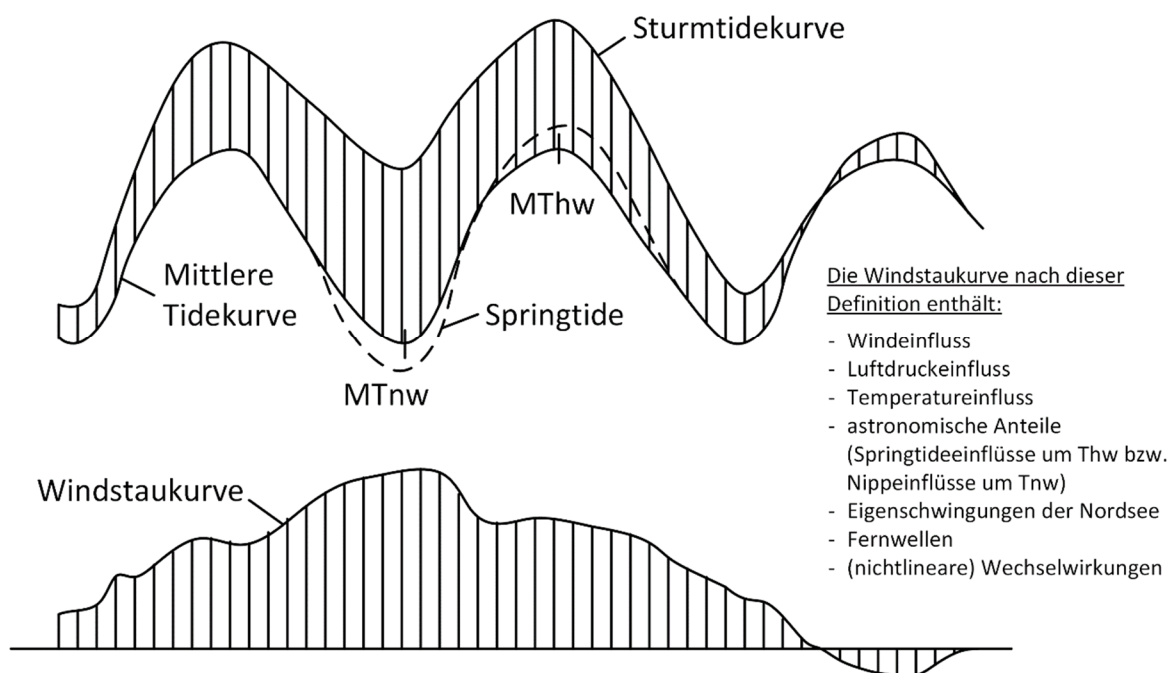


Abbildung 3-8: Windstaukurve als Differenz zwischen der Ganglinie des Gesamtwasserstands (hier: Sturmtidekurve) und der berechneten astronomischen oder der für diese Periode gebildeten mittleren Gezeit. Abbildung adaptiert und erweitert nach EAK (2002) bzw. nach Siefert (1998a).

Entsprechend der Abbildung 3-8 enthält der Windstau per Definition die Reaktion auf unterschiedliche ablaufenden Prozesse. Den mit Abstand größten Einfluss auf den Windstau in der Nordsee üben die lokale Windrichtung und die Windgeschwindigkeit aus (de Vries et al. 1995; Gönnert 2003), die die Wassermassen in Richtung der Küste und somit auch gegen die Küste drücken (Lang und Mikolajewicz 2019). Nach Annutsch (1977) fol-

gen der statische atmosphärische Luftdruck sowie dessen zeitliche Änderung und Temperatureinflüsse (z. B. Wassertemperatur und/oder Temperaturdifferenzen zwischen Luft und Wasser) (Gönnert 2003). Die direkte Wirkung des Luftdrucks auf die Wasseroberfläche wirkt sich durch den sogenannten inversen barometrischen Effekt (IBE) aus (Erläuterung in Kapitel 3.6). Weiterhin enthält der Windstau Einflüsse sogenannter Fernwellen (*engl.: external surges*), die im Nordatlantik beispielsweise durch Luftdruckschwankungen erzeugt werden und als Kelvinwelle gegen den Uhrzeigersinn durch die Nordsee verlaufen (Gönnert und Sossidi 2011). Hinzu kommen Anteile aus komplex abgrenzbaren Prozessen wie Eigenschwingungen des Ozeanbeckens und (nichtlineare) Wechselwirkungen, z. B. zwischen Gezeiten und Windstau (vergleiche Kapitel 3.5). Zuletzt verbleibt eine modelltechnische Komponente, die bei der Separierung des Windstauanteils aus dem Gesamtwasserstand über die Gezeitenanalyse entsteht. Unabhängig vom angewendeten Verfahren der Gezeitenanalyse (vergleiche Kapitel 5), verbleiben im Windstau verschiedene (periodische) Komponenten, die während der Gezeitenanalyse nicht separiert werden (können). Hierunter fallen beispielsweise Partialtiden (insbesondere Flachwassertiden), die nicht explizit erfasst werden. In der vorliegenden Arbeit liegt der Fokus auf der Berücksichtigung der maßgebenden unmittelbar erfassbaren atmosphärischen/meteorologischen Wirkungen auf den Wasserstand in Form von Windwirkung und Luftdruck. Temperatureinflüsse, untergeordnete Prozesse sowie die nicht detailliert abgrenzbaren Prozesse werden an dieser Stelle vernachlässigt. Bei den meteorologisch bedingten Prozessen ist es wichtig, hinsichtlich Anteilen aus lokalen Wirkungen und Fernwirkungen zu unterscheiden (Jensen et al. 2013). Unter den lokalen Wirkungen werden meteorologische Einflüsse verstanden, die über dem Seegebiet der Deutschen Bucht entstehen (z. B. Annutsch 1978). Fernwirkungen resultieren hingegen aus meteorologischen Prozessen über dem Nordatlantik (z. B. Müller-Navarra und Giese 1999).

Die lokale Meteorologie über der Nordsee, sprich der Luftdruck sowie die Wirkung des Windes, können also in Form des Windstaus für eine Erhöhung als auch eine Reduzierung des Gesamtwasserstands gegenüber den astronomischen Gezeiten bewirken (vergleiche Dangendorf et al. 2013; Haigh 2017). Tiefdruckgebiete über der Nordsee ermöglichen einen Anstieg des Wasserstandes, während Hochdruckgebiete entsprechend für eine Reduzierung des Wasserstandes sorgen. Im Falle der Windwirkung erhöhen sich die Wasserstände, wenn Wassermassen gegen die Küste gedrückt werden (auflandige Winde) und werden reduziert, wenn ablandige Winde vorherrschen. Die Wirkung des Windes ist prinzipiell darauf zurückzuführen, dass sich der Wasserstand proportional zur Windbelastung geteilt durch die Wassertiefe verhält (Pugh und Woodworth 2014). Darüber lässt sich beispielsweise erklären, dass in der flachen Nordsee und insbesondere in der Deutschen Bucht die Windwirkung am deutlichsten ausgeprägt ist und folglich die Genauigkeit der verwendeten Winddaten entscheidend für windstaubasierte Auswertungen und Analysen ist. Die Wechselwirkung zwischen Luftdruck und Wind auf den Wasserstand in der Deutschen Bucht waren bereits früh Gegenstand von zahlreichen Untersuchungen (z. B. Tomczak 1949, 1952a, 1952b, 1953).

Am deutlichsten ausgeprägt ist der Windstau im Fall von Sturmfluten. Bei entsprechenden Bedingungen wehen starke lokale Winde aus nordwestlicher Richtung über die Nordsee, die mit einem sich ostwärts bewegendem Tiefdruckgebiet über Skandinavien bzw. der Ostsee einhergehen (Winde entstehen durch den Ausgleich von Luftdruckgradienten zwischen Hoch- und Tiefdruckgebieten) (Dangendorf et al. 2014b). Zur Verdeutlichung dieser

Abhängigkeit haben Dangendorf et al. (2014b) Korrelationen zwischen dem Windstau in Cuxhaven und dem Luftdruck auf Basis der 20CR-Reanalyse (Compo et al. 2011) zwischen 60°W bis 40°O und von 20°N bis 80°N und für eine Periode von 1950 bis 2010 bestimmt und ausgewertet. Die Korrelationsanalyse zeigt signifikant negative Korrelationen über Skandinavien und signifikant positive Korrelationen über der Iberischen Halbinsel, die sich auch bei der Analyse von MSL-Zeitreihen (Dangendorf et al. 2013, 2014d) in dieser Region zeigen. Dieses Muster ist bekannt und stellt die mittlere Wettersituation dar, die zu starken Sturmflutereignissen führt (Heyen et al. 1996). Diese Kombination aus Luftdruck und Wind resultiert zu einer enormen Windstauwirkung in der Deutschen Bucht. Am deutlichsten lässt sich diese Wirkung über das ausgeprägte Verhältnis vom stochastischen Einfluss (Windstau) zu deterministischen Einflüssen (astronomische Gezeiten) in den Wasserständen an der deutschen Nordseeküste ausdrücken (Jensen und Müller-Navarra 2008). Der Windstau kann eine ähnliche Größenordnung wie die des mittleren Tidehubs erreichen und somit den astronomischen Wasserstand durch Superposition nahezu verdoppeln (Horsburgh und de Vries 2011; Müller-Navarra und Bork 2012). Entsprechend können in der flachen Deutschen Bucht Windstauwerte von mehr als vier Metern auftreten (Dangendorf et al. 2014b). Der höchste Windstau wurde während der Sturmflut am 09.02.1949 sogar mit 5,64 m am Pegel Husum während Tnw erfasst (Tomczak 1950). Dieses hohe Verhältnis zwischen astronomischer Gezeit und dem Windstau im Gesamtwasserstandssignal an der deutschen Nordseeküste ist insbesondere bei (extremwert-)statistischen Analysen zu berücksichtigen (Jensen und Müller-Navarra 2008). Bork und Müller-Navarra (2005) verdeutlichten die Entwicklung des Windstaus in der Deutschen Bucht anhand eines Kanalmodells, das der Charakteristik der Deutschen Bucht entspricht (Tomczak 1960). Anhand eines geschlossenen, schmalen Kanals mit einer Länge von 300 km und einer Tiefe von 20 m simulierten Bork und Müller-Navarra (2005) bei einer konstanten Windgeschwindigkeit von 30 m/s und unter Vernachlässigung der Coriolis-Kraft einen Windstau von 4,50 m. Anschließend wurde der Kanal auf eine Tiefe von 100 m herabgesetzt, was zu einer Reduzierung des resultierenden Windstaus auf ca. 1 m führte und den signifikanten Einfluss der Bathymetrie verdeutlicht. Derartige Analysen, die ebenfalls u. a. die Abhängigkeit des Windstaus von Wassertiefe in einem eindimensionalen Kanalmodell nachweisen, führte bereits Hansen (1950) durch. Der Einfluss der Meteorologie auf den Wasserstand in Abhängigkeit der Wassertiefe lässt sich darüber hinaus global anhand numerischer Modelle und Satellitenaltimeterdaten darstellen. In Abbildung 3-9 ist die Standardabweichung σ des atmosphärischen Einflusses auf den Wasserstand im offenen Ozean auf Basis der DAC-Daten (vergleiche Kapitel 4.2) exemplarisch für das Jahr 1995 gezeigt. Es wird deutlich, dass die Standardabweichung im globalen Vergleich die größten Werte in der Deutschen Bucht aufweist. Je größer die Varianz bzw. die Standardabweichung ausgeprägt ist, desto größer ist entsprechend der Einfluss der atmosphärischen Komponenten auf den Wasserstand, weshalb die Standardabweichung häufig als Maß zur Beschreibung der meteorologischen Wirkung auf den Wasserstand herangezogen wird (z. B. Pugh und Woodworth 2014).

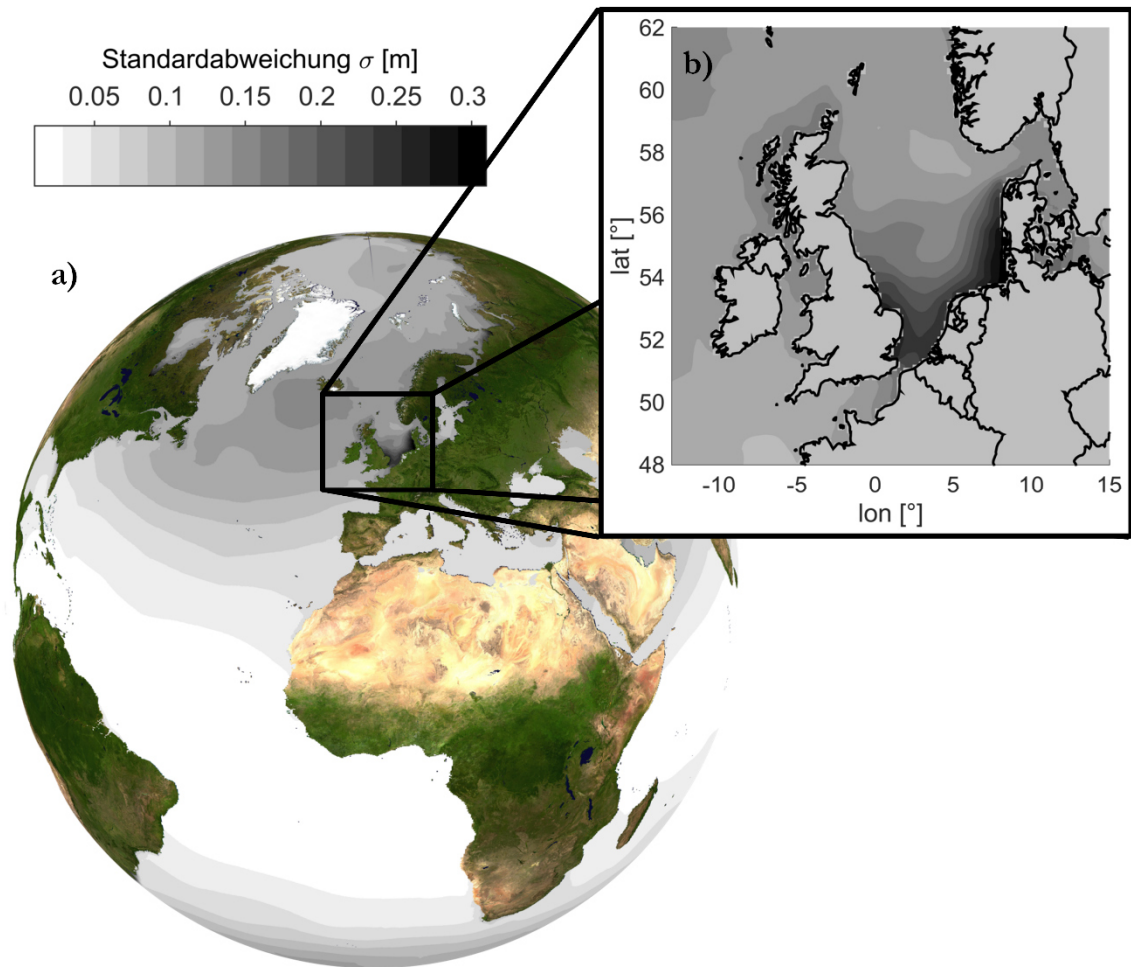


Abbildung 3-9: Standardabweichung σ des atmosphärischen Einflusses im offenen Ozean und im Untersuchungsgebiet: a) global, b) Nordatlantik und Nordsee. Datengrundlage: DAC-Datensatz exemplarisch für das Jahr 1995; Dynamic atmospheric Corrections are produced by CLS using the Mog2D model from Legos and distributed by Aviso+, with support from Cnes (<https://www.aviso.altimetry.fr/>).

Um den Einfluss des Flachwasserbereiches als verantwortlichen Parameter für die Höhe und Ausprägung des Windstaus in der Deutschen Bucht zu quantifizieren, haben Lassen et al. (2001) beobachtete Windstauwerte analysiert, die auf einer Linie bei nordwestlichen Winden liegen. In der offenen Nordsee wurden die Wasserstände auf der Forschungsplattform Nordsee (FPN) über Helgoland bis zur Küste am Pegelstandort Cuxhaven untersucht. Lassen et al. (2001) kommen jedoch zu dem Schluss, dass die zur Verfügung stehende Datengrundlage nicht ausreicht, um verlässliche Erkenntnisse ableiten zu können. Allerdings zeigen sich signifikante Abhängigkeiten zwischen dem Anstieg der Windstaumaxima und der Bathymetrie. Im tieferen Bereich zwischen der FPN und Helgoland ist der Anstieg des Maximums geringer, als von Helgoland bis Cuxhaven. Es fällt auf, dass auch hier als maßgebende Windrichtung Nordwest gewählt wurde. Das bedeutet, dass die Windwirkung auf den Wasserstand als maximal angenommen wird, wenn der Wind unmittelbar in Richtung des betrachteten (Pegel-)Standortes innerhalb der Deutschen Bucht weht. Diese Situation stellt erneut eine Besonderheit von sehr flachen Küstenbereichen wie der Deutschen Bucht dar. Ein Wind, der über einem Wasserkörper weht, überträgt eine Schubspannung auf die Wasseroberfläche und setzt damit den Wasserkörper in Bewegung.

Durch die Erdrotation konnten im vorigen Kapitel 3.3 bereits große Teile der Gezeiten erklärt werden. Da sämtliche Bewegungen auf der Erde durch deren Rotation und der daraus resultierenden Coriolis-Kraft beeinflusst werden, unterliegt dieser ebenfalls der Wind als auch die ausgelöste Bewegung des Wasserkörpers. In der Theorie werden Oberflächenströmungen durch die Coriolis-Kraft um 45° von der Windrichtung abgelenkt (Malcherek 2018). In der nördlichen Hemisphäre erfolgt die Ablenkung nach rechts bezogen auf die Windrichtung. Die tiefengemittelte Strömung wird im tiefen Bereich sogar um 90° zur Windrichtung verschoben. Daraus folgt, dass in tiefen Küstenregionen der Windstau am stärksten ausgeprägt ist, wenn küstenparallele Winde vorherrschen (Horsburgh und de Vries 2011). Aufgrund der Wechselwirkung aus Windschub, Coriolis-Kraft und Reibungseinflüssen wird dieser Effekt in Flachwasserbereichen stetig reduziert, bis er bei einer bestimmten Tiefe vollständig verschwindet. Entsprechend wird hier der Windstau in der Regel am größten, wenn die Winde quer zur Küstenlinie wehen (Horsburgh und de Vries 2011).

Dieses Phänomen wurde erstmalig in den 1890er Jahren von Fridtjof Nansen während einer Arktisexpedition beobachtet. Mathematisch-physikalisch formuliert wurden diese Zusammenhänge schließlich von Vagn Walfrid Ekman (Ekman 1905). Die sogenannte Ekman-Spirale stellt ein vertikales Geschwindigkeitsprofil dar, dass auftritt, wenn Wind auf eine Wasseroberfläche wirkt. Hierbei ist die Oberflächenströmung um 45° zur Windrichtung gedreht und erreicht etwa 3 % der Windgeschwindigkeit (Malcherek 2018). In den tieferen Wasserschichten nimmt die Bewegungsgeschwindigkeit kontinuierlich ab und die Bewegungsrichtung weicht immer stärker von der Windrichtung ab. Das liegt an der Tatsache, dass die induzierte Schubspannung des Windes lediglich die oberste Schicht des Wasserkörpers in Bewegung versetzt, die wiederum die nächst tiefere Schicht in Bewegung versetzt. Aufgrund der Coriolis-Kraft weicht deren Strömungsrichtung auf der Nordhalbkugel dann weiter nach rechts ab und wirkt wiederum auf die nächst tiefere Schicht etc. Die Geschwindigkeitsvektoren bilden schließlich eine logarithmische Spirale, die Ekman-Spirale. Der gesamte vertikale Bereich, über den sich die Ekman-Spirale erstreckt, wird als Ekman-Layer bezeichnet. Die Integration der Ekman-Spirale führt zum sogenannten Ekman-Transport, der um 90° von der Windrichtung abweicht (siehe oben). Als sogenannte Ekman-Tiefe wird der Bereich der Ekman-Spirale bezeichnet, ab der die Strömung des Wassers entgegen der Windrichtung verläuft und ist direkt abhängig von der Windgeschwindigkeit und der geographischen Breite (vergleiche Abbildung 3-10). Nach einem halben Umlauf haben sich die Strömungsgeschwindigkeiten bereits auf etwa $1/23$ reduziert und können vernachlässigt werden. In mittleren geographischen Breiten und einer Windgeschwindigkeit von 10 m/s befindet sich die Ekman-Tiefe bei etwa 50 m (z. B. Grunau 2012). Mit abnehmender Entfernung zum Äquator nimmt die Ekman-Tiefe kontinuierlich zu, weil der Einfluss der Coriolis-Kraft geringer wird. Durch die flache Bathymetrie der Deutschen Bucht ist die Ekman-Spirale also nicht voll bzw. mitunter gar nicht ausgeprägt, da die Wassertiefe wesentlich kleiner ist, als der Ekman-Layer (Tomczak 2005). Entsprechend wirken der Wind sowie die resultierende Strömung des Wasserkörpers nahezu in gleicher Richtung. Zur weiteren Verdeutlichung der Komplexität sei erwähnt, dass sich entsprechende Ekman-Spiralen ebenfalls in der Atmosphäre über der Wasseroberfläche als auch über dem Meeresgrund mit einem umgekehrten Drehsinn entwickeln (die Reibung des Meeresbodens wirkt entgegengesetzt der Strömung). In flachen Küstenbereichen findet eine Überlagerung der beiden Spiralen statt und verstärkt den Effekt der resultieren

Strömung des Wasserkörpers in Richtung des Windes. In Abbildung 3-10 ist eine idealisierte Ekman-Spirale dargestellt und verdeutlicht den Zusammenhang zwischen effektiver Windrichtung, Oberflächenströmung und resultierendem Ekman-Transport sowie deren Abhängigkeit zur Wassertiefe. Es ist lediglich der Einfluss der Windwirkung auf den Wasserstand abgebildet; weitere Effekte wie der Einfluss der Bodenreibung oder der Atmosphäre wurden nicht berücksichtigt. Hierdurch würde sich eine weitere Änderung der dargestellten Winkel α und β einstellen.

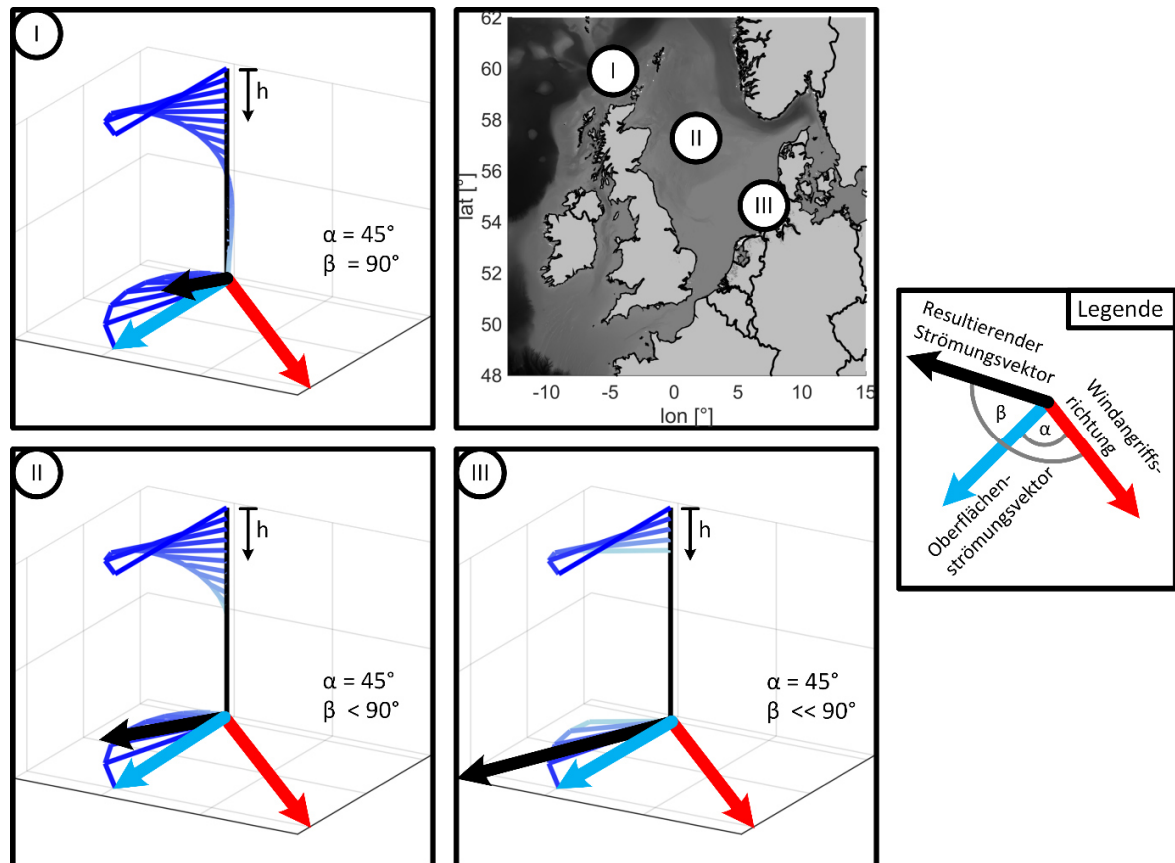


Abbildung 3-10: Idealisierte Ekman-Spirale zur Verdeutlichung des Zusammenhangs zwischen effektiver Windrichtung, Oberflächenströmung und resultierendem Ekman-Transport sowie deren Abhängigkeit zur Wassertiefe. Weitere Effekte (z. B. Bodenreibung etc.) wurden nicht berücksichtigt. Die jeweiligen Subplots zeigen die Ausprägung der Strömungsvektoren in der Tiefe auf der z-Achse an den unterschiedlichen Standorten (I: große Tiefe und voll ausgeprägte Ekman-Spirale; II: Übergangsbereich und bis zur Ekman-Tiefe ausgeprägte Ekman-Spirale; III: Flachwasserbereich und unvollständig ausgeprägte Ekman-Spirale). Die Windangriffsrichtung (rot), der Oberflächenströmungsvektor (blau) und der jeweils resultierende Strömungsvektor sind zur besseren Visualisierung in den Subplots zweidimensional auf die Grundfläche projiziert dargestellt. Zusätzlich sind die jeweiligen Winkel α respektive β zwischen der Windrichtung und dem Oberflächenströmungsvektor respektive dem resultierenden Strömungsvektor angegeben.

Der externe Einfluss der Meteorologie auf den Windstau über dem Nordatlantik wird als Fernwelle bezeichnet und hat mitunter Auswirkungen bis in die Deutsche Bucht. Bei Fernwellen handelt es sich um lang-periodische Wellen, die in der Regel über dem Nordatlantik durch ein Tiefdruckgebiet (bzw. Luftdruckgradienten) generiert werden (z. B. Dangendorf et al. 2014b) und gegen den Uhrzeigersinn durch das Nordseebecken laufen (Timmerman 1975). Aus hydrodynamischer Sicht werden Fernwellen als Kelvinwellen eingestuft (Bork

und Müller-Navarra 2005), womit sie hinsichtlich ihrer Charakteristik und Gesetzmäßigkeiten mit den Gezeiten verglichen werden können. Als erstes erreicht eine Fernwelle die Küste Großbritanniens, wo der Einfluss wesentlich erheblicher ausgeprägt ist, als in der Deutschen Bucht (Gönnert 2003). Aus Untersuchungen in Gönnert (2003) geht hervor, dass Fernwellen in der Regel hinsichtlich ihrer Amplitude von Aberdeen bis Cuxhaven abnehmen. An der niederländisch-deutschen Küste finden schließlich komplexe Reflektionsprozesse statt, bevor die Fernwelle weiter entlang der deutschen und dänischen Küste zurück in den Nordatlantik läuft (Bork und Müller-Navarra 2005). Bis eine Fernwelle den Wasserstand in der Deutschen Bucht beeinflusst, vergehen etwa 15 Stunden (Rossiter 1958; Annusch 1977). Dieser Zusammenhang kann über die Wellenfortschrittsgeschwindigkeit c approximiert werden, die in Flachwasserbereichen von der Wassertiefe h abhängt (z. B. Pugh und Woodworth 2014):

$$c = \sqrt{gh}, \quad (3-2)$$

worin h die Wassertiefe und g die Erdbeschleunigung beschreibt. Jedoch lässt sich die Entstehung von Fernwellen aufgrund ihrer Komplexität nicht so gut beschreiben wie deren Fortschrittsgeschwindigkeit (Gönnert 2003). Zwar wurden bereits frühzeitig Untersuchungen zu deren Entstehung durchgeführt (z. B. Koopmann 1962), aber beispielsweise die Erfassung des Übergangs aus dem Tiefwasser auf das Schelf und die Transformation der Fernwelle bleiben offene Forschungsfragen (Gönnert 2003).

Oftmals fehlen aber auch ausreichende Datengrundlagen, um die ablaufenden Prozesse zu verstehen bzw. die komplexe Separierung und Quantifizierung der Fernwellen aus den vorliegenden Daten stimmt nicht mit Beobachtungen überein. Abhilfe können hierbei HNM schaffen, allerdings werden auch hier die Prozesse aufgrund mangelnder Modellauflösung oder Randbedingungen nicht detailliert genug abgebildet (z. B. Davies und Flather 1977; Timmerman 1979). Auch bei der Sturmflut von 1962 erhöhte eine im Nordatlantik generierte Fernwellen den Wasserstand in der Deutschen Bucht. Die Simulationsergebnisse von Bork und Müller-Navarra (2005) unterschätzten die beobachtete Fernwelle und lieferten zu niedrige Randbedingungen für nachfolgenden Modelle. In Gönnert (2003) wurden zwischen 1971 und 1995 75 Fernwellen am Pegelstandort Cuxhaven auf Basis von Beobachtungsdaten analysiert. Demnach ergeben sich Fernwellenhöhen zwischen 0,10 m und 1,09 m. Im Sturmflutfall reduziert sich die Spannweite auf 0,25 m und 1,00 m (siehe auch Bruss et al. 2011), wobei etwa jede vierte bis fünfte Sturmflut durch eine Fernwelle überlagert wird. Hierbei gilt es zusätzlich zu beachten, dass bei erhöhten Wasserständen wie im Falle von Sturmfluten nichtlineare Interaktionen zwischen Wasserstand und Fernwelle zum Tragen kommen und somit kein additiver Zusammenhang besteht (Gönnert 2003). Für die Fernwellen gilt zusammenfassend in Anlehnung an Kapitel 3.3 hinsichtlich der Komplexität der ablaufenden Prozesse vom Prinzip die gleiche Schlussfolgerung wie für die Gezeiten. Die variable Bathymetrie in der Nordsee und die sehr flache Deutsche Bucht sorgen für ein komplexes System, dass weder anhand von Beobachtungsdaten noch mittels HNM adäquat und vollständig abgebildet werden kann. Zudem kann gezeigt werden, dass die Windwirkung, der atmosphärische Luftdruck und die Coriolis-Kraft für viele Eigenschaften des Windstaus in der Nordsee verantwortlich sind. Insbesondere die Coriolis-Kraft wirkt sich indirekt (gegen den Uhrzeigersinn drehende Tiefdruckgebiete und Fernwellen

auf der Nordhalbkugel) und direkt (z. B. Ekman-Spirale) auf den Windstau auf unterschiedlichen Zeitskalen aus.

In der vorliegenden Arbeit wird keine Separierung der im Windstau enthaltenen Komponenten angestrebt, sondern das Residuum zwischen Gesamtwasserstand und dem zugehörigen Gezeitenanteil als Ganzes betrachtet. Zwar ist eine Beschreibung der Einzelkomponenten theoretisch möglich, doch zeigen die angeführten Analysen und Auswertungen, dass eine einfache additive Superposition der Parameter aufgrund komplexer und nicht vollständig verstandener nichtlinearer Wechselwirkungen nicht möglich ist. Die gewonnenen Erfahrungen über die Charakteristik des Untersuchungsgebietes hinsichtlich der Berücksichtigung aller Einzelkomponenten münden in dieser Arbeit in die Modellentwicklungsprozesse in den Kapiteln 4 und 6. Die weiteren implizit im Windstau enthalten Größen sind der Einfluss der Interaktion zwischen MSL und Gezeiten sowie zwischen Gezeiten und Windstau. Diese werden gesondert in Kapitel 3.6 respektive Kapitel 3.5 betrachtet.

Wie bereits in Kapitel 3.2 erwähnt, weist der Windstau aufgrund seiner Abhängigkeit von der Meteorologie eine starke Saisonalität auf. Gönner (2003) hat im Rahmen der durchgeführten Untersuchungen gezeigt, dass Fernwellen einer vergleichbaren Saisonalität unterliegen. Das führt dazu, dass die ausgeprägten Windstauereignisse überwiegend in den Wintermonaten auftreten und in den Sommermonaten die astronomischen Gezeiten dominieren. Darüber hinaus fanden beispielsweise Dangendorf et al. (2014b) eine ausgeprägte (multi-)dekadische Variabilität des Windstaus, der als Proxy für Änderungen im Windklima herangezogen wurde. Diese drückt sich über erhöhte Sturmaktivitäten und ein entsprechend vermehrtes Auftreten von Sturmfluten sowohl Ende des 19. Jahrhunderts als auch des 20. Jahrhunderts aus. Eine im Verhältnis geringe Sturmaktivität wurde in den 1970er Jahren detektiert. Durchgeführte Korrelationsanalysen zeigen einen signifikanten Zusammenhang mit der großräumigen atmosphärischen Variabilität über dem Nordatlantik sowie der europäischen Region. Die Ergebnisse stehen im Einklang mit weiteren Analysen auf Basis unterschiedlicher Proxys (vergleiche Dangendorf et al. 2014b). Da die Meteorologie die dominante Einflussgröße des Windstaus darstellt, ist letztlich die Frage entscheidend, inwiefern sich in der Vergangenheit langzeitliche Veränderungen im Windklima eingestellt haben und welche Veränderungen zukünftig (Stichwort Klimawandel) auftreten können (z. B. Gönner 1999). Im Gegensatz zu Analysen des MSL-Anstiegs (vergleiche Kapitel 3.6), dessen Beschleunigung seit den 1960er Jahren wissenschaftlicher Konsens ist (vergleiche Dangendorf et al. 2019), besteht bezogen auf das Windklima keine derartige Übereinstimmung. Veränderungen in der atmosphärischen Zirkulation und der Sturmaktivität weisen derzeit große Unsicherheiten auf und sind damit sehr ungewiss (z. B. Weisse und von Storch 2010 und Referenzen darin; Dangendorf et al. 2014b).

Die direkte Analyse des Windklimas ist aufgrund einer unzureichenden Datengrundlage nur schwer möglich. Jensen et al. (2013) tragen zusammen, dass die vorhandenen Aufzeichnungen von Windgeschwindigkeiten und -richtungen starken Inhomogenitäten unterliegen (z. B. Lindenberg et al. 2012), da unterschiedliche Aufzeichnungsmethoden, Wechsel der Messstandorte sowie Baumaßnahmen die Beobachtungen beeinträchtigen. Als Alternative werden unterschiedliche Proxys (siehe oben) für das Windklima verwendet (z. B. geostrophische Winde; Schmidt und von Storch 1993), die überwiegend aus dem Luftdruck abgeleitet werden. Eine weitere Möglichkeit besteht in der Auswertung von Reanalysedatensätzen, die über unterschiedliche Modellläufe generiert werden (z. B. Compo et al. 2011; Dee

et al. 2011). Fehlende Kalibrierungs- und Validierungsmöglichkeiten aufgrund nicht verfügbarer Daten, insbesondere zwischen dem Ende des 19. Jahrhunderts und dem Anfang des 20. Jahrhunderts, führen teilweise zu Widersprüchen in den Auswertungen der Reanalysedaten. Donat et al. (2011) detektierten beispielsweise einen langfristigen Trend der Sturmaktivität über Nord- und Ostsee seit Ende des 19. Jahrhunderts auf Basis der 20CR-Reanalyse (Compo et al. 2011). Krueger et al. (2013) und Krueger et al. (2014) führen den langfristigen Trend jedoch auf Inkonsistenzen in den Reanalysedaten zurück, die aus Artefakten der Datenassimilation resultieren. Auch Dangendorf et al. (2014b) und die darin enthaltenen Referenzen stellten keinen signifikanten langfristigen Trend im Sturmklima auf Grundlage des über Regression abgeleiteten Windstaus als Proxy fest. Die Rekonstruktion in Dangendorf et al. (2014b) divergiert insbesondere vor etwa 1910 stark von dem Reanalysedatensatz und erklärt somit den positiv detektierten Trend in Donat et al. (2011). Weitere Untersuchungen dazu bestätigten die Ergebnisse (Weisse und Meinke 2017). Gönnert (2003) leitet aus den durchgeführten Analysen des beobachteten Windstaus ebenfalls ab, dass auf Basis der letzten 100 Jahre keine erhöhte Wahrscheinlichkeit für das Auftreten sehr hoher bzw. maximaler Windstauereignisse besteht. Für eine Übersicht der unterschiedlichen Datengrundlagen, Methoden und Bewertung sowie Zusammenführung vergangener Studien im Nordatlantik und in Nordwesteuropa hinsichtlich potenzieller Langzeittrends wird Feser et al. (2015) empfohlen.

Die zukünftige Entwicklung des Windklimas und somit die des Windstauklimas wird aktuell in der Wissenschaft kontrovers diskutiert und hängt stark von der Veränderung der Atmosphäre ab. Hier zeigen sich allerdings keine eindeutigen Veränderungen (z. B. Feser et al. 2015). Im Rahmen des Klimawandels können sich beispielsweise Verschiebungen in großskaligen Variationsmustern (z. B. NAO oder *El Niño Southern Oscillation* (ENSO)) ergeben, die sich unmittelbar auf die assoziierten Windfelder und den atmosphärischen Luftdruck auswirken und insbesondere regionale Änderungen hervorrufen (Woodworth et al. 2019). Nach Weiss und Meinke (2017) resultiert der überwiegende Anteil der Unsicherheiten aus einer großen Spannbreite hinsichtlich gesellschaftlicher Entwicklung (z. B. der Ausstoß von Treibhausgasen), den betriebenen Klimamodellen und den eingesteuerten Randbedingungen und Szenarien sowie der Kenntnis der ablaufenden Prozesse im Klimasystem in den Modellen (vergleiche auch Kapitel 3.6). Die Auswertung von Klimamodellen basiert in der Regel auf dem Vergleich von Simulationen potenziell zukünftiger Zuständen mit vergangenen Referenzperioden. Hinsichtlich der Sturmaktivität zeigt die Zusammenstellung in Feser et al. (2015) eine ausgeglichene Anzahl an Studien, die entweder einen positiven oder negativen Trend ermitteln. Bei den Sturmintensitäten über dem Nordatlantik sind sich jedoch fast alle Studien einig, dass in Zukunft mit einer Intensivierung zu rechnen ist, was in der Veränderung der Zugbahnen von Stürmen begründet ist. Ältere Simulationen zeigen tendenziell eine Verschiebung in Richtung der Pole, während aktuelle Modellläufe eine nordöstliche Verschiebung Richtung Europa ergeben. Die Prognosen der Klimamodelle bezüglich der Verschiebung der Zugbahnen stimmen mit den beobachteten Erkenntnissen überein und erklären eine Zunahme von ausgeprägten Westwindlagen (Stendel et al. 2016). Im Laufe des 21. Jahrhunderts wird darüber hinaus tendenziell mit einer weiteren Intensivierung der Westwindlagen in der Nordsee und der Deutschen Bucht sowie einer Abnahme von Ostwindlagen (insbesondere in der Deutschen Bucht) gerechnet (May et al. 2016). Eine Herausforderung stellt in Zukunft die Separierung des anthropogenen Einflusses auf die beobachteten und prognostizierten Veränderungen dar (Huthnance

et al. 2016), um einerseits dem menschengemachten Anteil entgegenwirken und andererseits das Modellwissen in Form der natürlichen Variabilität verbessern zu können. Für weitere Details zu Änderungen in der Atmosphäre sowie der Meteorologie, welche unmittelbar die Nordsee und die Deutsche Bucht betreffen, wird an dieser Stelle auf den *North Sea Region Climate Change Assessment Report* (Quante und Colijn 2016) verwiesen.

3.5 Gezeiten-Windstau Interaktion

Gezeiten und Windstau interagieren in Küstengewässern nichtlinear (Horsburgh und de Vries 2011) und beeinflussen den vorherrschenden Wasserstand (Woodworth et al. 2019). Durch die periodische Änderung der Meeresoberfläche in Form der Gezeiten ändert sich der Basiswasserstand und das zugrundeliegende physikalische System, das entscheidend durch die zur Verfügung stehende Wassersäule beeinflusst wird. Zurückzuführen sind die Interaktionen zwischen Gezeiten und Windstau maßgeblich auf nichtlineare Reibungseffekte (innere Reibung sowie Bodenreibung), auf variierende Wellenfortschrittsgeschwindigkeiten (vergleiche Gleichung (3-2)) und überlagerte Flachwassereffekte (Arns et al. 2020). Das Phänomen der Interaktion zwischen Gezeiten und Windstau wird in der Literatur bereits seit mehr als 60 Jahren diskutiert (z. B. Tomczak 1952a, 1952b; Proudman 1955a, 1955b; Doodson 1956) und ist mittlerweile gut dokumentiert (Williams et al. 2018).

In Kapitel 3.4 wurde die umgekehrt proportionale Wirkung des Windes auf den Wasserstand erläutert. Entsprechend gilt, dass je größer die auflandige Windgeschwindigkeit und je geringer die Wassersäule ausgeprägt ist, desto stärker wirkt die induzierte Schubspannung (z. B. Dibbern und Müller-Navarra 2009). Die innere Reibung durch die Ekman-Spirale sorgt für einen tiefenbegrenzten Einfluss des Windes, der in der flachen Deutschen Bucht stark ausgebildet ist. Entsprechend breitet sich die windinduzierte Driftströmung bis in bodennahe Grenzschichten aus. Wird dadurch schließlich das Wasser an der Küste aufgestaut, entsteht ein Druckgefälle zu tieferen Bereichen, dass für die Entstehung von Rückströmungen in bodennahen Schichten sorgt (Göhren 1971). Hier spielt die Bodenreibung eine entscheidende Rolle (z. B. Tang et al. 1996). Steht aus physikalischer Sicht eine ausreichende Wassersäule zur Verfügung, können die durch die hohen Windgeschwindigkeiten an der Küste angestauten Wassermassen in bodennahen Schichten zurückströmen (z. B. Annusch 1977). Bei einer flachen Bathymetrie und einer geringen Wassersäule, wie sie beispielsweise um das T_{nw} vorhanden ist, können sich diese Rückströmeffekte nur unvollständig oder gar nicht ausprägen und werden signifikant reduziert (Annusch 1977). Als Resultat können die Wassermassen nicht entweichen und es verbleibt ein erhöhter Windstau an der Küste (vergleiche Abbildung 3-11). Die Interaktion zwischen Gezeiten und Windstau drückt sich (nicht ausschließlich) in der Deutschen Bucht dadurch aus, dass die höchsten Windstauereignisse zeitlich versetzt um das T_{nw} auftreten (Lassen und Siefert 1992; Jensen et al. 2013). Folglich wirken sich astronomische Hochwasser mindernd auf den Windstau aus und erhöhen ihn umgekehrt bei astronomischem Niedrigwasser (Fernández-Montblanc et al. 2019; Arns et al. 2020).

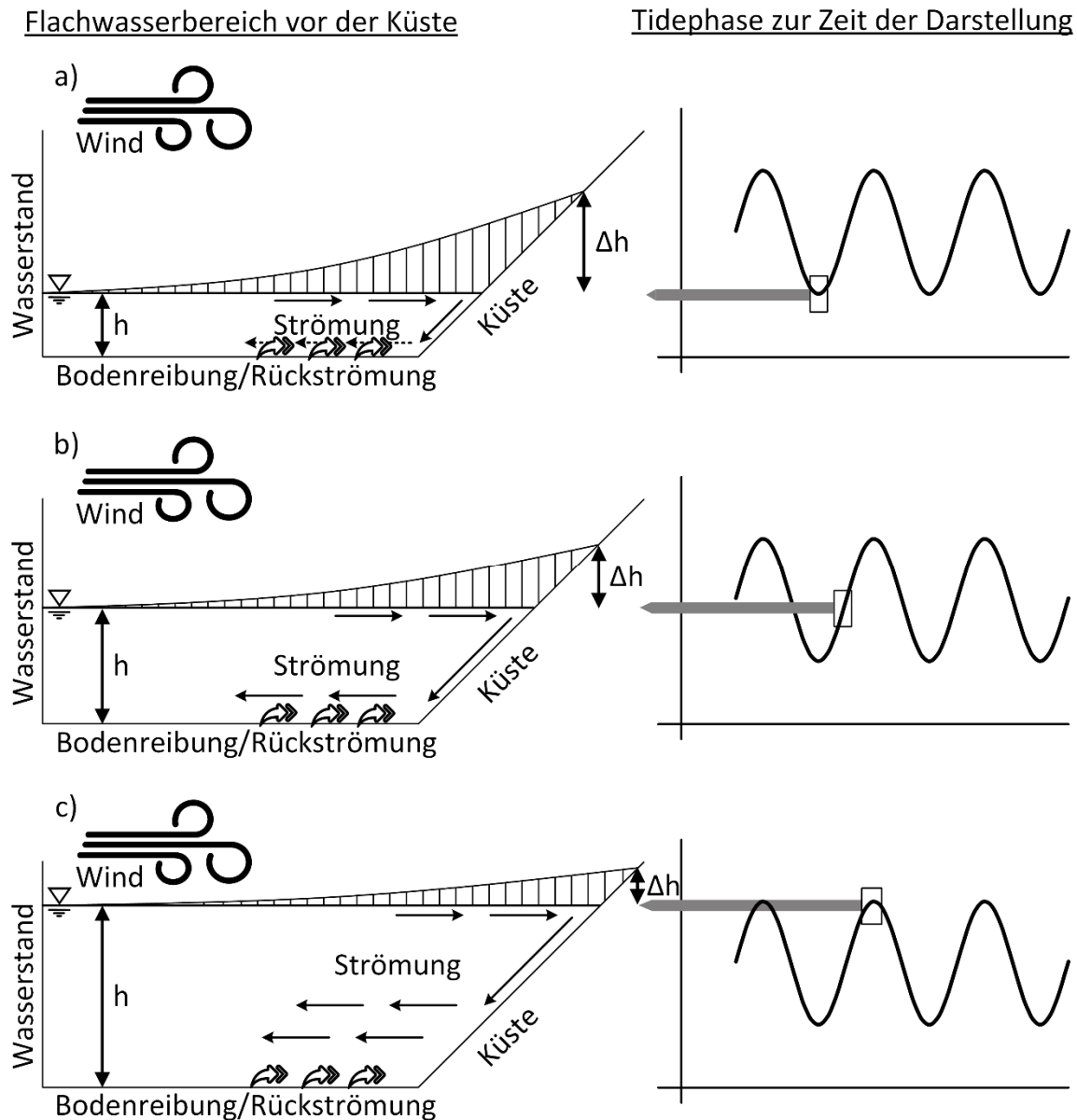


Abbildung 3-11: Schematische Darstellung der Windstauwirkung bei Windeinfluss zu unterschiedlichen Tidephasen: a) zeigt die Situation bei astronomischem Niedrigwasser, wenn der Wasserstand am geringsten und die Windwirkung am stärksten ausgeprägt ist und die entgegenwirkende Bodenreibung maximal wird; b) zeigt die Situation im Flutast und stellt die Abnahme des Druckgradienten Δh und der Bodenreibung dar und ermöglicht eine zunehmende Rückströmung; c) verdeutlicht die Situation bei astronomischem Hochwasser, wenn die Rückströmung und der Wasserstand maximal und die Windwirkung sowie der Druckgradient Δh minimal ausgeprägt sind. Abbildung adaptiert und verändert nach Gerkenmeier (2009) und Jensen (2012).

Der Einfluss der Wellenfortschrittsgeschwindigkeit drückt sich über eine zeitliche Verschiebung der vorausberechneten Eintrittszeiten des astronomischen Niedrigwassers als auch des astronomischen Hochwassers aus (z. B. Prandle und Wolf 1978). Horsburgh und Wilson (2007) grenzen hierbei den Einfluss des Windstaus auf die Gezeiten in Form einer Phasenverschiebung der Gezeiten von der Wirkung der Gezeiten auf den Windstau durch

den der Windwirkung zur Verfügung stehenden Basiswasserstand ab. Bei auflandigen Winden entsteht ein erhöhter Windstau, der wiederum die Wellenfortschrittsgeschwindigkeit der Gezeiten erhöht. Laut Horsburgh und de Vries (2011) wird der zu analysierende Windstau dadurch beeinflusst, als das der Windstau während des Flutastes stärker ausgeprägt ist als um den Zeitpunkt des Thw herum. Die vorausberechneten Gezeiten enthalten diesen Einfluss der erhöhten Wellenfortschrittsgeschwindigkeit jedoch nicht. Könnte diese zeitliche Verschiebung bei der Vorhersage der Gezeiten berücksichtigt werden, würde der Windstau zum Zeitpunkt des Thw deutlich höher ausfallen, als es aktuell aus Beobachtungen abgeleitet werden kann. Gleiches gilt entsprechend umgekehrt für die Windstauhöhe bei Tnw. Der Windstau bei Tnw wäre im Vergleich zum Windstau zum Zeitpunkt des vorausberechneten astronomischen Niedrigwassers geringer ausgeprägt. Je ausgeprägter der Thb, desto ausgeprägter bildet sich dieser Effekt aus (Horsburgh und de Vries 2011). Somit postulieren z. B. Horsburgh und Wilson (2007), dass die Charakteristik des Windstaus Artefakte aus kleinen zeitlichen Verschiebungen der vorausberechneten astronomischen Hoch- und Niedrigwasser enthält. Die Kombination der Effekte aus der gesteigerten Wellenfortschrittsgeschwindigkeit und der Reibung führt seinerseits zu einer Wechselwirkung die Ganglinie des Gesamtwasserstands betreffend. Da sich im zeitlichen Verlauf der Ganglinie des Gesamtwasserstandes Gezeiten und Windstau divergierend entwickeln, resultieren entsprechend variierende Reibungseffekte. Als Resultat ist zu beobachten, dass der Maximalwert des Gesamtwasserstands verzögert im Vergleich zum berechneten astronomischen Hochwasser auftritt (vergleiche Horsburgh und de Vries 2011). Liegt die Amplitude der Gezeiten und des Windstaus in einer ähnlichen Größenordnung wie in der Deutschen Bucht (vergleiche Kapitel 3.4), ist diese Wechselwirkung besonders ausgeprägt. Zusammenfassend drückt sich die Interaktion zwischen Gezeiten und Windstau in der Deutschen Bucht dadurch aus, dass die höchsten Windstauereignisse bei Tnw auftreten, wie es bereits beispielsweise in Jensen (1985), Gönnert (2003) oder Jensen et al. (2013) beschrieben wurde. Im Falle von Bemessungsaufgaben im Küstenschutz führt daher eine einfache Superposition des maximalen astronomischen Wasserstandes mit dem maximalen Windstauereignis ohne Berücksichtigung dieser Interaktionen zu einer erheblichen Überschätzung des tatsächlichen Sturmflutwasserstandes (Gönnert et al. 2010; Batstone et al. 2013). Gleiches gilt entsprechend bei der Betrachtung der gesamten Wasserstandsganglinie und bewirkt sowohl eine Über- als auch Unterschätzung je nach Tidephase.

Zur Verdeutlichung der Abhängigkeit zwischen Gezeiten und Windstau ist in Abbildung 3-12 die Interaktion exemplarisch für das Kalenderjahr 2008 und den Pegelstandort Cuxhaven gezeigt. Dargestellt sind die Windstauhäufigkeiten und -intensitäten zu unterschiedlichen Tidephasen. Die Grundlage bilden die am Pegelstandort beobachteten stündlichen Wasserstände, die hinsichtlich ihres Gezeiten- und Windstauanteils separiert werden. Zur Separierung wird die HDdU verwendet (vergleiche Kapitel 5). Auf Basis der Gezeitenzeitreihe werden die Scheitelpunkte der astronomischen Hochwasser ermittelt. Jedem Scheitelpunkt werden schließlich die jeweils sechs vorangegangenen und sechs nachfolgenden stündlichen Werte der Gezeitenzeitreihe zugeordnet und resultieren schließlich in über 700 individuelle rein astronomische Ganglinien, die sich aus den im Mittel zwei astronomischen Hochwasser pro Tag ergeben. In Abbildung 3-12 sind die individuellen astronomischen Ganglinien gezeigt sowie die Spannweite der mittleren astronomischen Zeitreihe als graues Band. Anschließend können die stündlichen Windstauwerte exakt der entsprechenden

Tidephase zugeordnet werden. Hierbei wird der Windstau in vier unterschiedliche Intensitätsklassen eingeteilt ($0,25 \text{ m} \leq \text{Windstau} < 0,50 \text{ m}$; $0,50 \text{ m} \leq \text{Windstau} < 1,00 \text{ m}$; $1,00 \text{ m} \leq \text{Windstau} < 1,50 \text{ m}$; $\text{Windstau} \geq 1,50 \text{ m}$). Die Darstellung der vier Windstauintensitäten erfolgt als Histogramm bezogen auf die jeweilige Tidephase (± 6 Stunden um das astronomische Hochwasser). Aus den Analysen der relativen Häufigkeiten 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 $\geq 1,50 \text{ m}$ sechs Stunden vor oder nach dem astronomischen Hochwasser aufgezeichnet worden. Wenige Stunden vor und nach dem astronomischen Hochwasser (± 4 Stunden um das astronomische Hochwasser) hingegen ist kein Windstauwert $\geq 1,50 \text{ m}$ in den Aufzeichnungen enthalten. Hierdurch wird der Einfluss der flachen Bathymetrie in der Deutschen Bucht auf die Interaktion zwischen Gezeiten und Windstau gegenüber beispielsweise der englischen Nordseeküste verdeutlicht.

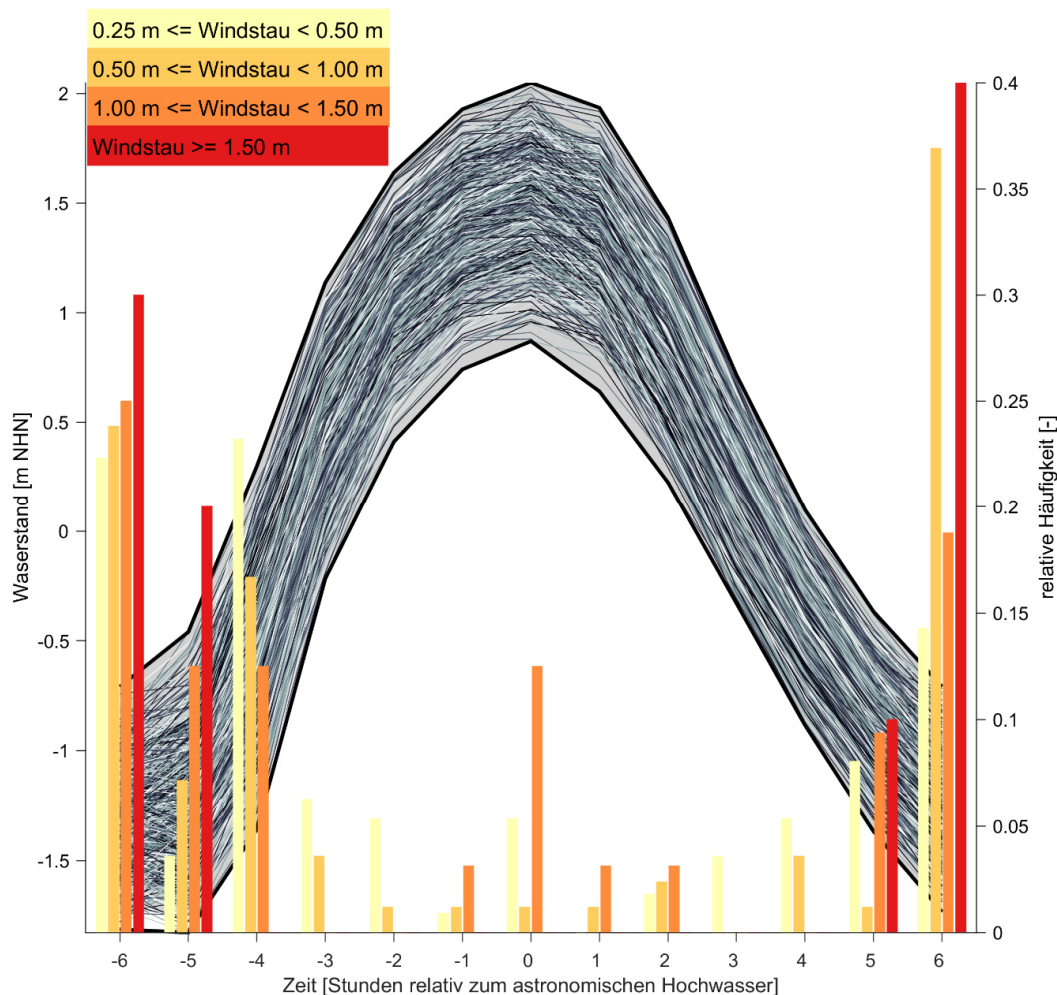


Abbildung 3-12: Interaktion zwischen Gezeitenanteil und Windstau für das Jahr 2008 am Pegel Cuxhaven. Auf der linken Ordinate ist der astronomische Wasserstand der individuellen astronomischen Ganglinien dargestellt. Die mittlere astronomische Ganglinie ist als graues Band im Hintergrund aufgetragen. Auf der rechten Ordinate ist die relative Häufigkeit des Windstaus zu den unterschiedlichen Tidephasen relativ zum astronomischen Hochwasser abgebildet. Der Windstau wird dafür in vier Intensitätsklassen eingeteilt ($0,25 \text{ m} \leq \text{Windstau} < 0,50 \text{ m}$; $0,50 \text{ m} \leq \text{Windstau} < 1,00 \text{ m}$; $1,00 \text{ m} \leq \text{Windstau} < 1,50 \text{ m}$; $\text{Windstau} \geq 1,50 \text{ m}$).

Die Analyse von Tidepegeln in Großbritannien zeigt, dass die größten Windstauereignisse überwiegend im Flutstrom, drei bis fünf Stunden vor dem Thw auftreten (Horsburgh und Wilson 2007). Darüber zeigten Horsburgh und Wilson (2007), dass keines der Ereignisse innerhalb einer Stunde um das Thw liegt. Infolge der genannten Zusammenhänge ist letztlich davon auszugehen, dass sich die nichtlineare Wechselwirkung zwischen Gezeiten und Windstau bei zunehmender Wassertiefe relativiert (z. B. Gönnert 2003; Horsburgh und Wilson 2007). Diese Erkenntnis formulierte bereits Tomczak (1952b) und leitete ab, dass der Windstau bei Tnw um etwa $\frac{2}{3}$ bis $\frac{4}{5}$ höher aufläuft als bei Thw. Bezogen auf die Deutsche Bucht wurden in der Vergangenheit deshalb Untersuchungen durchgeführt, die einer Quantifizierung der Interaktion zwischen Gezeiten und Windstau nachgegangen sind. Ein geeignetes Beispiel zur Verdeutlichung stellt die Sturmflut vom 09.02.1949 aus Kapitel 3.4 dar, bei dem der maximale Windstau von 5,64 m bei Tnw aufgetreten ist (Tomczak 1950). Der Gesamtwasserstand entwickelte sich dadurch relativ moderat, sodass es zu keiner verheerenden Katastrophe kam.

Auf Basis hydrodynamisch-numerischer Modelluntersuchungen beschäftigte sich Stähler (2014) mit der Frage, was passiert wäre, wenn der maximale Windstau bei astronomischem Hochwasser aufgetreten wäre und konnte eine signifikante Reduzierung des Windstauanteils um etwa 20 % feststellen. Der Gesamtwasserstand wäre jedoch deutlich höher aufgelaufen mit wahrscheinlich weitreichenderen Konsequenzen hinsichtlich der zu verzeichnenden Schäden. Bork und Müller-Navarra (2005) nutzten ebenfalls ein HNM am Beispiel der Sturmflut vom 09.02.1949, allerdings mit dem Ziel, die Wechselwirkung zwischen Gezeiten und Windstau unmittelbar zu quantifizieren. Die Ergebnisse zeigten, dass zum Zeitpunkt des Scheitelwasserstands die Wechselwirkung in Cuxhaven einem Wert von -0,16 m entspricht, während es drei Stunden vorher -0,53 m waren. Die Simulationsergebnisse hinsichtlich der Wechselwirkung konnten allerdings nur anhand des Windstau validiert werden. Siefert (1998b) versuchte die Interaktion wieder auf Basis eines Verhältniswertes zu quantifizieren. Die Auswertungen in Siefert (1998b) zeigen für den Pegelstandort Cuxhaven, dass bei astronomischem Hochwasser etwa 90 % der Windstauhöhe entstehen kann, die bei astronomischen Niedrigwasser aufgetreten wäre. Gönnert et al. (2010) führten ähnliche Betrachtungen hinsichtlich eines Verhältniswertes von Windstau bei Tnw zu Windstau bei Thw durch und geben an, dass bei Windgeschwindigkeiten von mehr als 20 m/s 80 % des Windstaus bei Tnw zum Zeitpunkt des Thw auftreten können. Die Windwirkung wurde in den Untersuchungen zudem als maßgebende Einflussgröße identifiziert. Mit zunehmender Windwirkung nimmt der Einfluss aller anderen auf die Interaktion wirkenden Komponenten ab. In Gönnert et al. (2010) findet sich eine weitere Zusammenstellung von Studien, die sich mit einem derartigen Verhältniswert beschäftigt haben. Darüber hinaus liegen weitere Arbeiten und Betrachtungen zur Interaktion zwischen Gezeiten und Windstau für das Gebiet der Nordsee vor (Horsburgh und Wilson 2007; Quinn et al. 2012). Detaillierte Betrachtungen beispielsweise für den Ärmelkanal finden sich in Idier et al. (2012), für das Severn-Ästuar an der Westküste von Großbritannien in Lyddon et al. (2018) oder die Themse in Rossiter (1961) und Banks (1974). Williams et al. (2016) untersuchten die Abhängigkeit zwischen Gezeiten und Windstau für Pegelstandorte in Großbritannien, den Niederlanden, Irland sowie an der Ostküste der USA. In Irland beschreiben Olbert et al. (2013) die Abhängigkeitsstruktur, während sich auch in den Niederlanden regelmäßig mit der Berücksichtigung der Interaktion zwischen Gezeiten und Windstau auseinandergesetzt wird (z. B. de Vries et al. 1995; Zijl et al. 2013).

Die Interaktion zwischen Gezeiten und Windstau stellt allerdings kein Phänomen dar, das sich auf die Nordsee bzw. die Deutsche Bucht beschränkt. Es handelt es sich dabei um einen globalen Effekt, der auch aktuell analysiert und diskutiert wird, um dessen Auswirkungen berücksichtigen zu können. Beispielhafte Regionen weltweit, für die Untersuchungen zur Interaktion zwischen Gezeiten und Windstau vorliegen sind die nördliche Küste von Vietnam (Thai et al. 2017), die Küste Chinas (Feng et al. 2019), Taiwan (Zhang et al. 2010; Liu et al. 2016), der Golf von Bengalen (Johns et al. 1985; Antony und Unnikrishnan 2013), Kanada und die nordöstliche Küstenlinie der USA (Bernier und Thompson 2007) sowie im Golf von Mexiko (Rego und Li 2010). 13 globale Pegelstandorte auf Basis des *Global Extreme Sea Level Analysis* (GESLA-2) Datensatzes (Woodworth et al. 2016) sowie zwei weitere Pegeldatensätze betrachteten Santamaria-Aguilar und Vafeidis (2018) zur Analyse der Abhängigkeit in gemischten Tideregimen (vergleiche Kapitel 3.3). Aus allen der aufgeführten Arbeiten und deren Resultaten geht der stark lokale Charakter hervor, der zum einen die komplexe Beschreibung der Interaktion zwischen Gezeiten und Windstau hervorhebt und zum anderen erklärt, warum eine Übertragung der Erkenntnisse aus zum Teil sehr individuellen Fallstudien nicht unmittelbar auf andere Regionen und Bereiche möglich ist. Darüber hinaus werden die bisherigen Analysen zum Prozessverständnis limitiert durch eine begrenzte Datenverfügbarkeit (einzelne Pegelstandorte oder Ereignisse) oder Unsicherheiten, die aus den verwendeten (hydrodynamisch-numerischen) Modellen resultieren. Arns et al. (2020) adressierten in einer globalen Studie dieses Defizit. Wie bereits in Kapitel 2.4 erwähnt, basieren insbesondere Untersuchungen zu Folgenabschätzungen unter Berücksichtigung des Klimawandels für Küstengebiete auf einer linearen Superposition von Gezeiten und Windstau. Arns et al. (2020) führten ebenfalls basierend auf dem GESLA-2 Datensatz (Woodworth et al. 2016) Auswertungen der globalen Interaktion zwischen Gezeiten und Windstau durch, um eine Methodik vorzustellen, die eine nachträgliche Berücksichtigung der Abhängigkeit z. B. für Folgeabschätzungen erlaubt. Insbesondere für den Küstenschutz kann sich demnach die Berücksichtigung der Interaktion zwischen Gezeiten und Windstau positiv auswirken, wenn eine Überschätzung aus der linearen Superposition hervorgeht (Arns et al. 2020). Eine Zusammenfassung der wesentlichen Literaturquellen zu globalen Studien zur Abhängigkeit zwischen Gezeiten und Windstau ist in Idier et al. (2019) zu finden.

Um an dieser Stelle Fehlinterpretationen hinsichtlich der Abhängigkeit von Gezeiten und Windstau, wie sie in der vorliegenden Arbeit verwendet wird, vorzubeugen, wird zuletzt eine klare Abgrenzung zu anderen existierenden Interpretationen vorgenommen. Da sich insbesondere in der englischsprachigen Literatur viele Untersuchungen zur Interaktion zwischen Gezeiten und Windstau (*engl.: tide-surge interaction*) finden, die aber inhaltlich nicht auf die gleiche Bedeutung abzielen, wird an dieser Stelle der Unterschied hinsichtlich Definition und Anwendungsbereichen erläutert. Wie bereits oben erwähnt und in der Literatur hinlänglich diskutiert (z. B. Zijl et al. 2013), resultiert aus den physikalischen Gegebenheiten in Form der Abhängigkeit zwischen Wasserstand und Wellenfortschrittsgeschwindigkeit (siehe Gleichung (3-2); Pugh und Woodworth 2014), dass die Interaktion zwischen Gezeiten und Windstau (*engl.: non-tidal residual*) auf Artefakte aus kleinen zeitlichen Verschiebungen des mittels der vorhandenen Methoden (vergleiche Kapitel 5) vorausberechnetem astronomischen Hochwassers zurückzuführen ist. Im Endeffekt bedeutet diese Aussage, dass der Windstau bei beispielsweise einer Sturmflut für ein zeitlich früheres sowie höheres Eintreten des astronomischen Hochwassers sorgt, als es mit den existierenden Verfahren zur

Gezeitenanalyse/-synthese vorausberechnet werden kann. Zur Eliminierung dieser modelltechnischen Unzulänglichkeit wurde der sogenannte *Skew Surge* eingeführt (z. B. de Vries et al. 1995; Haigh 2017). Das Konzept des *Skew Surge* basiert auf der absoluten Differenz zwischen maximal beobachtetem Gesamtwasserstand und dem zum vorliegenden Tidezyklus assoziierten vorausberechneten astronomischen Hochwasser (Williams et al. 2016). Die dadurch resultierende zeitliche Differenz zwischen dem maximal beobachteten Gesamtwasserstand und dem vorausberechneten astronomischen Hochwasser wird hierbei nicht berücksichtigt (Haigh 2017). In Abbildung 3-13 ist exemplarisch eine Tidekurve zur Verdeutlichung der Definition des *Skew Surge* gezeigt.

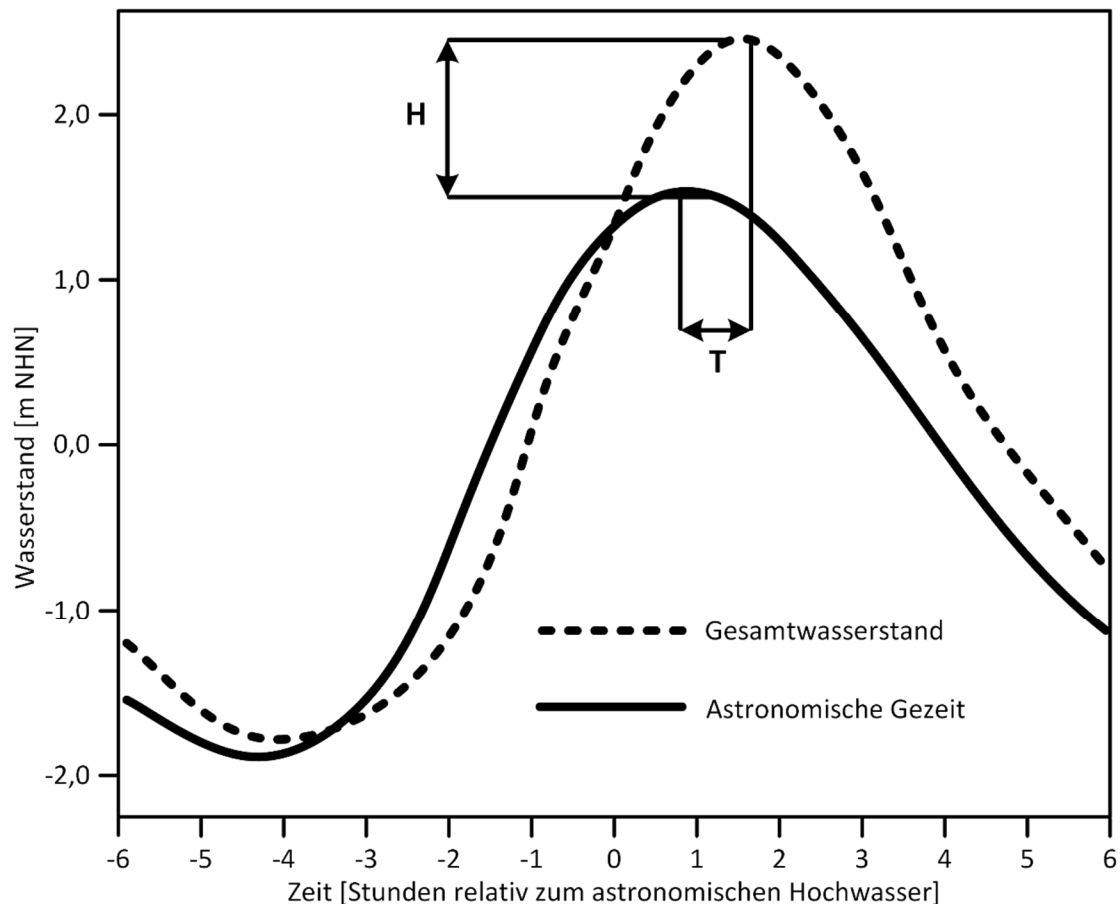


Abbildung 3-13: Definition des *Skew Surge* als absolute Differenz H zwischen maximal beobachtetem Gesamtwasserstand und dem zum vorliegenden Tidezyklus assoziierten vorausberechneten astronomischen Hochwasser. Es ist exemplarisch ein Ausschnitt einer Gesamtwasserstandsganglinie (gestrichelte Linie) und die zugehörige Gezeitenganglinie (durchgezogene Linie) gezeigt. Die resultierende zeitliche Differenz T wird beim Konzept des *Skew Surge* vernachlässigt. Abbildung adaptiert und verändert nach de Vries et al. (1995).

Die Theorie dahinter basiert auf der Annahme, dass meteorologische Ereignisse, die zu Sturmfluten führen, prinzipiell unabhängig von der astronomischen Konstellation und somit der Gezeiten sind. Somit könnte angenommen werden, dass jedes Windstau-Ereignis zu jeder Zeit im Tidezyklus auftreten kann (Horsburgh und Wilson 2007). Wie oben dargestellt, gilt dies aber nicht für den Windstau bzw. das *non-tidal residual*. Für den *Skew Surge* hingegen zeigen Analysen diese Unabhängigkeit in semi-diurnalen Tideregimen entlang der englischen Nordseeküste (Horsburgh und Wilson 2007) aber auch global (Williams et al.

2016) auf Basis von Pegeldaten. In den letzten Jahren ist daher die Verwendung des *Skew Surge* gegenüber dem Windstau bzw. dem *non-tidal residual* immer häufiger präferiert worden (Santamaria-Aguilar und Vafeidis 2018). Der Vorteil des *Skew Surge* findet sich somit in der Unabhängigkeit zur Meteorologie und zur Höhe sowie des Zeitpunktes des vorausberechneten astronomischen Hochwassers (z. B. Horsburgh und Wilson 2007; Williams et al. 2016). Typische Anwendungsfälle stellen die Bewertung bzw. die Fehlerabschätzung von operationellen Wasserstandsvorhersagen (z. B. de Vries et al. 1995; Müller-Navarra und Knüpfper 2010; Zijl et al. 2013) wie auch (extremwert-)statistische Analysen (z. B. Sterl et al. 2009; Batstone et al. 2013; Haigh et al. 2014c; Dangendorf et al. 2014b; Wahl und Chambers 2015; Mawdsley und Haigh 2016) dar. Ein Vergleich des verbesserten statistischen Nutzens des *Skew Surge* gegenüber dem Windstau bzw. dem *non-tidal residual* liefern Howard et al. (2010). Santamaria-Aguilar und Vafeidis (2018) erweiterten die oben genannten Unabhängigkeitsanalysen auf globale Pegeldaten, die einem gemischten halbtägigen Gezeitenregime unterliegen, sprich die beiden astronomischen Hochwasser am Tag können sich in der Höhe signifikant unterscheiden. Sie stellen fest, dass an etwa der Hälfte der 15 analysierten Standorte Sturmfluten häufiger bei dem niedrigerem astronomischen Hochwasser am Tag aufgetreten sind und somit keine Unabhängigkeit aufweisen. Diese Pegelstandorte befinden sich alle in Gebieten mit einem flachen Kontinentalschelf wie der Deutschen Bucht. Darüber hinaus beziehen sich die oben genannten Auswertungen zur Unabhängigkeit auf die höchsten *Skew Surge* Ereignisse. Zieht man lediglich die *Skew Surge* Ereignisse anhand der höchsten beobachteten Gesamtwasserstände heran, zeigt sich auch hier eine Abhängigkeit zum vorausberechnetem astronomischen Wasserstand, ähnlich wie für das *non-tidal residual* (Arns et al. 2020). Es besteht also weiterer Forschungsbedarf hinsichtlich der Abhängigkeit sowohl zwischen dem Windstau bzw. dem *non-tidal residual* als auch dem *Skew Surge*.

Aus physikalischer Sicht handelt es sich bei beiden Komponenten um Hilfsgrößen, in Ermangelung eines allumfassenden Parameters. Als Konsequenz muss je nach gewünschtem Anwendungsfall vergleichend geprüft werden, ob der Windstau bzw. das *non-tidal residual* oder der *Skew Surge* die geeignetere Größe darstellt. Da der Fokus der vorliegenden Arbeit auf Untersuchungen zur hochauflösenden Wasserstandsvorhersage liegt, bildet die Kenntnis über den zeitlichen Verlauf der Wasserstandsganglinie eine elementare Voraussetzung ab. Aus diesem Grund wird der Windstau, wie in Kapitel 3.4 beschrieben, herangezogen, da die zeitliche Komponente beim *Skew Surge* verloren geht. Der *Skew Surge* ist somit immer dann ungeeignet, wenn zeitabhängige Betrachtungen durchgeführt werden. Hierunter fallen beispielsweise auch Überflutungssimulationen, in deren Zuge die zeitliche Entwicklung des Wasserstandes einen wichtigen Faktor darstellt, da sie das im Binnenland ankommende Wasservolumen erheblich beeinflussen und somit für eine unterschiedliche Ausbreitung der Überflutung sowie verschiedene Wassertiefen sorgen kann (z. B. Quinn et al. 2014; Santamaria-Aguilar et al. 2017). Der Umgang mit der Interaktion zwischen Gezeiten und Windstau sowie die Berücksichtigung der Erkenntnisse dieses Kapitels hinsichtlich der Phasenverschiebung der astronomischen Gezeit, die implizit im Windstau enthalten ist, wird in Kapitel 6 thematisiert. Die Berücksichtigung der Abhängigkeit zwischen Gezeiten und Windstau in der vorliegenden Arbeit zielt darauf ab, den physikalisch ablaufenden Prozessen so gut wie möglich Rechnung zu tragen. Auf mögliche Änderungen in der Abhängigkeitsstruktur, hervorgerufen durch den Anstieg des MSL, wird in Kapitel 3.6 eingegangen.

3.6 Mittlerer Meeresspiegel

Die Klimapolitik und der mit dem Klimawandel assoziierte Anstieg des MSL sind aktuell allgegenwärtig in den Medien und der Wissenschaft und finden große Beachtung, denn der MSL-Anstieg stellt global betrachtet eine der Hauptkonsequenzen der natürlich als auch anthropogen bedingten Klimaänderung dar. Der MSL ist per Definition die durchschnittliche Höhe der Meeresoberfläche über eine ausreichend lange Zeitspanne (z. B. 18,61 Jahre dem Nodalzyklus entsprechend). Eine gängige Herangehensweise ist demnach, das arithmetische Mittel stündlich gemessener Wasserstände an einem betrachteten Tidepegel über eine bestimmte zeitliche Periode zu bestimmen (z. B. Gönnert et al. 2009). Für detaillierte Grundlagen und Definitionen zum MSL wird sowohl auf Pugh und Woodworth (2014) als auch auf Gregory et al. (2019) verwiesen.

Insbesondere der MSL und assoziierte Änderungen spielen sich auf längerfristigen Zeitskalen ab (vergleiche Abbildung 3-2) und sind daher für die (kurzfristige) Vorhersage von Wasserständen und den bisher in der vorliegenden Arbeit betrachteten Prozessen (Gezeiten, Windstau) von untergeordneter Bedeutung. Es ist jedoch von großer Relevanz, sich bewusst zu machen, dass die Veränderungen des MSL in sämtlichen beobachteten Wasserständen an Pegelstandorten enthalten sind. Die Wechselwirkungen zwischen den kurzfristigen Prozessen und dem MSL sind also ebenfalls implizit in sämtlichen Daten enthalten und müssen berücksichtigt werden. Neben den in Kapitel 3.4 angesprochenen Veränderungen im Windklima, dominiert insbesondere in Randmeeren wie der Nordsee, der Anstieg des MSL die zu beobachteten Veränderungen in den Wasserständen (z. B. Weisse und Meinke 2017). Die Kenntnis über die Interaktionen und das Prozessverständnis fließt entsprechend in die Entwicklung von Modellen und deren Auswertung ein. In der vorliegenden Arbeit werden der Einfluss des MSL-Anstiegs und die Erkenntnisse aus diesem Kapitel maßgeblich für Kapitel 4 und die hydrodynamisch-numerische Modellierung benötigt. Die Beschreibung des MSL im Untersuchungsgebiet zielt daher vornehmlich auf die Berücksichtigung der Wechselwirkung mit den Gezeiten und dem Windstau ab und zeigt die Auswirkungen durch einen veränderten Basiswasserstand auf. Für die hinter den Vorhersagesystemen liegenden Modelle spielt diese Wechselwirkung zwischen den Prozessen eine große Rolle und muss berücksichtigt werden, um auch in Zukunft einen verlässlichen Küstenschutz betreiben zu können. Dementsprechend stellen die instationären Entwicklungen der mittleren Wasserstände seit den 1950er Jahren einen elementaren Bestandteil der Bemessungspraxis dar (vergleiche Hundt 1955; Rohde 1977). Hierbei wurde der Anstieg des MSL in der Regel indirekt über Parameter wie das MThw, MTnw oder das Tidemittelwasser (Tmw) approximiert (Jensen 1985).

Grundsätzlich ist die Analyse der Veränderung im MSL geprägt durch eine Vielzahl unterschiedlicher Daten, Methoden und flächigen Skalen, weshalb eine Vergleichbarkeit der Ergebnisse nicht immer möglich ist. Dabei muss hauptsächlich zwischen Paläo-Meeresspiegeldaten aus z. B. Küstenablagerungen, pegelbasierten Auswertungen und Satellitenaltimeterdaten unterschieden werden, wobei die Satellitenaltimeterdaten erst seit Anfang der 1990er Jahre verfügbar und somit nicht für die Untersuchung längerer Zeitspannen geeignet sind (Albrecht und Weisse 2012). Hinsichtlich der flächigen Auflösung wird in der Regel zwischen einer globalen und einer regionalen Ebene unterschieden. Auf globaler Ebene konnte etwa anhand von Pegeldaten ein Anstieg des MSL über das 20. Jahrhundert hinweg von 1,3 mm/a bis 2,0 mm/a separiert werden (z. B. Jensen 1984; Führböter und

Jensen 1985; Church und White 2011; Hay et al. 2015; Dangendorf et al. 2017). Der Anstieg des globalen MSL resultiert maßgeblich aus Veränderungen des Ozeanvolumens, der Ozeanmasse und aus vertikalen Landbewegungen (Pugh und Woodworth 2014). Eine übersichtliche Darstellung der einflussnehmenden Prozesse wird in Cazenave und Le Cozannet (2014) gegeben. Durch beispielsweise das Abschmelzen von landgebundenem Eis (z. B. Gletscher oder Grönländischer Eisschild) wird dem Ozean zusätzliche Masse zugeführt. Volumenänderungen werden hauptsächlich durch Veränderungen im Salzgehalt oder durch Temperaturschwankungen hervorgerufen. Vertikale Landbewegungen beruhen auf einer Vielzahl von Phänomenen, die sowohl natürlicher als auch anthropogener Herkunft sein können (Woodworth et al. 2019). Ein Beispiel für einen natürlichen Prozess stellen postglaziale Anpassungsprozesse (*engl.: Glacial isostatic adjustment (GIA)*) dar. Diese bilden die viskoelastische Reaktion der Erdkruste auf die Eisbedeckung bei Eiszeiten ab (z. B. Peltier 2004; 2015). Anthropogene Faktoren, die an der Küste zu vertikalen Bewegungen der Erdkruste führen, sind beispielsweise die Entnahme von Öl oder Grundwasser (Wöppelmann et al. 2009) bzw. von Erdgas im Falle der Nordsee. Auf globaler Ebene beeinflussen die vertikalen Landbewegungen das ermittelte langjährige Mittel des MSL auf Basis von Tidepegeln und sind maßgeblich verantwortlich für Unterschiede zwischen Nord- und Südhalbkugel in den letzten 100 Jahren (Wöppelmann et al. 2014). Untersuchungen zum Einfluss von vertikalen Landbewegungen auf Pegelmessungen Ende des 19. Jahrhunderts in Cuxhaven, haben Niehüser et al. (2016) durchgeführt und zeigen, dass bei Vernachlässigung ebenfalls fehlerhafte Rückschlüsse auf den säkularen Anstieg des MSL auf lokaler Ebene gezogen werden können.

Im Gegensatz zu den globalen Änderungen des MSL basieren die regionalen Änderungen des MSL auf Umverteilungen von Wassermassen, hervorgerufen durch regional unterschiedlich stark ausgeprägte Änderungen z. B. in der thermischen Ausdehnung oder ozeanographischen Prozessen (z. B. Chafik et al. 2019). Ebenfalls wirken sich Effekte wie das Abschmelzens großer Eismassen auf das Schwerfeld der Erde aus und sorgen dadurch für eine ungleiche Umverteilung der Wassermassen. Letztlich unterliegen die Änderungen im regionalen MSL auch dem Einfluss von atmosphärischen Effekten (z. B. Calafat et al. 2012; Dangendorf et al. 2014a). Hierunter fällt beispielsweise der isostatische Einfluss des Luftdrucks auf die Höhe des MSL, der als IBE bekannt ist und in der Literatur bereits seit Anfang des 19. Jahrhunderts diskutiert wird (eine Zusammenstellung der Literatur findet sich u. a. in Woodworth et al. (2019)). So hat eine hydrostatische Reduktion des Luftdrucks um etwa 1 hPa, einen stationären Anstieg des Meeresspiegels um 0,01 m zur Folge (z. B. Pugh und Woodworth 2014) und damit große Auswirkungen auf die regionale Verteilung des MSL (Ponte 2006) sowie längerfristige Veränderungen von Wasserständen (Stammer und Hüttemann 2008). Allerdings ist der Effekt abhängig von der betrachteten Zeitskala und sorgt vor allem kurzfristig für dynamische Reaktionen in Form von Massenumverteilung. Daher entspricht der Meeresspiegel an einer beliebigen Stelle nicht zwangsläufig dem statischen Wert (Horsburgh und de Vries 2011). Entsprechend ist der Einfluss des IBE eher auf regionalen als auf globalen Skalen von Bedeutung (Slangen et al. 2014). Darüber hinaus ist der Einfluss des Windes in der Nordsee besonders auf monatlicher Skala ausgeprägt (Piecuch et al. 2019). Lokal begrenzt können auch Baumaßnahmen oder Änderungen im morphodynamischen Regime eine signifikante Rolle spielen, die langfristige Änderungen an Pegelaufzeichnungen zeigen. Derartige anthropogen verursachte Änderungen im System sind oft schwer zu detektieren und maskieren den natürlichen Anstieg des MSL

zusätzlich. Dangendorf et al. (2014a) fassen den Einfluss der auf den MSL wirkenden Prozesse sowie deren Auswirkungen auf verschiedenen zeitlichen Skalen für das gesamte Gebiet der Nordsee zusammen und zeigten u. a., dass die Variabilität im MSL in der Nordsee weitestgehend vom globalen Mittel entkoppelt ist und insbesondere mit Bezug zum Küstenschutz gesondert betrachtet werden muss. Für die (deutsche) Nordsee ergibt sich auf Basis verschiedener Untersuchungen ein linearer Trend über das 20. Jahrhundert von 1,5 mm/a bis 1,8 mm/a (z. B. Wahl et al. 2013; Dangendorf et al. 2019), der sich trotz unterschiedlicher Prozesse in der Größenordnung des globalen MSL-Anstiegs bewegt (Frederikse et al. 2016). In der Deutschen Bucht hat die Untersuchung der Wasserstandentwicklung eine lange Tradition (Brahms 1754, 1757; Schütte 1908; Krüger 1922; Rietschel 1933; Krüger 1938; Lüders 1936; Rohde 1975; Jensen 1985; Lohrberg 1989; Siefert und Lassen 1991; Jensen und Mudersbach 2007; Albrecht et al. 2011; Wahl et al. 2011a; Wahl et al. 2013; Jensen et al. 2014; Dangendorf 2015; Jensen 2019a). Die lokale Rolle der vertikalen Landbewegung stellt in allen genannten Studien nach wie vor die größte Quelle der Unsicherheit dar, trotz der rasanten Entwicklung des dynamischen Verständnisses von Meeresspiegeländerungen entlang der Nordseeküste (Wahl et al. 2013; Vermeersen et al. 2018). Die größten Schwierigkeiten bereiten hierbei die unterschiedlichen Modelle zur Abschätzung der vertikalen Landbewegungen als auch die Kürze der direkten Messungen durch das *Continuous Global Positioning System* (CGPS) an den Pegelstandorten. Die Komplexität spiegelt sich auch in der lange Zeit separaten Betrachtung von vertikalen Landbewegungen (Schütte 1908; Rietschel 1933) und dem MSL-Anstieg (Lüders 1936) wider, obwohl das Phänomen des eustatischen MSL-Anstiegs bereits bekannt war (Maclaren 1842; Suess und Waagen 1888). Schließlich findet sich eine Übersicht zum Thema MSL-Anstieg bezogen auf die Nordsee und dessen gegenwärtige Entwicklung in Huthnance et al. (2016) oder Weisse und Meinke (2017). Eine Zusammenstellung der Einflüsse auf den MSL-Anstieg speziell für die Deutsche Bucht stellen Gönnert et al. (2009) oder Jensen et al. (2014) dar.

In der Wissenschaft wird jedoch nicht nur der vergangene Anstieg des MSL in Form von Trends und deren Beschleunigung sowie dessen Variabilität oder das Prozessverständnis wie aktuell z. B. in Church und White (2006), Grinsted et al. (2010), Kemp et al. (2011), Church und White (2011), Gehrels und Woodworth (2013), Haigh et al. (2014b), Jevrejeva et al. (2014), Dangendorf et al. (2014c), Dangendorf et al. (2014d), Watson et al. (2015), Piecuch et al. (2016), Dangendorf et al. (2017), Frederikse et al. (2018) oder Dangendorf et al. (2019) analysiert. Die zukünftige Entwicklung des MSL wird auf Basis von Modellen und von unterschiedlichen Klimaszenarien (einschließlich der zukünftigen gesellschaftlichen Entwicklung) mit sogenannten Projektionen aufgezeigt (z. B. *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC)). Aufgrund der enthaltenen Unsicherheiten werden Spannweiten verschiedener Klimaszenarien betrachtet und erlauben so die Darstellung unterschiedlicher Entwicklungen. Die resultierenden Projektionen beziehen sich i. d. R. auf das kommende Jahrhundert. In den letzten Jahren wurde zu diesem Themengebiet verschiedenste Forschungsvorhaben und Analysen auf globaler als auch regionaler Ebene durchgeführt, weshalb die Entwicklung von MSL-Projektionen stark zugenommen hat (z. B. Oppenheimer und Alley 2016; Garner et al. 2018). Die Gründe liegen in der sprunghaften Zunahme der verfügbaren Modelle, einer verbesserten Datengrundlage (z. B. Satellitenaltimeterdaten, Schwerefeldmodelle der Erde (z. B. *Gravity Recovery and Climate Experiment* (GRACE))), hydrographische Beobachtungen von Salzgehalt, Temperatur und Druck mittels Argo Driftern), der damit verbundenen Optimierung hinsichtlich der Prozessbeschreibung und des

Prozessverständnisses sowie der Berücksichtigung von Unsicherheiten und der Verfügbarkeit von probabilistischen Projektionen, die an definierte Wahrscheinlichkeiten gekoppelt sind. Eine Übersicht bezogen auf die Nordsee zu den MSL-Projektionen findet sich in Schrum et al. (2016) im *North Sea Region Climate Change Assessment Report* (Quante und Colijn 2016). Unterschiedliche Auswertungen zum projizierten Anstieg des MSL global und/oder regional zeigen beispielsweise Slangen et al. (2014), Grinsted et al. (2015), Clark et al. (2015), Slangen et al. (2017), Vermeersen et al. (2018), Jevrejeva et al. (2019) oder Carson et al. (2019). Auf Basis der verschiedenen MSL-Projektionen können anschließend globale Kostenschätzungen für die Anpassung an den Klimawandel (z. B. Hinkel et al. 2014) oder Anpassungsstrategien (z. B. Nicholls et al. 2011; Katsman et al. 2011; Grinsted et al. 2013; Niehüser et al. 2014; Voudoukas et al. 2018) abgeleitet werden. Es ist hervorzuheben, dass der Anstieg des MSL sowie die abzuleitenden Konsequenzen einen wichtigen und insbesondere für den Küstenschutz elementaren Forschungsbereich darstellen, der in jüngster Zeit immer mehr Beachtung findet. In der vorgesehenen Untersuchung liegt der Fokus auf der Interaktion, der in den vorangegangenen Kapiteln erläuterten Prozesse mit einem Anstieg des MSL.

Eine Erhöhung des Basiswasserstandes in Form des MSL-Anstiegs beeinflusst dabei sowohl die Gezeiten als auch den Windstau und deren Wechselwirkung. Allerdings sind die Auswirkungen bisher unterschiedlich gut fundiert und erforscht. Zukünftige Änderungen im globalen MSL (s. o.) sind aufgrund der sich stetig verbessernden Modelle, Daten und Methoden relativ gut beschreibbar. Insbesondere für die regionale und lokale Ausprägung der Veränderungen besteht noch Forschungsbedarf (z. B. Gönnert et al. 2009). Der damit einhergehende Einfluss auf das globale/regionale Windklima und somit auf den meteorologisch bedingten Anteil des Wasserstandes lassen aktuell keine gesicherten Aussagen zu (vergleiche Kapitel 3.4). Ein identisches Bild zeigt sich für die zu erwartenden Änderungen im Gezeitenregime (Woodworth et al. 2019). Außerdem besteht die Gefahr von sogenannten Kipppunkten (*engl.: break- oder tipping points*). Dahinter steht die Theorie, dass ein als bekannt angenommenes physikalisches System sich ab einem gewissen Grad der Veränderung irreversibel und plötzlich derartig verändert, dass die Analyse vergangener Zustände und die daraus abgeleiteten Prozesse nur noch bedingt gelten. Die Identifikation von Kipppunkten übersteigt aktuell den Stand der Wissenschaft, weil die Nichtlinearität und die zahlreichen Rückkopplungen (Prozesse interagieren und verändern sich gegenseitig) im gesamten Klimasystem das vorhandene Modellwissen überschreiten.

Woodworth et al. (2019) fassen die sich durch einen Anstieg des MSL ändernden Prozesse zusammen und werden im Folgenden, mit Bezug auf das Untersuchungsgebiet und den für die vorliegende Arbeit relevanten Prozesse, näher erläutert. Weitere Details zu Wechselwirkungen zwischen MSL, Gezeiten, Windstau, Wellen und Überschwemmungen, die hier nicht erläutert werden, finden sich in Woodworth et al. (2019) und Idier et al. (2019) exemplarisch für unterschiedliche Regionen weltweit.

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 Einfluss der Bathymetrie wirkt nichtlinear und instationär, wobei Variationen auf mehreren Zeitskalen auftreten. Langfristige Veränderungen in einer der maßgebenden Komponenten, z. B. durch interne Variabilität oder externe Klimaänderungen, können das

System erheblich verändern (Lang und Mikolajewicz 2019). Der MSL-Anstieg nimmt somit Einfluss auf diese Deformation der Tidekurve und insbesondere auf die Wellenlänge und die -fortschrittsgeschwindigkeit (vergleiche Gleichung (3-2)) und damit den Thb. Die durch den globalen Anstieg des MSL im Allgemeinen tieferen Küstengewässer wirken sich durch den veränderten Basiswasserstand entsprechend auf das gesamte Gezeitenregime aus und sorgen für eine Modifikation der Variabilitätsmuster (Idier et al. 2019). Aktuell ist hauptsächlich bekannt, dass eine Veränderung im Gezeitenregime, insbesondere in der Deutschen Bucht, stattfindet und stattgefunden hat (z. B. Jensen 1984; Führböter und Jensen 1985; Jensen et al. 1992; Stengel und Zielke 1994; Jensen und Mudersbach 2004; Jensen und Mudersbach 2007; Woodworth 2010; Müller et al. 2011; Mudersbach et al. 2013; Mawdsley et al. 2015; Schindelegger et al. 2018; Haigh et al. 2019), jedoch sind die genauen Faktoren noch nicht im Detail verstanden. Mögliche Gründe für die analysierten Änderungen im Gezeitenregime, neben dem Anstieg des MSL, können z. B. Baumaßnahmen, Änderungen im Nordatlantik oder auch periodische Schwankungen durch den Nodalzyklus mit einer Periode von etwa 18,61 Jahren (vergleiche Tabelle 3-1; Pugh und Woodworth 2014) sein (z. B. Jensen et al. 1992; Woodworth 2010). In Haigh et al. (2019) werden weitere Prozesse beschrieben und diskutiert, die allgemein für eine Änderung des Gezeitenregimes sorgen. Ferrarin et al. (2015) beispielsweise untersuchten die Auswirkungen der Morphodynamik und des MSL-Anstiegs auf die Gezeiten in der Lagune von Venedig. Es wird im Zuge eines steigenden MSL zukünftig verstärkt zu morphodynamischen Änderungen im Küstennahbereich kommen. Einer Charakterisierung hinsichtlich der entstehenden Wechselwirkungen und der Sensitivität des Wasserstandes gegenüber diesen Veränderungen muss in Zukunft mehr Beachtung geschenkt werden, als es aktuell der Fall ist (Idier et al. 2019).

Darüber hinaus werden allerdings weitere gravierende Veränderungen im Zuge des MSL-Anstiegs erwartet (z. B. Idier et al. 2017; Pickering et al. 2017). Für die Deutsche Bucht haben Arns et al. (2017) eine Erhöhung des Thb von 0,32 m bis 0,77 m während Extremereignissen mittels hydrodynamisch-numerischer Simulation unter Berücksichtigung der verschiedenen RCP-Szenarien (*Representative Concentration Pathways*) ermittelt. Verdeutlicht wurde durch die Modellergebnisse hauptsächlich die Veränderung der Tideform. Es zeigte sich eine Reduktion der Verformung hin zu einem stärker sinusoidalen Signal und einer größeren Amplitude mit zunehmendem Anstieg des MSL (Arns et al. 2017) und verdeutlicht entsprechend das sensible Verhalten von Flachwasserwellen auf veränderte Wasserstände. Die Begrenzung einer derartigen Welle in der Höhe wird maßgeblich durch den vorherrschenden Wasserstand begründet. Durch die Erhöhung des Basiswasserstandes nehmen die Reibung als auch der Einfluss der Flachwassereffekte ab und die astronomischen Hochwasser laufen höher auf. Mit zunehmenden MSL-Anstieg in Abhängigkeit des verwendeten RCP-Szenario nimmt dieser Einfluss allerdings ab, da eine Abnahme des Windstaus (siehe unten) einem Anstieg der astronomischen Hochwasser entgegenwirkt. Dieses Verhalten unterstreicht erneut die Komplexität nichtlinearer Interaktionen in den Untersuchungen. Ein vernachlässigter Faktor in den Simulationen von Arns et al. (2017) stellt die Annahme einer statischen Küstenlinie im Zuge eines MSL-Anstiegs dar. In den Analysen von Pickering et al. (2017) wurde ein signifikanter Einfluss einer veränderlichen Küstenlinie auf die Reaktion der Gezeiten festgestellt. Global betrachtet verdeutlichen Pickering et al. (2017) die Komplexität der Veränderungen im Gezeitenregime und zeigen

sowohl eine Zu- oder Abnahme der Gezeitenamplitude in Abhängigkeit der Region. Insbesondere für die semi-diurnalen Partialtiden werden die gegensätzlichen Erkenntnisse hinsichtlich der Amplitude mit einer durch den MSL-Anstieg veränderten Resonanz und Eigenschwingung von Buchten erklärt. Außerdem zeigen die Analysen, dass in großen Teilen (auch in der zentralen Nordsee sowie der Deutschen Bucht) die MThw eine überproportionale Zunahme im Vergleich zum auferlegten MSL-Anstieg aufweisen (Pickering et al. 2017). Darüber hinaus ist davon auszugehen, dass sich durch den erhöhten Basiswasserstand und die veränderten Wellenfortschrittsgeschwindigkeiten eine Verschiebung und Veränderung der amphidromischen Systeme einstellt (z. B. Haigh et al. 2019), die nicht nur flächig, sondern auch zeitlich variabel sind. Auf Basis der analytischen Lösung nach Taylor (1922) beispielsweise, führt ein erhöhter Basiswasserstand in einem halbgeschlossenen Becken zu einer Verschiebung der Amphidromie in Richtung des offenen Rands, unter Vernachlässigung der Dissipation. Durch die Verschiebung eines amphidromischen System verändert sich wiederum das Gezeitenregime, da die Amplitude der Gezeiten an einem fixen Punkt erst abnimmt, wenn das amphidromische System sich nähert und wieder zunimmt, wenn es sich wieder entfernt (Pickering et al. 2017). Insgesamt kann für die Veränderung des Gezeitenregimes festgehalten werden, dass komplexe nichtlineare und instationäre Wechselwirkungen der sich verändernden Prozesse stattfinden, die lokal stark ausgeprägt sein können. Außerdem ist die Güte der Analysen abhängig von validen regionalen MSL-Projektionen, die im Gegensatz zu globalen MSL-Projektionen den maßgeblichen Faktor für Änderungen im Tideregime darstellen und durch regionale Effekte (z. B. vertikale Landbewegungen) signifikant vom globalen Mittel abweichen können (z. B. Pickering et al. 2017). Entsprechend besteht in Zukunft ein erheblicher Forschungsbedarf.

Der Windstau unterliegt ebenfalls dem Einfluss eines steigenden MSL. In Kapitel 3.4 wurden hierzu bereits die zukünftigen Änderungen im Windklima diskutiert, die den wesentlichen Faktor bei der Genese des Windstaus abbilden. Die Unsicherheiten, die hinsichtlich des Windklimas offengelegt wurden, pflanzen sich entsprechend in Studien zur zukünftigen Änderung des Windstaus fort (z. B. Weisse und Meinke 2017). Zwar zeigen sich Änderungen im Windstau hauptsächlich im Bereich der Deutschen Bucht (z. B. Woth 2005; Gaslikova et al. 2013), liegen jedoch innerhalb der Bandbreite der (Modell-)Unsicherheiten. Entsprechend zeigen auch weitere Analysen keine oder nur geringe Veränderungen im Windstau bezogen auf Veränderungen im Windklima (z. B. Langenberg et al. 1999; Sterl et al. 2009) und lassen keine eindeutigen Aussagen hinsichtlich der zukünftigen Entwicklung zu. Bezogen auf einen Anstieg des MSL hingegen werden potenziell niedrigere Windstauhöhen erwartet. Für die Deutsche Bucht zeigen Arns et al. (2017), dass mit dem erhöhten Basiswasserstand eine verringerte Bodenreibung einhergeht, die in Wechselwirkung mit einer gegensätzlich agierenden Abnahme der Wirksamkeit des Windschubs auf die Wassersäule steht. Daraus ergibt sich, dass die gleiche Windwirkung eine geringere Bewegung der Wassermassen induziert, wenn sich der zugrunde gelegte Basiswasserstand erhöht (Idier et al. 2019). Durch die Änderung in der Höhe der Wassersäule ist darüber hinaus davon auszugehen, dass sich die Windwirkung in Form der maßgebenden Windrichtung verschiebt. Die Begründung liegt in der sich veränderten Ausprägung der Ekman-Spirale (vergleiche Abbildung 3-10), die den Winkel zwischen Windrichtung und resultierendem Strömungsvektor vergrößert.

Da die astronomische Gezeit in der Nordsee starke Abhängigkeiten zum Windstau aufweist, wird die Interaktion zwischen Gezeiten und Windstau ebenfalls implizit durch den

MSL-Anstieg sowie die hier beschriebenen Änderungen im Gezeitenregime und im Windstau beeinflusst. Die physikalischen Zusammenhänge, die zur Wechselwirkung zwischen Gezeiten und Windstau führen, wurden bereits in Kapitel 3.5 hinreichend erläutert. Die Kernaussage an dieser Stelle lautet entsprechend, dass die Abhängigkeitsstruktur durch einen steigenden MSL mit einer reduzierten Wirkung der Interaktion einhergeht, da der Basiswasserstand zunimmt. Darüber hinaus reduziert eine Erhöhung des Thb (hervorgerufen durch den MSL-Anstieg) das Auftreten vom maximalen Windstau in der Nähe vom Thw (z. B. Horsburgh und Wilson 2007).

Abschließend werden an dieser Stelle noch die Auswirkung der Änderungen im Gezeitenregime und im Windstau als Resultat eines steigenden MSL auf Extremwasserstände (Sturmfluten) und deren statistischen Auswertung (z. B. Jensen 1985; Hunter 2010; Wahl 2017) diskutiert. Sturmfluten stellen seit jeher eine Gefahr für Küstengebiete wie der Deutschen Bucht dar und es wird von einer Intensivierung und Häufung derartiger Ereignisse in einem sich erwärmenden Klima, den Auswirkungen eines steigendem MSL und möglichen Veränderungen in regionalen Windfeldern ausgegangen. Da sich Veränderungen im Sturmflutklima unmittelbar auf den (zukünftigen) Küstenschutz beziehen, befassen sich eine Vielzahl an Studien mit der Thematik und der Analyse vergangener Entwicklungen. Es existieren vielfältige Untersuchungen auf globaler (z. B. Woodworth und Blackman 2004; Lowe et al. 2010; Menéndez und Woodworth 2010; Marcos et al. 2015; Wahl 2017) oder europäischer (z. B. Marcos et al. 2009; Haigh et al. 2010; Tsimplis und Shaw 2010; Letetrel et al. 2010; Woodworth et al. 2011; Weisse et al. 2014) Ebene, die sich mit der Auswertung von Pegeldaten befassen und eine Zunahme von Sturmfluthöhen zeigen, die eine Konsequenz von Änderungen im MSL darstellen (Weisse und Meinke 2017). Auch auf regionaler Ebene für die Nordsee und die Deutsche Bucht liegen derartige Analysen vor (z. B. Jensen 1985; Führböter 1979; von Storch und Reichardt 1997; Gönnert 1999; Weisse 2011; Mudersbach et al. 2013), die ähnliche Ergebnisse zeigen. Eine Übersicht zu Statistiken vergangener Sturmfluten und prognostizierten Veränderungen in der Nordsee-region liefern Weisse et al. (2012).

Für die Analyse der Auswirkungen eines steigenden MSL auf Basis von Projektionen auf zukünftige Extremwasserstände werden hauptsächlich HNM verwendet (z. B. Stengel und Zielke 1994; Lowe et al. 2001; Lowe und Gregory 2005; Arns et al. 2014, 2015a; Vousedoukas et al. 2016a, 2016b; Santamaria-Aguilar et al. 2017; Wahl et al. 2017; Vousedoukas et al. 2017, 2018). Insbesondere in sehr flachen Regionen wie der Deutschen Bucht zeigen die Untersuchungen, dass sich Extremwasserstände aufgrund der verschiedenen Wechselwirkungen überproportional zum unterstellten Anstieg des MSL entwickeln können (Weisse und Meinke 2017). Zur Analyse nutzten beispielsweise Arns et al. (2015a) einen hydrodynamisch-numerischen Modellierungsansatz, der sich auf das Gebiet der Deutschen Bucht konzentriert und die Wechselwirkungen zwischen MSL, Gezeiten und Windstau berücksichtigt. Wie in den Analysen von Arns et al. (2017) wurde auch hier eine statische Küstenlinie verwendet. Für die Berücksichtigung des MSL-Anstiegs wurde ein Mittelwert aus den RCP-Szenarien verwendet und um den Anteil der vertikalen Landbewegung in der Deutschen Bucht aus Peltier (2004) superponiert. Für das Zieljahr 2100 hat sich somit ein MSL-Anstieg von 0,54 m ergeben. Änderungen im Windklima wurden aufgrund der damit assoziierten Unsicherheiten für die Simulationen vernachlässigt. Zur unmittelbaren Vergleichbarkeit wurde ein IST-Modelllauf von 1970 bis 2009 gerechnet. Anschließend wurde

der MSL-Anstieg von 0,54 m über die Modellrandbedingungen induziert und die Simulationen für die gleiche Zeitspanne wiederholt. Auf Basis der Ergebnisse wurden schließlich extremwertstatistische Auswertungen analog zu Arns et al. (2013b) durchgeführt. Die zukünftige Veränderung von Extremwasserständen wurde anhand der 200-jährlichen Wasserstände diskutiert. Am Beispiel des Pegels Wittdün konnten Arns et al. (2014) zeigen, dass der 200-jährliche Wasserstand aus dem IST-Modelllauf, einem etwa fünfjährlichen Ereignis entspricht, wenn der Anstieg des MSL linear auf die Verteilungsfunktion addiert wird. Der gleiche Wasserstand erhält ein Wiederkehrintervall von nur noch etwa drei Jahren, wenn die Simulationen unter Berücksichtigung des MSL-Anstiegs ausgewertet werden. Die Analysen der gesamten nordwestlichen Küstenlinie zeigten darüber hinaus stark lokale Unterschiede. Die Studie zeigt entsprechend, dass zukünftige Extremwasserstände deutlich höher ausfallen könnten als es durch den Anteil des MSL-Anstiegs erwartet werden könnte und eine lineare Überlagerung nicht zielführend ist. Weitere nicht berücksichtigte Wechselwirkungen und zukünftige Änderungen (z. B. im Windklima) könnten diese Effekte weiter verstärken.

3.7 Zusammenfassung und Bewertung

Der wissenschaftliche Anspruch sollte darin liegen, so viele der komplexen ablaufenden Prozesse wie möglich zu verstehen und in den verwendeten Modellen entsprechend abzubilden (Woodworth et al. 2019). Dafür wurden im vorliegenden Kapitel zum einen die allgemeine Zusammensetzung des Wasserstands und zum anderen das Untersuchungsgebiet Deutsche Bucht näher erläutert. Eine charakterisierende Eigenschaft der Deutschen Bucht stellt beispielsweise die sehr flache Bathymetrie dar, die im weiteren Verlauf der vorliegenden Arbeit fortlaufend berücksichtigt werden muss. Weiterhin zu beachten sind die unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Skalen, auf welchen die im Wasserstand enthaltenen Prozesse ablaufen. Als dominierende Prozesse für die kurzfristige Vorhersage vom Ruhewasserstand (Vernachlässigung von Seegang und Wellen) in der Deutschen Bucht wurden die Überlagerung der Gezeiten, des Windstaus sowie deren dynamische nichtlineare Interaktion identifiziert. Der MSL definiert den zu berücksichtigenden Basiswasserstand und läuft auf einer langfristigen Skala ab. Darüber hinaus existieren eine Vielzahl weiterer Prozesse, die den Ruhewasserstand beeinflussen können (z. B. Veränderungen in der Morphologie des Meeresbodens, ozeanographische Zirkulationen, saisonale oder (multi-)dekadische Zyklen, nichtlineare Wechselwirkungen zwischen Prozessen etc.). Die Abbildung aller Prozesse und deren Interaktionen überschreitet allerdings das aktuelle Modellwissen, weshalb eine in der Wissenschaft gängige Herangehensweise ist, komplexe physikalische Systeme zu vereinfachen und den bekannten Ursache-Wirkung-Zusammenhang abzubilden. Verbleibende, nicht erfasste, Prozesse stellen den zukünftigen Forschungsbedarf dar.

Die Komplexität des physikalischen Systems der Deutsche Bucht wird auch über die Vielzahl existierender Studien hervorgehoben, die seit Jahrhunderten für die (deutsche) Nordseeküstenlinie vorliegen und sie damit zu einem der am besten dokumentierten und erforschten Küstenbereiche weltweit macht. Alle maßgeblichen lokalen Prozesse werden hier durch die direkte Wirkung der Flachwasserbereiche beeinflusst. Dies gilt im Besonderen für die Gezeiten, die im offenen Nordatlantik durch das gezeitenerzeugende Potential von Sonne, Mond und Erde entstehen und aufgrund der Coriolis-Kraft gegen den Uhrzeigersinn und noch unbeeinflusst in das Randmeer Nordsee einlaufen. Mit Auftreffen auf

den Kontinentalhang nimmt auf dem Schelf insbesondere die Bodenreibung und die Advektion des Strömungsimpulses zu und verformt die Tidekurve durch Flachwassereffekte wie z. B. durch Shoaling. Hieraus resultieren Ober- und Verbundtiden, deren detaillierte Abbildung in Modellen und Gezeitenanalysen nicht vollständig aufgelöst werden kann (z. B. Flowerdew et al. 2010; Zijl et al. 2013). Der Übergang auf das Kontinentalschelf sowie die möglichst genaue Berücksichtigung der Bathymetrie im HNM, stellen entsprechend einen wichtigen Punkt in der vorliegenden Arbeit dar.

Der Windstau, wie er in der vorliegenden Arbeit verwendet wird, stellt eine Zusammensetzung vielerlei externer wie auch lokaler Prozesse dar. Den maßgebenden Einfluss nehmen die meteorologischen Effekte der Windwirkung und des Luftdrucks ein. Aufgrund der direkten Abhängigkeit der lokalen Windwirkung von der Wassertiefe nehmen auch hier die Flachwassereffekte eine übergeordnete Rolle ein. Auf diesen Umstand ist das ausgeprägte Verhältnis zwischen Gezeiten und Windstau in der Deutschen Bucht zurückzuführen. Der Windstau kann hier eine Größenordnung annehmen, die dem des Thb entspricht. Der Einfluss der Bathymetrie auf die maßgebende Windrichtung wird schließlich durch die nicht voll ausgeprägte Ekman-Spirale widerspiegelt. Einen externen Einfluss auf den Windstau üben Wind- und Luftdruckschwankungen über dem Nordatlantik aus und sorgen für das Entstehen von Fernwellen. Dementsprechend ist die Verwendung von robusten meteorologischen Daten in den verwendeten Modellen von großer Bedeutung, die zudem flächig einen Bereich bis in den Nordatlantik abdecken müssen, um auch externe Effekte erfassen zu können. Neben den auf rein meteorologische Effekte zurückzuführende Bestandteile des Windstaus, bleiben jedoch Einflüsse enthalten, die nicht klar abzugrenzen sind. Hierunter fallen beispielweise Temperaturschwankungen, deren Ursprung sowohl periodischer (astronomischer) als auch meteorologischer Natur sind und z. B. über die meteorologischen Gezeiten beschrieben werden. Die vollständige Separierung des Windstaus in alle enthaltenen komplexen Prozesse ist nach derzeitigem Modellwissen nicht möglich und wird in der vorliegenden Arbeit auch nicht angestrebt. Vielmehr soll der gesamte Windstau über die bekannten Prozesse modelltechnisch möglichst genau erfasst werden. Durch die Kenntnis, welche Prozesse für Abweichungen zwischen Beobachtung und Vorhersage verantwortlich sind, können letztlich Unsicherheiten quantifiziert werden.

In der vorliegenden Arbeit wird ein besonderes Augenmerk auf eine Methodik zur Berücksichtigung der Interaktion zwischen Gezeiten und Windstau gelegt, deren Auswirkungen ebenfalls implizit im Windstau enthalten sind. In der Deutschen Bucht kann die Wechselwirkung zwischen Gezeiten und Windstau zu Wasserstandsänderungen im Meterbereich führen und stellt damit einen nicht zu vernachlässigenden Effekt dar und wird in der Literatur seit den 1950er Jahren diskutiert (vergleiche Tomczak 1952a; Idier et al. 2019; Arns et al. 2020). Jedoch hängt die genaue Ausprägung stark von den lokalen Bedingungen sowie der stark variierenden Meteorologie ab. Insbesondere hinsichtlich der meteorologischen Randbedingungen, die für den Windstau verantwortlich sind, ist zu beachten, dass diese unabhängig von den Gezeiten auftreten. Die resultierende Ausprägung des Windstaus wiederum ist abhängig von der vorherrschenden Tidephase. So kann in der Deutschen Bucht aufgrund der Flachwassercharakteristik eine Häufung der hohen Windstauwerte um den Zeitpunkt des Tnw beobachtet werden. Dieser Zusammenhang kann über einen methodisch bedingten zeitlichen Versatz des vorausberechneten astronomischen Niedrigwassers zum tatsächlichen astronomischen Niedrigwasser erklärt werden, da eine Veränderung der

Wellenfortschrittsgeschwindigkeit stattfindet. Das verdeutlichen auch Analysen auf globaler Ebene zur Berücksichtigung der Interaktion zwischen Gezeiten und Windstau auf Basis unterschiedlicher Datengrundlagen in verschiedenen Regionen. Es hat sich daher, neben dem Windstau, wie in der vorliegenden Arbeit verwendet wird, der *Skew Surge* zur Beschreibung des meteorologisch induzierten Anteils des Wasserstands etabliert. Dieser ist allerdings zur Beantwortung der hier gestellten Forschungsfragen nicht geeignet, da die gesamte Tidekurve vorhergesagt wird. Aus physikalischer Sicht weisen beide Herangehensweisen Vor- und Nachteile auf und je nach Anwendungsfall muss abgewägt werden, welche Definition zum Tragen kommt. Die wesentliche Erkenntnis muss hierbei sein, dass die Interaktion zwischen Gezeiten und Windstau in Flachwasserbereichen wie der Deutschen Bucht berücksichtigt wird, auch wenn aus physikalischer Sicht Forschungsfragen offenbleiben, die den zukünftigen Forschungsbedarf darstellen.

Zuletzt wurde der Anstieg des MSL auf die Prozesse Gezeiten, Windstau und deren Interaktion eingehend diskutiert. Auf einer langfristigen Zeitskala konnte gezeigt werden, dass bereits Veränderungen z. B. im Gezeitenregime stattgefunden haben, die eindeutig auf einen veränderten Basiswasserstand zurückzuführen sind. Es ist entsprechend davon auszugehen, dass sich auch in Zukunft weitere langfristige und systematische Veränderungen einstellen werden. Für die kurzfristige Vorhersage von Wasserständen ist der MSL-Anstieg zwar von untergeordneter Bedeutung, muss allerdings in der Modellentwicklung der vorliegenden Arbeit berücksichtigt werden. Insgesamt verdeutlicht dieses Kapitel das sehr komplexe physikalische System und den erheblichen Forschungsbedarf, der insbesondere im Hinblick auf einen MSL-Anstieg besteht. Die genauen Wechselwirkungen zwischen MSL, Gezeiten und Windstau (und weiteren nicht angesprochenen Prozessen) basieren auf derzeitigem Modellwissen und beinhalten mitunter große Unsicherheiten, weshalb der exakte Einfluss des MSL-Anstiegs auf die einzelnen Prozesse weitestgehend unbekannt ist. Außerdem basieren die bisherigen Analysen auf der Vernachlässigung von Kipppunkten, die das bisherige Modellwissen widerlegen könnten. Für den Küstenschutz ist es jedoch von übergeordneter Bedeutung, die zukünftige Planung regelmäßig an dem Stand von Wissenschaft und Technik auszurichten. Die Vergangenheit hat gezeigt, was das unerwartete Auftreten von verheerenden Ereignissen für Folgen mit sich bringen kann (z. B. die Ergreifung von Maßnahmen erst aufgrund der Sturmfluten von 1953 bzw. 1962).

Sämtliche Faktoren und Prozesse, die sich auf die Wasserstandsänderungen an der Küste auswirken, werden, unterschieden nach deren räumlichen und zeitlichen Skala, in Woodworth et al. (2019) diskutiert. Außerdem liefern Woodworth et al. (2019) eine Übersicht des zukünftigen Forschungsbedarfs der Einzelkomponenten und welche Analysen angestrebt werden sollten. Die vielen Wechselwirkungen zwischen den verschiedenen (genannten) Prozessen werden in Idier et al. (2019) näher erläutert.

4 Zur Abschätzung hochauflösender Wasserstandsinformationen

4.1 Einführung und Vorbemerkungen

Im Untersuchungsgebiet der Deutschen Bucht existiert eine Vielzahl an Tidepegeln (Rohde 1975; Jensen und Schönfeld 1990), die seit Mitte der 1990er Jahre hochauflösende Wasserstände (Minutenwerte) aufzeichnen (Wahl et al. 2011a; Jensen et al. 2011). Darüber hinaus liegen zahlreiche Aufzeichnungen vor, die bis Mitte des 19. Jahrhunderts zurückreichen. Die zeitliche Auflösung beschränkt sich hier allerdings auf Scheitelwerte der Thw und Tnw, wobei vereinzelt auch stündliche Aufzeichnungen vorhanden sind. Diese hohe Pegeldichte in der Deutschen Bucht ist historisch bedingt gewachsen, um insbesondere den Belangen der Schifffahrt Rechnung zu tragen. Entsprechend gut ist die Datengrundlage für die vorliegenden Untersuchungen zu bewerten, denn global betrachtet zeigt sich eine enorme zeitliche und flächige Ungleichverteilung von Pegelstandorten. Oft liegen erst seit Mitte des 20. Jahrhunderts regelmäßige Aufzeichnungen von Wasserständen vor (Holgate et al. 2013), wobei weiterhin eine Diskrepanz zwischen Nord- und Südhalbkugel vorliegt. Die längsten und zuverlässigsten Messungen stammen überwiegend von Standorten auf der Nordhalbkugel.

Bei der wissenschaftlichen Analyse der beobachteten Pegelzeitreihen sind, je nach Fragestellung, unterschiedliche Vor- und Nachteile zu berücksichtigen. In Bezug auf die Auswertung des absoluten MSL muss beispielsweise der Einfluss vertikaler Landbewegungen eliminiert werden, der implizit in den Aufzeichnungen enthalten ist (z. B. Lüders 1936; Jensen 1984; Wahl et al. 2013; Wöppelmann et al. 2014). Darüber hinaus liegen die meisten Pegelstandorte der Deutschen Bucht in Hafenbecken oder Fahrrinnen, die deutlich tiefer liegende bathymetrische Verhältnisse aufweisen, als das direkte Umland im Wattenmeer. Rückschlüsse auf eine flächenhafte Verteilung der Wasserstandsinformationen sind allein über Tidepegel daher nicht möglich, da enorme Verformungs- und Reibungseinflüsse die Wasserstände beeinflussen (Arns et al. 2015b). Für die vorliegende Arbeit werden jedoch zwingend flächenhaft konsistente Wasserstandsinformationen benötigt. Bezugnehmend auf die erste Detailfrage, wie in flachen Küstengebieten robuste und hochauflösende Wasserstandsinformationen abgeschätzt werden können, kommt daher ein zweidimensionales HNM zum Einsatz, mit dessen Hilfe Wasserstandsinformationen für die gesamte deutsche Nordseeküste simuliert werden.

HNM gehören mittlerweile zum Stand der Technik, werden vielfältig angewendet und sind in der Lage die (nichtlinearen) Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre, Gezeiten und Gesamtwasserstand auf Basis von Flachwassergleichungen zu beschreiben (Gönnert et al. 2001; Horsburgh und de Vries 2011; Pugh und Woodworth 2014; Piecuch et al. 2019). Sämtliche HNM basieren vom Prinzip auf identischen physikalischen Grundgleichungen und Gesetzmäßigkeiten zur Erhaltung von Masse, Impuls und Energie. Je nach verwendeter Software unterscheiden sie sich in der mathematischen Beschreibung sowie in der numerischen Lösung der erforderlichen Gleichungssysteme. Prozesse und Wechselwirkungen, die sich beispielsweise auf sehr kleinen räumlichen oder zeitlichen Skalen bewegen, werden über sogenannte Parametrisierungen approximativ berücksichtigt, da sie nicht von den HNM abgebildet werden können. Zur Simulation von Wasserstandsinformationen kommen überwiegend barotrope HNM zum Einsatz (z. B. Langenberg et al. 1999; Woth 2005; Weisse und Plüß 2006; Calafat et al. 2014; Arns und Jensen 2016), bei welchen die

Eigenschaften der Dichte des Wassers nur vom atmosphärischen Luftdruck abhängig sind. Im Gegensatz zu einer baroklinen Konfiguration wird von einer als homogen angenommenen Schichtung der Temperatur ausgegangen. Barotrope HNM liefern entsprechend ausreichend robuste Resultate, wenn die Temperaturschwankungen keinen signifikanten Einfluss auf die Zielgröße haben. Bei Fragestellungen zum Stoff- und Wärmetransport, komplexer morphodynamischer Untersuchungen oder dem detaillierten Prozessverständnis werden hingegen barokline Modelle verwendet (z. B. Resio und Westerink 2008; Zeiler et al. 2014; DHI 2017a; Gräwe et al. 2019).

Die wichtigsten Verwendungsmöglichkeiten im Bereich der Simulation von Wasserstandsinformationen an der Küste sind zum einen die Vorhersage (z. B. Soetje und Brockmann 1983; Flather 2000; Verlaan et al. 2005; Müller-Navarra 2009b; Elsaesser et al. 2010; Zijl et al. 2013; Verlaan et al. 2015; vergleiche Kapitel 2.2 und 2.3) sowie die Informationserweiterung für die Vergangenheit (Hindcast) (z. B. de Vries et al. 1995; Plüß 2003; Weisse und Plüß 2006; Brown et al. 2010; Elsaesser et al. 2010; Lowe et al. 2010; Batstone et al. 2013; Arns et al. 2013a; Madsen et al. 2015; Hagen et al. 2019b), falls keine oder nur wenige Beobachtungsdaten an Pegelstandorten zur Verfügung stehen. Insbesondere die Simulation von Hindcasts ist erst in den letzten Jahrzehnten aufgrund von gesteigerten Rechenkapazitäten und Datengrundlagen möglich. Davor beschränkte sich die Simulationsdauer auf Einzelereignisse oder wenige Tidezyklen (z. B. von Storch und Woth 2008). Nichtsdestotrotz werden HNM weiterhin verwendet, um Einzelereignisse zu simulieren, mit dem Ziel, sehr seltene Wasserstände abzuschätzen, die physikalisch möglich sind, aber bisher nicht aufgetreten sind (z. B. Jensen et al. 2006; Jensen et al. 2019b). Darüber hinaus liefern beispielsweise Haigh et al. (2014c) eine übersichtliche Zusammenstellung existierender HNM für unterschiedliche Fragestellungen sowie eine Historie der Entwicklung von HNM. So stellen HNM seit jeher, unabhängig von der Fragestellung, ein wichtiges Werkzeug dar, um das Prozessverständnis hinsichtlich der Wasserstandscharakteristik und deren Wechselwirkungen zu beschreiben und zu verbessern (z. B. Bruss et al. 2011). Diesbezüglich existieren viele Arbeiten, die sich mit der Tidedynamik in Bezug auf mittlere Zustände und Sturmfluten beispielsweise der Nordsee (Høyer 2003; Dangendorf et al. 2016; Ridder et al. 2018; Hagen et al. 2019b und Referenzen darin) oder in anderen Regionen (z. B. Tang et al. 1996; Carrère und Lyard 2003; Wakelin et al. 2003; McInnes et al. 2016; Muis et al. 2016) beschäftigen. Ein weiteres probates Werkzeug stellen HNM dar, wenn es um die Abschätzung von Wiederkehrintervallen extremer Wasserstände auf Basis extremwertstatistischer Auswertungen geht. Durch die Verwendung von HNM können diese Information von einer pegelbasierten Betrachtung auf Teile der oder auf die gesamte Küstenlinie erweitert werden (z. B. Langenberg et al. 1999; Lowe et al. 2001; Woth 2005; McInnes et al. 2009; Batstone et al. 2013; Arns et al. 2014; Haigh et al. 2014a, 2014c und Referenzen darin; Muis et al. 2017). Im Zuge der Diskussionen zum Klimawandel und dem wahrscheinlichen Anstieg des MSL werden HNM zudem herangezogen, um potenzielle Auswirkungen hinsichtlich unterschiedlichster Fragestellungen den Belangen des Küstenschutzes entsprechend abzuschätzen (Stengel und Zielke 1994; Woth 2005; Ward et al. 2012; Arns et al. 2014; Vousdoukas et al. 2016a, 2016b; Arns et al. 2017; Vousdoukas et al. 2017; Arns et al. 2018; Vousdoukas et al. 2018; Niehüser et al. 2019). In Kapitel 2.4 wurde der Stand der Wissenschaft hinsichtlich der Vorhersage von Wasserstandsinformationen aufgezeigt (z. B. Verlaan et al. 2015; Kodaira et al. 2016a, 2016b; Fernández-Montblanc et al. 2019). Es

wurde erläutert, dass sich HNM hin zu größeren Modellgebieten und höheren Modellauflösungen entwickeln. Dem gegenüber steht, dass, auch wenn HNM zum Stand der Technik zählen, weiterhin ein enormer Forschungsbedarf besteht, weshalb sie parallel auch dem Stand der Wissenschaft zuzuordnen sind. Denn die Resultate der simulierten Wasserstandsinformationen weisen weiterhin Abweichungen gegenüber beobachteten Wasserständen auf. Die Gründe dafür sind vielfältig und reichen von der Rechenkapazität über die Datengrundlage bis hin zu den gewählten Modellspezifikationen. Verdeutlicht werden kann dieser Aspekt anhand der Historie und der Entwicklung von HNM für die die Ermittlung von u. a. Wasserstandsinformationen in der Deutschen Bucht (Hansen 1956; Soetje und Brockmann 1983; Dick et al. 1993; Stengel und Zielke 1994; Dick et al. 2001; Müller-Navarra et al. 2003, 2009b und Referenzen darin; Brüning et al. 2014; Arns et al. 2015b Arns und Jensen 2016 Arns et al. 2017 Hagen et al. 2019b). Insbesondere am Nordseemodell der BAW zeigt sich die Notwendigkeit einer stetigen Weiterentwicklung. Hier stellt das Modell von Plüß (2003) die Grundlage für die Untersuchungen im Forschungsprojekt EasyGSH-DB (Hagen et al. 2019b; EasyGSH 2019) dar.

Im vorliegenden Fall wird ein HNM für die flächige und zeitliche Informationserweiterung benötigt, um Wasserstandsinformationen entlang der gesamten deutschen Nordseeküste zu generieren. Außerdem wird eine Sensitivitätsstudie zur Verbesserung des Prozessverständnisses durchgeführt, indem der Einfluss der Bathymetrie auf die simulierten Wasserstandsinformationen quantifiziert wird. Die Modellbildung erfolgt auf Basis aktueller bathymetrischer Informationen, meteorologischer und astronomischer Randbedingungen sowie den für die betrachtete Periode beobachteten Änderungen des MSLs. Ein besonderes Augenmerk wird bei der Modellerstellung auf die flächige Auflösung des Rechengitters gelegt, um der komplexen Küstenmorphologie der Deutschen Bucht Rechnung zu tragen. Frühere numerische Modellierungsstudien in der Deutschen Bucht haben die Notwendigkeit von adaptiven und hochauflösenden Rechengittern zur genauen Beschreibung der Charakteristik der vorherrschenden Tidewasserstände einschließlich einer robusten Darstellung der Tnw und der Gezeitenverformung aufgrund von Flachwassereffekten aufgezeigt (siehe z. B. Zijl et al. 2013; Arns et al. 2015b).

4.2 Methodik und verwendete Datengrundlage

Den ersten Schritt bei der Erstellung eines HNM 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 an der Stelle, an der sie verwendet werden. Basierend auf diesen Daten wird ein zweidimensionales, tiefenintegriertes, barotropes HNM entwickelt, um die benötigten Wasserstandsinformationen zu simulieren. Die Simulation der Gesamtwasserstände erfolgt gekoppelt für die Gezeiten und den atmosphärischen Antrieb, um entsprechend deren Wechselwirkung abbilden zu können. Die Modellerstellung erfolgt mit der Software MIKE21® vom *Danish Hydraulic Institute* (DHI; Warren und Bach 1992). Das Modell basiert auf der numerischen Lösung der zweidimensionalen Flachwassergleichungen, in Form der tiefenintegrierten, inkompressiblen Reynolds-gemittelten Navier-Stokes-Gleichungen unter Annahme einer hydrostatischen Druckverteilung. Somit besteht das Modell aus Kontinuitäts-, Impuls-, Temperatur-, Salinitäts- und Dichtegleichungen. Die räumliche Diskretisierung der Gleichungen erfolgt mit

einem zellzentrierten Finite-Volumen-Verfahren (DHI 2017a). Die Steuerung und Auswertung der Simulationen erfolgt automatisiert über die Software Matlab®.

Der Modellbereich (siehe Abbildung 4-1) deckt die gesamte Nordsee und Teile des angrenzenden Nordostatlantiks ab. Die Randbedingungen des HNM liegen somit außerhalb der Schelfregion der Nordsee im tiefen Nordostatlantik. 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 (Plüß 2003; Hagen et al. 2019b). Entsprechend können die zwei wichtigsten Ursachen für Fernwellen im Modell berücksichtigt werden: (i) im Tiefwasserbereich des Nordatlantiks und der Norwegischen See ist der Luftdruckgradient entscheidend, während (ii) im flachen Bereich zwischen Island und Schottland die Windwirkung dominiert (Bork und Müller-Navarra 2005). Das Modellgebiet ist letztlich auch ausreichend dimensioniert, um die drei amphidromischen Punkte im Nordseebecken zu erfassen. Die Dimensionierung des Modellgebiets ist schließlich vergleichbar mit der Ausdehnung anderer Nordseemodelle (Plüß 2003; Arns et al. 2013a; Zijl et al. 2013; Hagen et al. 2019b).

Für die Generierung der dynamischen Randbedingungen an den offenen Modellrändern (blaue Linien in Abbildung 4-1) wird das frei verfügbare DTU10 *Ocean Tide Model* verwendet (vergleiche Andersen 1995, 1999), das in MIKE21® implementiert ist. 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 zehnten Partialtide, der M4, handelt es sich hingegen um eine Flachwassertide, die hauptsächlich durch Deformationseffekte am Meeresboden entsteht. Die M4 ist eine Obertide der M2, welche wiederum die dominierende Partialtide in der Deutschen Bucht ist. Die Frequenzen der einzelnen Partialtiden sind überall auf der Erde identisch. Es ändern sich lediglich die Amplitude (im Wesentlichen abhängig von der Wassertiefe) sowie die Phasenverschiebung (vergleiche Kapitel 3.3). In flachen Schelfen ist die Amplitude deutlich ausgeprägter als im tiefen Ozean (Malcherek 2018) und wird im Modellgebiet über eine möglichst genaue Abbildung der Tiefenstruktur simuliert. Die Integration der niederfrequenten Periodizitäten der Partialtiden (z. B. des Nodalzyklus; vergleiche Tabelle 3-1) wird über Korrekturfaktoren realisiert (sogenannte *nodal* bzw. *satellite modulation*; Doodson und Warburg 1941; Godin 1986; DHI 2017b; Malcherek 2018). Darüber hinaus wird davon ausgegangen, dass im Modellgebiet selbst keine gezeitenerzeugenden Potentiale berücksichtigt werden müssen und die an den dynamischen Rändern eingesteuerten Gezeiten dominieren (Hagen et al. 2019b). Die flächenhafte Auflösung von DTU10 erstreckt sich schließlich über 0,125° sowohl entlang der Längen- als auch der Breitengrade und kann auf die exakte Position der dynamischen Randbedingungen des Modells interpoliert werden. Die zeitliche

Auflösung kann entsprechend den Modellanforderungen beliebig gewählt werden. Im vorliegenden HNM wird modellintern ein Zeitschritt von zehn Minuten als ausreichend gewählt.

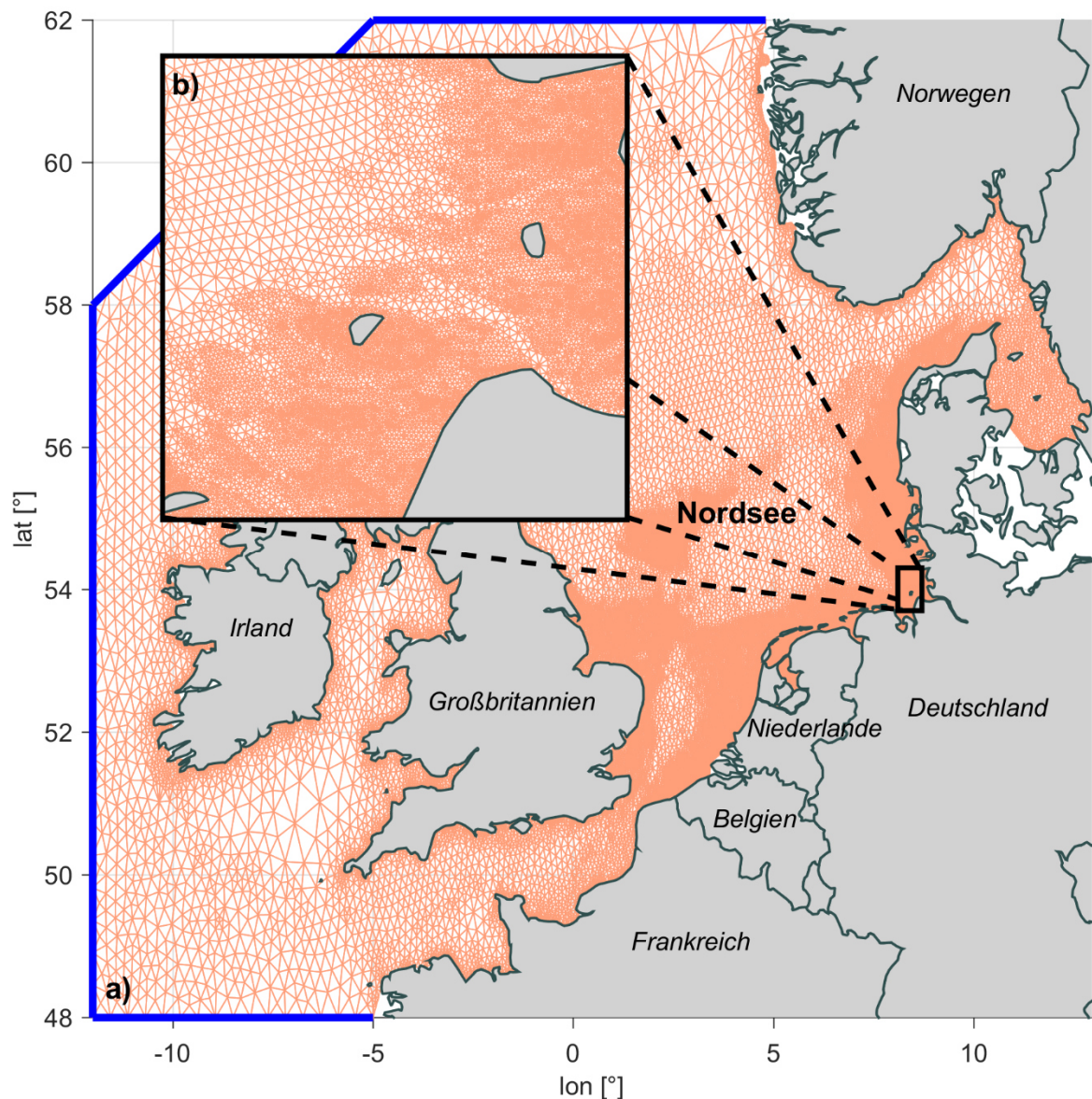


Abbildung 4-1: a) Modellgebiet und Rechengitter des HNM. Die Lage der Modellrandbedingungen sind durch die blauen Linien dargestellt. b) Detailausschnitt des Modellgebiets des Elbmündungsgebietes. Es wird die Abhängigkeit zwischen Gitterzellengröße und Bathymetrie verdeutlicht. Im oberen linken Bereich des Details beträgt die Bathymetrie < 20 m und zeigt eine größere Auflösung der Gitterzellen als im unteren und rechten Bereich des Ausschnitts im Küstennahfeld. Die Zellgröße wird sukzessive im Flachwasserbereich verfeinert.

Zur Berücksichtigung des Meeresspiegelanstiegs und der -variabilität an den dynamischen Randbedingungen des HNM wird auf Satellitenaltimeterdaten aus dem Aviso-Katalog (*Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data*) zurückgegriffen. Dieser stellt nahezu globale (von 66°S bis 66°N) Daten und Informationen aus verschiedenen Topex/Poseidon und ERS Satellitenmissionen seit 1993 mit einer Genauigkeit von etwa ei-

nem Zentimeter zur Verfügung (Cazenave und Nerem 2004). Eine Einschränkung der Datenverwendbarkeit kann sich in Küstennähe ergeben (Passaro et al. 2015). Darüber sind die arktischen Regionen nicht adäquat abgedeckt und die Länge des Datensatzes von weniger als 30 Jahren erlaubt keine Rückschlüsse auf multidekadische oder säkulare Änderungen des MSL (z. B. Chambers et al. 2012). Für den hier angestrebten Zweck sind die genannten Einschränkungen jedoch von untergeordneter Rolle, da die Informationen an den offenen Modellrändern benötigt werden. Die Vorteile der Verwendung von Satellitenaltimeterdaten liegen in der hohen flächigen Informationsdichte (Auflösung: $0,125^\circ$) bezüglich des MSL seit 1993, die nicht durch vertikale Landbewegungen oder andere Küstenprozesse im Vergleich zu Tidepegeln beeinflusst sind, da die Satelliten den Meeresspiegel in Bezug auf den Massenschwerpunkt der Erde messen und damit ein Maß für die absolute oder geozentrische Veränderung der Meeresoberfläche erfassen. Die Satellitenaltimeterdaten werden schließlich routinemäßig um hochpassgefilterte (< 20 Tage) atmosphärische Einflüsse (Wind und Luftdruck in Form des IBE) korrigiert, um den reinen Anteil des MSL aus den Messungen zu extrahieren. Außerdem sind hochfrequente Anteile in den Satellitenaltimeterdaten aufgrund der Abtastraten (je nach Satellit mehrere Tage bis Wochen) nur unzureichend abgebildet und sorgen somit für eine Verfälschung der tatsächlichen Schwankungen des Ozeans. Zur Korrektur wird der bereits erwähnte DAC-Datensatz² verwendet. Der DAC-Datensatz basiert auf einem barotropen, nichtlinearen, zweidimensionalen HNM (MOG2D; *2 Dimensions Gravity Waves Model*) ursprünglich abgeleitet von Lynch und Gray (1979). MOG2D wird durch Wind- und Luftdruckfelder aus der Analyse des ECMWF mit einer zeitlichen Auflösung von sechs Stunden und einschließlich Flachwassergebieten und Randmeeren angetrieben. Das Rechengitter umfasst ein regelmäßiges Raster von $0,25^\circ$ (vergleiche auch Cid et al. 2017). Da an den dynamischen Randbedingungen des vorliegenden HNM diese atmosphärischen Prozesse berücksichtigt werden, ist der DAC-Datensatz wieder in die Satellitenaltimeterdaten zu integrieren, um auch eine Vergleichbarkeit mit Tidepegeln gewährleisten zu können (Bonaduce et al. 2016). Durch die Verwendung flächenhaft hochaufgelöster Messungen der Meeresoberfläche gegenüber der Generierung einer Indexzeitreihe aus Tidepegeln mit monatlicher Auflösung (vergleiche Wahl et al. 2013; Arns et al. 2013a), ist eine Verbesserung der Einlauftrandbedingungen hinsichtlich der Berücksichtigung des Meeresspiegelanstiegs und der -variabilität zu erwarten.

An den dynamischen Randbedingungen wird im vorliegenden HNM der Einfluss des Oberwassers aus beispielsweise der Elbe, Emse oder Weser nicht berücksichtigt. Der Fokus der Simulationen liegt auf der Abbildung der Wasserstandsinformationen entlang der Küstenlinie, weshalb die Ästuar- und Mündungsbereiche im Rechengitter nur angedeutet werden. Rudolph (2005) hat z. B. in einer Fallstudie der Elbe gezeigt, dass der Einfluss des Oberwassers auf die Tidewasserstände erst ab etwa Brunsbüttel stromaufwärts einen messbaren Einfluss hat, der sich bis Hamburg allerdings nur im Zentimeterbereich ausprägt.

Im Gegensatz den dynamischen Randbedingungen stellen die geschlossenen Berandungen den Übergang von Wasser- zu Landflächen dar. Durch die Watten, den ausgeprägten Thb sowie die komplexe Küstenstruktur existiert allerdings keine klare Trennung zwischen Land und Wasser und bedeuten entsprechend eine anspruchsvolle Aufgabe. Hinzu kommt, dass die Küstenlinie durch die Veränderung bzw. die Entwicklung der Wasserstände einer

² Dynamic atmospheric Corrections are produced by CLS using the Mog2D model from Legos and distributed by Aviso+, with support from Cnes (<https://www.aviso.altimetry.fr/>).

zeitlichen Varianz unterliegt. Im Projekt EasyGSH-DB (EasyGSH 2019) wird diesem Umstand aktuell Rechnung getragen, indem zeitvariable Bathymetrien verwendet und so jahresweise Küstenlinien als Mittelwert aus Thw und Tnw generiert werden. Für den vorliegenden Fall werden Landesgrenzen verwendet. Als Grundlage dient eine frei verfügbare Shape-Datei³, die auf Basis mehrerer Quellen zusammengestellt wurde. Die flächige Ausdehnung ist global. Durch die Abstände der Punkte, die den Verlauf der Küste definieren, kann bereits Einfluss auf die Größe der einzelnen Gitterzellen des zu erstellenden Rechengitters genommen werden, da diese Zwangspunkte bei der Erzeugung des Rechengitters darstellen. Je kleiner der Punktabstand, desto detaillierter und feiner das Rechengitter. Im Sinne der gewünschten detaillierten Simulation von Wasserstandsinformationen in der Deutschen Bucht wird die Küstenlinie in dem Bereich möglichst exakt und mit einem minimalen Punktabstand definiert. Binnengrenzen sowie Bereiche, die keinen unmittelbaren Einfluss auf die Simulationsergebnisse in der Deutschen Bucht haben (z. B. westlicher Teil Großbritanniens), werden aus dem Datensatz eliminiert bzw. ausgedünnt. Die Punktabstände werden schließlich so modifiziert, dass im Interessensgebiet der deutschen Nordseeküste ein mittlerer Abstand von ≤ 1 Kilometer vorliegt, während der Abstand z. B. in Großbritannien auf ~ 10 Kilometer anwächst.

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 and Atmospheric Administration* (20CRv2c) verwendet, die auf Basis eines globalen Wettervorhersagemodells ermittelt wurden und frei verfügbar sind (Compo et al. 2011). Die 20CRv2c-Reanalysedaten haben sich bereits in mehreren Studien als sehr wertvoll für die Analyse historischer Wasserstandsdaten erwiesen (z. B. Arns et al. 2013a; Jensen et al. 2013; Dangendorf et al. 2014b; Muis et al. 2017; Cid et al. 2017, 2018) und wurden in Kapitel 3.4 hinsichtlich Vor- und Nachteilen sowie Anwendungsgrenzen diskutiert. So kommen Dangendorf et al. (2014b) zum dem Schluss, dass der 20CRv2c-Reanalysedaten-satz eine nützliche Datenbank für die Nordseeregion seit Beginn des 20. Jahrhunderts darstellt, wenn man die enthaltenen Inkonsistenzen insbesondere in den Perioden vor 1910 berücksichtigt. Als Input werden für das vorliegende HNM sowohl Windfelder (als meridionale und zonale Windgeschwindigkeiten) als auch der atmosphärische Luftdruck reduziert auf den MSL benötigt. Die flächenhafte Ausdehnung erstreckt sich global auf einem rechteckigen Gauß'schen Gitter mit orthogonalen Koordinaten auf den Längen- und Breitengraden. Die flächige Auflösung beträgt 192×94 Gitterpunkte, woraus sich eine Gitterbreite von $1,875^\circ$ Richtung der Längengrade und $1,904^\circ$ Richtung der Breitengrade ergibt. Bei dem verwendeten Datensatz handelt es sich um Vorhersagewerte, die auf Basis einer Reanalyse simuliert wurden und mit einer zeitlichen Auflösung von drei Stunden zur Verfügung stehen. 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. In Abbildung 4-2 ist beispielhaft ein Wind- und Luftdruckfeld aus dem verwendeten Datensatz dargestellt.

³ „World Countries represents the boundaries for the countries of the world as they existed in December 2014.“; Quellen: Esri, DeLorme Publishing Company, CIA World Factbook.

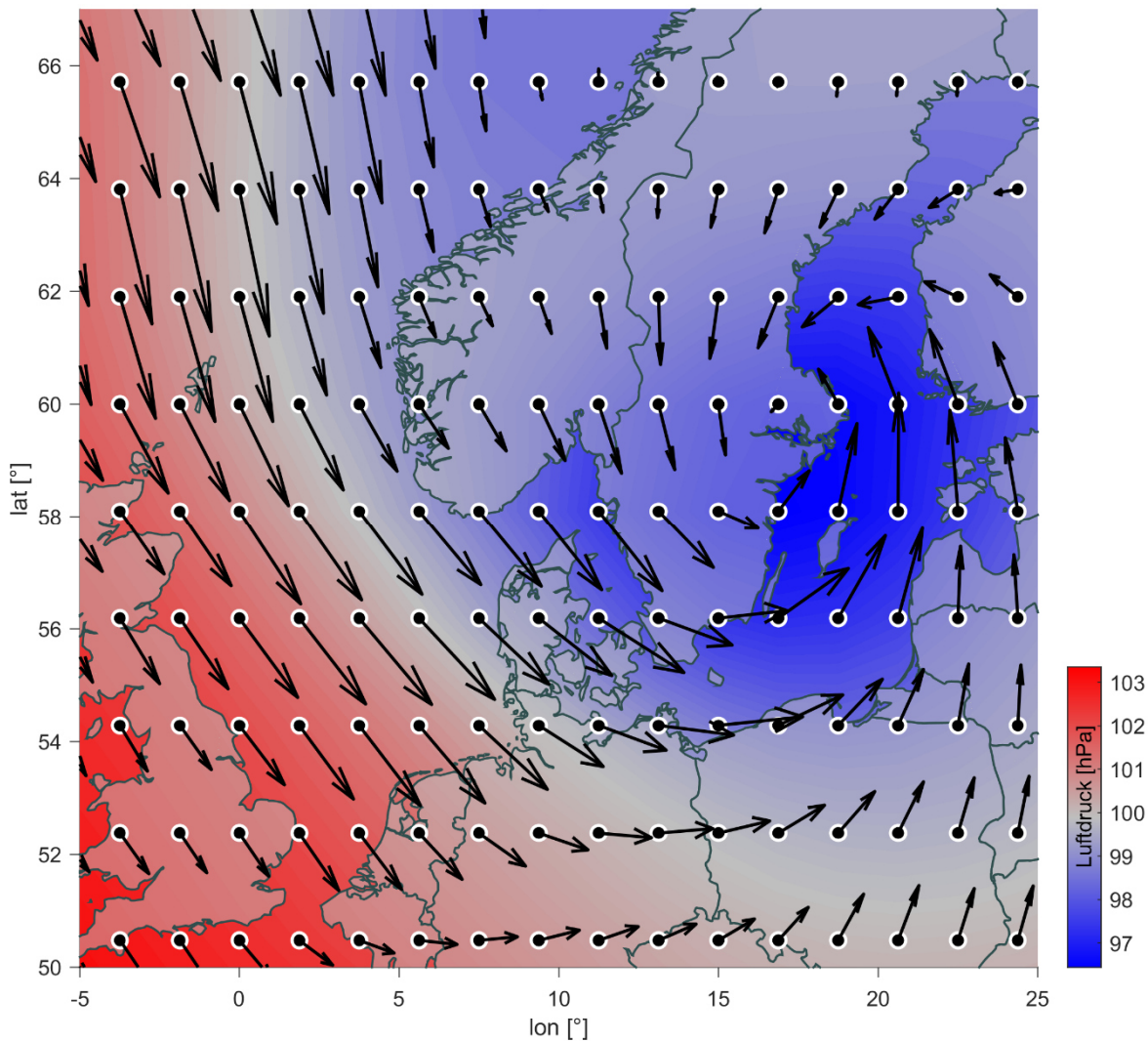


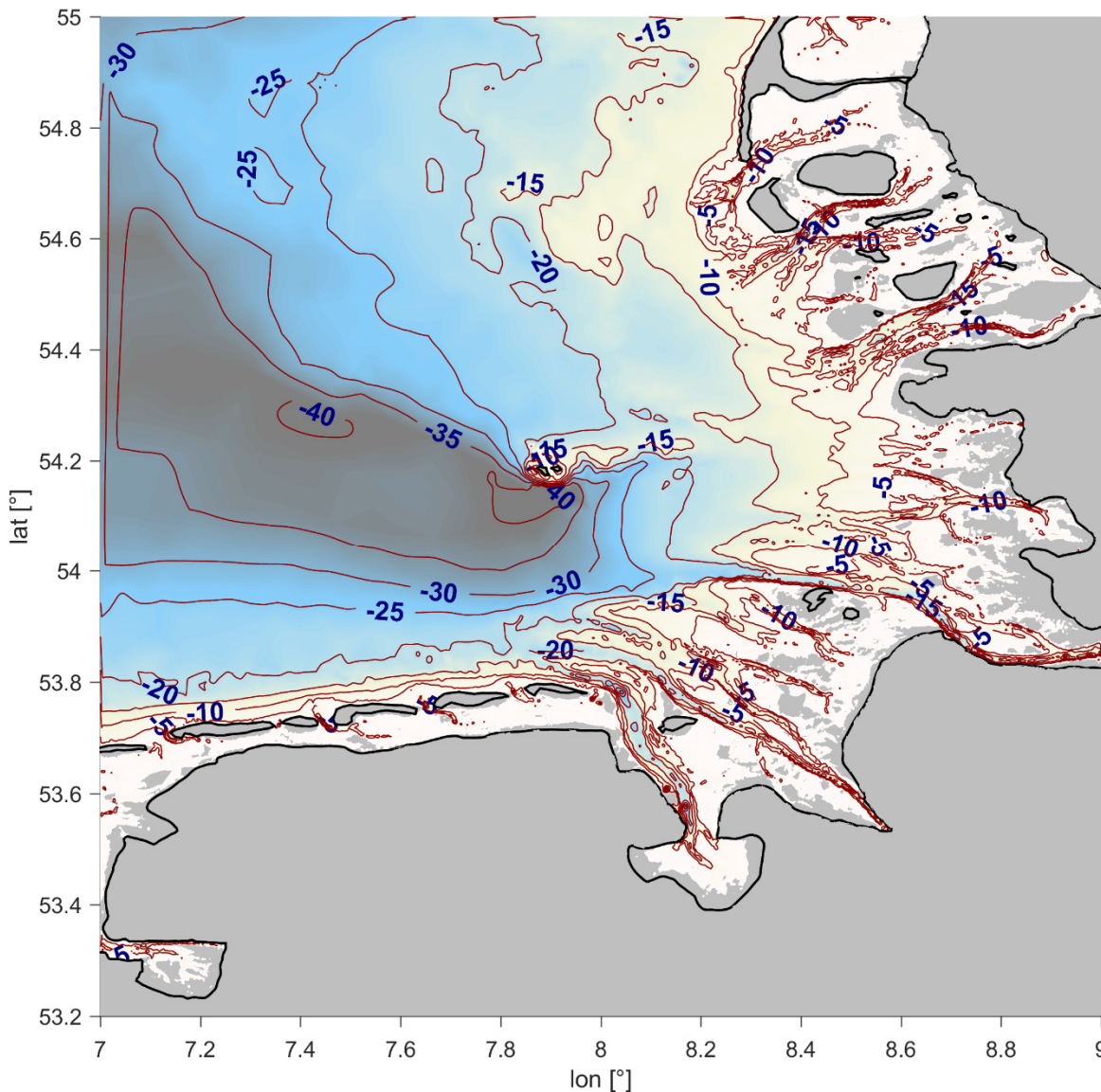
Abbildung 4-2: Wind- und Luftdruckfeld aus dem 20CRv2c-Datensatz (Compo et al. 2011) vom 06.12.2013 00:00 Uhr über der Nordsee. Jeder der windrichtungsanzeigenden Pfeile entspricht dabei einem Gitterpunkt (weiße Kreise), für den meteorologische Informationen vorliegen. Entsprechend kann so die flächenhafte Auflösung der Reanalysedaten nachvollzogen werden. Der atmosphärische Luftdruck wurde dagegen flächig interpoliert, um eine Einschätzung des flächenhaften Verlaufs zu erhalten.

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 die komplexen hydrodynamischen Prozesse. Es liegt eine Vielzahl unterschiedlicher, potenziell verwendbarer Datenquellen vor, die sich in ihrer flächenhaften Auflösung sowie Ausdehnung unterscheiden. Hierzu gehören auch die zeitvariablen Bathymetrien der Jahre 1982 bis 2012 aus dem vom KFKI geförderten Verbundprojekt „Aufbau von integrierten Modellsystemen zur Analyse der langfristigen Morphodynamik in der Deutschen Bucht“ (AufMod; Heyer und Schrottke 2013). Auf Basis eines zweidimensionalen messdaten-basierten Modells zur Beschreibung der Geländeoberfläche des Meeresbodens wurden im Projekt AufMod anhand umfangreicher Simulationsläufe die zeitlichen Veränderungen der Morphodynamik in der Deutschen Bucht simuliert. Es wurde zudem eine raum-zeitliche Interpolationsmethode verwendet, um die topographische Veränderung in Bereichen in denen

Vermessungsdaten zur Verfügung stehen, zu bestimmen. Mit einer flächigen Auflösung von 50 m steht somit für die Deutsche Bucht, begrenzt auf die 20 m-Isobathe, ein hochauflösender Datensatz zur Verfügung. Seit der Veröffentlichung der Ergebnisse aus dem Projekt AufMod wird stetig die Qualität der Datensätze (z. B. homogene und qualitätsgesicherte bathymetrische Daten in den Ästuaren respektive im Küstenbereich auf einem Raster von 1 m respektive von 10 m) weiterentwickelt (vergleiche Hagen et al. 2019b und Referenzen darin). Durch die geringe flächenhafte Ausdehnung der AufMod-Bathymetrie (beschränkt auf die Deutsche Bucht), muss jedoch ein weiterer Datensatz für den verbleibenden Bereich des Modellgebietes verwendet werden. Für das verbleibende Modellgebiet wird für das vorliegende HNM der frei verfügbare Datensatz GEBCO (*General Bathymetric Chart of the Oceans*; GEBCO 2008; Becker et al. 2009) verwendet. Das GEBCO-Netz wurde aus Daten aus einer Reihe von Quellen aufgebaut, darunter regionale und globale Datensätze und Hunderte von Einzelmessungen, die über internationale und nationale Datenbanken wie dem IHO *Data Center for Digital Bathymetry* (IHO-DCDB) bereitgestellt werden. Die flächige Auflösung beträgt global 30 Bogensekunden. In Abbildung 4-3 ist die endgültige Bathymetrie des HNM als Kombination aus den Datensätzen AufMod (Deutsche Bucht) und GEBCO (verbleibendes Modellgebiet) dargestellt. Die Höhenwerte werden schließlich auf das zu generierende Rechengitter interpoliert.

Das Rechengitter des HNM basiert auf unstrukturierten Dreiecksnetzen im gesamten Modellgebiet und wird zunächst anhand des Verlaufs der Küstenlinie automatisiert mit dem *Mesh Generator* der Software MIKE21® erstellt. Anschließend werden höher aufzulösende Bereiche wie die Deutsche Bucht definiert. Somit ergeben sich Kantenlängen entlang der Einlaufrandbedingungen von etwa 20-30 km, die sukzessive bis in die Deutsche Bucht auf knapp 0,5-1 km reduziert werden. Insgesamt werden auf diese Weise etwa 33.000 Gitterzellen generiert. Im Zuge von ersten Testsimulation hat sich jedoch herausgestellt, dass darüber hinaus weitere Optimierungen hinsichtlich der Modellperformance mit Fokus auf die Deutsche Bucht vorgenommen werden müssen. Das größte Problem besteht in der Simulation der Tnw im ursprünglichen Rechengitter, während die Thw bereits mit Hilfe des weitestgehend automatisiert erstellten Gitters gut abgebildet werden können. Ein Grund ist die statische Bathymetrie im Modell, die in der Natur jedoch durch komplexe morphodynamische Prozesse bestimmt wird. Zudem stellt sich die Frage, inwiefern die Pegelstationen, die zur Kalibrierung und Validierung des Modells genutzt werden, repräsentativ für das Modellgebiet sind. Große Teile der Deutschen Bucht fallen während der Ebbzeiten trocken, während die Pegelstandorte meist in Häfen oder Fahrrinnen liegen und somit meist ein Trockenfallen vermeiden. Aus diesem Grund wird ein adaptiver Algorithmus zur Erstellung des Rechengitters mit der Software Matlab® entwickelt, mit dem die Zellgrößen explizit an die zugrundeliegende Bathymetrie angepasst werden: Je geringer die Tiefe, desto kleiner die Zellen des Rechengitters (Abbildung 4-1). Durch den Vergleich von Abbildung 4-1 und Abbildung 4-3 ist deutlich die gewünschte Abstufung der Gittergröße des HNM 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. In der Deutschen Bucht selbst werden beispielsweise die tieferen Fahrrinnen deutlich vom Rechengitter abgebildet. 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. Die deutlich größere Anzahl an Gitterpunkten bildet auf der einen Seite die komplexe Bathymetrie wesentlich besser ab, führt aber auf der anderen Seite zu einer entsprechend verlängerten Rechen-dauer. Im Sinne einer möglichst guten Reproduktion der Wasserstandsdynamik wird diese Einschränkung allerdings vernachlässigt.



Zudem müssen zu Beginn jeder Simulation Anfangsbedingungen festgelegt werden, die den initialen Zustand beispielsweise der Wasserstände oder der Meteorologie festlegen. Diese werden als konstant angenommen und über eine ausreichend lange Einschwingphase wird gewährleistet, dass im Zuge des Simulationsfortschritts die numerische der Lösung der Gleichungssysteme dazu führt, dass die simulierten Wasserstandsinformationen nicht mehr von den Anfangsbedingungen abhängen (vergleiche Hagen et al. 2019b). Aufgrund der enormen Nichtlinearität der ablaufenden Prozesse in HNM sind die Simulationsergebnisse stark von den Anfangsrandbedingungen abhängig, weshalb nicht gänzlich auszuschließen ist, dass selbst bei einer ausreichenden Einschwingphase Abweichungen verbleiben. Dies ist insbesondere auf die Parametrisierung von Prozessen und Wechselwirkungen zurückzuführen, die nicht explizit von dem HNM aufgelöst werden können (z. B. Horsburgh und de Vries 2011).

Die Modellkalibrierung hat im vorliegenden Fall das maßgebliche Ziel, eine möglichst gute Übereinstimmung zwischen Beobachtungen und Modellergebnissen durch die Variation der verschiedenen Parameter zu erreichen, um den Modellfehler zu minimieren. Aufgrund der benötigten Gesamtwasserstandsinformationen als Resultat der Simulationen zielt die Kalibrierung auf die Optimierung der selbigen ab. Dementsprechend wird keine separate Kalibrierung der Partialtiden o. Ä. vorgenommen. Gleiches gilt für die anschließende Validierung des Modells, wofür beobachtete Wasserstandsinformationen verwendet werden, die nicht in die Kalibrierung einfließen. Die Kalibrierung und Validierung des HNM erfolgt auf Basis von Beobachtungen an Tidepegeln aus unterschiedlichen Quellen. Die Wasserstandsdaten der Tidepegel entlang der Ostküste Englands, im Ärmelkanal und in den Niederlanden werden aus dem GESLA-2-Datensatz (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. Es handelt sich dabei überwiegend um die in Jensen et al. (2011) verwendeten Pegelzeitreihen (siehe Abbildung 4-4). Die Datensätze an den zwölf verwendeten Pegelstandorten umfassen hochaufgelöste Wasserstandsmessungen (Minutenwerte) und sind überwiegend seit Mitte der 1990er Jahre verfügbar. Ab dem Jahr 2000 liegen schließlich für alle Standorte vollständige Zeitreihen vor. Zudem werden vier weitere Pegelstandorte (Hooge, Schlüttsiel, Everschop und Büsum) als „Kontrollpegel“ zur Validierung der Ergebnisse verwendet.

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 :

$$R^2 = \left(\frac{C(x, y)}{\sqrt{C(x, x) \cdot C(y, y)}} \right)^2 \quad (4-1)$$

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

$$C(x, y) = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \mu_x) \cdot (y_i - \mu_y) \quad (4-2)$$

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 (Willmott 1984). Deshalb wird zusätzlich der RMSE verwendet, worüber die mittlere Abweichung der beiden Zeitreihen x und y quantifiziert wird:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - y_i)^2}{n}} \quad (4-3)$$

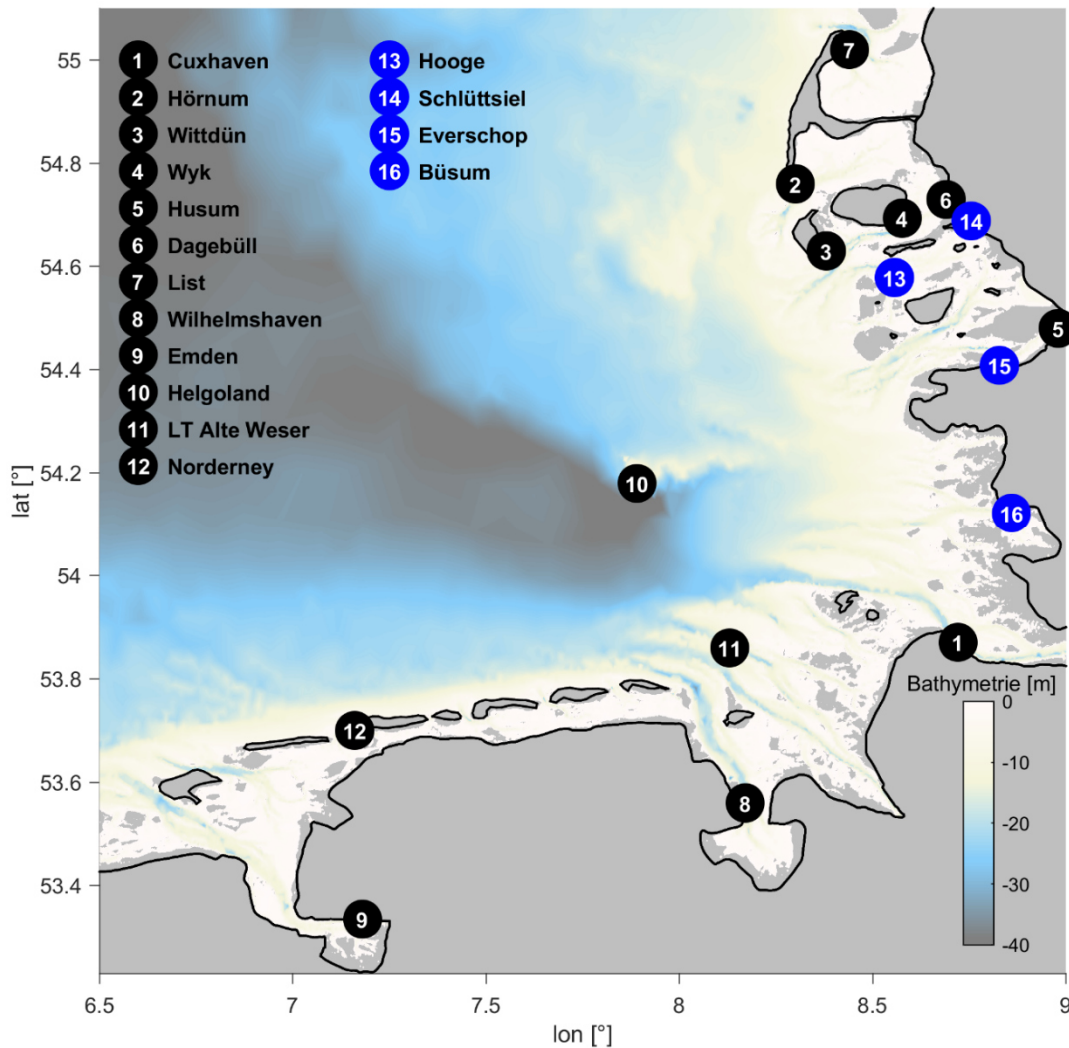


Abbildung 4-4: Stützstellen (Pegelstandorte) der Kalibrierung, Validierung sowie der Bias-Korrektur. Die schwarzen Punkte zeigen die Pegelstationen aus Jensen et al. (2011), während die blauen Punkte die vier zusätzlich verwendeten Validierungsstandorte darstellen. Im Hintergrund ist die Bathymetrie der Deutschen Bucht farblich anhand der Tiefe abgebildet.

Trotz der Berücksichtigung möglichst detaillierter modellinterner Randbedingungen und Parameter verbleibt 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 als Bias bezeichnet und können im vorliegenden Fall überwiegend auf die flächige und zeitliche Auflösung der verwendeten Datengrundlage (Wind- und Luftdruckfelder der 20CRv2c-Reanalysedaten; Bathymetrie) sowie die gewählte globale Sohlrauheit im Modellgebiet zurückgeführt werden. Insbesondere stark lokale Effekte werden hierdurch im HNM vernachlässigt. Die einzelnen physikalischen Prozesse wie die Gezeiten, der Windstau und deren Interaktion im HNM müssten also korrekt reproduziert werden, um robuste Informationen über ihren individuellen Einfluss zu erhalten (z. B. Idier et al. 2012). Insbesondere in größeren Modellgebieten stellt allerdings bereits die Abbildung der Gezeiten eine große Herausforderung dar und führt zu Unsicherheiten, die sich fortpflanzen (Zijl et al. 2013). Denn durch Unsicherheiten in der Gezeitendarstellung kann der Windstau und dessen Abhängigkeit zu den Gezeiten ebenfalls nicht korrekt erfasst werden. Letztlich führt auch die barotrope Modellspezifikation zwangsläufig zu einer Abweichung der simulierten Wasserstandsinformationen gegenüber den Beobachtungen an Pegelstandorten, da Temperatur-, Salzgehalts- und einhergehende Dichteunterschiede vernachlässigt werden, die zusätzliche Ausgleichsströmungen des Wasserstands hervorrufen (vergleiche Kodaira et al. 2016b). Aktuellste Analysen am Forschungsinstitut Wasser und Umwelt (fwu) der Universität Siegen zeigen im Rahmen der Projekte „Analyse langfristiger Änderungen in der Tidedynamik der Nordsee“ (TIDE-DYN) und „Analysing long-term changes of tidal dynamics in the German Bight“ (ALADYN), dass insbesondere barokline Effekte in Form von Temperaturänderungen außerhalb des betrachteten Modellgebiets für einen Teil der nicht erklärten Wasserstandsinformationen verantwortlich sind.

Zur Minimierung der aufgeführten Diskrepanzen zwischen simulierten und beobachteten Wasserständen können, wie auch in vielen anderen Bereichen der hydrologischen Modellierung, Bias Korrekturen durchgeführt werden (z. B. Jun et al. 2008; Piani et al. 2010; Arns et al. 2013a; Cannon et al. 2015; Salmun und Molod 2015). Eine weitere Möglichkeit besteht in einer nachträglichen statistischen Korrektur wie der Modellausgabestatistik in der Klimatologie (vergleiche Kapitel 2.2.4; Maraun et al. 2010; Maraun 2013). Die Bias-Korrektur basiert im vorliegenden Fall auf der Ermittlung einer Transferfunktion zwischen den modellierten und den beobachteten Wasserständen an den verfügbaren Pegelständen (Piani et al. 2010), um die Modellabweichungen zu verringern (Mudelsee et al. 2010). Diese Transferfunktionen werden unter Verwendung eines flächigen Interpolationsschemas auf die simulierten Wasserstandsinformationen übertragen, für die keine Beobachtungen vorliegen. Die hier verwendete Bias-Korrektur basiert im Wesentlichen auf zwölf Stützstellen (Pegelstandorte) in der Deutschen Bucht (siehe Abbildung 4-4). Die gesamte Vorgehensweise ist im Schaubild in Abbildung 4-5 zusammengefasst und wird im Folgenden Schritt für Schritt erläutert. Anhand der blauen Pegelstandorte („Kontrollpegel“, siehe Abbildung 4-4) wird das Ergebnis der Bias-Korrektur verdeutlicht und validiert. Anschließend wird die weitere Verwendung der korrigierten simulierten Wasserstandsinformationen erläutert und es werden die Anwendungsgrenzen aufgezeigt.

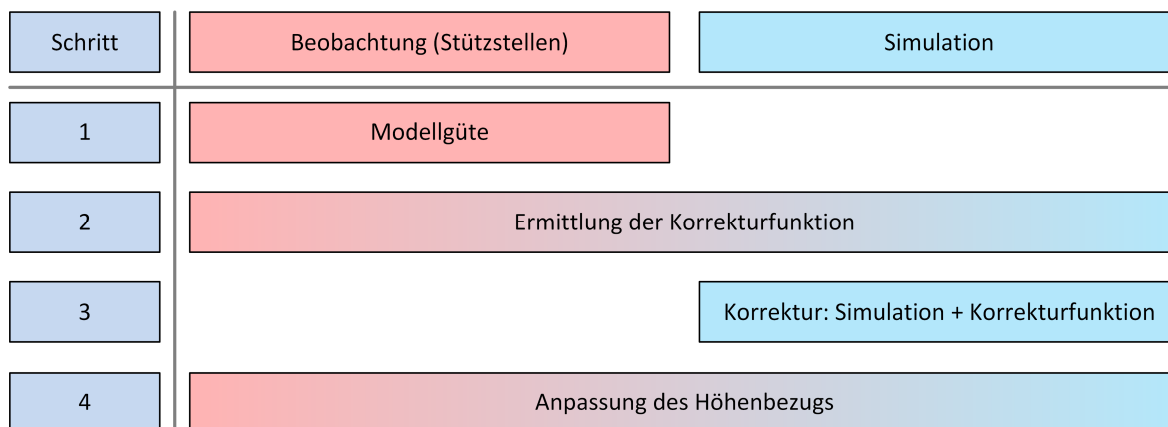


Abbildung 4-5: Ablaufdiagramm der Bias-Korrektur.

Schritt 1:

Die Modellgüte wird anhand von R^2 und RMSE (Krause et al. 2005) für alle Pegelstandorte zwischen Beobachtung (Stützstellen) und Simulation bestimmt. Zusätzlich werden Parameter wie ein Zeitversatz oder die Bathymetriediefe erfasst. Ein Zeitversatz zwischen Beobachtung und Simulation wird berücksichtigt, um modelltechnische Unzulänglichkeiten sowie Verschiebungen der Zeitzone (UTC (*engl.: Universal Time Coordinated*)) zu quantifizieren. Darüber hinaus werden quantil-basierte Differenzen, einschließlich deren Standardabweichung σ (zur 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.

Schritt 2:

Zur Ermittlung der Korrekturfunktion werden Wichtungsfaktoren abgeleitet, um die ermittelten quantil-basierten Differenzen und Standardabweichungen σ auf die Simulation zu übertragen. Die Wichtungsfaktoren werden anhand eines funktionalen Zusammenhangs zwischen dem Zeitversatz, der linearen Abhängigkeit der Zeitreihen, der inversen Distanz sowie der Bathymetriediefe ermittelt. Letztere wurde als Kriterium mit aufgenommen, da insbesondere die Abbildungsgüte der Niedrigwasser im Modell stark von der Bathymetriediefe abhängig ist. Die bestimmten Wichtungsfaktoren werden mit den quantil-basierten Differenzen und Standardabweichungen σ multipliziert und ergeben nach einer Addition aller Differenzen und Standardabweichungen σ schließlich die Korrekturfunktion.

Schritt 3:

Durch Addition der ermittelten Korrekturfunktion mit der simulierten Zeitreihe wird die simulierte und bias-korrigierte Zeitreihe bestimmt.

Schritt 4:

Im letzten Schritt werden zum einen die trockenfallenden Bereiche der Zeitreihen einheitlich gekennzeichnet und zum anderen das Bezugsniveau der simulierten und bias-korrigierten Zeitreihe auf das der Beobachtungszeitreihen angepasst. Als Bezugsniveau wird das MThw gewählt. Ein Grund für die Wahl des MThw als Bezugsniveau ist, dass bei trockenengefallenen Pegeln nicht die komplette Zeitreihe zur Verfügung steht und die Verwendung des Mittelwertes zu Verfälschungen führen würde.

Es werden in den folgenden Kapiteln die Ergebnisse der Modellkalibrierung und der Modellvalidierung durch Abringen der Bias-Korrektur erläutert. Der im Anschluss simulierte Wasserstandshindcast umfasst eine Periode von 15 Jahren zwischen 2000 und 2014.

Die 15-jährige Simulationsperiode beginnend im Jahr 2000 ergibt sich sowohl aus der Datenverfügbarkeit der Satellitenaltimeterdaten an den dynamischen Randbedingungen als auch aus der Verfügbarkeit der hochaufgelösten Beobachtungen an den Pegelstandorten, die insbesondere für die Bias-Korrektur benötigt werden. Das Jahr 2014 als Ende der Periode des Hindcasts ergibt sich aus der Verfügbarkeit des 20CRv2c-Reanalysedatensatzes. Für die Modellkalibrierung und -validierung wird modellintern als auch für die Ausgabe der Simulationsergebnisse ein Zeitschritt von zehn Minuten gewählt. Für die weitere Verwendung des Wasserstandshindcasts in den Kapiteln 5, 6 und 7 werden alle Zeitreihen auf eine stündliche Auflösung diskretisiert, was einem Kompromiss zwischen einer ausreichenden Beschreibung des Wasserstandes und der zeitlichen Auflösung des 20CRv2c-Reanalysedatensatzes von drei Stunden entspricht. Den Einfluss der zeitlichen Diskretisierung auf die Ergebnisse statistischer Analysen zeigen Bender et al. (2017), wenn auch für den Binnenbereich. Daraus geht hervor, dass Stundenwerte in den meisten Fällen ausreichend genau sind. Zudem spielt der Aspekt der Datenspeicherung und der Rechenzeit an dieser Stelle eine Rolle und verhindert die folgenden Auswertungen auf Basis höher auflösender Zeitschritte. Zuletzt wird das Ergebnis der Sensitivitätsstudie zur Verbesserung des Prozessverständnisses durch die Quantifizierung des Einflusses der Bathymetrie diskutiert. Hierfür wird dem gesamten Rechengitter die mittlere Tiefe der Nordsee von 94 m zugeordnet. Exemplarisch wird der Einfluss der Bathymetrie auf den Sturmflutwasserstand der Allerheiligenflut im November 2006 quantifiziert.

4.3 Ergebnisse der hydrodynamisch-numerischen Modellierung

4.3.1 Modellkalibrierung

Im Zuge der Modellkalibrierung wird der Einfluss verschiedener Parameter auf die simulierten Wasserstände betrachtet. Wichtigster Parameter ist hierbei die Sohlrauheit, die im vorliegenden HNM global über den k_{st} -Wert (Strickler-Beiwert) in $m^{1/3}/s$ approximiert wird. Zu Beginn der Modellkalibrierung wird der k_{st} -Wert anhand Arns et al. (2013a) auf den Wert von $45 m^{1/3}/s$ festgelegt. Um den optimalen k_{st} -Wert für das vorliegende HNM zu identifizieren, wird dieser im Zuge der Kalibrierung voll automatisiert in einem physikalisch sinnvollen Bereich ($40-50 m^{1/3}/s$; überwiegend Feinsande; Heyer und Schrottke 2013) variiert und die Ergebnisse werden mit den Beobachtungswerten verglichen. Die Beobachtungswerte liegen an Pegelstandorten vor, die im gesamten Modellgebiet verteilt sind. 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 $45 m^{1/3}/s$ für die endgültige Simulation von Wasserständen in der Deutschen Bucht festgelegt; die ermittelte Sohlrauheit in Arns et al. (2013a) kann somit bestätigt werden. Die gewählte Sohlrauheit wird vereinfacht global für das gesamte Modellgebiet angesetzt. In Abbildung 4-6 ist der Einfluss der Rauheit auf die Wasserstände am Pegel Cuxhaven in der Deutschen Bucht sowie am Pegel North Shields an der Ostküste Englands zwischen dem 30.10.2006 und 03.11.2006 (Allerheiligenflut) gezeigt.

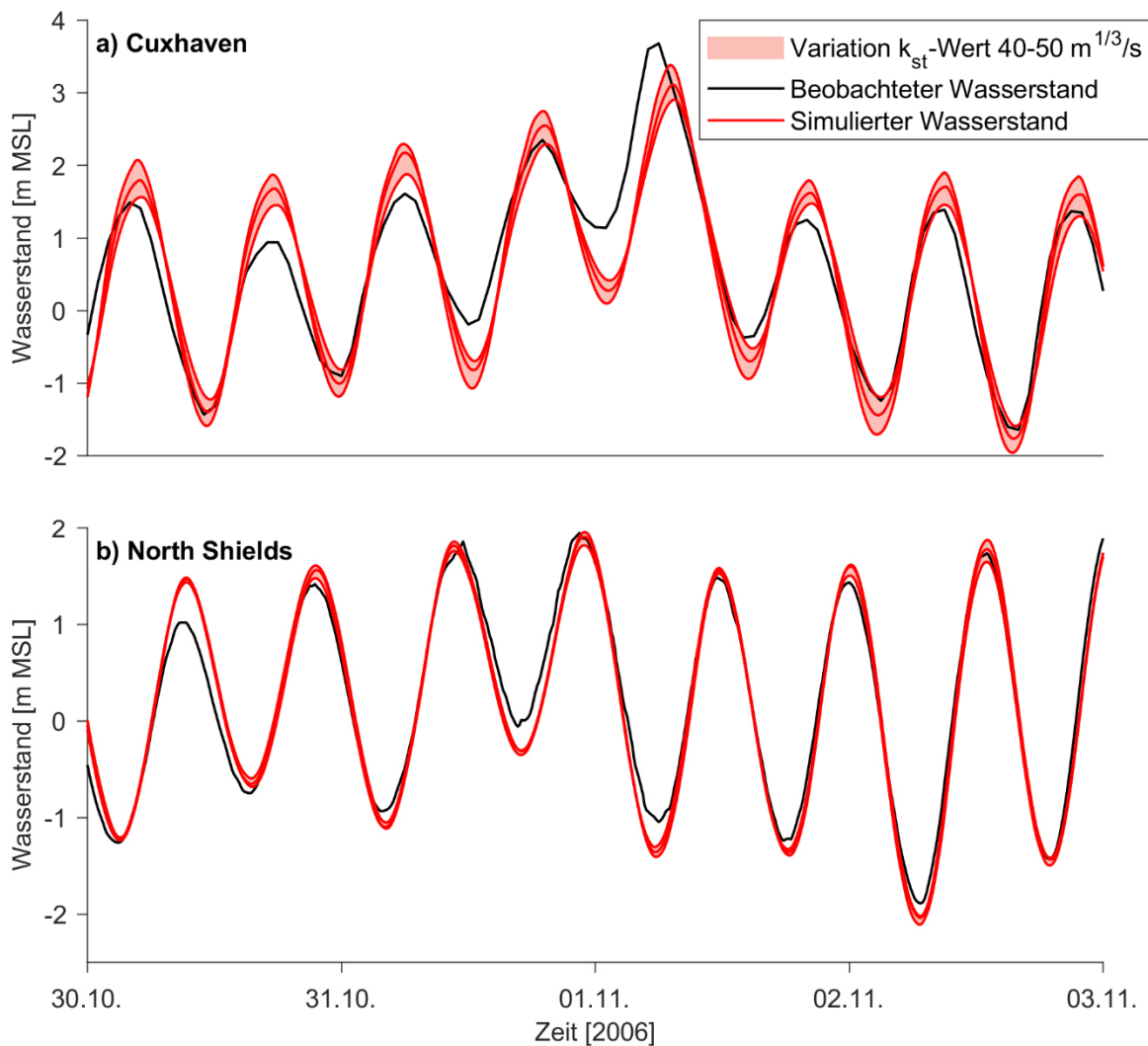


Abbildung 4-6: Einfluss der Sohlrauheit auf die Wasserstände am Pegelstandort a) Cuxhaven und b) North Shields zwischen dem 30.10.2006 und dem 03.11.2006 (Allerheiligenflut). Die jeweiligen beobachteten Wasserstände an den Pegelstandorten sind als schwarze und die simulierten Wasserstände als rote Linien dargestellt. Der Bereich der gesamten Spannweite, resultierend aus der Variation der k_{st} -Werte von 40-50 $\text{m}^{1/3}/\text{s}$, ist als rote Schattierung abgebildet.

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 kaum einen signifikanten Einfluss hat. Die Lage aller zur Kalibrierung des HNM verwendeten Pegelstandorte ist schließlich in Abbildung 4-7 dargestellt.

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 zehn Minuten. Die Modellgüte (R^2 und RMSE) an den 33 Pegelstandorten (siehe Abbildung 4-7) ist in Tabelle 4-2 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 Bathymetriehöhe im Modell am jeweiligen Standort der Pegel sind ebenfalls in Tabelle

4-2 aufgeführt. Im Mittel über alle 33 Pegelstandorte erreicht das HNM eine Performance 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 Minuten 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 $> 1,00$ m (siehe Abbildung 4-6). Das Phänomen, dass Modelle, die große Bereiche abdecken, insbesondere Extremereignisse wie Sturmfluten unterschätzen, ist allerdings bekannt (vergleiche Calafat et al. 2014; Fernández-Montblanc et al. 2019). Muller et al. (2014) und die darin enthaltenen Referenzen führen diese Tatsache zum einen auf eine Überschätzung der parametrisierten Sohlreibung zurück, so dass in der Folge Druckgradienten tendenziell unterschätzt werden. Zum anderen spielt der Windwiderstandsbeiwert bei der Reproduzierbarkeit von Sturmfluten eine große Rolle. Wird der Einfluss unterschätzt, kann in der Konsequenz der meteorologische Einfluss auf den Wasserstand nicht wiedergegeben werden. Kodaira et al. (2016b) quantifizierten den Einfluss der Dichteschichtung auf die Vorhersage des Windstaus auf Basis eines Vergleichs zwischen einem barotropen und einem baroklinen HNM. Die wesentliche Erkenntnis ist, dass die globale Abbildung des Windstaus an Pegelstandorten im Mittel durch die Berücksichtigung der Dichteschichtung verbessert werden konnte, die Unterschätzung der Maximalwerte jedoch nicht vollständig eliminiert wird. Für das vorliegende HNM bedeutet das, dass trotz möglichst detaillierter modellinterner Randbedingungen und Parameter demnach eine Diskrepanz zwischen simulierten und beobachteten Wasserständen verbleibt. Um diese Abweichungen zu kompensieren, werden die simulierten Wasserstände im Anschluss an die Modellläufe entsprechend der in Kapitel 4.2 erläuterten Vorgehensweise korrigiert.

Zur Beurteilung der erreichten Modellgüte im Vergleich zu weiteren HNM werden im Folgenden das Bestimmtheitsmaß R^2 und der RMSE exemplarisch mit den Ergebnissen aus Arns et al. (2013a), Zijl et al. (2013), Fernández-Montblanc et al. (2019) und Hagen et al. (2019b) verglichen. Der Vergleich mit Arns et al. (2013a) in Tabelle 4-1 zeigt für die Pegelstandorte Aberdeen, Lowestoft, Calais, Cuxhaven, Hörnum und Norderney, dass im vorliegenden HNM zwar das R^2 in den meisten Fällen höher ausfällt, der RMSE jedoch im Mittel etwas schlechter. Bei dem Vergleich ist zu beachten, dass sich die Effizienzkriterien in Arns et al. (2013a) nur auf das Sturmflutereignis der Allerheiligenflut bezieht und das Modell hinsichtlich der Reproduzierung der Thw optimiert wurde. Insgesamt weist das Modell eine ähnliche Güte wie das vorliegende HNM auf.

Tabelle 4-1: Vergleich der erreichten Modellgüte des vorliegenden HNM anhand des Bestimmtheitsmaß R^2 und des RMSE exemplarisch mit den Ergebnissen aus Arns et al. (2013a): (i) Name des Pegels, (ii) RMSE [m] und R^2 [-] des vorliegenden HNM und (iii) RMSE [m] und R^2 [-] aus Arns et al. (2013a).

Pegelstandort	Vorliegendes HNM		Arns et al. (2013a)	
	RMSE [m]	R^2 [-]	RMSE [m]	R^2 [-]
Aberdeen	0,30	0,97	0,13	0,97
Lowestoft	0,31	0,86	0,17	0,86
Calais	0,30	0,99	0,33	0,94
Cuxhaven	0,32	0,97	0,31	0,88
Hörnum	0,23	0,96	0,17	0,91
Norderney	0,25	0,96	0,22	0,89

In Zijl et al. (2013) wurde zur Bewertung der Güte des HNM lediglich der RMSE verwendet. An den betrachteten Pegelstandorten in der Deutschen Bucht wird für Wilhelmshaven (0,13 m (Zijl et al. 2013) / 0,26 m (vorliegendes HNM)) und Cuxhaven (0,18 m / 0,32 m) eine deutliche Verbesserung gegenüber dem vorliegenden HNM erzielt. Der Pegelstandort Wittdün (0,22 m / 0,24 m) weist in beiden Modellen eine vergleichbare Güte auf. Für das gesamte Gebiet der Deutschen Bucht wird in Zijl et al. (2013) im Mittel ein RMSE von 0,10 m erreicht. Die Angaben des RMSE in Zijl et al. (2013) sind bezogen auf das gesamte Jahr 2007. Aufgrund der jahrzehntelangen Expertise der an den in Zijl et al. (2013) beteiligten Autoren hinsichtlich der hydrodynamisch-numerischen Modellierung und der damit einhergehenden Entwicklungsarbeit sind die Modellergebnisse nicht direkt vergleichbar. Hervorzuheben ist allerdings, dass die Arbeit von Zijl et al. (2013) auf einen Vergleich der operationell in der Wasserstands- und Sturmflutvorhersage in den Niederlanden eingesetzten Modelle abzielt (vergleiche Kapitel 2.3). So konnte durch die Anwendung der aktuellen Version DCSMv6 eine Optimierung des RMSE um bis zu 41 % gegenüber der Vorgängerversion DCSMv5 erreicht werden. Dadurch wird erneut untermauert, wie wichtig eine stetige Weiterentwicklung von HNM hinsichtlich der Verwendung aktuellster Randbedingungen und Datengrundlagen ist und welche Verbesserungen damit einhergehen. Die Modellergebnisse aus Fernández-Montblanc et al. (2019) werden lediglich anhand des RMSE für das Gebiet der Deutschen Bucht bezogen auf den Windstau angegeben und sind somit nicht unmittelbar mit den hier simulierten Gesamtwasserständen vergleichbar. Im Mittel wird ein RMSE von 0,14 m erreicht (Minimum: 0,06 m; Maximum: 0,21 m). Wichtig zu erwähnen ist jedoch, dass die Komplexität der Deutschen Bucht in Bezug auf die Reproduzierung der Wasserstände in HNM aus Fernández-Montblanc et al. (2019) hervorgeht. Unter anderem in der Deutschen Bucht sind die Abweichungen der Simulationen gegenüber den Beobachtungen am größten. Mit Fokus auf die Deutsche Bucht wurde das HNM im Projekt EasyGSH-DB (EasyGSH 2019) erstellt. Da sich das Projekt noch in Bearbeitung befindet, beziehen sich die angegebenen Effizienzkriterien auf das zur Kalibrierung verwendete Jahr 2006 (Hagen et al. 2019b). Das Bestimmtheitsmaß R^2 weist durchgängig für die einbezogenen Pegelstandorte Werte von $> 0,98$ auf und liegt somit in einer vergleichbaren Größenordnung wie die hier erzielten Ergebnisse. Der RMSE variiert zwischen 0,08 m und 0,16 m und ist somit im Vergleich zu den hier erzielten Simulationsergebnissen deutlich geringer. Es ist jedoch festzuhalten, dass sich sowohl die Fragestellung als auch

die zur Verfügung stehenden Rechenkapazitäten signifikant unterscheiden. Vereinfacht gesagt, stellt das hier aufgebaute HNM ein Mittel zum Zweck dar, um flächenhaft konsistente Wasserstands Informationen abzuschätzen. Auf deren Basis werden die folgenden Analysen zur Separierung des Gezeitenanteils und zur Beschreibung des Windstaus durchgeführt. Es ist jedoch nicht auszuschließen, dass identische Untersuchungen zukünftig auf Basis optimierter HNM etabliert werden.

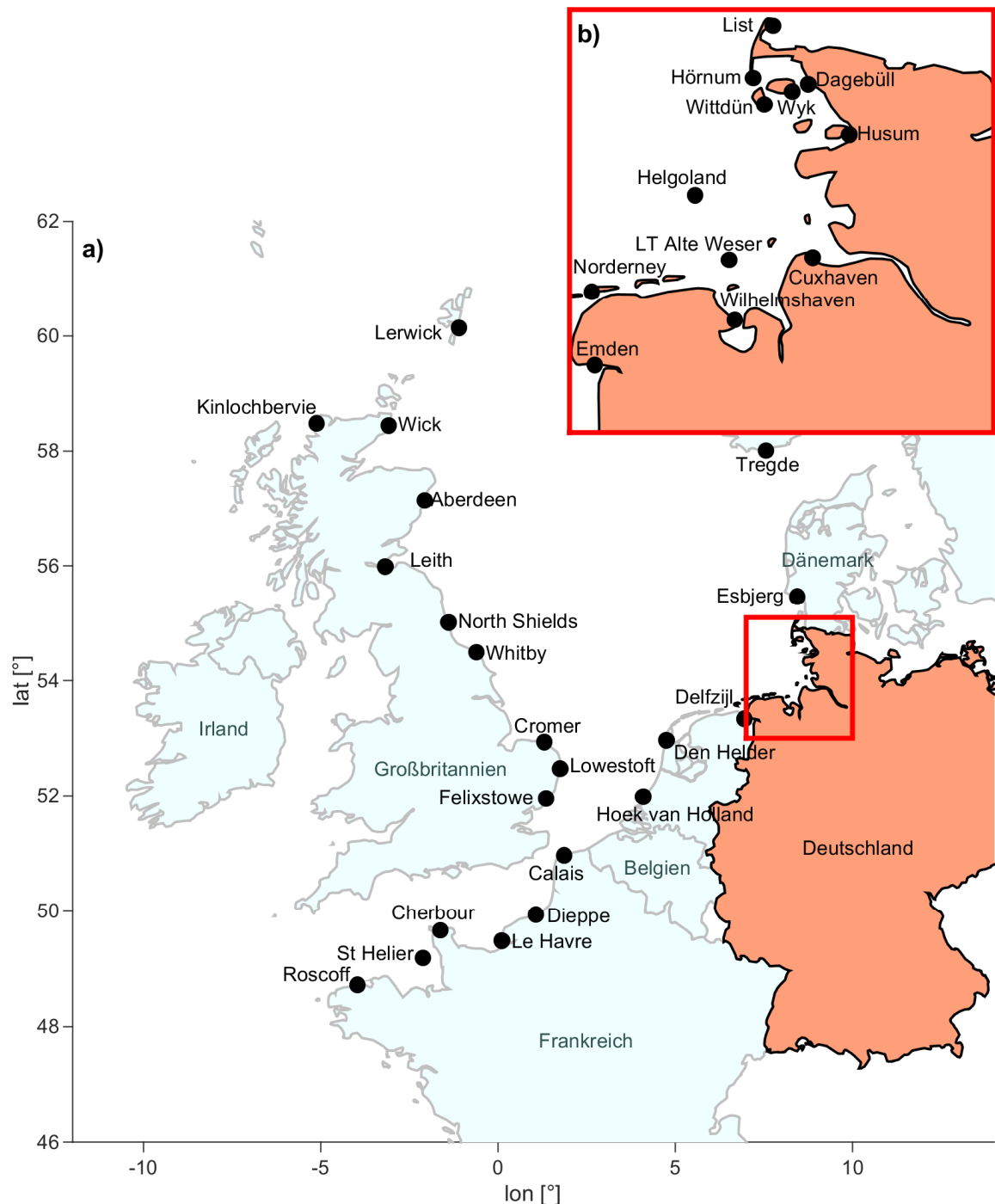


Abbildung 4-7: Die zur Kalibrierung des HNM verwendeten Pegelstandorte sind als schwarze Punkte dargestellt. a) Modellbereich außerhalb der Deutschen Bucht. b) Dateiausschnitt der Pegelstandorte innerhalb der Deutschen Bucht.

Tabelle 4-2: Modellgüte an den Pegelstandorten nach der Kalibrierung: (i) Name des Pegels (vergleiche Abbildung 4-7), (ii) RMSE [m], (iii) R^2 [-], (iv) Zeitversatz [min] und (v) Bathymetrie am Pegelstandort [m MSL]. Die Pegelstandorte innerhalb der Deutschen Bucht sind fett hervorgehoben.

Pegelstandort	RMSE [m]	R^2 [-]	Zeitversatz [min]	Modell-Bathymetrie [m MSL]
Aberdeen	0,30	0,97	10	-13,85
Calais	0,30	0,99	10	-7,03
Cherbourg	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
Wilhelmshaven	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

4.3.2 Modellvalidierung und Bias-Korrektur

Am Beispiel vom Pegelstandort Hooe wird in Abbildung 4-8 exemplarisch das Ergebnis der vorgestellten Bias-Korrektur darstellt. Der Pegelstandort Hooe ist nicht Teil der abgeleiteten Korrekturfunktion und kann somit als unabhängiger Standort für die Validierung der Korrektur herangezogen werden. Dabei kann für Hooe 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.

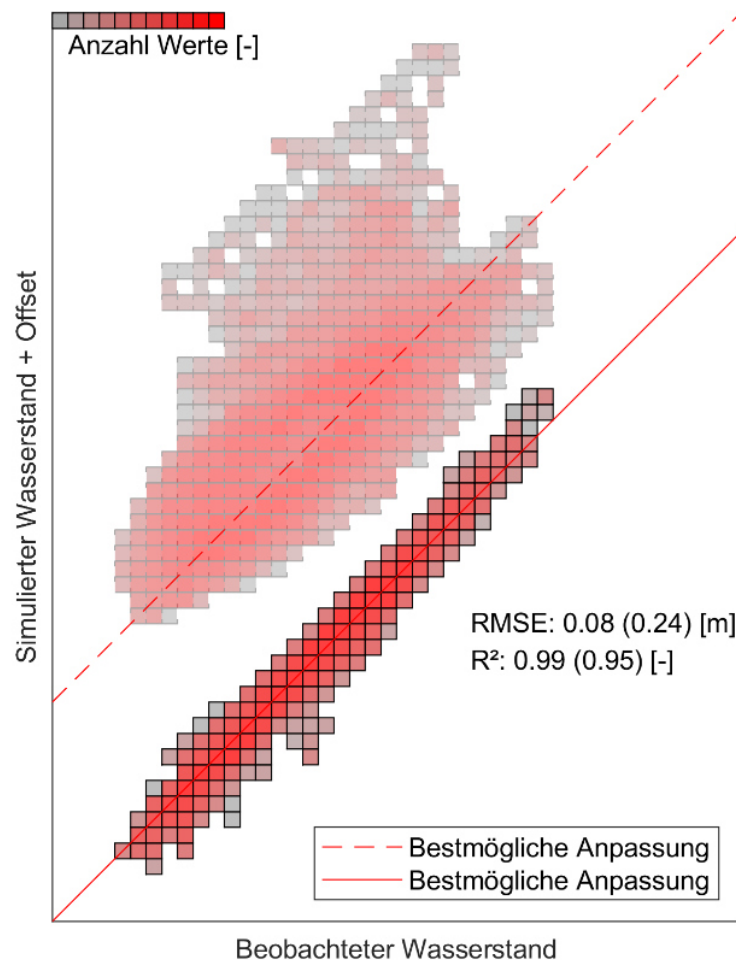


Abbildung 4-8: Vergleich der simulierten Wasserstände am „Kontrollpegel“ Hooe vor und nach der Bias-Korrektur. Die Grafik zeigt auf der Abszisse die beobachteten Wasserstände und auf der Ordinate die Simulation vor (mit Offset) und nach der Bias-Korrektur. Die Häufigkeit des Auftretens von Wertepaaren ist mit einer Farbskala dargestellt. Mit zunehmender Rotfärbung nimmt die Häufigkeit entsprechend zu. Die Winkelhalbierende als Maß der absoluten Übereinstimmung ist vor (mit Offset) bzw. nach der Korrektur als rote gestrichelte bzw. als rote durchgezogene Linie dargestellt. Die jeweiligen Verbesserungen durch die Bias-Korrektur anhand des RMSE und des R^2 sind ebenfalls aufgeführt. Der Wert in Klammern beschreibt dabei den Wert vor der Korrektur.

Abbildung 4-9 zeigt darüber hinaus, woraus die Abweichungen in den mittleren Wasserständen aus Abbildung 4-8 resultieren. So werden die Ergebnisse des HNM auf die koordinierte Weltzeit UTC+00:00 Stunden ausgegeben, während die Aufzeichnungen an den

Pegeln in der Deutschen Bucht in der Regel in UTC+01:00 Stunde vorliegen. Der Zeitversatz von einer Stunde wird im Zuge der Bias-Korrektur eliminiert. Die Unter- respektive Überschätzung der Thw und Tnw kann durch die Anbringung der Korrektur deutlich reduziert werden (siehe Abbildung 4-8). Durch die zusätzliche Angabe von Konfidenzbereichen (siehe Abbildung 4-9) werden verbleibende Unsicherheiten in den simulierten und bias-korrigierten Wasserständen für den weiteren Prozess berücksichtigt. In Abbildung 4-9 wird zudem deutlich, dass die Konfidenzbereiche in den höheren bzw. niedrigeren Wasserständen deutlich größer werden, als in den mittleren Bereichen der Zeitreihe.

Die verbleibenden drei Pegelstandorte, die zur Validierung der Bias-Korrektur herangezogen werden, sind nicht separat abgebildet, werden allerdings im Folgenden hinsichtlich ihrer Resultate beschrieben. Am Pegel Schlüttsiel wird eine Reduzierung des RMSE von 0,46 m auf nur noch 0,16 m erreicht. Das Bestimmtheitsmaß R^2 steigt von 0,88 auf 0,97 und zeigt insgesamt eine Optimierung, wie sie am Pegel Hooze erzielt wird. Am Pegel Buisum wurde bereits in Abbildung 3-7 gezeigt, dass die Tnw eine sehr spezielle Charakteristik aufweisen. Diese stark lokalen Effekte, die maßgeblich auf Flachwassertiden zurückzuführen sind, kann das vorliegende HNM nicht adäquat abbilden. Daher ergibt sich lediglich eine Verbesserung von 0,29 m auf 0,27 m bezogen auf den RMSE und von 0,95 auf 0,99 hinsichtlich des R^2 . Am Pegel Everschoop besteht das Problem, dass durch dessen Standort in Kombination mit der interpolierten Bathymetrie des Rechengitters das HNM nicht in der Lage ist, die Tnw überhaupt abzubilden. Der dem Pegelstandort Everschoop zugeordnete Gitterpunkt fällt in der Simulation trocken. Diese Diskrepanzen in den Tnw zwischen Modell und Natur gehören zu den Unsicherheiten, die bei der Simulation eines komplexen Gebiets wie der Deutschen Bucht verbleiben und aktuell nicht eliminiert werden können.

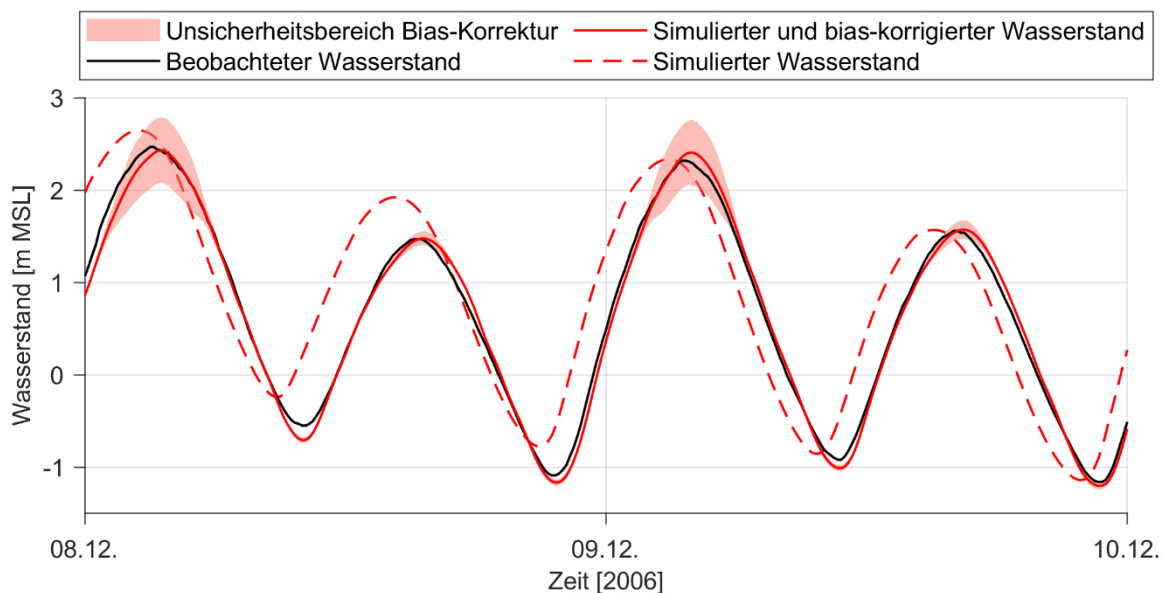


Abbildung 4-9: Beobachtete und simulierte Wasserstände am „Kontrollpegel“ Hooze vor und nach der Bias-Korrektur zwischen dem 08.12.2006 und dem 10.12.2006. Die simulierte Zeitreihe vor der Bias-Korrektur ist als rote, gestrichelte Linie und die Zeitreihe der beobachteten Wasserstände als schwarze Linie abgebildet. Die Zeitreihe nach der Bias-Korrektur wird durch eine rote durchgezogene Linie dargestellt. Die Unsicherheiten aus der Bias-Korrektur sind als rote Schattierung enthalten.

Insgesamt betrachtet kann diese Form der Bias-Korrektur im vorliegenden Fall verwendet werden, da als Simulationsergebnis der Wasserstandshindcast benötigt wird. Das HNM selbst wird nicht für die Vorhersage von Wasserstandsinformationen oder die Projektion zukünftiger Zustände verwendet. Daher ist keine Übertragung der Bias-Korrektur bzw. der ermittelten Korrekturfunktionen auf unbekannte Perioden nötig und kann rein auf Beobachtungsdaten basieren.

4.3.3 Wasserstandshindcast entlang der gesamten deutschen Küstenlinie

Die Validierung der Bias-Korrektur anhand der verfügbaren „Kontrollpegel“ zeigt die Reduzierung der Diskrepanz zwischen simulierten und beobachteten Wasserständen in Abbildung 4-8 und Abbildung 4-9. Die Anwendung der vorgestellten Bias-Korrektur auf die Simulationsergebnisse 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 Gitterpunkte mit einem mittleren Abstand von 1 km entlang der Küstenlinie (einschließlich Inseln und Hallogen) exportiert. Diese Punkte beschreiben den Bereich, für den in den folgenden Kapiteln die Modellkette für die zeitlich und flächig hochauflösende Wasserstandsvorhersage an der gesamten deutschen Nordseeküste 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 4-3 zusammengestellt sind.

Tabelle 4-3: 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.

In Abbildung 4-10 sind die 1.484 exportierten Gitterpunkte aus dem HNM dargestellt. Jeder Punkt ist farblich anhand seines zugeordneten Flags eingefärbt. Der Großteil aller Punkte weist somit Defizite in der Abbildung der Tnw auf (Flag 2), was in den meisten Fällen auf ein Trockenfallen des Pegels im HNM zurückzuführen ist. Für die weitere Verwendung und die Modellentwicklung zur Beschreibung des Windstauanteils entstehen dadurch allerdings keine Einschränkungen. Für die weitere Vorgehensweise wird angenommen, dass die simulierten und bias-korrigierten Wasserstandsinformationen zwischen 2000

und 2014 qualitativ Naturmessungen entsprechen und dass die nach der Bias-Korrektur verbleibenden Fehler vernachlässigbar klein sind.

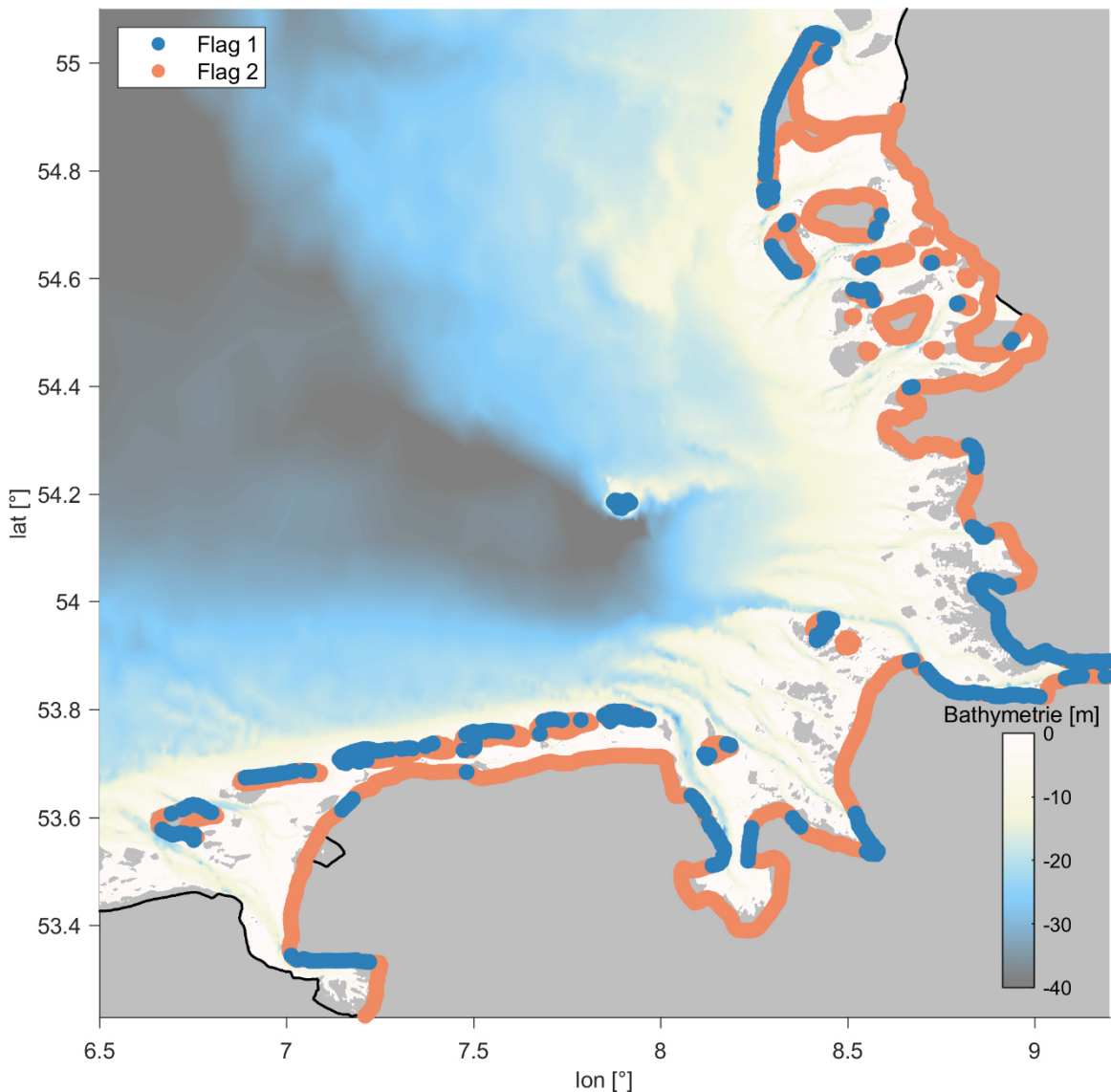


Abbildung 4-10: Exportierte Küstenlinie aus dem HNM (1.484 Gitterpunkte im Abstand von etwa 1 km) mit zugeordneten Flags. Die Flags werden durch Punkte dargestellt (Flag 1: blaue Punkte; Flag 2: rote Punkte). Im Hintergrund ist die Bathymetrie der Deutschen Bucht farblich anhand der Tiefe abgebildet.

4.3.4 Sensitivitätsstudie zum Einfluss der Bathymetrie in der Deutschen Bucht

Die Sensitivitätsstudie hat zum Ziel, den Einfluss der Bathymetrie auf den Gesamtwasserstand, den Windstau und die Gezeiten in der Deutschen Bucht exemplarisch für das Modellgebiet des HNM und den Pegelstandort Cuxhaven anhand der zur Kalibrierung herangezogenen Allerheiligenflut von 2006 zu quantifizieren. Bereits in Tomczak (1952a, 1952b) wurde der Einfluss der flachen Bathymetrie in der Deutschen Bucht auf den Windstau diskutiert. In Sündermann (1966) wurde der Einfluss der Bathymetrie in der Nordsee für

eine schematische Sturmflut mit konstantem Nordwind von 23,2 m/s auf Basis eines HNM untersucht. Die wesentliche Erkenntnis in Sündermann (1966) ist, dass die potenzielle Gefahr von erhöhten Sturmfluten in der südlichen Nordsee maßgeblich auf die bathymetrischen Verhältnisse zurückzuführen ist. Auch Hansen (1950) oder Bork und Müller-Navarra (2005) führten Studien auf Basis von HNM durch, um den Einfluss der Bathymetrie auf den Windstau anhand vereinfachter Kanalmodelle abzuschätzen (vergleiche Kapitel 3.4). Die Verwendung von HNM stellt entsprechend ein wichtiges Werkzeug dar, um den Einfluss einzelner Effekte hinsichtlich Sensitivitätsstudien zu quantifizieren. Kodaira et al. (2016b) oder Gräwe et al. (2019) analysierten beispielsweise den Unterschied zwischen barotropen und baroklinen Modellspezifikationen. Muller et al. (2014) führten Sensitivitätsstudien zum Einfluss des Windwiderstandsbeiwerts und der Datenqualität des meteorologischen Modellantriebs auf modellierte Sturmfluten durch, um das Prozessverständnis hinsichtlich der Sturmflutdynamik zu verbessern. Serafin et al. (2017) und Melet et al. (2018a, 2018b) nutzen Ergebnisse aus HNM zur Quantifizierung des relativen Einflusses der verschiedenen physikalischen Prozesse (z. B. Wellen, Gezeiten und Windstau) hinsichtlich des Gesamtwasserstands bzw. Extremwasserständen.

Die Grundlage der vorliegenden Analysen zum Einfluss der Bathymetrie in der Deutschen Bucht bilden Simulationsergebnisse des HNM für die Periode vom 15.10.2006 bis 11.11.2006 auf Basis von 10-Minutenwerten ab. Es wird jeweils eine Simulation unter Berücksichtigung des meteorologischen als auch des astronomischen Antriebs für die originale und eine konstante Bathymetrie sowie jeweils eine Simulation auf Basis des rein astronomischen Antriebs für die originale und die konstante Bathymetrie durchgeführt. Aus der Differenz der Simulationsläufe mit und ohne meteorologischen Randbedingungen wird der entsprechende Gezeiten- und Windstauanteil separiert. Zur Abschätzung des Einflusses der Bathymetrie wird dem gesamten Rechengitter konstant die mittlere Tiefe der Nordsee von 94 m zugeordnet (vergleiche Kapitel 3.2). Die Modellergebnisse werden nicht um den Bias korrigiert, da an dieser Stelle ein reiner A-B-Vergleich durchgeführt wird.

In Abbildung 4-11 ist der Einfluss der Bathymetrie auf den Gesamtwasserstand, den Windstau und die Gezeiten in der Deutschen Bucht für die Periode vom 29.10.2006 bis 05.11.2006 am Pegelstandort Cuxhaven dargestellt. Bezogen auf den Windstau ist eine maximale Differenz der maximalen simulierten Windstauhöhen von 0,79 m zu verzeichnen. Aus der flächigen Darstellung der maximalen Differenzen der Windstauhöhen in Abbildung 4-12 ergeben sich entlang der Küstenlinie der Deutschen Bucht rein auf die bathymetrischen Verhältnisse zurückzuführende Erhöhungen des Windstaus von bis zu 2 m. Die flächige Darstellung der Resultate deckt sich mit den Ergebnissen aus Sündermann (1966). Hier wurde die Bathymetrie konstant auf 80 m herabgesetzt und zeigt, dass die Erhöhung der Wasserstände südlich der 80 m-Tiefenlinie beginnt. Wie in Abbildung 4-12 erkennbar, finden im nördlichen Bereich der Nordsee keine Veränderungen der simulierten Windstauhöhen statt. Reflexionseffekte in der Deutschen Bucht, die sich durch die Steilküsten aufgrund der deutlich verringerten Bathymetrie ergeben, werden an dieser Stelle vernachlässigt.

Aus Abbildung 4-11 geht weiterhin eine deutliche Phasenverschiebung der Gesamtwasserstände und der Gezeitenganglinie hervor. Analog zu Gleichung (3-2) ist diese auf eine beschleunigte Wellenfortschrittsgeschwindigkeit bei herabgesetzter konstanter Bathymetrie von 94 m zurückzuführen. Am Beispiel des Pegelstandortes Cuxhaven ergibt sich die Phasenverschiebung im Mittel zu etwa 4,5 Stunden.

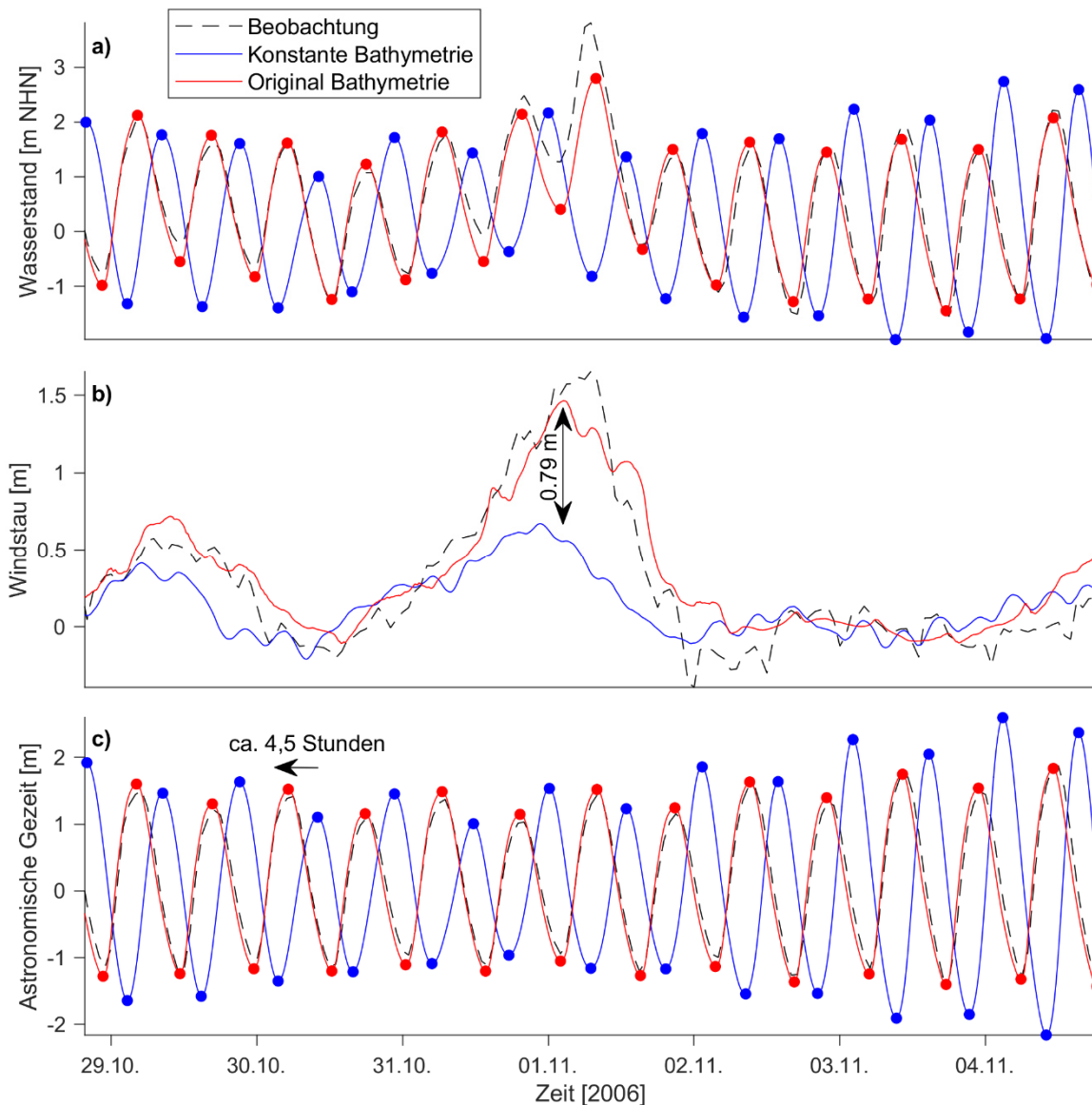


Abbildung 4-11 Einfluss der Bathymetrie auf den Gesamtwasserstand, den Windstau und die Gezeiten in der Deutschen Bucht für die Periode vom 29.10.2006 bis 05.11.2006 am Pegelstandort Cuxhaven: a) zeigt den Gesamtwasserstand (Beobachtung: schwarz gestrichelt; konstante Bathymetrie: blau; originale Bathymetrie: rot); b) bildet den Windstau als Residuum zwischen Gesamtwasserstand und Gezeitenanteil bei identischer Farbgebung wie in a) ab; c) stellt den Gezeitenanteil dar. In schwarz gestrichelt ist die Gezeitensynthese auf Basis der Beobachtungsdaten und der HDdU gezeigt. Die Gezeitenanteile mit konstanter (blau) und originaler (rot) Bathymetrie sind über einen Simulationslauf mit rein astronomischen Randbedingungen berechnet.

Anhand der Simulationsergebnisse kann die Wellenfortschrittsgeschwindigkeit beispielsweise anhand der Thw nachvollzogen werden. So benötigt ein Thw im HNM bei originaler Bathymetrie etwa 15 Stunden von der Nordküste Schottlands bis in die südöstliche Deutsche Bucht. Bei einer konstanten Bathymetrie von 94 m reduziert sich die Zeitspanne auf zehn bis elf Stunden in Abhängigkeit der meteorologischen Verhältnisse. Beim Windstau wird der Effekt durch die Interaktion zwischen Gezeiten und Windstau entsprechend gedämpft (vergleiche Abbildung 4-11).

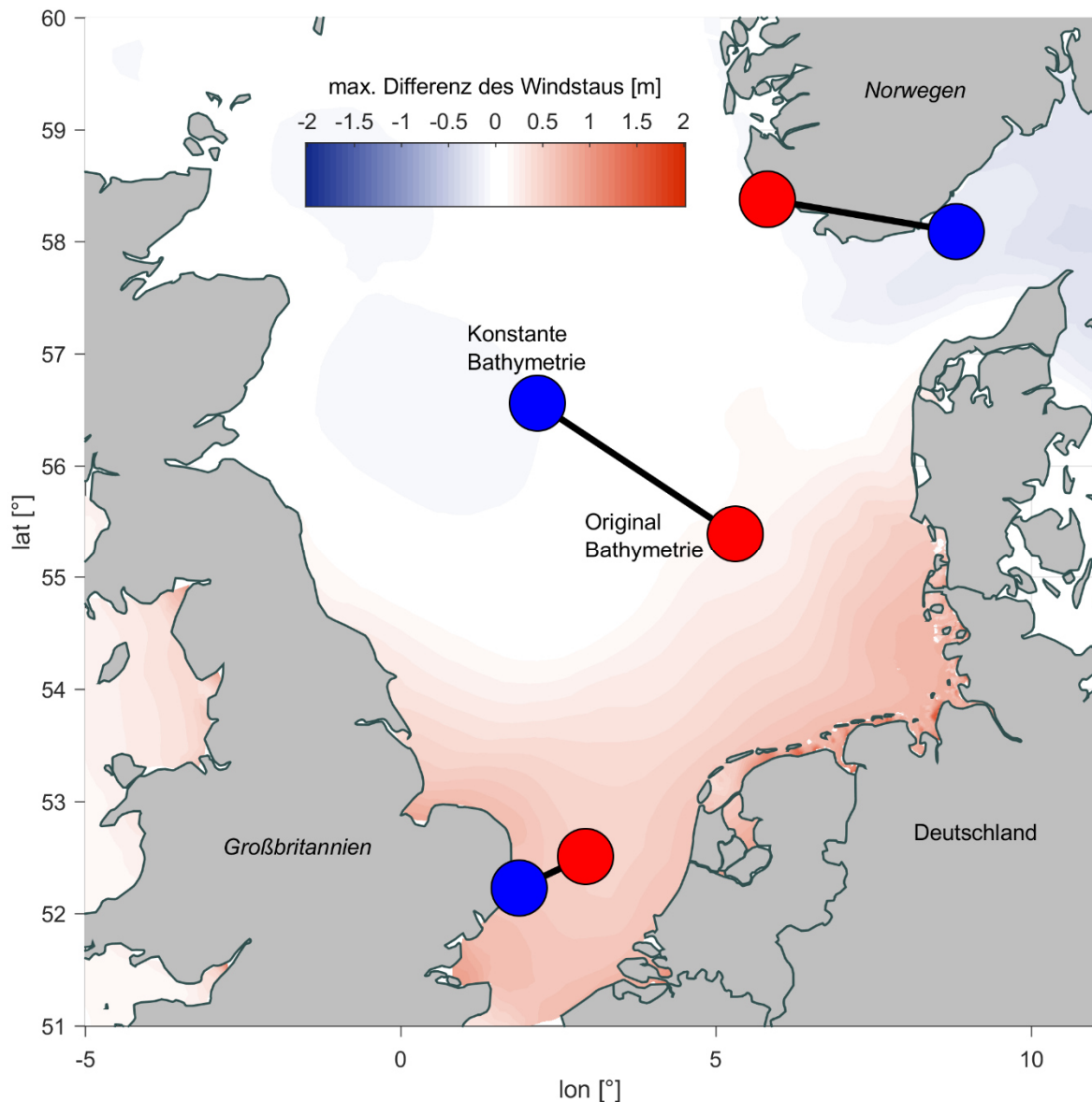


Abbildung 4-12: Einfluss der Bathymetrie auf den Windstau (Scheitelwasserstand: 01.11.2006 (Allerheiligenflut)) und die drei amphidromischen Punkte im Modellgebiet für die Periode vom 29.10.2006 bis 05.11.2006. Flächig ist die maximale Differenz des Windstaus zwischen einem Simulationslauf mit originaler und konstanter Bathymetrie dargestellt. Insbesondere in der südlichen Nordsee sorgt der Einfluss der Bathymetrie für eine Erhöhung des Windstaus um bis zu 1,0 m. Entlang der Küstenlinie in der Deutschen Bucht werden Werte bis 2,0 m erreicht. Die blauen (konstante Bathymetrie) und roten (originale Bathymetrie) Punkte zeigen den Einfluss der Bathymetrie auf die Lage der drei amphidromischen Punkte in der Nordsee während der simulierten Periode auf Basis der am geringsten ausgeprägten Amplituden zwischen Thw und Tnw und deren Verschiebung.

Zur Validierung der numerischen Modellergebnisse wird die Phasenverschiebung aufgrund der beschleunigten Wellenfortschrittsgeschwindigkeit zusätzlich analytisch anhand von Gleichung (3-2) bestimmt. Es wird dazu ein Tiefenprofil auf Basis des dem HNM zugrundeliegenden Rechengitters generiert, beginnend an der Nordküste Schottlands, entlang der Küste Großbritanniens über die Niederlande bis in die südöstliche Deutsche Bucht. Das resultierende Tiefenprofil weist eine Gesamtlänge von etwa 1.200 km auf und variiert in

der Tiefe zwischen -100 m und -25 m. Durch die Anwendung von Gleichung (3-2) ergibt sich ebenfalls eine Dauer von ca. 15 Stunden, die eine Tidewelle von Schottland bis in die Deutsche Bucht benötigt (vergleiche Rossiter 1958; Annutsch 1977; Kristandt et al. 2018). Im Vergleich dazu reduziert sich die Dauer auf etwa 10,5 Stunden, wenn für das gesamte Tiefenprofil eine Tiefe von 94 m angesetzt wird.

Des Weiteren kann anhand des Vergleichs der Periode vom 15.10.2006 bis 11.11.2006 mit originaler und konstanter Bathymetrie eine resultierende Verschiebung der Amphidromie in der Nordsee betrachtet werden. In Abbildung 4-12 sind daher die Verschiebungen der drei amphidromischen Systeme nahe der norwegischen Küste, in der Nähe vom Ärmelkanal und in der zentralen Nordsee gezeigt. Eine künstlich erzeugte konstante Bathymetrie von 94 m resultiert entsprechend in einer Verschiebung des amphidromischen Punktes bei Norwegen in Richtung Kattegat und Skagerrak. In dem Fall ist die Verschiebung auf die deutliche Erhöhung der Norwegischen Rinne zurückzuführen. In der originalen Bathymetrie weist die eine Tiefe von bis zu 700 m auf. Die amphidromischen Punkte beim Ärmelkanal und in der zentralen Nordsee wandern in westliche respektive nordwestliche Richtung. Eine maßgebende Konsequenz der westlichen Verschiebung der amphidromischen Systeme geht mit einer Erhöhung der Gezeitenamplitude bzw. des Thb in der Deutschen Bucht und einer Reduzierung der Gezeitenamplitude bzw. des Thb entlang der südlichen Küstenlinie Großbritanniens einher. Indirekt können hierüber auch Abschätzungen zum potenziellen Einfluss eines Anstiegs des MSL auf das Gezeitenregime in der Nordsee abgeleitet werden. Für verlässliche Aussagen hinsichtlich der Verschiebung der Amphidromie müssen allerdings weitere Analysen und längere zeitliche Perioden betrachtet werden. Die durchgeführte Sensitivitätsstudie zeigt allerdings auf, wie hilfreich derartige Analysen sein können, um Veränderungen in physikalischen Systemen zu beschreiben.

4.4 Zusammenfassung und Bewertung

In Kapitel 4 wurde ein zweidimensionales barotropes HNM der Nordsee zur Generierung von flächenhaft konsistenten Wasserstandsinformationen für die Periode von 2000 bis 2014 entlang der gesamten deutschen Nordseeküste erstellt. Die Modellerstellung erfolgte auf Basis aktueller bathymetrischer Informationen, meteorologischer und astronomischer Randbedingungen sowie den für die betrachtete Periode beobachteten Änderungen des MSLs. Ein besonderer Fokus wurde bei der Modellerstellung auf die flächige Auflösung des Rechengitters in den Flachwasserbereichen der Deutschen Bucht gelegt, um der komplexen Küstenmorphologie Rechnung zu tragen. Die Kalibrierung des HNM wurde auf Basis von beobachteten Wasserständen an 33 Pegelstandorten in der gesamten Nordsee unter Variierung der Sohlrauheit durchgeführt. Es wurde schließlich eine globale Sohlrauheit von $k_{st} = 45 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ festgelegt. In der Deutschen Bucht wurde im Mittel eine erklärte Variabilität der simulierten Gesamtwasserstände im Vergleich zu den Beobachtungen von $R^2 = 0,97$ und ein RMSE in der Größenordnung von 0,20 m bis 0,30 m erreicht.

Anhand der Allerheiligenflut von 2006 wurde deutlich, dass insbesondere bei Sturmfluten Differenzen zwischen Beobachtung und Simulation auftreten. Es wurden anschließend die modelltechnischen Limitationen diskutiert, die zu diesen Abweichungen zwischen Beobachtung und Simulation führen und mittels eines Algorithmus zur Bias-Korrektur eliminiert. Eine Validierung der Bias-Korrektur wurde an vier unabhängigen Pegelstandorten in

der Deutschen Bucht durchgeführt. Es ist an dieser Stelle schwierig zu quantifizieren, inwiefern die detaillierte Abbildung der diversen Randbedingungen, Parameter und Datengrundlagen die Ergebnisse des HNM verbessert hätten. Fernández-Montblanc et al. (2019) zeigen beispielsweise, dass mit zeitlich höher aufgelösten meteorologischen Randbedingungen prinzipiell verbesserte Resultate erzielt werden können; in manchen Gebieten nimmt die Modellgüte jedoch tendenziell ab. Es besteht also eine starke Abhängigkeit zwischen Modellspezifikation, Modellgebiet, Fragestellung und verfügbarer Datengrundlage. Letztlich kommen auch Aspekte der Rechenkapazität und Datenspeicherung zum Tragen, die mit zunehmender Modellauflösung exponentiell zunehmen. Der Vergleich der hier erzielten Modellgüte mit anderen Studien, die ebenfalls Wasserstandsinformationen für die Nordsee auf Basis von HNM simuliert haben, zeigte, dass eine vergleichbare Modellgüte hinsichtlich R^2 und RMSE erreicht wird. Allerdings verdeutlicht die aktuelle Arbeit von Hagen et al. (2019b), dass eine stetige Weiterentwicklung von HNM zu einer deutlich optimierten Reproduktion von Wasserstandsinformationen in der Deutschen Bucht führen kann. Es gilt also festzuhalten, dass HNM zur Simulation von Wasserstandsinformationen zwar seit langen dem Stand der Technik entsprechen, zukünftig aber weiterhin ein enormer Forschungsbedarf bei der Abbildung sämtlicher komplexer physikalischer Prozesse besteht.

Für die vorliegende Arbeit kann die mit Kapitel 4 assoziierte Detailfrage, wie in flachen Küstengebieten robuste und hochauflösende Wasserstandsinformationen abgeschätzt werden können, als beantwortet eingeordnet werden. Das HNM wurde zweckmäßig als Werkzeug herangezogen, um die zwingend für die Gezeitenanalyse und -synthese sowie die Untersuchungen zum Windstau benötigten flächenhaft konsistenten Wasserstandsinformationen abzuleiten. Für die weitere Vorgehensweise wird entsprechend angenommen, dass die simulierten und bias-korrigierten Wasserstandsinformationen zwischen 2000 und 2014 qualitativ Naturmessungen entsprechen und dass die nach der Bias-Korrektur verbleibenden Fehler vernachlässigbar klein sind. Darüber hinaus besteht zukünftig die Möglichkeit, auf Simulationen optimierter HNM zurückzugreifen und in der übergeordneten Modellentwicklung zu berücksichtigen. Zudem findet gemäß dem Stand der Wissenschaft eine stetige Entwicklung und Verbesserung der HNM statt. Es ist also beispielsweise davon auszugehen, dass die Defizite hinsichtlich der Gezeitendarstellung in HNM behoben werden können und der Gesamtwasserstand direkt prognostiziert werden kann.

Das HNM wurde in einem letzten Schritt für eine Sensitivitätsstudie zur Verbesserung des Prozessverständnisses verwendet, indem der Einfluss der Bathymetrie auf die simulierten Wasserstandsinformationen quantifiziert wurde. Anhand einer künstlich auf die mittlere Tiefe der Nordsee von 94 m herabgesetzten Bathymetrie konnte der Mehrwert von Sensitivitätsstudien für das generelle Prozessverständnis aufgezeigt werden. Zwar umfasst die durchgeführte Studie nur ein Sturmflutereignis bzw. eine Periode von etwa vier Wochen, jedoch können hieraus bereits Rückschlüsse auf den prinzipiellen Ursache-Wirkung-Zusammenhang gezogen werden. So hat beispielsweise die genannte Änderung der Bathymetrie einen Einfluss auf den maximalen Windstau von bis zu 2 m in der Deutschen Bucht und sorgt außerdem für eine Phasenverschiebung in der Größenordnung von etwa 4 bis 5 Stunden. Auf dieser Basis können zukünftig weitere Analysen hinsichtlich der physikalischen Prozesse (z. B. meteorologischer Einfluss auf den Wasserstand) erfolgen.

5 Zur Separierung des Gezeitenanteils aus Wasserstandsinformationen

5.1 Einführung und Vorbemerkungen

Das Kapitel 5 beschäftigt sich mit der Gezeitenanalyse und -synthese. Bei der Gezeitenanalyse geht es im Wesentlichen um die Ableitung bzw. Abschätzung von Amplituden und Phasen der einzelnen Partialtiden anhand von Gesamtwasserstandszeitreihen, die sowohl aus Pegelaufzeichnungen resultieren oder mittels HNM simuliert werden. Die Nach- bzw. Vorausberechnung der Gezeitenanteile auf Basis der Gezeitenanalyse wird als Gezeiten-synthese bezeichnet (z. B. Müller-Navarra 2013). Im Zuge der Historie zur Gezeitenanalyse fallen wichtige Namen wie Newton, Bernoulli, Laplace, Lubbock und Darwin, während ausführliche Dokumentationen seit Mitte des 20. Jahrhunderts existieren (z. B. Doodson und Warburg 1941; Proudman 1942). Sehr detaillierte Aufführungen der Historie zur Gezeitenanalyse und -synthese finden sich beispielsweise in Cartwright (1999), Müller-Navarra (2009a) oder Goffinet (2018). Darüber hinaus ist wichtig zu erwähnen, dass die verwendeten Begrifflichkeiten bei der Gezeitenanalyse und -synthese von den Definitionen in der DIN 4049-3 (1994) abweichen. Statt der bereits eingeführten MThw und MTnw werden die mittleren Hoch- und Niedrigwasser als MHW und MNW bezeichnet. Jedem Meridian-durchgang des Mondes (bezogen auf den Nullmeridian in Greenwich: obere Kulmination; Meridian 180°W: untere Kulmination) kann entsprechend jeweils eine Hoch- und eine Niedrigwasserzeit (HWZ und NWZ) sowie eine Hoch- und eine Niedrigwasserhöhe (HWH und NWH) zugeordnet werden. Der Monddurchgang durch den Meridian der oberen bzw. unteren Kulminationen werden auch als Mondtransits bezeichnet. Der mittlere zeitliche Versatz zwischen einem Mondtransit und der darauffolgenden HWZ bzw. NWZ wird als mittleres Hochwasserintervall (MHWI) bzw. mittleres Niedrigwasserintervall (MNWI) definiert.

Die Analyse und Vorhersage des Gezeitenanteils in Form der Eintrittszeiten und -höhen umfasst vielerlei praktische und wissenschaftliche Anwendungen (Haigh 2017). Je nach Fragestellung und Untersuchungsgebiet haben sich verschiedene einfache bis komplexe Verfahren etabliert (Pugh und Woodworth 2014). So fasst beispielsweise Godin (1970) zusammen, dass die robuste Auflösung der einzelnen Partialtiden von der Länge und der Qualität der vorliegenden Beobachtungsdaten sowie dem individuellen Einfluss der Partialtiden und deren Interaktion mit weiteren Partialtiden abhängt. Nach Müller-Navarra (2013) haben sich entsprechend für die Praxis drei gängige Verfahren etabliert:

- das Nonharmonische Verfahren,
- das Harmonische Verfahren und
- die Harmonische Darstellung der Ungleichheiten.

Das Nonharmonische Verfahren geht zurück auf Sir John Lubbock (Lubbock 1831), der darüber Gezeitentafeln für die HWZ, HWH, NWZ und NWH, beschränkt auf semi-diurnale Gezeitenregime, ableiten konnte. Bei den Nonharmonischen Verfahren werden die Meridiandurchgangszeiten des Mondes verwendet, um die MHWI und MNWI an dem zu analysierenden Standort zu ermitteln. Diese mittleren zeitlichen Intervalle werden durch Addition mit Ungleichheiten in der HWZ und NWZ überlagert. Die Ungleichheiten stammen aus Abweichungen der Mondbewegung vom Mittel, hervorgerufen durch beispiels-

weise halbmonatliche (Spring-Nipp-Zyklus) oder halbtägige Änderungen in der Mondlaufbahn. Die HWH und NWH der Gezeitenkomponente werden entsprechend analog bestimmt. Für flache Randmeere wie die Nordsee liefert das Nonharmonische Verfahren verwertbare Resultate. Das ist maßgeblich auf die regelmäßige semi-diurnale Ausprägung der Gezeiten und den meso- bis makrotidalen Thb zurückzuführen. Die astronomisch bedingten Abweichungen der MHWI und MNWI betragen weniger als eine Stunde und die HWH und NWH weichen weniger als 0,5 m vom Mittel ab (Müller-Navarra 2013).

Eine gänzlich unterschiedliche Herangehensweise der Gezeitenanalyse und -synthese wurde Mitte des 19. Jahrhunderts von Lord Kelvin entwickelt. Auf Basis der gezeitenerzeugenden Kräfte zerlegte er die Wasserstandszeitreihe in harmonische Glieder in Form der Partialtiden. Das Harmonische Verfahren basiert also im Wesentlichen auf der Annahme, dass die Frequenzen der einzelnen Partialtiden bekannt sind, woraus sich die Gezeitenkomponente approximieren lässt (Godin 1972). Durch die Anpassung harmonischer Schwingungen an den Wasserstand lassen sich Phase und Amplitude der einzelnen Partialtiden ableiten und ergeben summiert die Gezeitenkomponente. Auf dieser Basis konnten schließlich auch Vorausberechnungen der Gezeiten durchgeführt werden. Kelvin konstruierte dafür 1873 eine Gezeitenmaschine, die heute im Kensington Museum zu besichtigen ist. Seitdem wurde das Harmonische Verfahren stetig weiterentwickelt (z. B. Doodson 1921; Foreman 1977; DHI 2017b und Referenzen darin) und steht heutzutage in Form von computerbasierten Programmodulen vielfältig zur Verfügung (z. B. Pawlowicz et al. 2002; Codiga 2011). Ein elementarer Vorteil des Harmonischen gegenüber dem Nonharmonischen Verfahren stellt die Möglichkeit dar, die gesamte astronomische Wasserstandsganglinie zu analysieren und wird entsprechend häufig in der Wissenschaft (z. B. Haigh et al. 2011; Dangendorf et al. 2016) als auch in der operationellen Wasserstandsvorhersage (vergleiche Kapitel 2.3) verwendet.

Das Verfahren der HDdU basiert auf der Entwicklung von Horn (1948, 1960) und wird seit 1954 in Deutschland verwendet, um die Gezeitentafeln zu erstellen (vergleiche Kapitel 2.2.2). Die HDdU stellt eine Kombination der Nonharmonischen und Harmonischen Verfahren und ist detailliert von Müller-Navarra (2013) dokumentiert worden. Wie bei dem Nonharmonischen Verfahren werden die mittleren Höhen und Eintrittszeiten auf Basis der Mondtransits bestimmt. Die Erweiterung der HDdU basiert auf der Annahme, dass die verbleibenden Ungleichheiten wie beim Harmonischen Verfahren durch Summen von harmonischen Gliedern beschrieben werden können (Boesch und Müller-Navarra 2019). Ein Vorteil der HDdU gegenüber dem Harmonischen Verfahren liegt in der flexiblen Anwendbarkeit auf sowohl vollständige Tidekurven als auch auf Datensätze, die lediglich Thw und Tnw umfassen (Müller-Navarra 2013). Ein weiterer Vorteil zeigt sich bei stark deformierten Tidekurven, wie sie in der flachen Deutschen Bucht und in tidebeeinflussten Flüssen häufig zu finden sind (z. B. Büsum in Abbildung 3-7). Im Gegensatz zum Harmonischen Verfahren ist die HDdU in der Lage, diese Flachwassereffekte zu berücksichtigen. Eine weitere Problematik ergibt sich speziell für die vorliegende Arbeit bei der Gezeitenanalyse hinsichtlich der Wasserstandsinformationen aus dem HNM. Im Gegensatz zu den Wasserstandszeitreihen, die an Pegelstandorten aufgezeichnet werden, werden die flächig simulierten Wasserstandsinformationen auch in Bereichen des Wattenmeeres erfasst, die regelmäßig bei Ebbe trockenfallen und somit unvollständig sind. Mit der HDdU können im Gegensatz zum Harmonischen Verfahren auch derartige Zeitreihen analysiert werden.

Die drei angesprochenen Verfahren wurden in Goffinet (2018) sehr ausführlich erläutert und gegenübergestellt. In Anlehnung an die zweite Detailfrage der vorliegenden Arbeit, wie der Gezeitenanteil anhand hochauflösender Wasserstandsinformationen unter Berücksichtigung der Flachwassercharakteristik separiert und vorhergesagt werden kann, wird entsprechend auf die frei verfügbaren R-Pakete *TideCurves* und *TideTables* zurückgegriffen (Müller-Navarra et al. 2017, 2019). Auf dieser Basis kann der Windstau anhand der simulierten und bias-korrigierten Wasserstandsinformationen unter Berücksichtigung der Flachwassercharakteristik separiert und eine Gezeite synthese mit der HDdU durchgeführt werden. Eine Einschränkung gilt es bei den R-Paketen allerdings zu berücksichtigen. BSH-intern werden beide Module aktuell hinsichtlich der zu verwendenden harmonischen Gliedern überarbeitet. Jüngst wurde von Boesch und Müller-Navarra (2019) eine Studie veröffentlicht, die eine Optimierung in Bezug auf die Abschätzung der HWZ, HWH, NWZ und NWH zeigt. Diese Anpassungen werden in der vorliegenden Arbeit vernachlässigt.

Neben der Gezeitenanalyse und -synthese auf Basis der HDdU und den simulierten und bias-korrigierten Wasserstandsinformationen werden in den folgenden Kapiteln weitere Analysen durchgeführt. Zum einen wird eine Quantifizierung des Fehlers angestrebt, der aus der Anwendung der HDdU resultiert. Diese Abweichung wird mit dem Harmonischen Verfahren verglichen und gegenübergestellt. Das hat zum Ziel, die Eignung der jeweiligen Verfahren für den benötigten Anwendungsfall bewerten zu können. Diese Untersuchungen werden auf Basis sowohl des HNM als auch von Pegelbeobachtungen durchgeführt. Zum anderen wird den bereits in Kapitel 3.6 angesprochenen Veränderungen im Gezeitenregime der Deutschen Bucht Rechnung getragen. Es ist bekannt, dass es sich bei den abgeleiteten Koeffizienten bei der Anpassung der harmonischen Funktionen an die Zeitreihen nicht um konstante Parameter handelt, weshalb in regelmäßigen Abständen eine Aktualisierung erfolgen muss (z. B. Müller-Navarra 2013). Das liegt maßgeblich an den vielfältigen natürlichen und anthropogenen Veränderungen, denen die Nordsee unterworfen ist. So konnte beispielsweise eine deutlich beschleunigte Zunahme des Thb seit Mitte der 1950er Jahre festgestellt werden (z. B. Jensen et al. 1992), die wiederum in den letzten Jahren nachgelassen hat und aktuell in den Forschungsprojekten ALADYN und TIDE-DYN detailliert am fwu betrachtet wird. Neben den charakteristischen Kennwerten zur Beschreibung der Tidedynamik eines Systems (z. B. Jahresmittelwerte der $MThw$, $MTnw$ und dem $MThb$), kann die Entwicklung der $MHWI$ weitere Informationen über die Veränderung des Tidegeschehens liefern. Die Zeitdifferenzen zwischen dem Auftreten der Scheitelwasserstände und dem Monddurchgang durch den Nullmeridian kann dabei analog zu Gleichung (3-2) auf veränderte Tidelaufzeiten in Form einer veränderten Wellenfortschrittsgeschwindigkeit hinweisen und stimmen idealerweise mit den Veränderungen im $MThb$ überein. Das Ziel ist entsprechend die Entwicklung der $MHWI$ gegenüber der Entwicklung des $MThb$ zu analysieren.

5.2 Methodik und verwendete Datengrundlage

Zu Beginn des Kapitels wird das methodische Vorgehen der HDdU, wie es für die Gezeitenanalyse und -synthese der simulierten und bias-korrigierten Wasserstandsinformationen benötigt wird, analog zu Müller-Navarra (2013) und Boesch und Müller-Navarra (2019) erläutert. Der Unterschied zwischen den beiden verwendeten R-Paketen beschränkt sich im Wesentlichen auf die Bestimmung der Scheitelpunkte (*TideTables*) und der gesamten

Gezeitenganglinie (*TideCurves*). Für die Ermittlung der Scheitelpunkte sind acht Gleichungssysteme nötig (HWZ, HWH, NWZ, NWH jeweils für die obere und untere Kulmination). Für die Bestimmung der vollständigen Gezeitenganglinie richtet sich die Anzahl der Gleichungssysteme nach dem Aufzeichnungsintervall der beobachteten bzw. simulierten Gesamtwasserstände. Im Gegensatz zur Ermittlung der Scheitelpunkte sind daher die Zeitpunkte bei der vollständigen Gezeitenganglinie bereits durch das Aufzeichnungsintervall definiert und werden nicht gesondert betrachtet. Deshalb findet auch keine Unterteilung nach oberen und unteren Transit mehr statt. Es werden entsprechend alle beobachteten Gesamtwasserstände y dem jeweils vorangegangenen Transitzeitpunkt n_t bezogen auf den Nullmeridian in Greenwich unter Berücksichtigung des MHWI zugeordnet. Hierfür wird eine Nummerierung der Transits des wahren Mondes in oberer Kulmination benötigt, die mit null am 31.12.1949 um 21:08 UTC beginnt (Müller-Navarra 2009c). Spätere Transitnummern erhalten ein positives und davorliegende Transitnummern ein negatives Vorzeichen. Es ist daher wichtig, dass die Beobachtungsdaten ebenfalls einheitlich in UTC vorliegen (Müller-Navarra 2013). Verfahrenintern werden dafür alle Beobachtungswerte in die Mondzeit auf Basis des mittleren Mondes umgerechnet. Die Definition des mittleren Mondes beschreibt die Bewegung eines fiktiven Gestirns, das die Erde auf Höhe des Äquators umkreist (Müller-Navarra 2013). Eine Mondstunde entspricht dabei 1,0350501 Stunden auf der Erde. Um die Ungleichheiten zwischen dem mittleren Mond und der wahren Bewegung des Mondes auszugleichen, werden verfahrenintern Verschiebungen des mittleren Mondes vorgenommen. Bei einem Aufzeichnungsintervall von 15 Mondminuten werden 96 Gleichungssysteme k benötigt, da innerhalb von 24 Mondstunden, was dem Intervall eines Transitudurchgangs entspricht, 96 Beobachtungswerte vorliegen (Müller-Navarra 2013). Die Gezeitenanalyse erfolgt schließlich nach Gleichung (5-1):

$$\hat{y}(k, n_t) = a_0 + \sum_{l=1}^L a_{2l-1} \cos(\omega_l n_t) + a_{2l} \sin(\omega_l n_t) \quad (5-1)$$

Mit:

- $\hat{y}$: Wasserstände der Gezeitenganglinie [m]
- k : Anzahl der Gleichungssysteme basierend auf dem Aufzeichnungsintervall [-]
- n_t : Transitzeitpunkt [h]
- a_0 : Vertikaler Versatz der Gesamtwasserstände [m]
- a_l : Koeffizienten der Ungleichheiten der Höhe in Abhängigkeit des Gleichungssystems k und der Partialtide l [-]
- L : Anzahl der berücksichtigten Partialtiden [-]
- ω_l : Winkelgeschwindigkeiten der Partialtide l [°/Stunde, °/Mondtag]

Die Ableitung der Koeffizienten a der Ungleichheiten der Höhe in Form der Gezeitenanalyse basiert auf der Methode der kleinsten Quadrate (*engl.: least-squares fit*) nach Gleichung (5-2):

$$\chi^2 = \sum_{j=0}^J (y_j - \hat{y}_j)^2 \rightarrow \min \quad (5-2)$$

Mit:

- y: Beobachtete Gesamtwasserstände [m]
 $\hat{y}$: Wasserstände der Gezeitenganglinie [m]
 J: Anzahl der beobachteten Gesamtwasserstände [-]

Die Anzahl der relevanten Partialtiden L und deren Winkelgeschwindigkeiten ω können aus den Bestandteilen des gezeitenerzeugenden Potentials abgeleitet werden (Hartmann und Wenzel 1995). Alle hier betrachteten Partialtiden und deren Winkelgeschwindigkeiten basieren auf Linearkombinationen der vier Grundperioden des tropischen Monats s , des tropischen Jahrs h , der Umlaufzeit des mittleren Perigäums P und der Umlaufzeit des mittleren Knotens N' analog zu Tabelle 3-1. In Tabelle 5-1 sind die im R-Paket *TideCurves* verwendeten 44 Partialtiden nach Müller-Navarra (2013) aufgeführt. In Müller-Navarra (2013) wird zudem betont, dass hinsichtlich der Auswahl der zu berücksichtigenden Partialtiden weiterer Forschungsbedarf besteht, was zu einer stetigen Anpassung und Analyse innerhalb des BSH führt (Boesch und Müller-Navarra 2019). Entsprechend können hieraus kleinere Abweichungen aus der Gezeite synthese mit *TideCurves* und den Gezeitentafeln des BSH resultieren. In Tabelle 5-1 fällt auf, dass die Grundperioden des mittleren Mondtags T_1 (ca. 24,8 Stunden) und der Umlaufzeit des Perihels p_1 (ca. 20.940 Jahren) vernachlässigt werden. Im Gegensatz zum Harmonischen Verfahren können diese unberücksichtigt bleiben, da nur die langperiodischen Partialtiden bei der HDdU harmonisch angepasst werden müssen. Die hochfrequenten Partialtiden werden implizit durch die Vorgehensweise analog zum Nonharmonischen Verfahren ermittelt. Die Koeffizientensätze des mittleren Mondtags und der Umlaufzeit des Perihels würden daher keinen signifikanten Einfluss auf die Resultate der Gezeite synthese ausüben und lägen in der Größenordnung um null. Das liegt zum einen an der Spezifikation der HDdU, die für semi-diurnale Gezeitenregime optimiert wurde und zum anderen an der Länge der zur Verfügung stehenden Beobachtungsdaten, die zu kurz sind, um sinnvoll die Umlaufzeit des Perihels abbilden zu können (Boesch und Müller-Navarra 2019).

Tabelle 5-1: Berücksichtigte Partialtiden l und deren Winkelgeschwindigkeiten ω im Rahmen des R-Paketes *TideCurves* analog zu Müller-Navarra (2013): (i) Nummer der Partialtide l , (ii) alphabetische Doodson Nummer, (iii) Argumentzahlen m des tropischen Monats s , (iv) Argumentzahlen m des tropischen Jahrs h , (v) Argumentzahlen m der Umlaufzeit des mittleren Perigäums P , (vi) Argumentzahlen m der Umlaufzeit des mittleren Knotens N' , (vii) Winkelgeschwindigkeiten ω der Partialtiden [$^\circ$ /Stunde], (viii) Winkelgeschwindigkeiten ω der Partialtiden [$^\circ$ /Mondtag].

l	Alphabetische Doodson Nummer	m_s	m_h	m_P	$m_{N'}$	ω [$^\circ$ /Stunde]	ω [$^\circ$ /Mondtag]
0	ZZZZZZ	0	0	0	0	0,0000000	0,0000000
1	ZZZZAZ	0	0	0	1	0,0022064	0,0548098
2	ZZZAZZ	0	0	1	0	0,0046418	0,1153082
3	ZZAYZZ	0	1	-1	0	0,0364268	0,9048862
4	ZZAZZZ	0	1	0	0	0,0410686	1,0201944
5	ZZBXZZ	0	2	-2	0	0,0728537	1,8097724
6	ZZBZZZ	0	2	0	0	0,0821373	2,0403886
7	ZAXZZZ	1	-2	0	0	0,4668792	11,5978420

8	ZAXAZZ	1	-2	1	0	0,4715211	11,7131503
9	ZAZYYZ	1	0	-1	-1	0,5421683	13,4681129
10	ZAZYZZ	1	0	-1	0	0,5443747	13,5229227
11	ZAZZYZ	1	0	0	-1	0,5468101	13,5834211
12	ZAZZZZ	1	0	0	0	0,5490165	13,6382309
13	ZAZZAZ	1	0	0	1	0,5512229	13,6930407
14	ZABYZZ	1	2	-1	0	0,6265120	15,5633115
15	ZBVBZZ	2	-4	2	0	0,9430421	23,4263005
16	ZBWZZZ	2	-3	0	0	0,9748271	24,2158785
17	ZBXZYZ	2	-2	0	-1	1,0136894	25,1812631
18	ZBXZZZ	2	-2	0	0	1,0158958	25,2360729
19	ZBXZAZ	2	-2	0	1	1,0181022	25,2908827
20	ZBXAZZ	2	-2	1	0	1,0205376	25,3513811
21	ZBZXZZ	2	0	-2	0	1,0887494	27,0458453
22	ZBZYZZ	2	0	-1	0	1,0933912	27,1611535
23	ZBZZYZ	2	0	0	-1	1,0958266	27,2216520
24	ZBZZZZ	2	0	0	0	1,0980330	27,2764618
25	ZBZZAZ	2	0	0	1	1,1002394	27,3312716
26	ZCVAZZ	3	-4	1	0	1,4874168	36,9492232
27	ZCWYZZ	3	-3	-1	0	1,5192018	37,7388011
28	ZCXYYZ	3	-2	-1	-1	1,5580641	38,7041858
29	ZCXYZZ	3	-2	-1	0	1,5602705	38,7589956
30	ZCXYAZ	3	-2	-1	1	1,5624769	38,8138054
31	ZCXZZZ	3	-2	0	0	1,5649123	38,8743038
32	ZCXAZZ	3	-2	1	0	1,5695541	38,9896120
33	ZCZYZZ	3	0	-1	0	1,6424077	40,7993844
34	ZDUZZZ	4	-5	0	0	1,9907229	49,4519514
35	ZDVZZZ	4	-4	0	0	2,0317915	50,4721458
36	ZDXXZZ	4	-2	-2	0	2,1046452	52,2819182
37	ZDXZZZ	4	-2	0	0	2,1139288	52,5125347
38	ZDZZZZ	4	0	0	0	2,1960661	54,5529235
39	ZETAZZ	5	-6	1	0	2,5033126	62,1852961
40	ZEYVZZ	5	-4	-1	0	2,5761662	63,9950685
41	ZEXYZZ	5	-2	-1	0	2,6583035	66,0354573
42	ZFTZZZ	6	-6	0	0	3,0476873	75,7082187
43	ZFVZZZ	6	-4	0	0	3,1298246	77,7486076
44	ZHRZZZ	8	-8	0	0	4,0635830	100,9442917

Bei der Aufbereitung der simulierten oder beobachteten Wasserstandsinformationen, die für die HDdU verwendet werden, ergibt sich das Erfordernis mindestens 19-jährige Perioden zu analysieren (Müller-Navarra 2013). Im Gegensatz zum Harmonischen Verfahren werden keine Korrekturen hinsichtlich der langperiodischen Partialtiden vorgenommen (vergleiche Kapitel 4.2; DHI 2017b). Der Datenumfang muss also entsprechend einen Umlaufzeit des mittleren Knotens von etwa 18,61 Jahren umfassen. Für die in der vorliegenden Arbeit angestrebte Gezeitenanalyse und -synthese der simulierten und bias-korrigierten

Wasserstandsinformationen aus dem HNM liegt allerdings nur eine Periode von 15 Jahren (2000-2014) vor, die sich aus den angesprochenen Limitationen der Modellstruktur ergibt. Nach Müller-Navarra (2017) sind 15 Jahre für eine robuste Anwendung der HDdU ebenfalls ausreichend. Zur Quantifizierung der resultierenden Abweichungen wird anhand des Pegelstandortes Cuxhaven das Ergebnis der Gezeite synthese für das Jahr 2005 auf Basis einer Gezeitenanalyse zwischen 1996 und 2014 sowie zwischen 2000 und 2014 gegenübergestellt. Nachdem die Gesamtwasserstände den Transitzeitpunkten zugeordnet sind und vor der Gezeitenanalyse nach Gleichung (5-2), erfolgt eine Filterung der Datengrundlage. Hierüber werden maßgeblich meteorologisch bedingte Wasserstandsveränderungen eliminiert. Stark erhöhte oder reduzierte Wasserstände über eine längere zeitliche Periode oder Sturmfluten verfälschen das Resultat der Gezeitenanalyse und -synthese. Es hat sich in der Praxis bewährt, hierfür alle Wasserstände zu eliminieren, die mehr als die dreifache Standardabweichung σ vom Mittelwert μ abweichen (Müller-Navarra 2013; Boesch und Müller-Navarra 2019). Im Folgenden werden Datensätze, die auf den Bereich $\mu \pm 3\sigma$ reduziert werden, mit der Abkürzung „ 3σ -Bereich“ versehen. Die so erhaltene Datengrundlage stellt schließlich die Basis der Gezeitenanalyse und -synthese der HDdU nach den Gleichungen (5-1) und (5-2) dar. Es wird bei der nachträglichen Bestimmung des Gezeitenanteils empfohlen, die Gezeitenanalyse auf Basis 19-jähriger Beobachtungen durchzuführen und die Gezeite synthese für das Zentraljahr zu erstellen, um den Einfluss des Nodalzyklus zu berücksichtigen. Die ersten und letzten neun Jahre der Gezeite synthese werden entsprechend mit einem unveränderten Koeffizientensatz bestimmt. Für die Vorhersage des Gezeitenanteils sollte möglichst auf die unmittelbar vorangegangenen 19-jährigen Beobachtungen des Wasserstands zurückgegriffen werden. Diese Konvention geht zurück auf die angesprochene Veränderlichkeit der Gezeiten aufgrund natürlicher und anthropogener Einflüsse (Müller-Navarra 2013).

Für die angestrebte Quantifizierung des Fehlers, der aus der Anwendung der HDdU resultiert und der Gegenüberstellung mit dem Harmonischen Verfahren wird die weit verbreitete Matlab®-Toolbox „T_Tide“ (*Harmonic Analysis Toolbox*; Pawlowicz et al. 2002) herangezogen. Die harmonischen Glieder (Amplituden H und Phasen g) und der konstante vertikale Versatz Z_0 werden dabei aus der Methode der kleinsten Quadrate nach Gleichung (5-3) auf Basis von simulierten oder beobachteten Gesamtwasserständen bestimmt:

$$\hat{y}_{harm} = Z_0 + \sum_{l=1}^L H_l \cos(V_l(t_0) + \omega_l t - g_l) \quad (5-3)$$

Mit:

- $\hat{y}_{harm}$: Wasserstände der Gezeitenganglinie [m]
- Z_0 : Vertikaler Versatz der Gesamtwasserstände [m]
- L : Anzahl der berücksichtigten Partialtiden [-]
- H_l : Amplitude der Partialtide l [m]
- V_l : Phasenwinkel zum Bezugszeitpunkt t_0 der Partialtide l [°]
- t_0 : Bezugszeitpunkt (hier: Mittelpunkt der zu analysierenden Zeitreihe) [h]
- t : Tatsächlicher Zeitpunkt bezogen auf t_0 [h]
- ω_l : Winkelgeschwindigkeit der Partialtide l [°/Stunde, °/Mondtag]
- g_l : Phase der Partialtide l [°]

Für die Analysen werden 68 Partialtiden, beschrieben durch ihre Winkelgeschwindigkeiten ω , nach Foreman (1977) berücksichtigt. Die Auswahl der Partialtiden entspricht damit den Standardspezifikationen bei der Anwendung von T_Tide. Ein wesentlicher Unterschied findet sich beim Vergleich der HDdU und dem Harmonischen Verfahren in der benötigten Datengrundlage. Die Berücksichtigung langperiodischer Zyklen der Gezeitenkomponente (z. B. Nodalzyklus) wird in der HDdU durch Kollektivlängen ≥ 19 Jahren erfasst, was gleichzeitig eine Einschränkung darstellt. Zeitreihenlängen < 19 Jahre können nicht oder nur bedingt analysiert werden (siehe oben). Das Harmonische Verfahren ermöglicht jedoch die Analyse von Zeitreihen einzelner Jahre, da sogenannte Satellitenkorrekturen (*nodal* bzw. *satellite modulation*; siehe Kapitel 4.2) vorgenommen werden, um die langperiodische Zyklen zu approximieren (Pawlowicz et al. 2002). Im Wesentlichen geht es bei der Korrektur um eine Anpassung der Amplituden und Phasen der Partialtiden hinsichtlich der langperiodischen Schwankungen des gezeiterzeugenden Potentials. Beide Parameter werden programmintern mit je einem Korrekturwert für jede Partialtide versehen (vergleiche Malcherek 2018).

Zur Fehlerabschätzung und zum Vergleich der beiden Verfahren HDdU und dem Harmonischen Verfahren werden in der vorliegenden Arbeit zwei unterschiedliche Herangehensweisen verwendet. Bereits in Jensen et al. (2013) wurden verfügbare Programmodule basierend auf der harmonischen Gezeitenanalyse (T_Tide; U_Tide (*Unified Tidal Analysis and Prediction Functions*; Codiga 2011), der HDdU für den Pegel Cuxhaven gegenübergestellt. Die Ergebnisse der Analysen in Jensen et al. (2013) lassen den Schluss zu, dass die HDdU für den hier angestrebten Anwendungsfall und das vorliegende Untersuchungsgebiet das geeignetere Verfahren darstellt. Die ermittelten Differenzen zwischen der HDdU und den beiden Harmonischen Verfahren befinden sich in einer sehr kleinen Größenordnung von $-0,7\%$ und $+0,4\%$. Allerdings basieren diese Untersuchungen ausschließlich auf dem Pegelstandort Cuxhaven und es wurden lediglich nachträglich erzeugte Gezeitenganglinien verglichen. Die Gezeitenanalyse und -synthese wurde entsprechend für die gleiche zeitliche Periode durchgeführt. In der vorliegenden Arbeit werden die Analysen zum einen auf die zwölf zur Kalibrierung des HNM verwendeten Pegelstandorte (vergleiche Abbildung 4-4) ausgeweitet und zum anderen werden unabhängige zeitliche Perioden verglichen. Das bedeutet, dass die Gezeitenanalyse auf Basis einer anderen zeitlichen Spanne als die Gezeitensynthese erfolgt. Als Datengrundlage dienen sowohl Simulationsergebnisse des HNM als auch beobachtete Wasserstände an den Pegelstandorten.

Der Grund, warum Simulationsergebnisse des HNM herangezogen werden, liegt in der Tatsache, dass es sich schwierig gestaltet, den resultierenden Fehler aus den Methoden zur Gezeitenanalyse und -synthese allein durch Beobachtungen abzuschätzen, da das Residuum zwischen einer Gezeitensynthese und beobachteten Gesamtwasserstände auch Beobachtungsfehler und meteorologisch induzierte Effekte beinhaltet. Deshalb wird, analog der Vorgehensweise in Flowerdew et al. (2010), das HNM rein auf Basis der astronomischen Randbedingungen unter Vernachlässigung der Meteorologie betrieben und die Periode von 2000 bis 2014 mit stündlicher Auflösung simuliert. Für die HDdU basiert die Gezeitenanalyse auf der Periode von 2000 bis 2013 und es wird eine Gezeitensynthese für 2014 erstellt. Eine gängige Vorgehensweise bei dem Harmonischen Verfahren ist die Durchführung der Gezeitenanalyse auf jährlicher Basis (Pawlowicz et al. 2002). Daher wird das Programmodul T_Tide für die Gezeitenanalyse des Jahres 2013 herangezogen und die

Gezeite synthese ebenfalls für das Jahr 2014 unter Berücksichtigung der Satellitenkorrektur genutzt. Aus dem Vergleich der beiden Gezeite synthesen mit den Simulationen des HNM für das Jahr 2014 kann so der Fehler bestimmt werden. Der Vergleich der Fehler wiederum ermöglicht die Quantifizierung, welches der Verfahren zur Gezeite analyse und -synthese besser für das Untersuchungsgebiet geeignet ist. Durch die Vernachlässigung der Meteorologie in den Simulationsläufen wird jedoch ein signifikanter Anteil der Variabilität ausgeklammert. Dieses Experiment wird daher ausschließlich dafür verwendet, die grundsätzliche Effizienz zu bewerten, die bei der Vorhersage einer „gezeitenähnlichen“ Zeitreihe zu erwarten ist. Dabei spielt es deshalb auch eine untergeordnete Rolle, wie gut die Gezeiten tatsächlich von dem HNM reproduziert werden. Um den Einfluss der Meteorologie und ein entsprechend realistischeres Ergebnis hinsichtlich der Betrachtung tatsächlicher Zustände zu berücksichtigen, wird ein zweites Experiment durchgeführt. Hierfür gelten identische Randbedingungen, mit dem Unterschied, dass für die Gezeite analyse und -synthese beobachtete Gesamtwasserstände herangezogen werden. Die beobachteten Wasserstände werden mit einer zeitlichen Auflösung von zehn Minuten analysiert, um gegebenenfalls Defizite aus der stündlichen Auflösung des ersten Experimentes zu kompensieren. Analog zu Boesch und Müller-Navarra (2019) wird zur Fehlerabschätzung jedoch nicht das gesamte Spektrum der beobachteten Wasserstände verwendet. Es werden entsprechend der programminternen Vorgehensweise der HDdU alle Gesamtwasserstände auf den 3σ -Bereich reduziert (Boesch und Müller-Navarra 2019). Die Quantifizierung des Fehlers erfolgt für beide Experimente schließlich über die Angabe des Mittelwerts μ und der Standardabweichung σ der Residuen zwischen der Gezeite synthese und der Beobachtung (3σ -Bereich) bzw. der Simulation für das Jahr 2014.

In Kapitel 3.6 wird darüber hinaus erläutert, dass eine Veränderung im Gezeitenregime, insbesondere in der Deutschen Bucht, stattfindet und stattgefunden hat. Aufgrund der komplexen und sensitiven Charakteristik der Nordsee, die fortwährenden, natürlichen und anthropogenen Veränderungen unterworfen ist, können die Gründe für die festgestellten Änderungen sehr vielfältig sein und reichen von z. B. Baumaßnahmen, Änderungen im Nordatlantik oder periodischen Schwankungen bis hin zur Morphodynamik. Aktuell haben Idier et al. (2019) dazu formuliert, dass den resultierenden Wechselwirkungen und der Sensitivität des Wasserstandes gegenüber diesen Veränderungen in Zukunft mehr Beachtung beigemessen werden muss. Bezogen auf die Deutsche Bucht haben beispielsweise Führböter und Jensen (1985) festgestellt, dass sich das Tidegeschehen über das vergangene Jahrhundert maßgeblich verändert hat. Obwohl durch unregelmäßige Schwankungen gestört, zeigt sich dennoch eine Beschleunigung des Säkularanstiegs der MThw und eine deutliche Zunahme des MThb. Die MTnw haben sich allerdings in dieser Zeit nicht signifikant verändert. Eine mögliche Konsequenz der Zunahme des MThb ist, dass sich auch die Laufzeiten der Tidewelle und somit die MNWI und MHWI, bezogen auf den Monddurchgang in Greenwich, geändert haben. Auf Basis der Scheitelwerte der Tnw und Thw an den zwölf Pegelstandorten in der Deutschen Bucht (vergleiche Abbildung 4-4) werden entsprechend die Zeitdifferenzen zwischen dem Auftreten der Scheitelwasserstände und dem Monddurchgang durch den Nullmeridian bestimmt und mit der Entwicklung des MThb verglichen. Ein wichtiges Kriterium ist, dass die Aufzeichnungen mindestens 19 Jahre umfassen, da der 18,61-jährliche Nodalzyklus die Ergebnisse beeinflusst. Im ersten Schritt werden die Eintrittszeiten der Thw auf Basis des mittleren Mondes in Mondzeit umgerechnet und dem zugehörigen Mondtransit zugeordnet. Über ein Histogramm mit einem Intervall von fünf

Minuten können im zweiten Schritt die Häufigkeiten der HWZ bestimmt werden. Im dritten Schritt werden die MHWI an jedem Pegelstandort über eine an das Histogramm angepasste Normalverteilung und deren Lageparameter μ bestimmt. Um den Einfluss des Nodalzyklus zu berücksichtigen wird die Vorgehensweise zur Bestimmung des MHWI immer auf Basis von 19-jährigen Beobachtungen durchgeführt und das MHWI schließlich für das Zentraljahr, analog zum Verfahren bei der Gezeite synthese, bestimmt. Die linearen Trends der ermittelten jährlichen MHWI werden im vierten Schritt den linearen Trends des jährlichen MThb gegenübergestellt und zusammen mit Korrelationen der beiden Größen verglichen und diskutiert. Aus physikalischer Sicht müssen sich gleichermaßen ausgeprägte gegenläufige lineare Trends sowie signifikante Antikorrelationen ergeben, um die Veränderungen des MThb auf eine veränderte Wellenfortschrittsgeschwindigkeit analog zu Gleichung (3-2) zurückzuführen. Der Grund liegt in der direkten Abhängigkeit der Wellenfortschrittsgeschwindigkeit von der Wassertiefe, die durch die Veränderungen des MThb zugenommen hat.

5.3 Ergebnisse der Gezeitenanalyse und -synthese

5.3.1 Einfluss der Zeitreihenlänge auf die Gezeitenanalyse und -synthese

Die Bestimmung des Einflusses der Zeitreihenlänge auf die Gezeitenanalyse und -synthese auf Basis der HDdU erfolgt exemplarisch für den Pegelstandort Cuxhaven. In Abbildung 5-1 ist das Ergebnis für die Periode vom 22.05.2005 bis zum 01.06.2005 auf Basis von Stundenwerten dargestellt. Das Jahr 2005 wird als Referenzjahr der Gezeite synthese herangezogen. Die Gezeitenanalyse basiert auf der Periode 1996 bis 2014 (19 Jahre) respektive 2000 bis 2014 (15 Jahre). Der Mittelwert μ aus dem Residuum zwischen 1996-2014 und 2000-2014 beträgt 0,001 m bei einer Standardabweichung σ von 0,056 m. Für den Vergleich mit dem beobachteten Wasserstand wird dieser auf den 3σ -Bereich reduziert. Der Mittelwert μ des Residuums zwischen beobachtetem Wasserstand (3σ -Bereich) und 1996-2014 bzw. 2000-2014 ergibt sich zu 0,004 m bzw. 0,005 m bei einem σ von 0,347 m bzw. 0,351 m.

Unter Berücksichtigung der zentimetergenauen Aufzeichnung von Wasserständen an Pegelstandorten ist die mittlere Abweichung zwischen den Gezeite synthesen auf Basis der Perioden 1996-2014 und 2000-2014 zu vernachlässigen. Gleiches gilt für die direkten Vergleiche der Gezeite synthesen mit den beobachteten Wasserständen. Zwar nimmt die mittlere Abweichung zu, liegt aber immer noch in einer Größenordnung $\ll 0,01$ m. Die direkte Gegenüberstellung der Standardabweichungen der Gezeite synthesen auf Basis der Perioden 1996-2014 und 2000-2014 weist mit ca. 0,06 m eine Größenordnung auf, die im Rahmen der Messungenauigkeiten durch natürlich oder anthropogen induzierten Störungen am Pegel liegt. Zudem zeigt der Vergleich der Standardabweichungen der Gezeite synthesen mit den beobachteten Wasserständen (3σ -Bereich) keinen signifikanten Unterschied. Auf Zentimeter gerundet beträgt die Standardabweichung in beiden Fällen $\sigma = 0,35$ m. Für die vorliegenden Untersuchungen ist der resultierende Fehler bei der Verwendung der HDdU auf Basis von 15-jährigen gegenüber 19-jährigen Zeitreihen entsprechend als vernachlässigbar klein einzustufen. Für andere Fragestellungen, wie beispiels-

weise der Analyse des Nodalzyklus, sollten allerdings nur Zeitreihenlängen > 19 Jahre herangezogen werden. Die getätigte Schlussfolgerung bezieht sich lediglich auf die vorliegende Fragestellung.

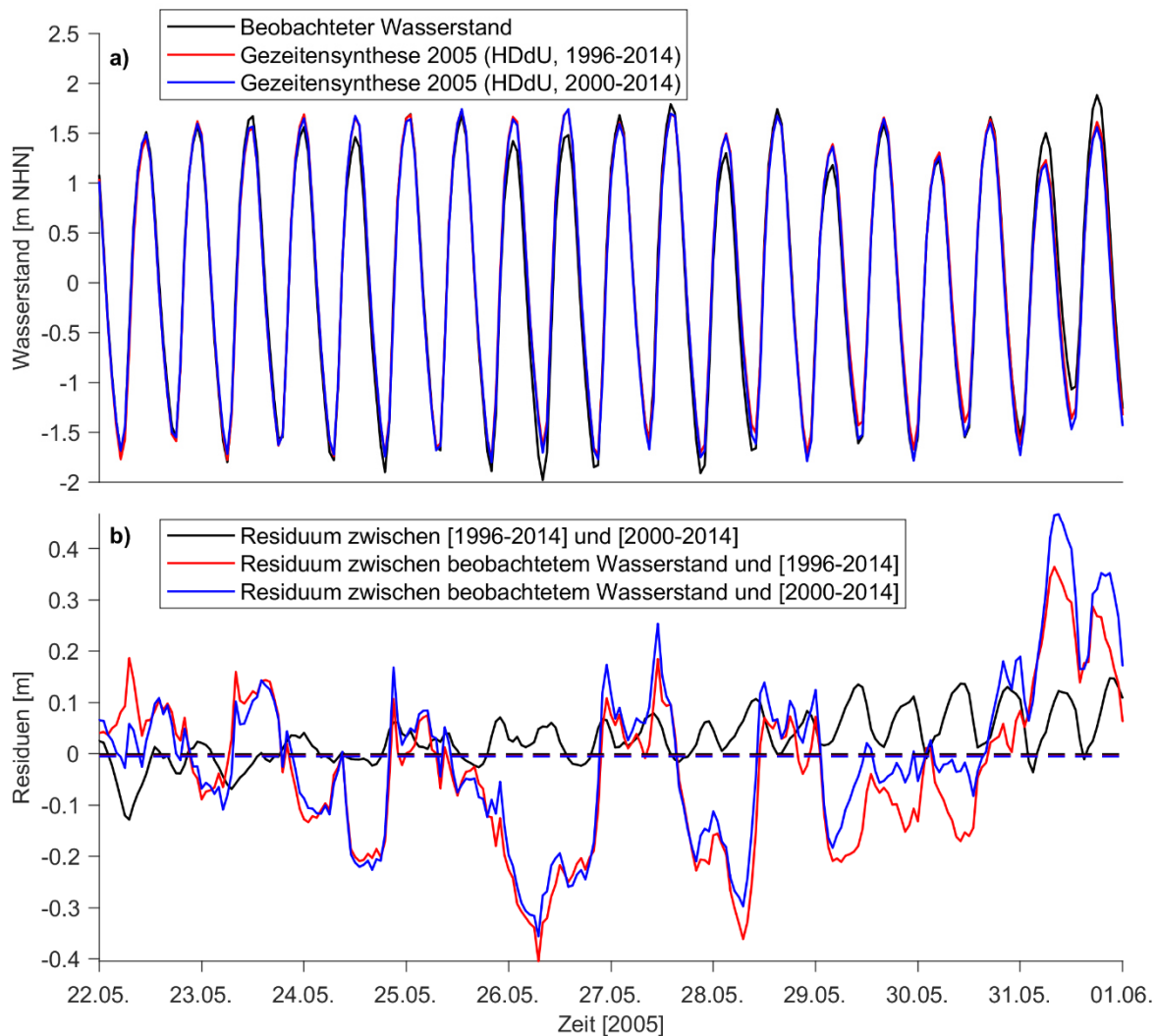


Abbildung 5-1: Einfluss der Zeitreihenlänge auf die Gezeitenanalyse und -synthese auf Basis der HDdU für den Pegelstandort Cuxhaven zwischen dem 22.05.2005 bis zum 01.06.2005. a) Beobachtete Wasserstände (3σ -Bereich) als schwarze Linie, die Gezeite-synthese auf Basis der Gezeitenanalyse zwischen 1996 und 2014 als rote Linie und die Gezeite-synthese auf Basis der Gezeitenanalyse zwischen 2000 und 2014 als blaue Linie; b) Darstellung des Residuums zwischen den Gezeite-synthesen auf Basis der Gezeitenanalysen von 1996-2014 respektive 2000-2014 als schwarze Linie, des Residuums zwischen beobachtetem Wasserstand (3σ -Bereich) und der Gezeite-synthesen auf Basis der Gezeitenanalysen von 1996-2014 als rote Linie respektive auf Basis der Gezeitenanalysen von 2000-2014 als blaue Linie. Die jeweiligen Mittelwerte μ sind in der den Residuen entsprechenden Farben als gestrichelte Linien eingetragen.

5.3.2 Fehlerabschätzung bei der Gezeitenanalyse und -synthese

Generell besteht bei der Gezeitenanalyse und -synthese die Problematik, dass die tatsächlich in der Natur auftretenden Gezeiten nicht bekannt sind. Es handelt sich entsprechend um eine Approximation anhand des gezeitenerzeugenden Potentials. Die ausgeprägten (nichtlinearen) Wechselwirkungen beispielsweise zwischen Gezeiten und Windstau, die für eine Phasenverschiebung der Eintrittszeiten der tatsächlichen Gezeiten führen können, können mit keinem der Verfahren zur Gezeitenanalyse und -synthese vollständig berücksichtigt werden. Gleichmaßen ist die Quantifizierung des resultierenden Fehlers ein komplexes Unterfangen, weil nur eine Referenzwahrheit existiert. Daher werden im Folgenden zwei Experimente durchgeführt, die eine Abschätzung des resultierenden Fehlers der Gezeitenanalyse und -synthese ermöglichen und einen Vergleich der herangezogenen Verfahren erlauben. Die Ergebnisse beider Experimente sind in Tabelle 5-2 und Tabelle 5-3 für alle zwölf betrachteten Pegelstandorte in der Deutschen Bucht zusammengefasst. In Abbildung 5-2 und Abbildung 5-3 sind die Resultate beider Experimente für die Pegelstandorte Cuxhaven und Husum in Form der zugrundeliegenden Zeitreihen und der Residuen dargestellt. Aus Gründen der Visualisierung zeigen sowohl Abbildung 5-2 als auch Abbildung 5-3 lediglich einen fünftägigen Ausschnitt des zum Vergleich der Gezeiteinsynthesen verwendeten Jahres 2014. Die Residuen des gesamten Jahres 2014 sind in Abbildung 5-4 für alle zwölf Pegelstandorte und das zweite Experiment abgebildet und zeigen den ausgeprägten Einfluss der Meteorologie und die einhergehende Saisonalität.

Bei den Ergebnissen aus Experiment 1 auf Basis der stündlichen Modellergebnisse liegen die Mittelwerte μ der Residuen beider Verfahren im niedrigen Millimeterbereich und können entsprechend vernachlässigt werden. Aufgrund des regelmäßigen Verlaufs einer rein auf Basis astronomischer Randbedingungen generierten Simulation ist ein solches Ergebnis zu erwarten. Lediglich am Pegelstandort Husum (Lage im Binnenbereich; vergleiche Abbildung 5-2) werden überdurchschnittlich hohe Mittelwerte bei beiden Verfahren erreicht. Die resultierenden Standardabweichungen σ der Residuen aus T_Tide sind im Vergleich zur HDdU in der Größenordnung von etwa 0,01 m bis 0,04 m höher. Die größten Standardabweichungen σ der Residuen ergeben sich bei T_Tide für die Pegel Cuxhaven, Husum und Emden (vergleiche Abbildung 5-2). Insbesondere für Emden (Lage im Ästuar) und Husum, die starken Verformungsprozessen unterliegen, zeigt die HDdU relativ betrachtet deutlich geringere Standardabweichungen. Trotz der Modelllimitationen hinsichtlich der Abbildung hochfrequenter Partialtiden und der stündlichen Datengrundlage ist auf Basis von Experiment 1 die HDdU somit besser geeignet, eine „gezeitenähnliche“ Zeitreihe zu beschreiben.

Um die unrealistisch rauschfreien Eigenschaften der Modellsimulationen aufgrund des fehlenden meteorologischen Einflusses und die damit einhergehenden nichtlinearen Wechselwirkungen einzubeziehen, wird im Folgenden das Ergebnis von Experiment 2 betrachtet. Die Mittelwerte μ der Residuen bei der Betrachtung von T_Tide befinden sich im Bereich von etwa 0,03 m bis 0,06 m. Lediglich am Pegelstandort Wilhelmshaven wird ein Mittelwerte μ der Residuen von 0,018 m erreicht. Bei Anwendung der HDdU variieren die Mittelwerte μ der Residuen zwischen 0,003 m und 0,025 m und sind damit an allen betrachteten Pegelstandorten geringer als bei T_Tide. Im Gegensatz zu Experiment 1 nehmen die Standardabweichungen σ der Residuen bei Experiment 2 deutlich zu, was in der meteorologisch bedingten Variabilität begründet ist (siehe Abbildung 5-4). Im Mittel liegt

die Standardabweichung σ der Residuen für T_Tide bei 0,375 m und für die HDdU bei 0,332 m. Durch die Anwendung der HDdU wird entsprechend eine Verbesserung von mindestens 0,037 m (Norderney) bis maximal 0,051 m (Husum; vergleiche Abbildung 5-3) bezogen auf die Standardabweichung σ der Residuen erreicht. Zum Vergleich der erzielten Erkenntnisse werden die Analysen von Boesch und Müller-Navarra (2019) herangezogen. Für den Pegelstandort Cuxhaven (vergleiche Abbildung 5-3) haben Boesch und Müller-Navarra (2019) einen Mittelwert μ der Residuen von 0,03 m respektive 0,05 m bei der Verwendung der HDdU respektive T_Tide ermittelt. Die Standardabweichungen σ der Residuen betragen 0,27 m respektive 0,29 m. Die hier resultierenden niedrigeren Mittelwerte μ bzw. höheren Standardabweichungen σ sind allerdings nicht direkt vergleichbar, da Boesch und Müller-Navarra (2019) Scheitelwerte und nicht die gesamte Ganglinie analysiert haben. Zudem wurde eine veränderte Herangehensweise für T_Tide bezogen auf die Satellitenkorrektur verwendet.

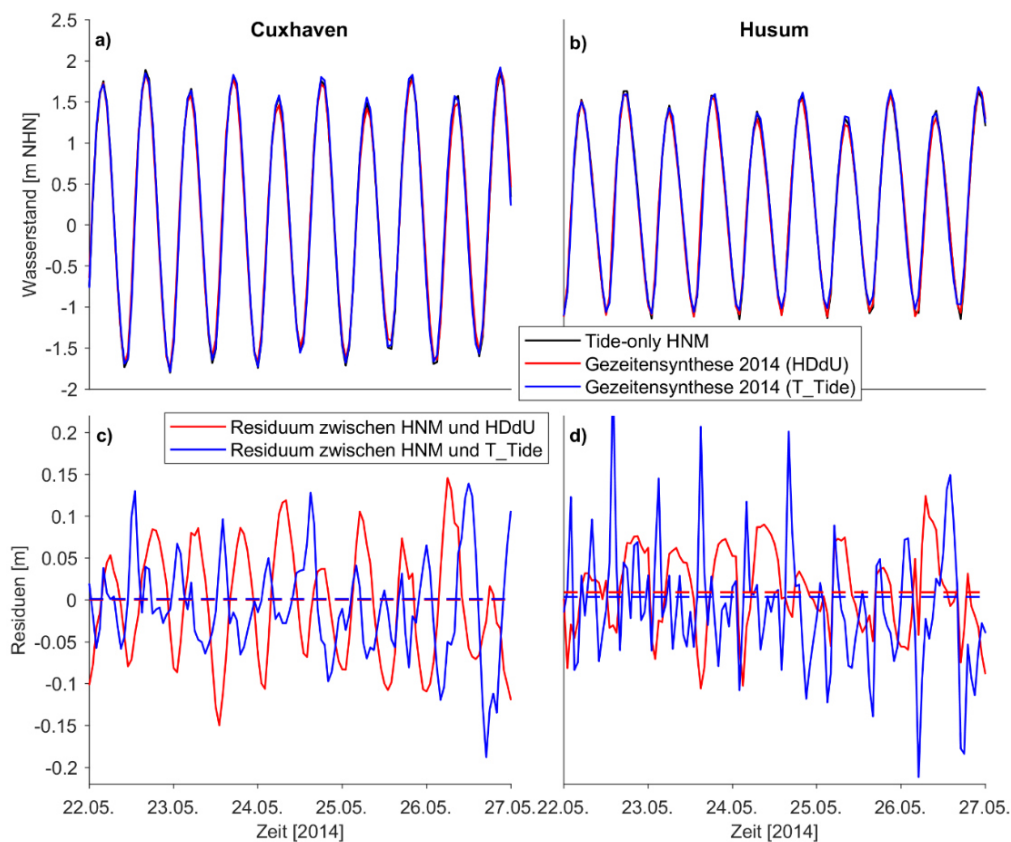


Abbildung 5-2: Ergebnisse der Quantifizierung des resultierenden Fehlers bei der Gezeitenanalyse und -synthese auf Basis der HDdU und T_Tide zwischen dem 22.05.2014 und dem 27.05.2014 (Experiment 1 auf Basis der Simulationsergebnisse des HNM (Stundenwerte)): a) und b) zeigen jeweils die simulierten Wasserstände auf Basis rein astronomischer Randbedingungen als schwarze Linie und die Gezeitensynthesen für das Jahr 2014 auf Basis der HDdU (rot; Gezeitenanalyse: 2000-2013) und T_Tide (blau; Gezeitenanalyse: 2013) für die Pegelstandorte Cuxhaven und Husum; c) und d) stellen die Residuen zwischen den simulierten Wasserständen auf Basis rein astronomischer Randbedingungen und den jeweiligen Gezeitensynthesen (rot: HDdU; blau: T_Tide) für die Pegelstandorte Cuxhaven und Husum dar. Die jeweiligen Mittelwerte μ sind in der den Residuen entsprechenden Farben als gestrichelte Linien eingetragen.

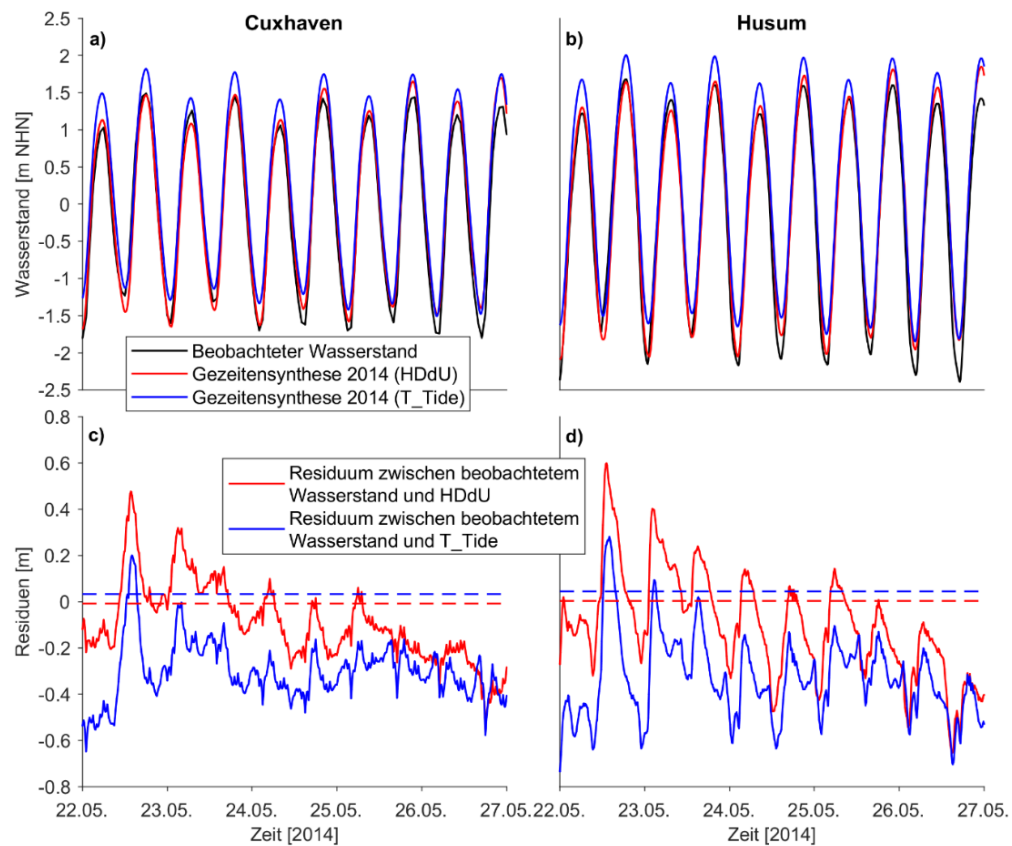


Abbildung 5-3: Ergebnisse der Quantifizierung des resultierenden Fehlers bei der Gezeitenanalyse und -synthese auf Basis der HDdU und T_Tide zwischen dem 22.05.2014 und dem 27.05.2014 (Experiment 2 auf Basis beobachteter Wasserstände (10-Minutenwerte)): a) und b) zeigen jeweils die beobachteten Wasserstände (3σ -Bereich) als schwarze Linie und die Gezeitsynthesen für das Jahr 2014 auf Basis der HDdU (rot; Gezeitenanalyse: 2000-2013) und T_Tide (blau; Gezeitenanalyse: 2013) für die Pegelstandorte Cuxhaven und Husum; c) und d) stellen die Residuen zwischen den beobachteten Wasserständen (3σ -Bereich) und den jeweiligen Gezeitsynthesen (rot: HDdU; blau: T_Tide) für die Pegelstandorte Cuxhaven und Husum dar. Die jeweiligen Mittelwerte μ sind in der den Residuen entsprechenden Farben als gestrichelte Linien eingetragen.

Zusammenfassend lassen beide durchgeführten Experimente analog zu Boesch und Müller-Navarra (2019) den Schluss zu, dass die HDdU in der Deutschen Bucht das geeignetere Verfahren darstellt. Boesch und Müller-Navarra (2019) begründen diese Erkenntnis maßgeblich mit der Möglichkeit, die Flachwassereffekte in der Deutschen Bucht auf Basis der HDdU abbilden zu können. Um diese mit T_Tide bzw. dem Harmonischen Verfahren im Allgemeinen zu berücksichtigen, wären jedoch weit mehr als die enthaltenen 68 Partialtiden nötig. Diese Erkenntnis wird durch Abbildung 5-5 unterstrichen. Die Darstellung der zwölf Pegelstandorte in der Deutschen Bucht in Abhängigkeit zu den Ergebnissen aus Tabelle 5-3 bzw. Experiment 2 zeigt grundsätzlich ein homogenes Bild hinsichtlich der mit der HDdU im Vergleich zu T_Tide erzielten Optimierungen der Gezeitsynthese auf Basis der beobachteten Wasserstände. Stark flachwasserbeeinflusste Pegelstandorte wie Husum, Dagebüll, Wyk, Emden oder Wittdün weisen signifikante Verbesserungen hinsichtlich mindestens einem der beiden Parameter Mittelwert μ oder Standardabweichung σ der Residuen auf. Am Beispiel vom Pegelstandort Helgoland, der im tieferen Bereich außerhalb der Deutschen Bucht liegt und somit weniger von den Flachwassereffekten beeinflusst wird, nehmen die Diskrepanzen zwischen der HDdU und T_Tide schließlich ab.

Tabelle 5-2: Ergebnisse der Quantifizierung des resultierenden Fehlers bei der Gezeitenanalyse und -synthese auf Basis der HDdU und T_Tide (Experiment 1 auf Basis der Simulationsergebnisse des HNM (Stundenwerte)): (i) Pegelname, (ii, iii, iv und v) Mittelwert μ und Standardabweichung σ der Residuen zwischen Gezeite synthese und Referenz der zugrundeliegenden Verfahren der Gezeitenanalyse und -synthese [m], (vi und vii) Differenz des Mittelwerts μ und der Standardabweichung σ [m]. Negative Vorzeichen der Differenzen in den Spalten vi und vii weisen auf eine bessere Eignung der HDdU hin.

Pegelname	T_Tide		HDdU		Differenz	
	μ [m]	σ [m]	μ [m]	σ [m]	$\Delta\mu$ [m]	$\Delta\sigma$ [m]
Cuxhaven	0,001	0,081	0,000	0,067	-0,001	-0,014
Hörnum	0,001	0,059	-0,001	0,05	0,000	-0,009
Wittdün	0,001	0,069	-0,002	0,057	0,001	-0,012
Wyk	0,001	0,07	0,000	0,056	-0,001	-0,014
Husum	0,004	0,090	0,009	0,055	0,005	-0,035
Dagebüll	0,002	0,076	0,002	0,053	0,000	-0,023
List	0,001	0,053	-0,001	0,047	0,000	-0,006
Wilhelmshaven	0,001	0,085	-0,001	0,072	0,000	-0,013
Emden	0,002	0,110	0,004	0,067	0,002	-0,043
Helgoland	0,001	0,055	-0,003	0,056	0,002	0,001
LT Alte Weser	0,001	0,070	-0,002	0,064	0,001	-0,006
Norderney	0,001	0,069	-0,002	0,058	0,001	-0,011

Tabelle 5-3: Ergebnisse der Quantifizierung des resultierenden Fehlers bei der Gezeitenanalyse und -synthese auf Basis der HDdU und T_Tide (Experiment 2 auf Basis beobachteter Wasserstände (10-Minutenwerte)): (i) Pegelname, (ii, iii, iv und v) Mittelwert μ und Standardabweichung σ der Residuen zwischen Gezeite synthese und Referenz der zugrundeliegenden Verfahren der Gezeitenanalyse und -synthese [m], (vi und vii) Differenz des Mittelwerts μ und der Standardabweichung σ [m]. Negative Vorzeichen der Differenzen in den Spalten vi und vii weisen auf eine bessere Eignung der HDdU hin.

Pegelname	T_Tide		HDdU		Differenz	
	μ [m]	σ [m]	μ [m]	σ [m]	$\Delta\mu$ [m]	$\Delta\sigma$ [m]
Cuxhaven	0,033	0,393	-0,008	0,348	-0,025	-0,045
Hörnum	0,036	0,371	-0,009	0,328	-0,027	-0,043
Wittdün	0,050	0,373	-0,021	0,330	-0,029	-0,043
Wyk	0,054	0,389	-0,008	0,348	-0,046	-0,041
Husum	0,044	0,452	0,003	0,401	-0,041	-0,051
Dagebüll	0,041	0,418	-0,034	0,370	-0,007	-0,048
List	0,043	0,369	0,004	0,327	-0,039	-0,042
Wilhelmshaven	0,018	0,353	0,003	0,315	-0,015	-0,038
Emden	0,059	0,368	0,025	0,319	-0,034	-0,049
Helgoland	0,035	0,331	0,022	0,296	-0,013	-0,035
LT Alte Weser	0,046	0,349	0,025	0,307	-0,021	-0,042
Norderney	0,043	0,334	-0,011	0,297	-0,032	-0,037

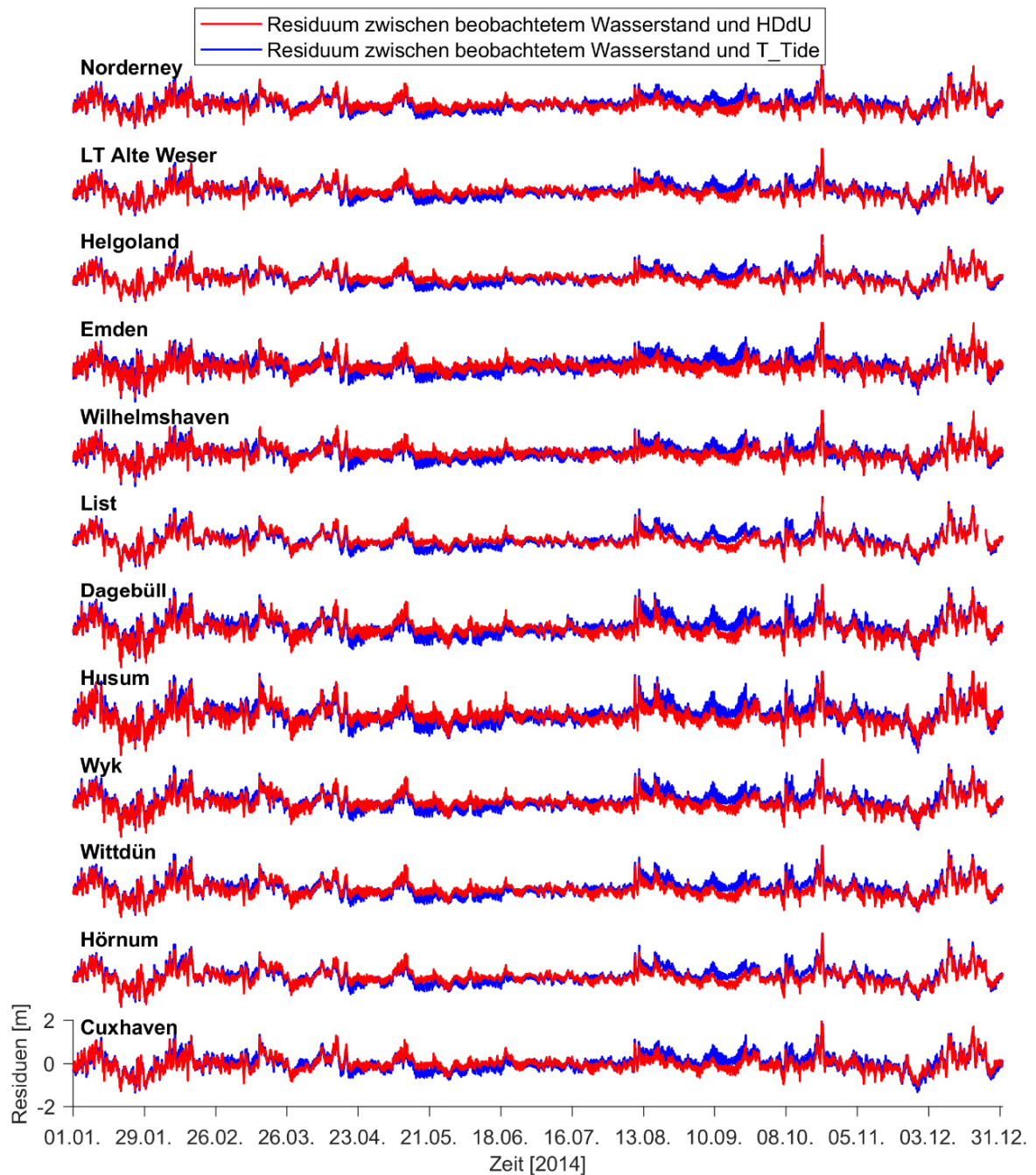


Abbildung 5-4: Ergebnisse der Quantifizierung des resultierenden Fehlers bei der Gezeitenanalyse und -synthese auf Basis der HDdU und T_Tide für das Jahr 2014 (Experiment 2 auf Basis beobachteter Wasserstände (10-Minutenwerte)). Dargestellt sind die Residuen zwischen den beobachteten Wasserständen (3σ -Bereich) und den jeweiligen Gezeitensynthesen (rot: HDdU; blau: T_Tide) für die zwölf betrachteten Pegelstandorte in der Deutschen Bucht. Verdeutlicht wird der ausgeprägte Einfluss der Meteorologie auf den Gesamtwasserstand und somit auch auf die Gezeitensynthese. In den Monaten von Oktober bis März nimmt die Variabilität der Residuen entsprechend signifikant zu.

Allerdings unterliegen die durchgeführten Analysen aufgrund der fehlenden Kenntnis des tatsächlich in der Natur auftretenden Gezeitensignals einschließlich aller Wechselwirkungen großen Unsicherheiten. Die zur Bestimmung der Fehlerabschätzung verwendeten Kriterien (hier: Mittelwert μ und Standardabweichung σ der Residuen) beziehen sich jeweils

ausschließlich auf die betrachtete Referenzzeitreihe. Darüber hinaus wird festgehalten, dass sich die Größenordnung der ermittelten Mittelwerte μ der Residuen zwischen den jeweiligen Gezeitenanalysen und den Referenzzeitreihen in einem moderaten Bereich von im Mittel wenigen Zentimetern bewegen. Inwiefern diese geringen Abweichungen innerhalb der Messtoleranz liegen, gilt es zukünftig detaillierter zu betrachten. Eine rein auf diesen Analysen basierte Entscheidung, ob die HDdU oder das Harmonische Verfahren besser für die Gezeitenanalyse und -synthese geeignet ist, kann nicht getroffen werden. Vielmehr spielt eine langjährige Erfahrung im Umgang mit Pegeldata und deren individuellen Charakteristik aufgrund beispielsweise der Lage eine große Rolle. Ebenfalls muss bei der Wahl des Verfahrens die verfügbare Datengrundlage berücksichtigt werden. Hierbei sind die maßgeblich limitierenden Faktoren die Zeitreihenlänge (> 19 Jahre) und ob Scheitelwerte oder vollständige Ganglinien betrachtet werden. Auch die zeitliche Auflösung von vollständigen Ganglinien (z. B. Minuten- oder Stundenwerte) spielen im Hinblick auf die benötigten Rechenkapazitäten eine große Rolle. Grundsätzlich hängt die Wahl des für die geforderte Fragestellung heranzuziehenden Verfahrens schließlich von einer Reihe subjektiver Kriterien ab.

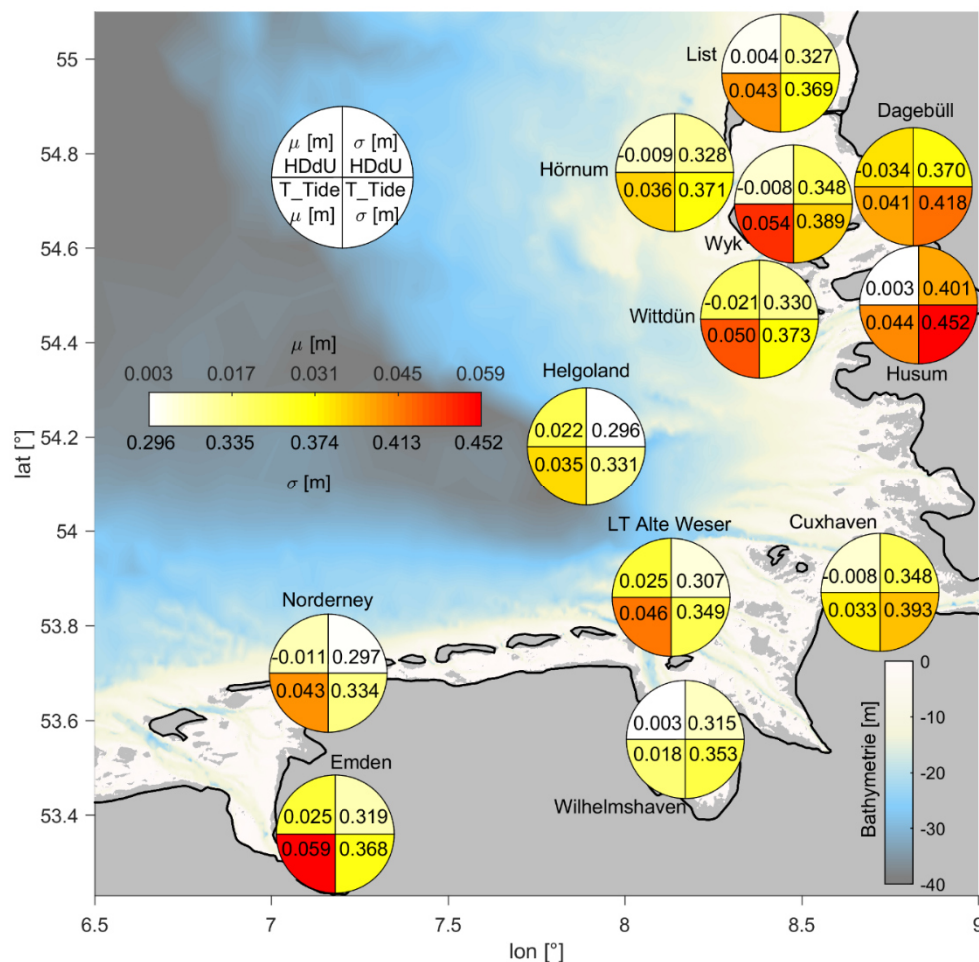


Abbildung 5-5: Ergebnisse der Quantifizierung des resultierenden Fehlers bei der Gezeitenanalyse und -synthese auf Basis der HDdU und T_Tide (Experiment 2 auf Basis beobachteter Wasserstände (10-Minutenwerte)). Die Mittelwerte μ und Standardabweichungen σ der Residuen an den Pegelstandorten in der Deutschen Bucht analog zu Tabelle 5-3 sind jeweils in den Ellipsen angegeben (links: μ ; rechts: σ ; oben: HDdU; unten: T_Tide) und farblich abgestuft dargestellt. Im Hintergrund ist die Bathymetrie der Deutschen Bucht farblich anhand der Tiefe abgebildet.

Es besteht entsprechend weiterer Forschungsbedarf. In Zukunft wird empfohlen, die durchgeführten Experimente auf weitere Pegelstandorte zu erweitern (vergleiche Boesch und Müller-Navarra 2019). Insbesondere Pegelstandorte in den Ästuaren, die starken Deformations- und Flachwassereffekten unterliegen, können hinsichtlich der Eignung der Verfahren aufschlussreich sein. Eine Wiederholung der Experimente sollte ebenfalls für längere zeitliche Perioden ($\gg 19$ Jahre und entsprechend mehrere Nodalzyklen) und andere zeitliche Auflösungen angestrebt werden. Bei der Verwendung von beispielsweise einer Datengrundlage auf stündlicher Basis, werden die Deformationen der Tidekurve durch die vorgenommene Glättung teilweise eliminiert. Weitere Vergleiche müssen zudem den Einfluss der Satellitenkorrektur bei T_Tide auf die Gezeitenanalyse und -synthese quantifizieren. Darüber hinaus sind die zu berücksichtigenden Partialtiden in beiden Verfahren anhand von Sensitivitätsstudien zu überprüfen. Boesch und Müller-Navarra (2019) haben gezeigt, dass hier Optimierungspotential besteht. Wie bereits erwähnt, laufen BSH-intern aktuell weitere Untersuchungen hinsichtlich der zu verwendenden harmonischen Glieder bei der HDdU. Abschließend wird empfohlen, zukünftig die Vergleiche der HDdU mit dem Harmonischen Verfahren unter Berücksichtigung der genannten Aspekte weiterzuführen, um letztlich die Vor- und Nachteile beider Verfahren objektiv bewerten zu können.

5.3.3 Veränderung der mittleren Hochwasserintervalle in der Deutschen Bucht

Insbesondere bei der Vorhersage von Sturmfluten stellt die Eintrittszeit des Scheitelwasserstands einen wichtigen Parameter für die Belange des Risikomanagements dar. Entlang der deutschen Nordseeküste beträgt das MHWI (Zeitdifferenz zwischen dem Durchgang des Mondes durch den Nullmeridian bei Greenwich und Eintrittszeitpunkt des HW am Pegel) zwischen 9 Stunden 46 Minuten in Borkum (Außenpegel) und 16 Stunden 29 Minuten in Geesthacht (Ästuarpegel). Bezogen auf das Jahr 2018 geben Boesch und Müller-Navarra (2019) ein MHWI in Borkum von 9 Stunden 4 Minuten und von 15 Stunden 22 Minuten in Hamburg (Ästuarpegel) an. Die MNWI betragen entsprechend 16 Stunden 5 Minuten sowie 22 Stunden 32 Minuten. Bei Pegelstandorten in den Ästuaren bzw. in tidebeeinflussten Flüssen sind entsprechend längere Tidelaufzeiten zu erwarten als bei Pegelstandorten in der Deutschen Bucht. Während Sturmflutlagen können zudem Abweichungen des MHWI von bis zu 3 Stunden auftreten (siehe Kapitel 3.5). Wie bereits im Rahmen der Gezeitenanalyse erläutert, handelt es sich bei den abgeleiteten Koeffizienten aus der Anpassung der harmonischen Funktionen an die Zeitreihen nicht um konstante Parameter, weshalb in regelmäßigen Abständen eine Aktualisierung erfolgen muss (Müller-Navarra 2013; Boesch und Müller-Navarra 2019). Das gilt sowohl für die MNWI als auch die MHWI. In BSH (2012) werden zur Verdeutlichung die ermittelten MNWI und MHWI am Pegel Hamburg zwischen 1962 und 2012 verglichen. Das MWHI hat sich demnach in den 50 Jahren von 16 Stunden 8 Minuten auf 15 Stunden 21 Minuten und das MNWI von 23 Stunden 34 Minuten auf 22 Stunden 35 Minuten reduziert. Analog hat der MThb von 2,44 m auf 3,65 m zugenommen. Diese Veränderungen werden in BSH (2012) auf Strombaumaßnahmen und Sturmflutschutzanlagen (Deiche, Sperrwerke) zurückgeführt. Eine ähnliche aber wesentlich detaillierte Untersuchung zur Veränderung der Tideeintrittszeiten wurde von Jensen et al. (1992) durchgeführt. Hier wurden die Zeitreihen von Pegelstandorten in der Deutschen Bucht in der Periode von 1954 bis 1987 betrachtet. Anschließend

wurden die jeweiligen Differenzen vom langjährigen Mittel der MHWI gebildet und deren Trends bestimmt. In den meisten Fällen wurde ein negativer Trend ermittelt. Die Schlussfolgerung in Jensen et al. (1992) lautet entsprechend, dass die Zeitdifferenzen zwischen dem Auftreten der Scheitelwasserstände und dem Monddurchgang durch den Nullmeridian in Greenwich auf eine Reduzierung der Tidelaufzeiten analog zu Gleichung (3-2) hinweisen. Am Beispiel des Pegelstandortes Büsum können die Veränderungen auf die Eindeichung der Meldorfer Bucht Ende der siebziger Jahre zurückgeführt und Verschiebungen der Eintrittszeiten von 20 Minuten (Thw) sowie 12 Minuten (Tnw) ermittelt werden. Als Konsequenz verändern sich die Flut- und Ebbdauern und damit die gesamte Tidedynamik. Im Gegensatz dazu zeigen Jensen et al. (1992), dass sich die mittlere Laufzeit zwischen den Pegelstandorten Helgoland und Cuxhaven deutlich geringer verkürzt hat. Die vorliegenden Betrachtungen knüpfen unmittelbar an dieser Herangehensweise an.

Die Anwendung der HDdU erlaubt eine genaue astronomische Zuordnung zu durchnummerierten Mondkulminationen (Müller-Navarra 2009c), um bei der automatisierten Wasserstandsvorhersage keine Fehlinterpretation der Eintrittszeiten zu begehen (Müller-Navarra 2009b). Auf Basis der in Mondzeit umgerechneten Eintrittszeiten der Thw können Histogramme mit einer Klassenbreite von fünf Mondminuten erstellt werden, wie es exemplarisch für den Pegelstandort Norderney in Abbildung 5-6 dargestellt ist. Aufgrund der semi-diurnalen Ausprägung der Gezeiten in der Deutschen Bucht ergeben sich in den Histogrammen zwei Spitzen in der absoluten Häufigkeitsverteilung, die der oberen und unteren Kulmination zugeordnet werden können. An die Histogramme werden Dichtefunktionen der Normalverteilung angepasst und über die Lageparameter μ_1 und μ_2 der Dichtefunktionen kann das jeweilige MHWI abgeleitet werden. Anhand einer Sensitivitätsstudie wird die zeitliche Differenz zwischen den abgeschätzten μ_1 und μ_2 betrachtet und auf Basis der Klassenbreite von fünf Minuten aufgezeigt, dass diese in allen Fällen zwölf Stunden beträgt (vergleiche Abbildung 5-6). Aufgrund dieser Konstanz ist eine getrennte Betrachtung der oberen und unteren Kulmination nicht notwendig, da hierbei offenbar keine Laufzeitunterschiede auftreten. Anschließend werden die MHWI wieder in Erdzeit zurückgerechnet. Bei der Betrachtung der Histogramme aus Abbildung 5-6 im Vergleich zur angepassten Normalverteilung fällt zudem auf, dass die HWZ eine Tendenz zur Linksschiefe aufweisen. Eine Sensitivitätsstudie zur Verwendung des arithmetischen Mittelwerts der HWZ bezogen auf den Meridiandurchgang in Greenwich hat im Endergebnis lediglich Unterschiede im Sekundenbereich aufgezeigt. Damit liegen die resultierenden Abweichungen in der Größenordnung von Messungenauigkeiten. Die Verwendung von anderen Verteilungsfunktionen als der Normalverteilung, um der Linksschiefe Rechnung zu tragen, wird an dieser Stelle nicht angestrebt, da maßgeblich die astronomisch bedingte Variabilität in den MHWI betrachtet wird. In den Thw sind allerdings sämtliche meteorologische Einflüsse enthalten, auf die die Linksschiefe zurückzuführen ist und die für eine zeitliche Verschiebung der Eintrittszeiten der Thw sorgen können. Aus diesem Grund wird die Normalverteilung für die vorliegenden Untersuchungen verwendet, um den Einfluss der Meteorologie in den Thw weitestgehend zu eliminieren.

Die Ergebnisse der durchgeführten Analysen zum Vergleich der Entwicklungen von MHWI und MThb sind in Abbildung 5-7 und Abbildung 5-8 zusammengefasst. Der MThb wird aus Gründen der direkten Vergleichbarkeit auf die gleiche Weise aufbereitet wie die MHWI. Es werden die jährlichen MThb-Zeitreihen für das jeweilige Zentraljahr auf Basis einer 19-jährigen Periode bestimmt. Es ist zudem anzumerken, dass nur die Zentraljahre

verwendet werden, für die die 19-jährige Betrachtungsperiode vollständig zur Verfügung steht und zudem jedes Jahr mindestens 75 % der Thw respektive Thb umfasst. Daher können Abweichungen zwischen der tatsächlichen Datenverfügbarkeit und den dargestellten Perioden entstehen. Die Abbildung 5-7 und Abbildung 5-8 verdeutlichen, dass bis auf den Pegelstandort Hörnum alle generierten MHWI-Zeitreihen einen negativen linearen Trend aufweisen, was einer Verkürzung der MHWI entspricht und die Erkenntnisse aus Jensen et al. (1992) bestätigt. Die Korrelationskoeffizienten R zeigen eine stark negative Abhängigkeit zwischen den MHWI- und MThb-Zeitreihen und befinden sich in einer Größenordnung zwischen -0,8 und -1,0 mit Ausnahme der Pegelstandorte Hörnum und List. Der physikalisch begründbare Zusammenhang zwischen der Wellenfortschrittsgeschwindigkeit und der Wassertiefe kann in den Fällen mit starker negativer Korrelation entsprechend bestätigt werden. Besonders hervorzuheben sind hier die Pegelstandorte Wilhelmshaven ($R = -0,99$) oder Wyk ($R = -0,98$).

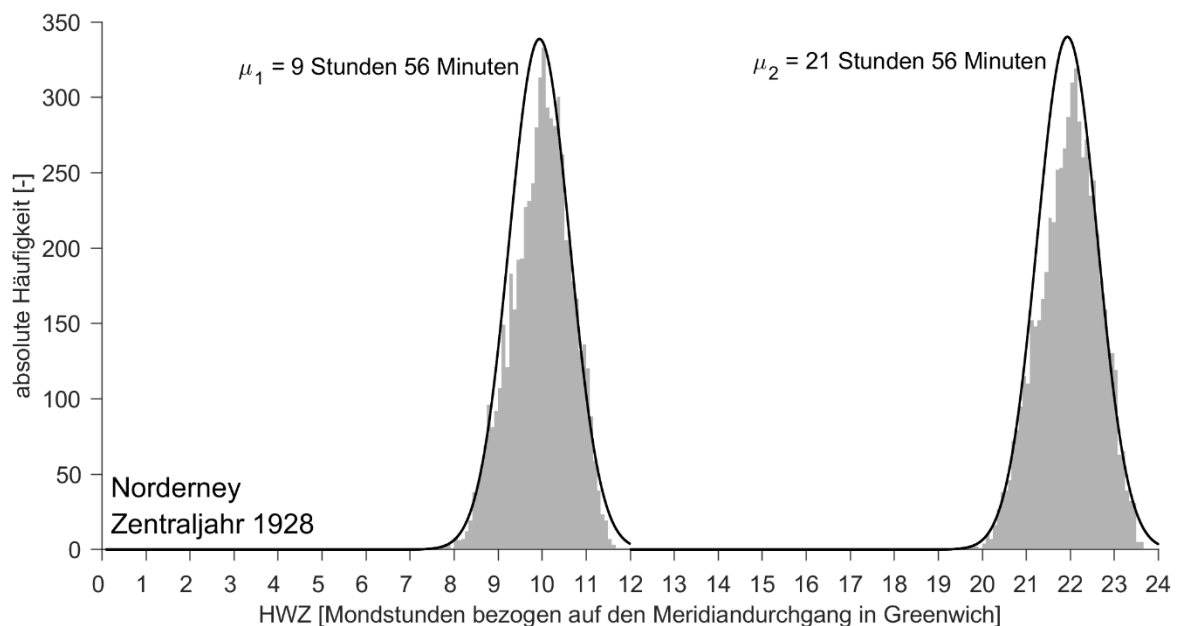


Abbildung 5-6: Histogramm der in Mondzeit umgerechneten Eintrittszeiten der Thw bezogen auf den Meridiandurchgang in Greenwich am Pegelstandort Norderney für die Periode von 1920 bis 1936 (Zentraljahr 1928). Die angepassten Normalverteilungen sind als schwarze Linien über dem Histogramm dargestellt. Aus den Lageparametern der Normalverteilungen werden entsprechend die MHWI der oberen (μ_1) und unteren (μ_2) Kulmination abgeleitet.

Am Beispiel des Pegelstandortes Hörnum ($R = 0,28$) weist die Zeitreihe des MHWI einen sehr unregelmäßigen Verlauf. Bis etwa 1950 zeigt sich ein leichter Anstieg des MHWI, bevor sich das MHWI im weiteren Verlauf der 1950er Jahre abrupt um etwa 10 Minuten verkürzt. In den 1960er Jahren verbleibt das MHWI schließlich nahezu konstant und zeigt ab etwa 1970 wieder einen leichten aber konstanten Anstieg. Der MThb hingegen weist über die gesamte betrachtete Periode einen nahezu konstanten Anstieg auf und erklärt somit die geringe positive Korrelation. Entsprechend resultieren hier Diskrepanzen zwischen der erwarteten Abhängigkeit des Wasserstandes auf die Wellenfortschrittsgeschwindigkeit. Im Rahmen der Untersuchungen von Durgut (2019) zeigten sich weitere Pegelstandorte, die positive Korrelationen zwischen den MHWI- und MThb-Zeitreihen zeigen (z. B. Brokdorf und Friedrichskoog Sperrwerk).

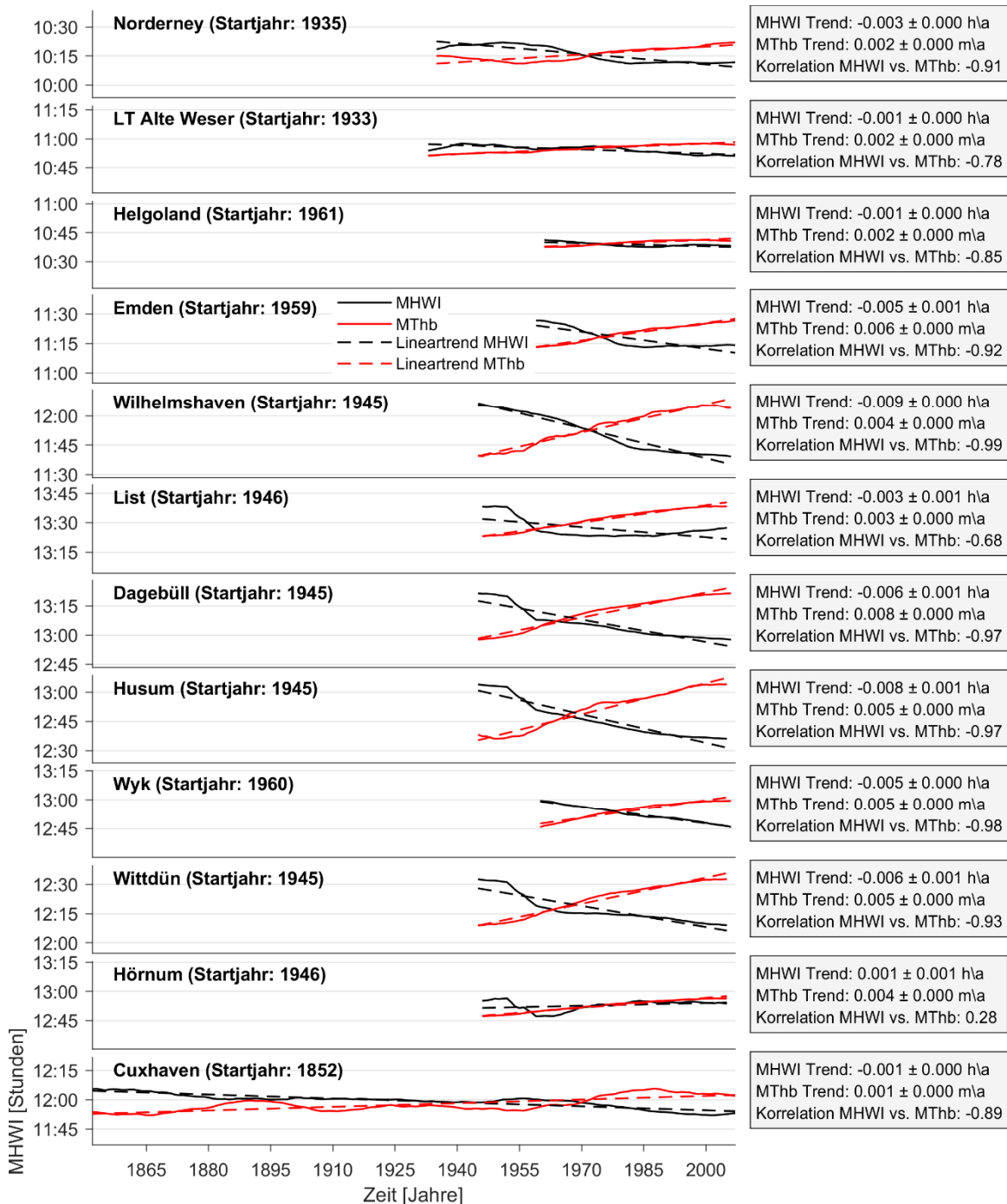


Abbildung 5-7: Ergebnisse der linearen Trenduntersuchungen hinsichtlich der MHWI und der MThb an zwölf Pegelstandorten in der Deutschen Bucht in Abhängigkeit der Zeitreihenlänge. Die Zeitreihen der MHWI (schwarz) und der MThb (rot) sind als durchgezogene Linien dargestellt. Die jeweiligen linearen Trends sind für das MHWI (schwarz) und den MThb (rot) als gestrichelte Linien abgebildet. Die grauen Kästen zeigen die jeweiligen Trends $\pm$ dem 95 %-Konfidenzintervall sowie den linearen Korrelationskoeffizienten R zwischen den Zeitreihen der MHWI und der MThb.

Im Relativvergleich zeigen die Pegelstandorte Helgoland ($R = -0,85$) und LT Alte Weser ($R = -0,78$) die geringsten Veränderungen sowohl im MHWI als auch im MThb. Dies kann auf den geringeren Einfluss der Küstentopographie zurückgeführt werden. Zwar wirken auch hier Flachwassereffekte, doch entsprechend ihrer Lage (vergleiche Abbildung 5-8)

sind diese weniger ausgeprägt, als beispielsweise im schleswig-holsteinischen Wattenmeer. Am Pegelstandort Cuxhaven ($R = -0,89$), der mit Abstand die längste zeitliche Periode abdeckt, fällt auf, dass sich sowohl die Zeitreihe der MHWI als auch der MThb bis Mitte der 1880er Jahre gegenläufig entwickeln, was sich in einem Anstieg der MThb und einer Verkürzung der MHWI ausdrückt. Bis etwa 1970 verlaufen beide Zeitreihen nahezu konstant, bis sich die gegenläufige Veränderung weiter fortsetzt. Ab ca. 1990 hat sich erneut ein konstanter Verlauf eingestellt. Aufgrund der Tatsache, dass für keinen weiteren Pegelstandort weit zurückreichende Beobachtungen vorliegen, können entsprechend keine Relativvergleiche für die Periode vor 1930 durchgeführt werden.

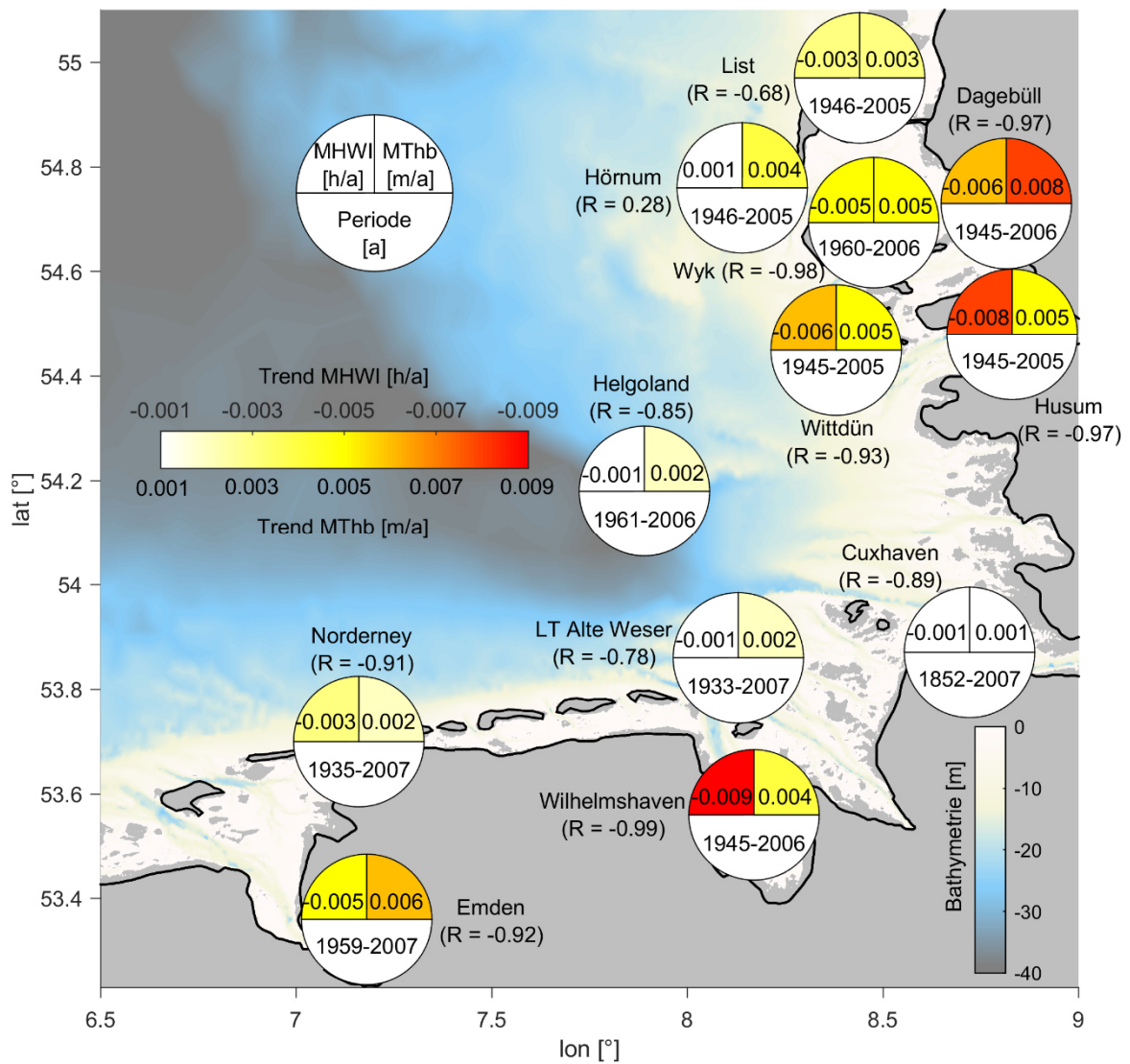


Abbildung 5-8: Ergebnisse der linearen Trenduntersuchungen hinsichtlich der MHWI und der MThb an zwölf Pegelstandorten in Abhängigkeit der Zeitreihenlänge und deren Lage in der Deutschen Bucht. Die linearen Trends der MHWI und MThb sind jeweils in den Viertelkreisen angegeben (links: MHWI; rechts: MThb) und farblich abgestuft dargestellt. Die zugrundeliegende zeitliche Periode ist jeweils im unteren Halbkreis beschrieben. Zudem ist der lineare Korrelationskoeffizient R zwischen den Zeitreihen des MHWI und des MThb angegeben. Im Hintergrund ist die Bathymetrie der Deutschen Bucht farblich anhand der Tiefe abgebildet.

Eine weitere auffällige Charakteristik zeigen die Pegelstandorte List ($R = -0,68$), Dagebüll ($R = -0,97$), Husum ($R = -0,97$), Wittdün ($R = -0,93$) und Hörnum ($R = 0,28$), die allesamt im schleswig-holsteinischen Wattenmeer gelegen sind (vergleiche Abbildung 5-8). Bei der detaillierteren Betrachtung des Pegelstandortes Hörnum wird bereits die abrupte Änderung der MHWI-Zeitreihe angesprochen. Dieses charakteristische Verhalten zeigt sich an allen Pegelstandorten im schleswig-holsteinischen Wattenmeer und beträgt zwischen 10 Minuten und 15 Minuten. Aufgrund der gleichermaßen ausprägten abrupten Änderungen können messtechnischer Fehler weitestgehend ausgeschlossen werden. Es ist sehr wahrscheinlich, dass die festgestellte Diskrepanz zwischen dem Verlauf der MHWI und der MThb auf eine Änderung des physikalischen Systems im schleswig-holsteinischen Wattenmeer zurückzuführen ist. Eine mögliche Erklärung ist, dass ab dem Erreichen eines kritischen Wasserstands, der Einfluss der Reibungseffekte deutlich und vor allem plötzlich signifikant abgenommen hat. Auch der Pegelstandort Wyk ($R = -0,98$) liegt im schleswig-holsteinischen Wattenmeer, allerdings reicht die Datengrundlage nicht aus, um diese Veränderungen zu bestätigen. Am Pegel List fällt darüber hinaus auf, dass sich seit etwa 1990 wieder ein Anstieg der MHWI eingestellt hat, der in der Form nicht an den anderen Pegelstandorten zu detektieren ist.

Die vorgestellten Untersuchungen zum MHWI tragen zum übergeordneten Prozessverständnis der Veränderungen im Tideregime bei. Sowohl die Korrelation zwischen den MHWI- und MThb-Zeitreihen als auch die ermittelten Lineartrends dienen an den einzelnen Pegelstandorten als Indikator, dass die zu erwartende Abhängigkeit der Wellenfortschrittsgeschwindigkeit nach Gleichung (3-2) nicht mit den Beobachtungen übereinstimmt. Die Ergebnisse dienen als Grundlage weiterer vertiefter Betrachtungen. Es besteht entsprechend weiterer Forschungsbedarf hinsichtlich der Analyse weiterer Pegelstandorte in der gesamten Nordsee, z. B. aus Großbritannien oder den Niederlanden und insbesondere von Ästuarpegeln, die aktuell am fwu in den Projekten ALADYN und TIDEDYN weitergeführt werden. Zudem sollten analog vorliegenden Pegelaufzeichnungen digitalisiert werden, um eine größere Datenbasis für die bereits vorliegenden Untersuchungen zu generieren. Es ist ebenfalls anzustreben, die durchgeführten Analysen auf die Betrachtung der Tnw auszuweiten. Auch wenn sich die Entwicklung der Tnw in den letzten Jahrzehnten nicht signifikant verändert hat, können hierüber weitere Erkenntnisse erlangt werden. Die Basis für die Untersuchungen im vorliegenden Kapitel basieren auf den Ergebnissen einer Studienarbeit, die am fwu durchgeführt und betreut wurde (Durgut 2019). Entsprechend sind weitere Hintergründe, Details und Ergebnisse weiterer Pegelstandorte Durgut (2019) zu entnehmen.

5.4 Zusammenfassung und Bewertung

Das Kapitel 5 hatte zum Ziel, die Detailfrage, wie der Gezeitenanteil anhand der hochauflösenden Wasserstandsinformationen aus Kapitel 4 unter Berücksichtigung der Flachwassercharakteristik separiert und vorhergesagt werden kann, zu beantworten. Betrachtet wurden das Nonharmonische Verfahren, das Harmonische Verfahren und die HDdU. Aufgrund der speziellen Fragestellung in der vorliegenden Arbeit, bei der die Gezeitenanalyse und -synthese auf Basis flächiger Wasserstandsinformationen aus dem HNM durchgeführt wird, ergibt sich folgende Problematik. Im Gegensatz zu den Wasserstandszeitreihen, die

an Pegelstandorten aufgezeichnet werden, werden die flächig simulierten Wasserstandsinformationen auch in Bereichen des Wattenmeeres erfasst, die regelmäßig bei Ebbe trockenfallen und somit unvollständig sind. Mit der HDdU können im Gegensatz zum Harmonischen Verfahren auch derartige Zeitreihen analysiert werden. Für die HDdU werden allerdings Zeitreihenlängen > 19 Jahre empfohlen, die allerdings nicht zur Verfügung stehen. Die Simulationsperiode umfasst lediglich 15 Jahre (2000-2014). Daher wurde anhand Vergleichsbetrachtungen gezeigt, wie sich eine Zeitreihenlänge < 19 Jahre auf die Ergebnisse der Gezeitenanalyse und -synthese auswirkt. Die ermittelten Differenzen lassen den Schluss zu, dass die Diskrepanzen moderat sind und keine signifikanten Auswirkungen auf die folgenden Analysen zu erwarten sind.

Des Weiteren wurden zwei Experimente zur Quantifizierung des resultierenden Fehlers bei der Gezeitenanalyse und -synthese auf Basis der HDdU und dem Harmonischen Verfahren durchgeführt. Es wurde anhand von zwölf Pegelstandorten in der Deutschen Bucht überprüft, welches der beiden Verfahren die Gezeiten im Untersuchungsgebiet besser abbilden kann. Die ermittelten Resultate lassen auf Basis der durchgeführten Experimente den Schluss zu, dass die HDdU im Gegensatz zum Harmonischen Verfahren bei stark deformierten Tidekurven, wie sie in der flachen Deutschen Bucht und in tidebeeinflussten Flüssen häufig zu finden sind (z. B. Husum oder Emden), besser geeignet ist. Es wurde allerdings auch deutlich, dass weiterer Forschungsbedarf hinsichtlich der Vergleiche zwischen der HDdU und dem Harmonischen Verfahren besteht. Außerdem spielen die verfügbare Datengrundlage oder die Rechenkapazität hinsichtlich der Wahl des Verfahrens eine übergeordnete Rolle.

Ebenfalls auf Basis der HDdU sowie von Scheitelwertzeitreihen an zwölf Pegelstandorten in der Deutschen Bucht wurde die Entwicklung und Veränderung der MHWI im Vergleich zum MThb betrachtet. Es konnte gezeigt werden, dass in den meisten Fällen der physikalisch begründbare Zusammenhang zwischen Wasserstand und Wellenfortschrittsgeschwindigkeit existiert. Darüber hinaus wurden allerdings auch Pegelstandorte identifiziert, die Diskrepanzen hinsichtlich dieses Zusammenhangs aufweisen, woraus Rückschlüsse auf Veränderungen im zugrundeliegenden physikalischen System gezogen werden können. Auch wenn in der vorliegenden Arbeit keine endgültige Beantwortung hinsichtlich der festgestellten Veränderungen im Tideregime geliefert wird, konnte gezeigt werden, dass das MHWI und dessen Entwicklung einen geeigneten Indikator zur Detektion von Veränderungen im Tideregime und zum übergeordneten Prozessverständnis darstellt. Es besteht entsprechend weiterer Forschungsbedarf und die hier erzielten Ergebnisse dienen als Grundlage weiterer vertiefter Betrachtungen.

Letztlich kann die gestellte Detailfrage folgendermaßen beantwortet werden: Mit der HDdU ist es möglich, alle notwendigen Anforderungen der vorliegenden Arbeit zu berücksichtigen. Die Gezeitenanalyse und -synthese kann robust auf Basis der Periode von 2000 bis 2014 für die simulierten flächigen Wasserstandsinformationen aus dem HNM erfolgen. Trockengefallene Bereiche können mit der HDdU adäquat abgebildet werden, wie auch die Deformation von Tidekurven in stark flachwasserbeeinflussten Bereichen. Letzteres wurde anhand der objektiven Vergleiche zwischen der HDdU und dem Harmonischen Verfahren nachgewiesen. Zudem wird die HDdU im operationellen Wasserstandsvorhersagedienst des BSH verwendet, was aus Gründen der Konsistenz ebenfalls ein Argument für die Wahl des Verfahrens darstellt.

6 Modellentwicklung zur Beschreibung des Windstauanteils

6.1 Einführung und Vorbemerkungen

Der Windstau wird in der Deutschen Bucht hauptsächlich durch vorherrschende meteorologische Verhältnisse (auflandige Winde drücken Wassermassen an die Küste) dominiert. Dieser kann eine ähnliche Größenordnung wie die des MThb erreichen und somit den astronomischen Wasserstand durch Superposition nahezu verdoppeln (vergleiche Kapitel 3.4). Der Einfluss ist entsprechend nicht vernachlässigbar und muss mittels der zugrundeliegenden physikalischen Prozessen beschrieben werden. Heutzutage wird die operationelle Sturmflutvorhersage am BSH durch den Gebrauch von HNM durchgeführt (Müller-Navarra et al. 2003). Diese komplexe und rechenintensive Herangehensweise hat allerdings den Nachteil, dass zwar der Windstau adäquat berechnet werden kann, die Darstellung der Gezeiten jedoch deutlich schlechter funktioniert als es beispielsweise mit der HDdU möglich ist (siehe Kapitel 5). Bevor die Qualität der Windstauberechnungen durch numerische Modelle ausreichend genau war, kamen am BSH empirisch-statistische Verfahren zum Einsatz (Müller-Navarra 2009b). Diese haben eine lange Tradition und wurden bereits frühzeitig verwendet, um Zusammenhänge zwischen Wind- und Luftdruckverhältnissen und dem Windstau an der Küste zu beschreiben. Die Idee, empirisch-statistische Modelle für die Vorhersage des Windstaus zu nutzen, entstand bereits Ende des 19. Jahrhunderts, nachdem die ersten Pegel- und Windmessungen durchgeführt worden waren. In den Veröffentlichungen von Lentz (1873, 1879) wurde zum ersten Mal die Beziehung zwischen Wind und Wasserstand am Pegel Cuxhaven dargestellt. Hierin werden bereits maßgebende physikalische Prozesse beschrieben, die den Windstau beeinflussen. So beschreibt Lentz (1873, 1879) bereits den Zusammenhang zwischen Wind und Windstau über eine quadratische Funktion. Der Windstau ist also etwa proportional zum Quadrat der Windgeschwindigkeit (Annutsch 1977; Müller-Navarra und Giese 1999) und steigt linear mit der Streichlänge an (Malcherek 2018). Für die benachbarten holländischen Pegelstandorte Hoek van Holland und Ijmuiden wurde in Ortt (1897) eine Formel zur Bestimmung des Windstaus für die Belange der Schifffahrt entwickelt. Eine detaillierte Übersicht der Historie der empirisch-statistischen Windstaumodellgeschichte liefern Müller-Navarra und Giese (1999). Durch die stetige Beobachtung der ablaufenden Prozesse, der wachsenden Datengrundlage sowie der rasant steigenden Rechenleistung moderner Computer wurden die Ansätze zur Beschreibung des Windstaus anhand meteorologischer Parameter kontinuierlich verbessert (Tomczak 1954). Ein sogenannter „Gesamtansatz“ aus den späten 1960ern (unveröffentlicht), entwickelt vom Deutschen Hydrographischen Institut, wurde schließlich im operationellen Betrieb zur Vorhersage des Windstaus in Deutschland verwendet (Annutsch 1977). Der „Gesamtansatz“ bildet ebenfalls die Basis für weitere Optimierungen und Entwicklungen zur empirisch-statistischen Beschreibung des Windstaus in der Deutschen Bucht seit den späten 1990er Jahren (Müller-Navarra und Giese 1999; Jensen et al. 2013; Dangendorf et al. 2014b; Streicher et al. 2015; Kristandt et al. 2018) sowie für die vorliegenden Untersuchungen. Im operationellen Betrieb der Wasserstandsvorhersage in Deutschland wurden die empirisch-statistischen Modelle schließlich weitestgehend in den 1990er Jahren von HNM abgelöst (Dick et al. 1993). Aktuell dienen die empirisch-statistischen Verfahren am BSH der Verifizierung von Sturmflutvorhersagen und werden zudem bei technischen Problemen der HNM auch immer noch im operativen Betrieb genutzt.

(Jensen und Müller-Navarra 2008; Müller-Navarra 2009b). In Niedersachsen werden die empirisch-statistischen Verfahren aktuell verwendet, um Wasserstandsvorhersagen für Landespegel bereitzustellen (vergleiche Kapitel 2.2.9 oder 2.4). Für Nordfriesland haben Dibbern und Müller-Navarra (2009) gezeigt, dass die empirisch-statistischen Verfahren eine geeignete Ergänzung im operationellen Betrieb des Wasserstandsvorhersagedienstes des BSH liefern. Darüber hinaus haben Dangendorf et al. (2014b) eine empirisch-statistische Methodik zur Rekonstruktion des Windstaus der Vergangenheit herangezogen, um den 20CRv2c-Reanalysedatensatz zu plausibilisieren (vergleiche Kapitel 3.4) und bestätigen somit die Vielseitigkeit dieser Verfahren.

In Müller-Navarra und Giese (1999) wurde ein empirisch-statistisches Verfahren ausführlich erläutert, welches den Zusammenhang zwischen Windstau und unterschiedlichen meteorologischen und ozeanografischen Prädiktoren (z. B. Temperatur und Nachbarpegel) mittels multipler linearer Regression beschreibt und ähnliche Gütekriterien aufweist, wie die deutlich komplexeren HNM. In Jensen et al. (2013) wurde der Pegelstandort Cuxhaven verwendet, um ein multiples lineares Regressionsmodell auf der Basis von Müller-Navarra und Giese (1999) zu erstellen und weiterzuentwickeln. Hierbei wurden jedoch lediglich meteorologische Prädiktoren in Form von Windgeschwindigkeit und atmosphärischem Luftdruck zusammen mit verschiedenen physikalischen Zeitverschiebungen genutzt. Insgesamt besteht das Modell von Jensen et al. (2013) aus 14 (statischen) Prädiktoren und zeigt für die Periode von 1918 bis 2008 unter Vernachlässigung der Gezeiten-Windstau Interaktion in Cuxhaven Gütemaße von $R^2 = 0,80$ und $RMSE = 0,166$ m. Unter Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion konnte eine signifikante Verbesserung auf $R^2 = 0,82$ und $RMSE = 0,159$ m erreicht werden. Die Gezeiten-Windstau Interaktion wurde berücksichtigt, indem jeweils ein separates Modell für verschiedene Perzentile der Gezeitenkurve erstellt wurde. Ferner konnte die Performance des empirisch-statistischen Modells insbesondere in den höchsten und niedrigsten Perzentilen (z. B. 1 %/99 %) verbessert werden. Dies zeigt, dass die Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion dazu beitragen kann, die Beschreibung und Vorhersage der extremsten Wasserstände für den Küstenschutz zu verbessern. Neben den hier vorgestellten Anwendungsmöglichkeiten von empirisch-statistischen Verfahren zur Beschreibung des Windstaus in der Deutschen Bucht, finden sich international ebenfalls Studien, die mittels Regressionsgleichungen den Windstau rekonstruieren (z. B. Horsburgh und de Vries 2011 und Referenzen darin; Cid et al. 2017, 2018). Diese sind überwiegend in Kapitel 2.4 zum Stand der Wissenschaft aufgeführt.

Eine generelle Limitation der bestehenden empirisch-statistischen Ansätze zur Beschreibung des Windstaus besteht bisweilen darin, dass sie nur für ausgewählte Pegelstandorte vorliegen und bisher nicht auf die gesamte Küstenlinie verallgemeinert werden können. In der vorliegenden Arbeit wird das Modell aus Jensen et al. (2013) als Basis herangezogen und flächenhaft auf die gesamte Küstenlinie der Deutschen Bucht erweitert. Eine Weiterentwicklung besteht darüber hinaus in der Verwendung einer schrittweisen Methodik zur Ableitung der signifikanten Prädiktoren an den einzelnen Standorten, was eine flexible Anpassung der Modelle ermöglicht und somit auch eine Abbildung der lokalen Charakteristik. Diese Herangehensweise wurde ebenfalls in Streicher et al. (2015) bzw. Kristandt et al. (2018) genutzt und zeigte eine Verbesserung gegenüber statischen Modellansätzen. Zudem werden die empirisch-statistischen Windstaumodelle unter Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion in Anlehnung an Jensen et al. (2013) erstellt, was ebenfalls eine Erweiterung gegenüber dem operationell genutzten Ansatz von Müller-Navarra

und Giese (1999) darstellt. Besonders hervorgehoben wird die Wichtigkeit der Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion in Flachwasserbereichen von Zijl et al. (2013) hinsichtlich der etablierten Wasserstandsvorhersagedienste der Nordseeanrainerstaaten. Der Windstauanteil wird aus Differenz zweier Simulationsläufe aus HNM generiert. Der erste Lauf stellt die Wasserstände einschließlich der meteorologischen Randbedingungen zur Verfügung, während der zweite Lauf rein auf dem gezeitenerzeugenden Potential basiert. An den Pegelstandorten, für die Wasserstandsvorhersagen getätigt werden, erfolgt schließlich die Addition des auf Basis der HNM bestimmten Windstauanteils mit Gezeittensynthesen auf Basis von Beobachtungsdaten. Durch das Ersetzen der Gezeiten aus dem HNM durch die Gezeittensynthese auf Basis der Beobachtungen wird, mit Ausnahme der nichtlinearen Wechselwirkung zwischen Gezeiten und Windstau, ein Großteil der Abweichungen der Gezeitenrepräsentation im HNM beseitigt. Bei dieser Herangehensweise werden die Anpassungen der Gezeitenabbildung nämlich nicht in das HNM zurückgeführt. Somit basiert die nichtlineare Wechselwirkung zwischen Gezeiten und Windstau bei der Wasserstandsvorhersage immer noch auf den weniger präzisen Gezeiten des HNM.

Bezugnehmend auf die eingangs formulierte Detailfrage hinsichtlich der den Windstau beeinflussenden Prozesse und wie diese in eine flexible und robuste Vorhersage integriert werden können, kann Folgendes zusammengestellt werden: In Kapitel 3.4 und 3.5 sind die wichtigsten physikalischen Prozesse zusammengetragen. In Kapitel 5 wird erläutert, dass es durch die Anwendung der HDdU möglich ist, den Windstau aus beobachteten Wasserständen an Pegelstandorten und den simulierten und bias-korrigierten Wasserstandsinformationen entlang der gesamten deutschen Küstenlinie (einschließlich der Inseln und Halligen) zu separieren und für die Entwicklung empirisch-statistischer Windstaumodelle im vorliegenden Kapitel 6 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. Ein Vorteil der empirisch-statistischen Verfahren stellt dabei die deutlich geringere benötigte Rechenleistung im Vergleich zu HNM dar.

6.2 Methodik und verwendete Datengrundlage

In der vorliegenden Arbeit wird das empirisch-statistische Windstaumodell aus Jensen et al. (2013) als Basis herangezogen, methodisch erweitert und anschließend auf zwölf Pegelstandorte (siehe Abbildung 4-4) sowie die simulierten und bias-korrigierten Wasserstände aus dem HNM angewendet. Die statistische Abschätzung des Windstaus erfolgt mittels multiplen linearen Regressionsmodellen und schrittweiser Regression. Die multiple lineare Regression erlaubt die Beschreibung des statistischen Zusammenhangs zwischen einer abhängigen Zielvariable (auch als Regressand bezeichnet) $S(t)$ und mehreren unabhängigen Prädiktoren (auch als Regressoren bezeichnet) $g_j(t)$. Die Größe des statistischen Zusammenhangs zwischen den unabhängigen Prädiktoren und der abhängigen Zielvariablen wird dabei durch die Regressionskoeffizienten a_j ausgedrückt. Die Anzahl der Prädiktoren n am jeweiligen Pegelstandort bzw. Gitterpunkt entlang der Küstenlinie ergibt sich aus der schrittweisen Regression und entsprechenden Signifikanztests. Es verbleibt ein additiver Fehlerterm $e(t)$, der eine unkorrelierte und normalverteilte Störgröße darstellt:

$$S(t) = \sum_{j=0}^n a_j g_j(t) + e(t) \quad (6-1)$$

Die Ermittlung der Regressionskoeffizienten a_j erfolgt durch Minimierung der Summe der Abweichungsquadrate, woraus sich die Zielfunktion der multiplen Regression ergibt:

$$\sum e(t)^2 = \sum_{j=1}^n [S(t) - (a_0 g_0 + a_j g_j(t))]^2 \rightarrow \min \quad (6-2)$$

Die abhängige Zielvariable $S(t)$ bildet im vorliegenden Fall den Windstau zum Zeitpunkt t ab. Um die Koeffizienten der empirisch-statistischen Windstaumodelle abzuleiten, wird der Windstau als zu erklärende Variable in einer schrittweisen multiplen linearen Regression verwendet, während Parameter des meteorologischen 20CRv2c-Reanalysedatensatzes (Windfelder und atmosphärischer Luftdruck) aus Compo et al. (2011) als Prädiktoren genutzt werden. Entsprechend wird aus Gründen der Konsistenz in dieser Arbeit derselbe meteorologische Datensatz wie für das HNM verwendet. Sowohl der Windstau als auch die Wind- und atmosphärischen Luftdruckfelder werden als stündliche Werte in die Modellentwicklung einbezogen (vergleiche Kapitel 4.2). Insbesondere für die vorliegende Arbeit ist es wichtig, die unabhängigen Prädiktoren anhand ihrer operativen Verfügbarkeit zu wählen, damit eine Vorhersage des Windstaus ermöglicht wird (Müller-Navarra und Giese 1999). Durch die Verwendung von Wind- und atmosphärischen Luftdruckfeldern ist das gewährleistet.

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. Der in der Deutschen Bucht beobachtete Windstau stellt entsprechend eine kumulative Reaktion auf Veränderungen im Wind- und atmosphärischen Luftdruckfeld über der Nordsee dar (Dangendorf et al. 2014b). Daher werden die Prädiktoren mit einer Zeitverzögerung von bis zu 24 Stunden versehen. Damit wird sichergestellt, dass beispielsweise der Einfluss von Fernwellen berücksichtigt wird, die etwa 15 Stunden benötigen, um von der nordöstlichen Küste Schottlands in die Deutsche Bucht fortzuschreiten (vergleiche Kapitel 4.3.4; Annusch 1977). Darüber hinaus können über den Zeitversatz sich schnell über der Nordsee bewegende Tiefdruckgebiete berücksichtigt werden, was wichtig ist, da der Windstau sehr sensitiv auf große Luftdruckgradienten in kurzen Zeitspannen reagiert. Die flächige 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 die benötigte Rechenkapazität zu reduzieren, wird die Auflösung der 20CRv2c-Reanalyse von $1,875^\circ$ auf $3,75^\circ$ mittels flächiger Interpolation verringert. Die geringere flächenhafte Auflösung der Prädiktoren hat keinen signifikanten Einfluss auf die finale Modellperformance, was sich durch die hohe flächige 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

samt werden die meteorologischen Zeitreihen von 60 Gitterpunkten mit jeweils unterschiedlichen Zeitversätzen und fünf Basistermen $g_j = 1 \dots 5$ sowie dem konstanten Glied g_0 zur Modellentwicklung der schrittweisen multiplen linearen Regression verwendet:

$$g_0 = 1 \quad (6-3)$$

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

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

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

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

$$g_5 = p - \mu(p)$$

Hier beschreiben die Prädiktoren g_1 - g_4 die quadratischen und die kubischen Komponenten des Windschubes in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit f und der Windrichtung β . Die alternierende Verwendung von Sinus- und Kosinustermen stellt sicher, dass das Regressionsmodell in allen Regressionskoeffizienten a_j von den Prädiktoren g_j linear ist (Müller-Navarra und Giese 1999). g_5 beschreibt den IBE und erfasst lineare Wasserstandsänderungen des Ozeans durch den atmosphärischen Luftdruck (Ponte 2006). Üblicherweise wird im offenen Ozean davon ausgegangen, dass der IBE Gültigkeit auf Zeitskalen > 20 Tage besitzt (z. B. Cid et al. 2017). Wie in Kapitel 3.6 beschrieben, bezieht sich der Prädiktor g_5 jedoch nicht nur auf den statischen Einfluss des atmosphärischen Luftdrucks, sondern auch auf den dynamischen Effekt, der damit einhergeht. Zudem weicht die Charakteristik der Nordsee als Randmeer mit einem stark abflachenden Schelf signifikant vom offenen Ozean ab.

In der Summe resultieren aus der beschriebenen Methodik insgesamt 7.200 Prädiktoren g_j pro Standort (60 Gitterpunkte mit je fünf Basistermen und einem Zeitversatz von 0 bis 24 Stunden), die innerhalb des schrittweisen Algorithmus auf ihren signifikanten Einfluss auf den Windstau getestet werden. Bei den verwendeten meteorologischen Prädiktoren g_j muss aufgrund der komplexen physikalischen Vorgänge in der Nordsee bzw. der Deutschen Bucht und der großen Anzahl Prädiktoren von Multikollinearität ausgegangen werden. Die Multikollinearität drückt sich beispielsweise durch hohe Korrelationen zwischen den unabhängigen Prädiktoren aus (z. B. Backhaus et al. 2016). Für die Modellentwicklung bedeutet das, dass sich mit zunehmender Multikollinearität eine Redundanz hinsichtlich der in das Modell einfließenden Informationen einstellt. Der Einfluss der Multikollinearität kann in einer Verfälschung der Effizienzkriterien zur Bewertung der Modellgüte oder einer ungenauen Schätzung der Regressionskoeffizienten resultieren. In der Pra-

xis und insbesondere bei der Zeitreihenanalyse lässt sich ein gewisser Grad an Multikollinearität in der Regel nicht vermeiden (Urban und Mayerl 2017). Auch im vorliegenden Fall muss Multikollinearität bewusst toleriert werden, da die Zeitreihen der meteorologischen Prädiktoren an den betrachteten Gitterpunkten Abhängigkeiten aufweisen. Um mit der Multikollinearität einhergehende Spezifikationsprobleme weitestgehend auszuschließen, wird im vorliegenden Fall eine Vorauswahl hinsichtlich des Bestimmtheitsmaßes R^2 zwischen dem Windstau und den 7.200 Prädiktorzeitreihen vorgenommen. Es werden entsprechend nur Prädiktoren in die Modellentwicklung einbezogen, die hinsichtlich der Lage des Gitterpunktes, des betrachteten Zeitversatzes und des Basisterms in einem physikalisch begründeten Zusammenhang mit dem Windstau in der Deutschen Bucht stehen und ein signifikantes Bestimmtheitsmaß R^2 aufweisen.

Im Gegensatz zu Müller-Navarra und Giese (1999) und Jensen et al. (2013) werden bei der Schätzung der Regressionskoeffizienten a_j keine statischen Prädiktoren verwendet. Durch den schrittweisen Regressionsansatz werden nur diejenigen Kombinationen von Prädiktoren g_j verwendet, die einen statistisch signifikanten Anteil der Variabilität des Windstaus beschreiben. Darüber hinaus bleiben die Prädiktoren g_j , die keinen ausreichenden Zusammenhang mit dem Windstau aufweisen, durch den schrittweisen Regressionsansatz unberücksichtigt. Um ein endgültiges Regressionsmodell zu bestimmen, wird eine schrittweise Vorwärts- und Rückwärts-Selektion verwendet. Durch dieses systematische Verfahren zum Hinzufügen und Entfernen von Prädiktoren kann ein Prädiktor, der in einem frühen Schritt im Modell aufgenommen wird, in einem späteren Schritt wieder eliminiert werden, wenn dessen statistisch signifikanter Beitrag nicht mehr ausreichend ist. Im Zuge der Schätzung der Regressionskoeffizienten a_j wird entsprechend in jedem Schritt nach statistisch signifikanten Prädiktoren gesucht, die dem im ersten Schritt konstanten Modell hinzuzufügen oder zu entfernen sind.

Die vorliegende Entwicklung der empirisch-statistischen Windstaumodelle basiert auf der Software Matlab® und die folgenden mathematischen Formulierungen sind weitestgehend aus Backhaus et al. (2016) zu entnehmen. Zur Prüfung der statistischen Signifikanz der einzelnen Regressionskoeffizienten a_j auf die Beschreibung der Zielvariablen erfolgt demnach auf Basis der sogenannten t-Statistik. Es wird üblicherweise die Nullhypothese aufgestellt, dass der wahre, aber unbekannte Regressionskoeffizient β_j des Prädiktors g_j Null ist, der Prädiktor also keinen Beitrag zur Beschreibung der Zielvariablen aufweist. Der empirische t-Wert wird über folgende Gleichung bestimmt:

$$t_{emp} = \frac{a_j - \beta_j}{s_{bj}} \quad (6-4)$$

Da entsprechend der Nullhypothese getestet wird, ob $\beta_j = 0$ ist, entfällt der Ausdruck vereinfachend in Gleichung (6-4). Es wird zur Berechnung des empirischen t-Wertes der geschätzte Regressionskoeffizient a_j sowie dessen Standardfehler s_{bj} benötigt. Im Fall der multiplen Regression muss zur Bestimmung des Standardfehlers s_{bj} auf die Varianz-Kovarianz-Matrix V in Matrizenschreibweise auf Basis der Varianz der Residuen s^2 und X ($(N \times n+1)$ -Matrix der Beobachtungswerte der n -Prädiktoren bereinigt um ihren jeweiligen Mittelwert μ) zurückgegriffen werden:

$$V = s^2(X'X)^{-1} \quad (6-5)$$

Der Standardfehler s_{bj} des Regressionskoeffizienten a_j ergibt sich schließlich aus der Quadratwurzel des Diagonalelements a_{kk} der Inversen von V und der Standardabweichung der Residuen s zu:

$$s_{bj} = s\sqrt{a_{kk}} \quad (6-6)$$

Auf Basis der Nullhypothese folgt die t-Statistik einer t-Verteilung (Student-t-Verteilung). Die Nullhypothese ist jedoch zu verwerfen, wenn der empirische t-Wert nach Gleichung (6-4) stark von Null abweicht, woraus gefolgert werden kann, dass in der Grundgesamtheit ein signifikanter Einfluss von Prädiktor g_j auf die Zielvariable existiert und β_j entsprechend ungleich Null ist. In jedem Schritt wird also geprüft, ob die Nullhypothese verworfen werden kann und somit der Prädiktor g_j in das Regressionsmodell übernommen wird, da er die Beschreibung der Zielvariable Windstau mit einer signifikanten Wahrscheinlichkeit verbessert. Um objektiv zu beurteilen, ob der empirische t-Wert weit genug von Null abweicht, muss ein kritischer t-Wert t_{krit} eingeführt werden. Hierfür wird der sogenannte p-Wert verwendet, der das Signifikanzniveau festgelegt, auf dem die Prüfung der Nullhypothese basiert. In dem vorliegenden Fall wird der kritische p-Wert auf $p \leq 0,05$ (Signifikanzniveau 5 %) festgelegt. Entsprechend ergibt sich eine Vertrauenswahrscheinlichkeit von $1 - 0,05 = 0,95$ (entspricht 95 %). Der p-Wert beschreibt entsprechend die Wahrscheinlichkeit, dass ein spezifischer Prädiktor g_j die Modellgüte verbessert, indem die Varianz des Windstaus signifikant reduziert wird. Die Ablesung des theoretischen und des kritischen t-Wertes erfolgt schließlich auf Basis von Tabellenwerten auf Basis des Freiheitsgrades $N-n-1$ und des p-Wertes (z. B. Backhaus et al. 2016). Da es sich bei der t-Statistik um einen zweiseitigen Test handelt und die t-Werte negativ werden können, ist der Absolutbetrag heranzuziehen. Die Nullhypothese wird letztlich verworfen, wenn $|t_{emp}| > t_{krit}$ und der Einfluss von dem Prädiktor g_j wird als signifikant erachtet. Der beschriebene Ablauf wird für alle potenziellen Prädiktoren g_j durchgeführt, bis die Regressionsfunktion durch die Hinzunahme oder Eliminierung von Prädiktoren g_j auf dem 5 %-Signifikanzniveau nicht mehr signifikant verbessert wird.

Die globale Prüfung des Regressionsmodells erfolgt über die Effizienzkriterien R^2 (Bestimmtheitsmaß) und RMSE (siehe Gleichung (4-1) und (4-3)). Zudem wird die sogenannte F-Statistik verwendet, um zu prüfen, inwiefern das anhand einer Stichprobe abgeleitete Modell auch für die Grundgesamtheit Gültigkeit besitzt. Die t-Statistik ist lediglich für die Prüfung einzelner Prädiktoren geeignet, während die F-Statistik zur Prüfung mehrerer Prädiktoren herangezogen werden kann (Backhaus et al. 2016). Es fließen in die F-Statistik maßgeblich das Bestimmtheitsmaß R^2 sowie der Stichprobenumfang N ein, um zu gewährleisten, dass ein hohes R^2 nicht durch eine zu kleine Stichprobe erreicht wird. Ähnlich der t-Statistik wird eine Nullhypothese formuliert, die besagt, dass keine Abhängigkeit zwischen den geschätzten Regressionskoeffizienten a_j und der unbekannten Grundgesamtheit besteht. Der empirische F-Wert berechnet sich wie folgt:

$$F_{emp} = \frac{R^2/n}{(1 - R^2)/(N - n - 1)} \quad (6-7)$$

Wie bei der t-Statistik wird der berechnete F-Wert mit einem kritischen F-Wert anhand von Tabellenwerten auf Basis des Freiheitsgrades $N-n-1$ und der Anzahl der Prädiktoren n (z. B. Backhaus et al. 2016) verglichen. Es wird hierfür wieder das Signifikanzniveau von 5 % bzw. ein p-Wert von 0,05 verwendet. Ist der empirische F-Wert größer als der kritische F-Wert muss die Nullhypothese verworfen werden und die ermittelte Regressionsfunktion wird als statistisch signifikant betrachtet.

Darüber hinaus müssen im Anschluss an die Schätzung der Regressionskoeffizienten a_j und die Ableitung der empirisch-statistischen Windstaumodelle sogenannte Modellprämissen geprüft werden, die für die Anwendung der beschriebenen Methodik vorliegen. Dabei spielt der additive Fehlerterm $e(t)$ eine wichtige Rolle, da dieser die Unsicherheiten beschreibt, die aus einer empirisch-statistischen Vorgehensweise resultieren. Aufgrund von beispielsweise unberücksichtigten Prozessen und einer limitierten Stichprobe wird die Zielvariable nicht vollständig durch eine endliche Zahl an Prädiktoren beschrieben werden können. Die wichtigsten übergeordneten Annahmen sind nach Backhaus et al. (2016) beispielsweise, dass in dem Modell alle relevanten erklärenden Variablen enthalten sind und die Anzahl der finalen Prädiktoren g_j kleiner als die Anzahl der Beobachtungswerte N ist. Aufgrund der großen Stichproben und der physikalisch begründeten Auswahl der Prädiktoren sind diese Annahmen gewährleistet. Des Weiteren darf keine Korrelation zwischen den Prädiktoren g_j und dem Fehlerterm $e(t)$ bestehen, um die vollständige Abbildung eines Prozesses in den Prädiktoren zu vermeiden. Der Fehlerterm $e(t)$ sollte zudem eine konstante Varianz (Homoskedastizität) und keine Autokorrelation aufweisen sowie normalverteilt sein. Zur Bewertung, ob Homoskedastizität (auch als Streuungsgleichheit bezeichnet) vorliegt, werden üblicherweise Streudiagramme herangezogen, die die geschätzte Zielvariable auf der Abszisse und die zugehörigen Residuen auf der Ordinate abbilden. Ergibt sich beispielsweise ein Dreiecksmuster oder zeigt sich eine Abhängigkeit zwischen den aufgetragenen Werten, liegt Heteroskedastizität vor. Das wirkt sich zum Beispiel negativ auf die Schätzung der Konfidenzintervalle aus (Backhaus et al. 2016), bedeutet jedoch nicht, dass die Regressionsfunktion unbrauchbar ist. Autokorrelierte Residuen können ebenfalls über das genannte Streudiagramm erfasst werden und besagen, dass die Fehler von den vorangegangenen Werten abhängen. Im Idealfall bildet das Streudiagramm eine annähernd rechteckige Form ab. Die Auswirkungen auf die Modellgüte entsprechen denen der Heteroskedastizität. In der Literatur existieren auch mathematische Ansätze zur Prüfung auf Heteroskedastizität oder Autokorrelation, die jedoch weiteren Annahmen und vor allem Anwendungs- und Aussagegrenzen unterliegen, weshalb die visuelle Überprüfung eine gängige Vorgehensweise zur Prüfung der Modellprämissen darstellt (Backhaus et al. 2016; Urban und Mayerl 2017). In der vorliegenden Arbeit beschränkt sich die Prüfung der Modellprämissen daher auf die visuelle Bewertung. Das gilt ebenso für die Normalverteilung der Residuen. Hierüber kann gezeigt werden, dass kein systematischer Fehler aus der Regressionsfunktion resultiert. Liegt keine Normalverteilung vor, betrifft das nicht die geschätzten Regressionskoeffizienten a_j , sondern die statistischen Tests der t- und F-Statistik und deren Gültigkeit. Allerdings nimmt dieser Einfluss mit steigender Zahl an Beobachtungen ab und die Signifikanztests sind unabhängig von der Verteilung des Fehlerterms

e(t). Backhaus et al. (2016) fassen die aufgeführten Modellprämissen und deren Konsequenzen zusammen und halten zudem fest, dass die Vielzahl der Modellprämissen sehr einschränkend auf die Anwendbarkeit von Regressionsanalysen wirken kann. Das trifft allerdings nicht zu, da Regressionsanalysen im Allgemeinen nicht sehr sensitiv gegenüber kleineren Verletzungen der Modellprämissen reagieren und ein flexibles und universelles empirisch-statistisches Werkzeug darstellen (Backhaus et al. 2016).

Die mittels der multiplen linearen Regressionsanalyse abgeleiteten empirisch-statistischen Windstaumodelle ermöglichen schließlich, 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. Die empirischen Windstaumodelle werden zunächst ohne Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion entwickelt. Anschließend werden die signifikanten meteorologischen Prädiktoren bzw. deren geschätzten Regressionskoeffizienten hinsichtlich der nichtlinearen Gezeiten-Windstau Interaktion optimiert. In Müller-Navarra und Giese (1999) wurde der Abhängigkeit zwischen Gezeiten und Windstau beispielsweise Rechnung getragen, indem die Regressionskoeffizienten separat für die Scheitelpunkte der Thw und Tnw sowie für auf- und ablandige Windrichtungen ermittelt wurden. Die Optimierung erfolgt im vorliegenden Fall, indem die empirisch-statistischen Modelle für verschiedene Tidephasen unter Verwendung verschiedener Perzentile der mittleren astronomischen Gezeitenganglinie abgeleitet werden (siehe auch Jensen et al. 2013). Konkret bedeutet die Berücksichtigung der Interaktion zwischen Gezeiten und Windstau, dass für definierte Tidewasserstandsklassen individuelle Regressionskoeffizientensätze für die signifikanten meteorologischen Prädiktoren an den jeweiligen Pegelstandorten bzw. Gitterpunkten entlang der Küstenlinie ermittelt werden. Somit wird sichergestellt, dass in den Regressionsmodellen ein identisches Windfeld einen unterschiedlich hohen Windstau bei beispielsweise Tnw und Thw verursachen kann. Für die beschriebene Vorgehensweise wird die mittlere astronomische Gezeitenganglinie in insgesamt 84 Klassen unterteilt. 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 hin zu den mittleren Perzentilen (20 % bis 80 %) erhöht. Damit wird dem größeren Effekt der Gezeiten-Windstau Interaktion in den niedrigen bzw. hohen Perzentilen Rechnung getragen. Zudem werden somit, wie in Müller-Navarra und Giese (1999), den Scheitelpunkten der Tnw und der Thw eine besondere Bedeutung zugewiesen, da diese für die Belange der Schifffahrt als auch für die Sturmflutvorhersage von enormer Wichtigkeit sind. Die postulierte Vorgehensweise zur Berücksichtigung der Abhängigkeit zwischen Gezeiten und Windstau strebt entsprechend an, den physikalisch ablaufenden Prozessen so gut wie möglich Rechnung zu tragen. Es wird somit der Schlussfolgerung aus Kapitel 3.5 Rechnung getragen, dass eine einfache Überlagerung von maximalem Gezeitenwasserstand und maximalem Windstau in der Deutschen Bucht ohne Berücksichtigung der nichtlinearen Wechselwirkungen physikalisch fragwürdig ist. Es wird ebenfalls die durch den Windstau induzierte Phasenverschiebung der astronomischen Gezeit berücksichtigt. Aus mathematischer Sicht ergeben sich allerdings auch zu betrachtende Einschränkungen. Der Stichprobenumfang zur Ableitung der Regressionskoeffizienten auf Basis der Perzentile der Gezeitenganglinie wird deutlich geringer. Es muss also zum einen gewährleistet sein, dass der Umfang der Stichprobe weiterhin deutlich größer als die Anzahl der signifikanten Prädiktoren ist. Zum anderen muss die

Signifikanz der Prädiktoren bzw. deren Regressionskoeffizienten erneut auf statistische Signifikanz geprüft werden. Die beschriebene Vorgehensweise hinsichtlich der Einteilung der mittleren astronomischen Gezeitenganglinie in 84 perzentilbasierte Klassen ist zur Verdeutlichung exemplarisch für das Kalenderjahr 2008 und den Pegelstandort Cuxhaven in Abbildung 6-1 gezeigt. Anhand der dargestellten Perzentilklassen wird erkennbar, dass die Abstufung in den niedrigeren und höheren Perzentilen wesentlich feiner ausfällt, als im Bereich mittlerer Perzentile, was ebenfalls durch die farbliche Abstufung hervorgehoben wird.

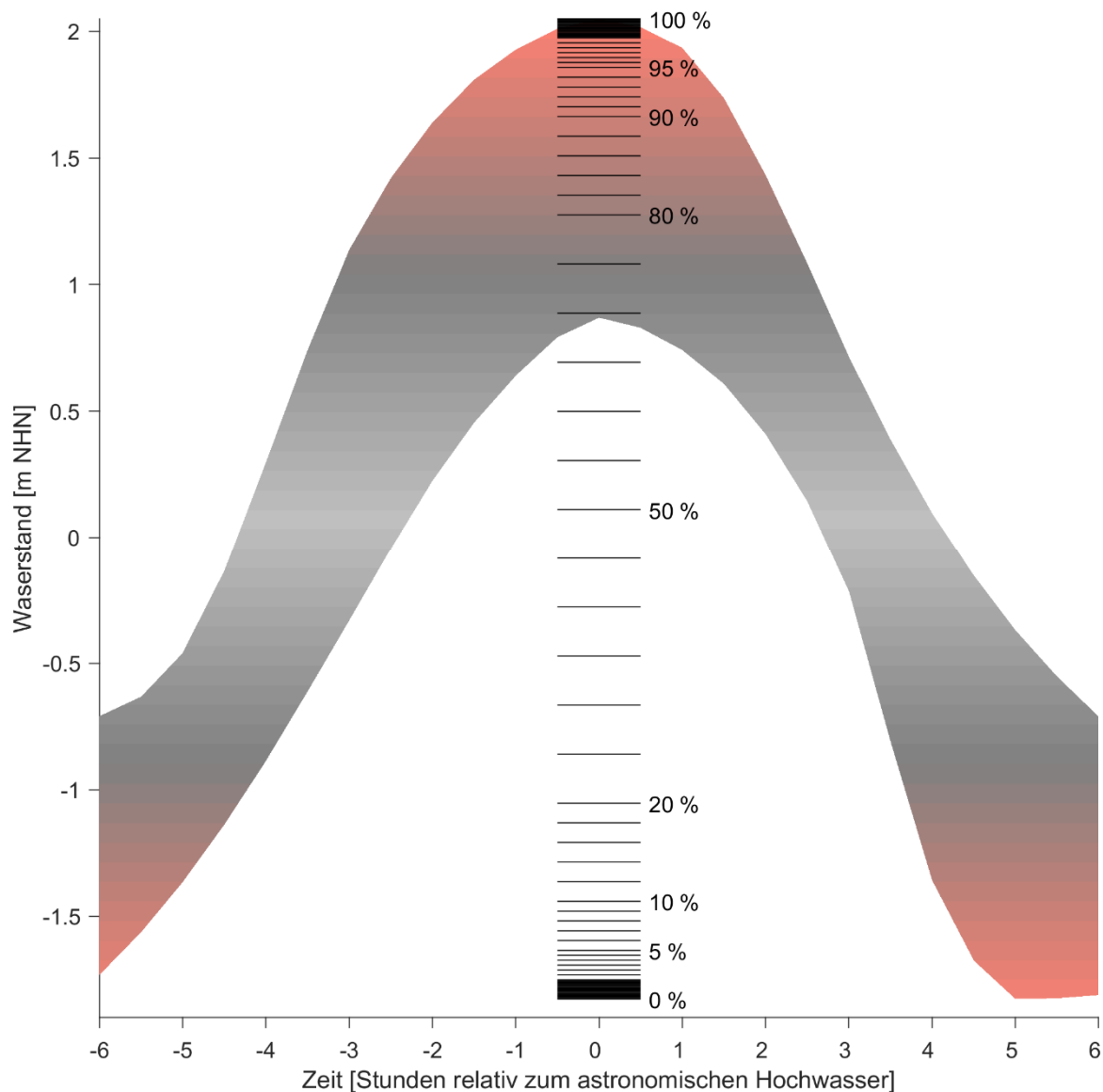


Abbildung 6-1: Mittlerer astronomischer Gezeitenanteil für das Jahr 2008 am Pegel Cuxhaven. Die farbliche Abstufung sowie die angegebene Skala unterteilt die mittlere Gezeitenganglinie anhand von 84 Perzentilen, die für die Optimierung der geschätzten Regressionskoeffizienten hinsichtlich der nichtlinearen Gezeiten-Windstau Interaktion verwendet werden. Ein besonderer Fokus liegt auf den astronomischen Hoch- und Niedrigwassern, weshalb hier eine feinere Abstufung gewählt wird.

Das folgende Kapitel 6.3 stellt die Ergebnisse der empirisch-statistischen Modellentwicklung zur Beschreibung und Vorhersage des Windstauanteils dar und ist wie folgt gegliedert.

In einem ersten Schritt werden im Rahmen der empirisch-statistischen Modellentwicklung verschiedene Trainingsperioden getestet, um die Modellergebnisse zu validieren. Hierfür wird der Datensatz des Windstaus exemplarisch für die Pegelstandorte Cuxhaven und List in zufällige Gruppen unterteilt. Es resultiert ein Trainingsdatensatz, der 70 % der Stichprobenlänge umfasst und ein Validierungsdatensatz, der die verbleibenden 30 % der Stichprobe enthält. Die Windstaumodelle werden anhand des Trainingsdatensatzes geschätzt und auf den unbekannten Validierungsdatensatz angewendet. Darüber kann quantifiziert werden, inwiefern der verwendete Datensatz die Modellergebnisse beeinflusst. Anschließend werden die Trainingsperioden von 2000 bis 2012 an den Pegelstandorten Cuxhaven und List verwendet, um die Modellprämissen wie Heteroskedastizität oder Normalverteilung der Residuen zu diskutieren. Es folgen weitere Untersuchungen hinsichtlich der Stationarität der Modellergebnisse und dem Einfluss der ausgeprägten Saisonalität im Windstau auf die Modellgüte. Im Weiteren wird die Modellgüte anhand der zwölf zur Kalibrierung des HNM in Kapitel 4 verwendeten Pegelstandorte dargestellt und mit Ergebnissen anderer Studien verglichen. Es werden außerdem die im Zuge der schrittweisen Regression als statistisch signifikant eingestuften Prädiktoren diskutiert und hinsichtlich ihrer physikalischen Plausibilität geprüft. In einem nächsten Schritt wird die Methodik zur Berücksichtigung der nichtlinearen Gezeiten-Windstau Interaktion und die damit einhergehende Verbesserung der Modellgüte beschrieben, bevor die Methodik der empirisch-statistischen Modellentwicklung auf die 1.484 Gitterpunkte aus dem HNM entlang der gesamten deutschen Küstenlinie übertragen wird. In einem letzten Schritt werden die erzielten Resultate der empirisch-statistischen Modelle mit Windstausimulationen aus HNM verglichen und die Differenzen diskutiert.

6.3 Ergebnisse der empirisch-statistischen Modellierung

6.3.1 Trainingsperioden und Modellspezifikationen

Bevor ein endgültiges multiples lineares Regressionsmodell zur Beschreibung des Windstaus abgeschätzt wird, werden verschiedene Trainings- und Validierungsdatensätze ausgewertet. Zur Einteilung der beobachteten Windstauwerte in einen Trainings- und einen Validierungsdatensatz können unterschiedliche Vorgehensweisen verwendet werden. Zum einen kann ein gleitendes Fenster über die Daten gelegt werden und die jeweilig im Fenster enthaltenen Beobachtungswerte werden als Validierungsdatensatz ausgewählt und nicht für die Ableitung der Regressionskoeffizienten verwendet. Diese Herangehensweise wird auch als *k-Fold cross validation* bezeichnet und wurde beispielsweise von Cid et al. (2017) gewählt und ein gleitendes Fenster von einem Jahr über die Zielvariable Windstau gelegt. Insgesamt standen 22 Jahre zur Verfügung, d. h. die Prozedur wurde entsprechend 22 Mal wiederholt. Eine andere Möglichkeit besteht in der zufälligen Aufteilung unter Verwendung einer prozentualen Auswahl der Zielvariablen. Diese Methodik wurde zum Beispiel von Streicher et al. (2015) verwendet, die den Windstau als zu beschreibende Variable in Trainingsdatensätze bestehend aus 75 % und Validierungsdatensätze bestehend aus 25 % der zur Verfügung stehenden Daten eingeteilt haben. Es wurden insgesamt 100 Realisationen dieser Vorgehensweise umgesetzt und schließlich der Datensatz mit den besten Ergebnissen hinsichtlich der Beschreibung des Windstaus ausgewählt.

Unabhängig von der gewählten Vorgehensweise ist wichtig, dass für die Trainings- und Validierungsdatensätze unabhängige Zeitspannen verwendet werden, um schließlich eine allgemeingültige Aussage hinsichtlich der Abhängigkeit der Datensätze auf die Modellgüte ableiten zu können. Im vorliegenden Fall werden 70 % der beobachteten Windstauwerte (Trainingsdatensatz) zufällig zum Zweck der Abschätzung der Regressionskoeffizienten verwendet und die verbleibenden 30 % der Datengrundlage zur Vorhersage einer unbekannten Periode (Validierungsdatensatz). Für die Periode zwischen 2000 und 2014 auf Basis stündlicher Windstauwerte liegen etwa 130.000 Beobachtungen der Zielvariable vor. Entsprechend umfassen die Trainingsdatensätze ca. 90.000 Windstauwerte und die Validierungsdatensätze 40.000 Beobachtungen. Die Durchführung der Vorgehensweise erfolgt für 100 unabhängige Realisationen. In Abbildung 6-2 sind die Ergebnisse der jeweilig erzielten Modellgüten an den Pegelstandorten Cuxhaven und List anhand des Bestimmtheitsmaßes R^2 und des RMSE dargestellt. Es wird deutlich, dass in Cuxhaven, bezogen sowohl auf R^2 als auch auf den RMSE, die Effizienzkriterien eine geringere Modellgüte aufweisen als in List (siehe auch Kapitel 6.3.2). Hinsichtlich des Einflusses der gewählten Trainingsdatensätze auf die unabhängigen Validierungsdatensätze an den beiden Pegelstandorten zeigt sich allerdings, dass die Mittelwerte der Effizienzkriterien nahezu identisch ausfallen. Die Spannweite auf Basis der zweifachen Standardabweichung der Validierungsdatensätze wächst im Vergleich zu den Trainingsdatensätzen nur minimal an. Am Beispiel von Cuxhaven nimmt die zweifache Standardabweichung des R^2 um 0,0015 und die des RMSE um 0,003 m zu. Im Weiteren ist entsprechend davon auszugehen, dass die Modellgüte unabhängig von dem gewählten Ausschnitt repräsentativ für die Ableitung der Regressionskoeffizienten und für die Verwendung der Windstaumodelle im Vorhersagemodus ist.

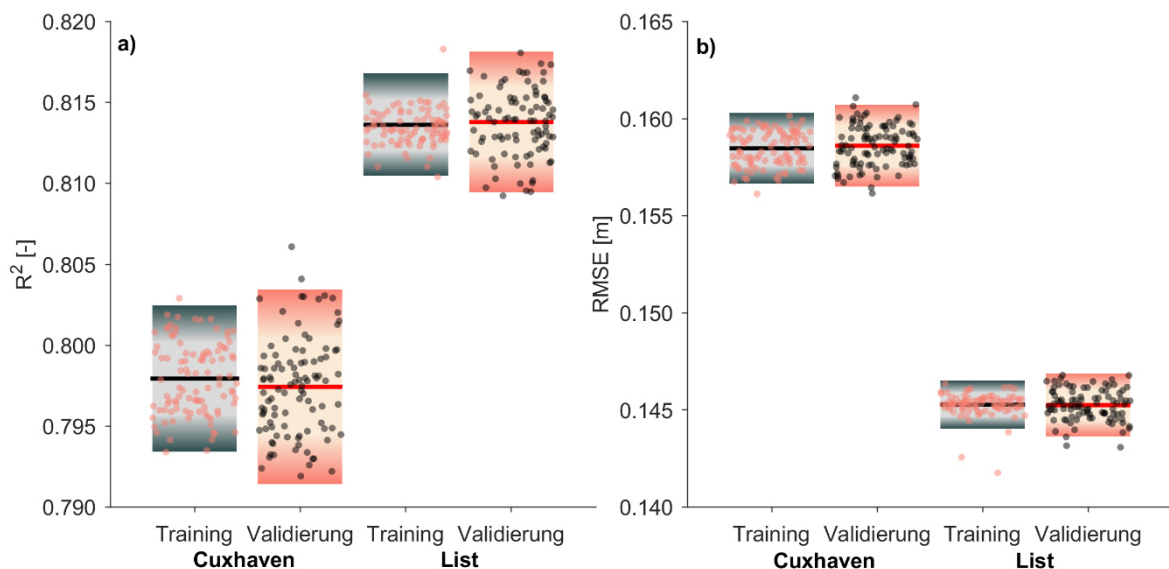


Abbildung 6-2: Modellgüte der Trainings- und Validierungsdatensätze exemplarisch anhand der Pegelstandorte Cuxhaven und List auf Basis a) des Bestimmtheitsmaßes R^2 und b) des RMSE. Der Mittelwert der Trainingsdatensätze ist als schwarze Linie und die Ergebnisse der einzelnen 100 Realisationen sind als rote Punkte dargestellt. Die farbliche Abstufung des Balkens im Hintergrund von grau nach schwarz beschreibt die Spannweite der Modellgüte bis zur zweifachen Standardabweichung. Die Ergebnisse der Validierungsdatensätze sind analog mit dem Mittelwert als rote Linie und den einzelnen 100 Realisationen als schwarze Punkte abgebildet. Die Spannweite der zweifachen Standardabweichung des Balkens im Hintergrund ist von weiß bis rot gezeigt.

Anschließend werden die Trainingsperioden von 2000 bis 2012 an den Pegelstandorten Cuxhaven und List verwendet, um die Modellprämissen zu diskutieren. Diese zeitliche Periode wird gewählt, da diese in Kapitel 7 herangezogen wird, um die Vorhersagegüte der Windstaumodelle anhand der unbekannten Periode von 2013-2014 zu untersuchen. Die resultierenden Windstaumodelle zwischen 2000 und 2012 weisen eine Modellgüte von $R^2 = 0,79$ (Cuxhaven) und $R^2 = 0,81$ (List) auf. Der RMSE beträgt für Cuxhaven 0,16 m und für List 0,15 m. In beiden Fällen resultieren zehn statistisch signifikante Prädiktoren aus dem schrittweisen Algorithmus (vergleiche Kapitel 6.3.2). Mittels Gleichung (6-7) können die entsprechenden empirischen F-Werte bestimmt werden, die sich in beiden Fällen von Cuxhaven und List zu p-Werten ergeben, die $<< 0,05$ auf dem 5 %-Signifikanzniveau ausfallen. Die Modellgüte der beiden Pegelstandorte ist in Abbildung 6-3 zusammengefasst. Anhand der Residuen zeigt sich bereits, dass insbesondere die höheren Werte des Windstaus von der bestmöglichen Anpassung abweichen.

Im vorigen Kapitel 6.2 sind die wesentlichen Modellprämissen aufgeführt, anhand derer die Qualität bzw. Aussagekraft multipler linearer Regressionsmodelle bewertet werden kann. Im Folgenden werden diese Modellprämissen detaillierter an den beiden exemplarischen Pegelstandorten Cuxhaven und List erläutert. Aufgrund des Stichprobenumfangs von etwa 110.000 stündlichen Windstauwerte in der Periode zwischen 2000 und 2012 in Kombination mit den neun statistisch signifikanten Prädiktoren (zuzüglich des konstanten Glieds) ergibt sich, dass die Anzahl der finalen Prädiktoren g_j deutlich kleiner als die Anzahl der Beobachtungswerte N ist. Eine weitere Modellprämisse gibt vor, dass keine Korrelation zwischen den Prädiktortermen g_j und dem Fehlerterm $e(t)$ besteht. Auf Basis des Pearson-Korrelationskoeffizienten R als Quadratwurzel aus dem Bestimmtheitsmaß R^2 über Gleichung (4-1) wird in Tabelle 6-1 die lineare Abhängigkeit zwischen den individuellen Prädiktortermen g_j und dem jeweiligen Fehlerterm $e(t)$ des multiplen linearen Regressionsmodells zusammengefasst. Es ergeben sich entsprechend keine statistisch signifikanten Korrelationen ($R \sim 0$) bei p-Werten, die in allen Fällen eins werden.

Tabelle 6-1: Korrelation zwischen den Prädiktortermen g_j und dem Fehlerterm $e(t)$ an den Pegelstandorten Cuxhaven und List: (i) Nummer des Prädiktors, (ii) Korrelationskoeffizient R , (iii) zugehöriger p-Wert, (iv) Korrelationskoeffizient R und (v) zugehöriger p-Wert.

	Cuxhaven		List	
Prädiktor-Nr.	R [-]	p-Wert	R [-]	p-Wert
1	9.61E-16	1,00	-2.47E-14	1,00
2	3.43E-16	1,00	-2.37E-14	1,00
3	1.36E-15	1,00	-2.36E-14	1,00
4	-1.59E-17	1,00	-1.56E-14	1,00
5	6.13E-16	1,00	-2.15E-14	1,00
6	7.16E-16	1,00	-6.37E-15	1,00
7	-2.75E-16	1,00	-1.84E-14	1,00
8	7.35E-16	1,00	-1.03E-14	1,00
9	-6.71E-17	1,00	-9.61E-15	1,00

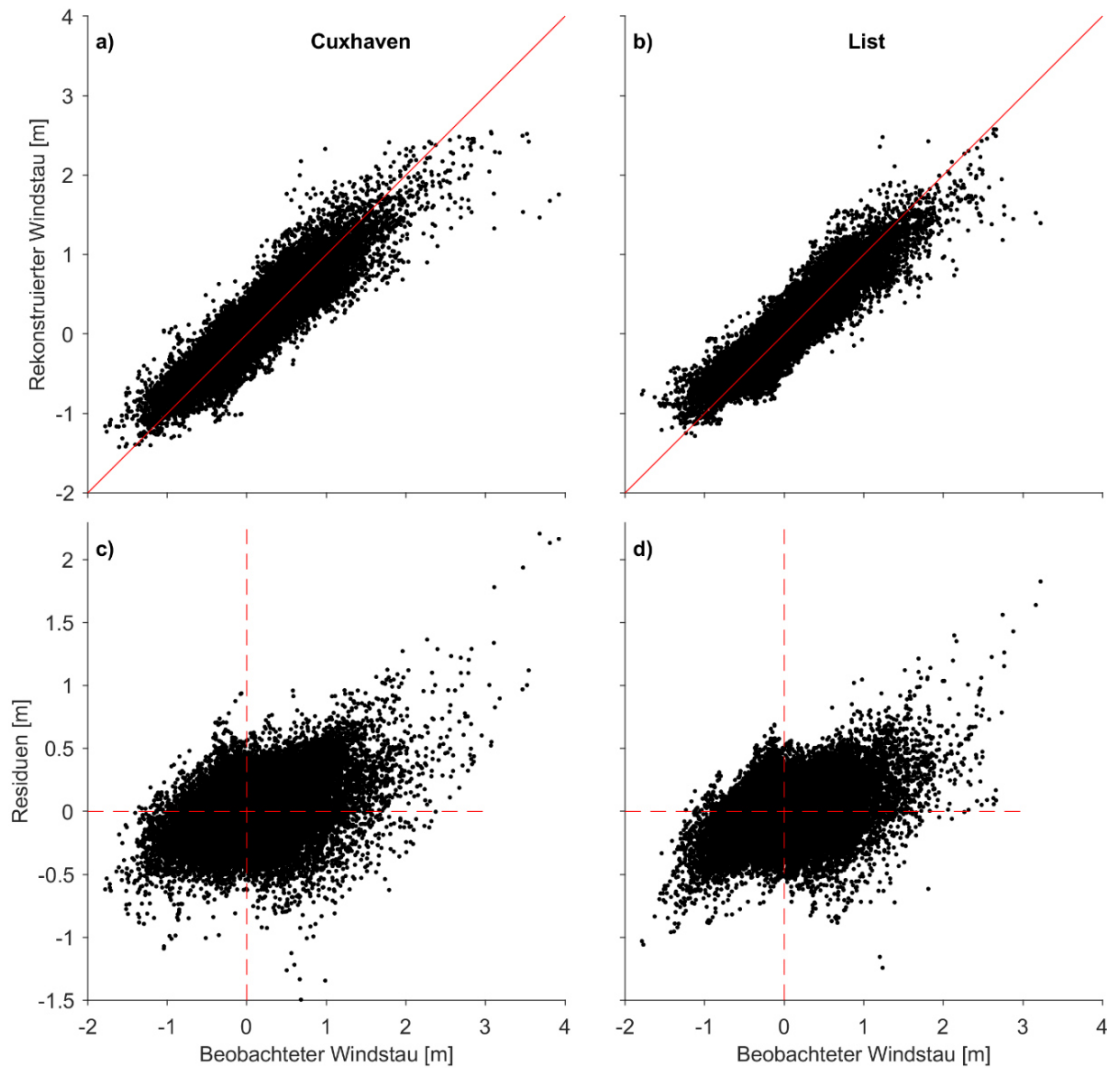


Abbildung 6-3: Vergleich des beobachteten Windstaus mit dem anhand des multiplen linearen Regressionsmodells für die Periode 2000-2012 rekonstruierten Windstaus am Pegelstandort a)/c) Cuxhaven und b)/d) List. Die rote Linie in a) und b) stellt die bestmögliche Anpassung des beobachteten Windstaus an den rekonstruierten Windstau dar. c) und d) zeigen den Vergleich des beobachteten Windstaus mit den Residuen für Cuxhaven respektive List. Der Schnittpunkt der gestrichelten roten Linien in c) und d) stellt ebenfalls die bestmögliche Anpassung des beobachteten Windstaus an den rekonstruierten Windstau dar.

Zur Bewertung der statistischen Aussagekraft der Regressionsmodelle werden außerdem die Ergebnisse visuell sowohl auf die Normalverteilung der Residuen als auch auf konstante Varianz (Homoskedastizität) und Autokorrelation geprüft. In Abbildung 6-4 werden die dafür herangezogenen Darstellungen gezeigt. Die oberen beiden Darstellungen in Abbildung 6-4 a) und b) zeigen den Vergleich der Residuen in Cuxhaven und List mit den zu erwartenden Abweichungen von den Wahrscheinlichkeiten der Normalverteilung bei gleichem Mittelwert und gleicher Standardabweichung (vergleiche von Storch und Zwiers 1999). Wie bereits bei der Beschreibung von Abbildung 6-3 erwähnt, weichen die Residuen insbesondere in den hohen und niedrigen Quantilen von der Normalverteilung ab, während in den mittleren Quantilen ($\mu \pm 2\sigma$) eine Normalverteilung der Residuen festzustellen ist. Der Mittelwert der Residuen an beiden Pegelstandorten beträgt $\mu = 0$ m und die Standardabweichung entspricht dem RMSE von 0,16 m für Cuxhaven und 0,15 m für List. Ab

dem Intervall von $\mu \pm 3\sigma$ nehmen die Residuen schließlich deutlich zu, was sich mit den erzielten Resultaten in Müller-Navarra und Giese (1999) deckt. Dieser Bereich betrifft statistisch im Falle einer Normalverteilung allerdings nur etwa 0,27 % der Windstauwerte. Zudem betrifft die Abweichung der Residuen von der Normalverteilung im Wesentlichen die statistischen Tests der t- und F-Statistik, wobei dieser Einfluss mit steigender Zahl an Beobachtungen abnimmt und die Signifikanztests unabhängig von der Verteilung des Fehlerterms $e(t)$ sind (vergleiche Kapitel 6.2). Im vorliegenden Fall können die festgestellten Abweichungen aufgrund des ausreichend großen Stichprobenumfangs entsprechend vernachlässigt werden.

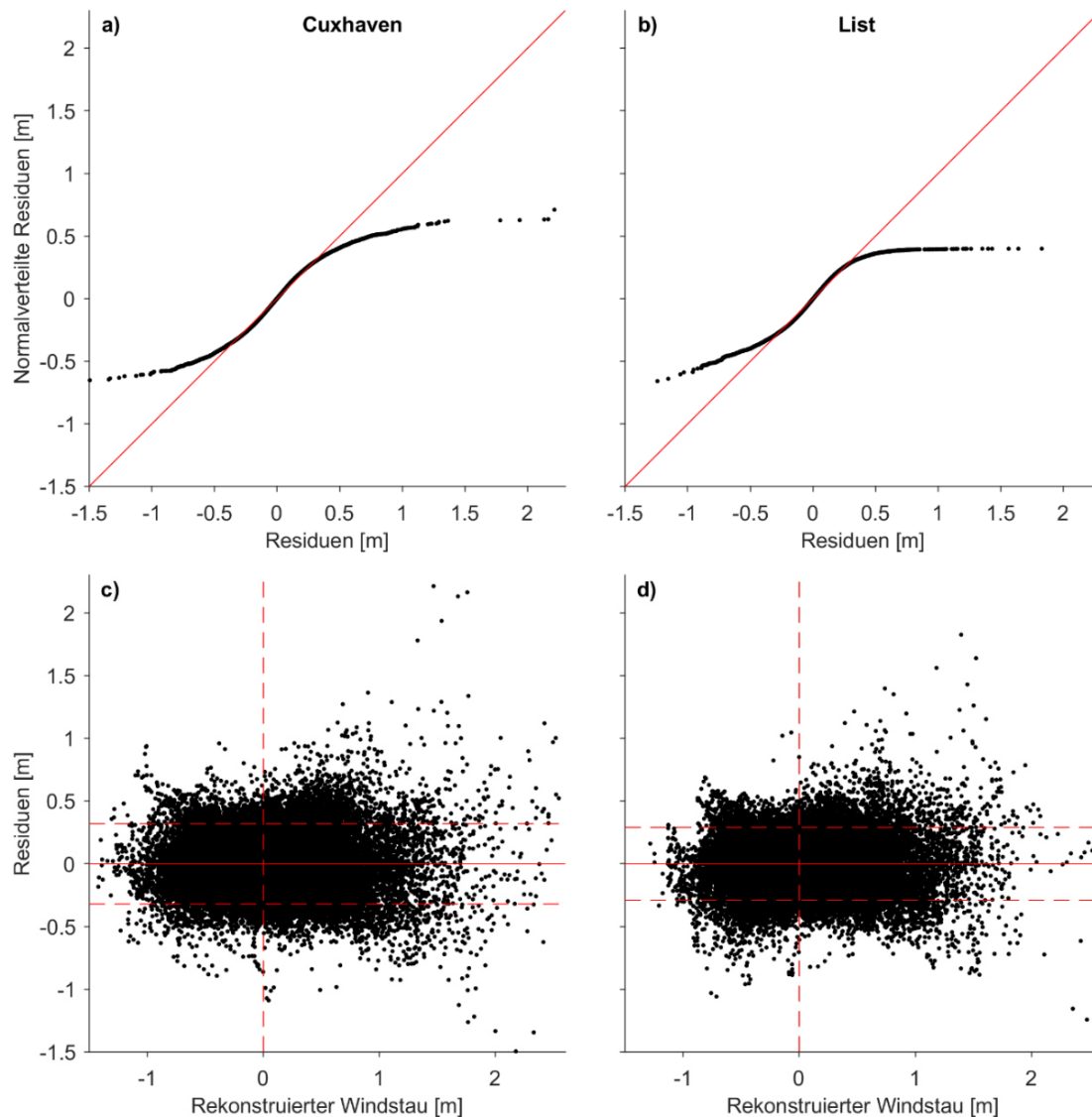


Abbildung 6-4: Visuelle Bewertung der Modellprämissen des multiplen linearen Regressionsmodells für die Periode 2000-2012 am Pegelstandort a)/c) Cuxhaven und b)/d) List. a) und b) zeigen den Vergleich der Residuen (schwarze Punkte) mit normalverteilten Residuen (rote Linie) zur Prüfung der Residuen auf Normalverteilung. c) und d) zeigen den Vergleich des rekonstruierten Windstaus mit den Residuen für Cuxhaven respektive List. Die horizontale rote Linie beschreibt den Mittelwert der Residuen und die roten gestrichelten Linien zeigen die zweifache Standardabweichung.

Die visuelle Bewertung der Homoskedastizität und der Autokorrelation wird mittels der unteren beiden Darstellungen in Abbildung 6-4 c) und d) durchgeführt. Die Gegenüberstellung des rekonstruierten Windstaus mit den Residuen auf Basis eines Streudiagramms verdeutlicht, dass annähernd eine rechteckige Form abgebildet wird. Entsprechend der Ausführungen in Kapitel 6.2 ist davon auszugehen, dass die Varianz der Residuen konstant verteilt ist und keine Autokorrelation vorliegt. Hierüber kann ebenfalls gezeigt werden, dass kein systematischer Fehler aus der Regressionsfunktion resultiert und die Residuen keine Nichtlinearitäten aufweisen. Weitere Diskussionen zur Modellgüte und den Limitationen, die nicht statistischer Natur sind, werden in Kapitel 6.3.2 erläutert.

Im Weiteren folgen die Ergebnisse der Untersuchungen hinsichtlich der Stationarität der Modellergebnisse und dem Einfluss der ausgeprägten Saisonalität im Windstau auf die Modellgüte. Hierfür wird ein Stichprobenumfang benötigt, der weiter zurückreicht als die bisher betrachtete Periode von 2000 bis 2012. Der Pegelstandort Cuxhaven wird für derartige Analysen häufig als repräsentatives Beispiel für die Deutsche Bucht herangezogen (z. B. Siefert 1968; Klein und Frohse 2008; Jensen und Müller-Navarra 2008; Dangendorf et al. 2014b; Niehüser et al. 2016). Die Gründe hierfür sind vielfältig und reichen von der zentralen Lage in der Deutschen Bucht über eine verhältnismäßig geringe topographische Beeinflussung der Wasserstände bis hin zur langen Datenverfügbarkeit. Insbesondere die Datenverfügbarkeit ist an dieser Stelle wichtig und in Cuxhaven sind stündliche Wasserstandsaufzeichnungen bereits ab 1918 verfügbar (vergleiche Niehüser et al. 2016). Zur Bewertung des Einflusses des Stichprobenumfanges auf die Windstaumodellgüte anhand der Effizienzkriterien R^2 und RMSE werden die als statistisch signifikant geschätzten Prädiktoren der Trainingsperioden von 2000 bis 2012 am Pegelstandort Cuxhaven verwendet. Die Regressionskoeffizienten werden für die Periode 1950 bis 2014 neu geschätzt und das Bestimmtheitsmaß R^2 sowie der RMSE bestimmt. In einem nächsten Schritt wird die Vorgehensweise wiederholt, das Startjahr wird jedoch auf 1951 verschoben. In den weiteren Schritten wird das Startjahr sukzessive weiter um ein Jahr nach hinten versetzt und der Stichprobenumfang kontinuierlich verkürzt. Das Ergebnis ist in Abbildung 6-5 a) respektive b) für das Bestimmtheitsmaß R^2 respektive den RMSE dargestellt. Es wird deutlich, dass die beiden betrachteten Effizienzkriterien einen stationären Verlauf aufweisen und keine signifikanten Veränderungen in der Modellgüte zu verzeichnen sind. Wie bereits für die Trainingsperiode von 2000 bis 2012 gezeigt, bewegt sich das R^2 in einer Größenordnung von 0,80 und der RMSE von 0,16 m. Der zur Verfügung stehende Stichprobenumfang für die Jahre 2000 bis 2014 ist entsprechend ausreichend, um die empirisch-statistischen Windstaumodelle robust auf die gesamte Küstenlinie der deutschen Nordseeküste anzuwenden. Diese Erkenntnis ist darüber hinaus wichtig, da sich die in Kapitel 3.4 angesprochene ausgeprägte (multi-)dekadische Variabilität des Windstaus nicht auf die Qualität der multiplen linearen Regressionsmodelle auswirkt.

In Kapitel 3.2 wird im Rahmen der Beschreibung des Untersuchungsgebietes bereits auf die ausgeprägte Saisonalität aufgrund des meteorologischen Einflusses auf die Wasserstände in der Deutschen Bucht eingegangen. In Abbildung 3-9 wird dieser Zusammenhang anhand der Standardabweichung des atmosphärischen Anteils der Wasserstände (DAC-Daten) verdeutlicht und stellt eine gängige Herangehensweise dar, um den Einfluss der Meteorologie hinsichtlich der Wasserstandsvariabilität zu quantifizieren (vergleiche Weisse und Meinke 2017). Entsprechend wirkt sich die Saisonalität auch auf Modelle jeglicher Art

und deren Resultate aus. Horsburgh und de Vries (2011) führen beispielhaft die Wasserstandsvorhersagesysteme in den Niederlanden und Großbritannien auf. Während das System der Niederlande in den Sommermonaten im Mittel eine Vorhersagegüte in der Größenordnung der Messungenauigkeiten an Pegelstandorten vorweist, nehmen die Prognoseabweichungen in den Wintermonaten deutlich zu. In Großbritannien werden die getätigten Vorhersagen im Nachgang monatsweise ausgewertet. In den Sommermonaten wird ein RMSE in der Größenordnung von 0,10 m erzielt, der in den Wintermonaten bis auf 0,50 m ansteigen kann (Horsburgh und de Vries 2011). Müller-Navarra und Giese (1999) nutzen ihr empirisch-statistisches Modell indirekt zur Quantifizierung des Einflusses der Saisonalität auf die geschätzten Regressionskoeffizienten. Es wurden dafür Zeitpunkte der Periode 1988 bis 1993 herangezogen, die keine signifikanten Windgeschwindigkeiten aufweisen. Die resultierenden Windstauwerte variieren zwischen -0,13 m und 0,16 m. Auf der Basis wurden die Regressionskoeffizienten neu abgeleitet und Müller-Navarra und Giese (1999) konnten damit zeigen, dass das konstante Glied in der Regressionsfunktion maßgeblich vom mittleren Windstau und somit von den vorherrschenden Windgeschwindigkeiten abhängt.

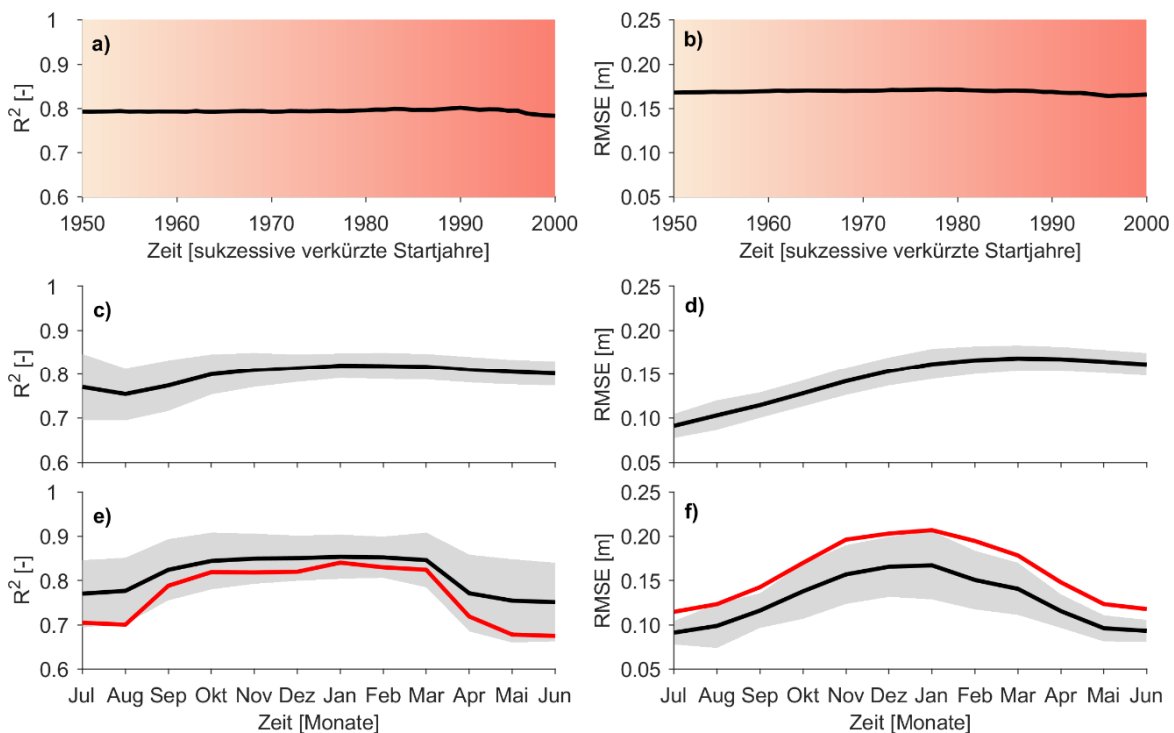


Abbildung 6-5: Einfluss des Stichprobenumfangs sowie der Saisonalität auf die Modellgüte der empirisch-statistischen Windstaumodelle. a) und b) zeigen die Modellgüte hinsichtlich des Bestimmtheitsmaßes R^2 und des RMSE (schwarze Linie) bei einer sukzessiven Verkürzung des Startjahres beginnend bei 1950 bis 2000 (Schattierung). c) und d) stellen den Einfluss der einzelnen Monate auf die Modellgüte dar, indem die Modellabschätzung auf Basis der Einzeljahre sukzessive um einen weiteren Monat, beginnend im Juli, erweitert wird. Die schwarze Linie bildet den Mittelwert und die graue Schattierung die Standardabweichung über alle Jahre von 1950 bis 2014 ab. d) und e) bilden die Modellgüte auf Basis der einzelnen Jahre und Monate ab. Die schwarze Linie zeigt den Mittelwert und die graue Schattierung die Standardabweichung über alle Jahre von 1950 bis 2014. Die rote Linie stellt jeweils die Modellgüte dar, wenn die einzelnen Monate aller Jahre simultan zur Modellabschätzung verwendet werden.

Der Einfluss der Saisonalität auf die Modellgüte wird an dieser Stelle quantifiziert, indem die Regressionskoeffizienten der statistisch signifikanten Prädiktoren der Trainingsperioden von 2000 bis 2012 am Pegelstandort Cuxhaven monats- und jahresweise geschätzt werden. Beginnend im Juli wird entsprechend je eine Regressionsfunktion für jedes Jahr zwischen 1950 und 2014 abgeleitet und die jeweiligen Effizienzkriterien bestimmt. Anschließend wird der nächste Monat hinzugenommen und der Zyklus beginnt von vorne, bis im letzten Schritt alle zwölf Monate des jeweiligen Jahres zur Schätzung der Koeffizienten enthalten sind. Die Ergebnisse der Analyse sind in Abbildung 6-5 c) und d) dargestellt. Zu Beginn variiert insbesondere das R^2 sehr stark um den Mittelwert, was in dem geringen Stichprobenumfang begründet ist. Der RMSE weist durchweg eine sehr geringe Streuung auf, da die Windstauwerte in den Sommermonaten geringer ausgeprägt sind und daher nicht mit großen Differenzen zwischen Modell und Beobachtung zu rechnen ist. Es ist deutlich zu erkennen, dass die Modellgüte mit der Berücksichtigung der Wintermonate stabil wird und auf ein Maximum hinsichtlich des R^2 ansteigt. Durch die größere Variabilität des Windstaus in den Wintermonaten nimmt der RMSE im Gegenzug zu, was einer Verschlechterung der Modellperformance entspricht. Um auszuschließen, dass die Stabilität der Effizienzkriterien rein aus der vergrößerten Stichprobe stammt, wird die gleiche Vorgehensweise bei separater Betrachtung der Monate und Jahre durchgeführt. Das Ergebnis ist in Abbildung 6-5 e) und f) zu sehen. In den Wintermonaten nehmen das R^2 und der RMSE gleichermaßen zu, was an der stärker ausgeprägten meteorologischen Variabilität liegt. Aufgrund des monatsweisen Stichprobenumfangs ist die Schwankungsbreite der Effizienzkriterien deutlich ausgeprägter als bei der vorigen Betrachtung in Abbildung 6-5 c) und d). Darüber hinaus wird die Modellgüte bestimmt, wenn die einzelnen Monate aller Jahre simultan zur Modellabschätzung verwendet werden. Der Verlauf der Effizienzkriterien ist identisch zur monatsweisen Betrachtung, jedoch bewegen sie sich in einer Größenordnung am unteren (R^2) bzw. oberen (RMSE) Bereich der Streuung im Vergleich zur monats- und jahresweisen Vorgehensweise. Die Ergebnisse der Saisonalitätsbetrachtung zeigen zusammenfassend die Abhängigkeit der Effizienzkriterien der empirisch-statistischen Windstaumodelle hinsichtlich der meteorologisch induzierten Variabilität. Dies liegt darin begründet, dass ausschließlich meteorologische Prädiktoren verwendet werden. Es zeigt sich außerdem, dass sich die Effizienzkriterien unterschiedlich entwickeln. In den Sommermonaten, bei geringer meteorologischer Variabilität, verschlechtert sich das R^2 und der RMSE wird geringer. Die geringere meteorologische Variabilität in den Sommermonaten bedingt, dass der relative Anteil des Windstaus am Gesamtwasserstand abnimmt und die Dominanz der Meteorologie verringert und durch andere Effekte überlagert wird. In den Wintermonaten verhält es sich entsprechend gegensätzlich. Die festgestellte Schwankungsbreite beträgt insgesamt für das R^2 etwa 0,70 bis 0,90 und für den RMSE etwa 0,08 m bis 0,20 m. Damit werden durchweg gute Ergebnisse hinsichtlich der Effizienzkriterien erzielt. Die Ergebnisse der Saisonalitätsbetrachtung bestätigen somit auch die festgestellte Stationarität der Modellgüte. Denn selbst wenn die Regressionskoeffizienten auf Basis eines Monats geschätzt werden, reicht die Modellqualität aus, um den Windstau adäquat zu beschreiben. Allerdings ist fraglich, ob diese Regressionsfunktionen für die Vorhersage geeignet sind, da der Umfang an aussagekräftigen Ereignissen in den kleinen Stichproben stark eingeschränkt ist. Da der Fokus in dieser Arbeit auf der Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion und der damit einhergehenden Unterteilung der Stichprobe liegt,

wird eine weitere Unterscheidung hinsichtlich der Saisonalität nicht weiter betrachtet. Zukünftig besteht hier allerdings weiterer Forschungsbedarf.

6.3.2 Modellgüte und -plausibilisierung an den Pegelstandorten

Im Folgenden werden die Ergebnisse der Entwicklung der empirisch-statistischen Windstauemodelle für die Periode von 2000 bis 2014 erläutert. Dies beinhaltet zum einen eine Überprüfung der physikalischen Plausibilität der Prädiktorenauswahl und zum anderen eine statistische Bewertung der Modellperformance für ausgewählte Pegelstandorte (siehe Abbildung 4-4).

Das Ergebnis der Prädiktorenauswahl mittels der in Kapitel 6.2 beschriebenen schrittweisen multiplen linearen Regression ist für die Pegelstandorte Cuxhaven und List exemplarisch in Abbildung 6-6 bzw. Abbildung 6-7 dargestellt. 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 und Einordnung der physikalischen Plausibilität zwingend erforderlich. Insgesamt verbleiben an beiden Pegelstandorten Cuxhaven und List jeweils neun von ursprünglich 7.200 Prädiktoren (vergleiche Kapitel 6.2) 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 6-6). Die statistisch signifikanten Prädiktoren, die auf der atmosphärischen Luftdruckkomponente basieren, befinden sich alle in benachbarten Gitterzellen über dem Skagerrak (Abbildung 6-6). In diesem Bereich befindet sich eine der häufigsten Zugbahnen von Stürmen über der Nordsee, die normalerweise vom Nordatlantik über den Skagerrak zur zentralen Ostsee ziehen 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 6-7). Bezogen auf die Windkomponenten werden nur zonal gerichtete Prädiktoren als statistisch signifikant eingeordnet, wobei alle meridionalen Windkomponenten in der schrittweisen Regression eliminiert werden.

Für die beiden Pegelstandorte Cuxhaven und List finden sich statistisch signifikante Prädiktoren in der zentralen Nordsee als auch in der zentralen Deutschen Bucht. Hierüber wird der lokale Einfluss der Windwirkung 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.

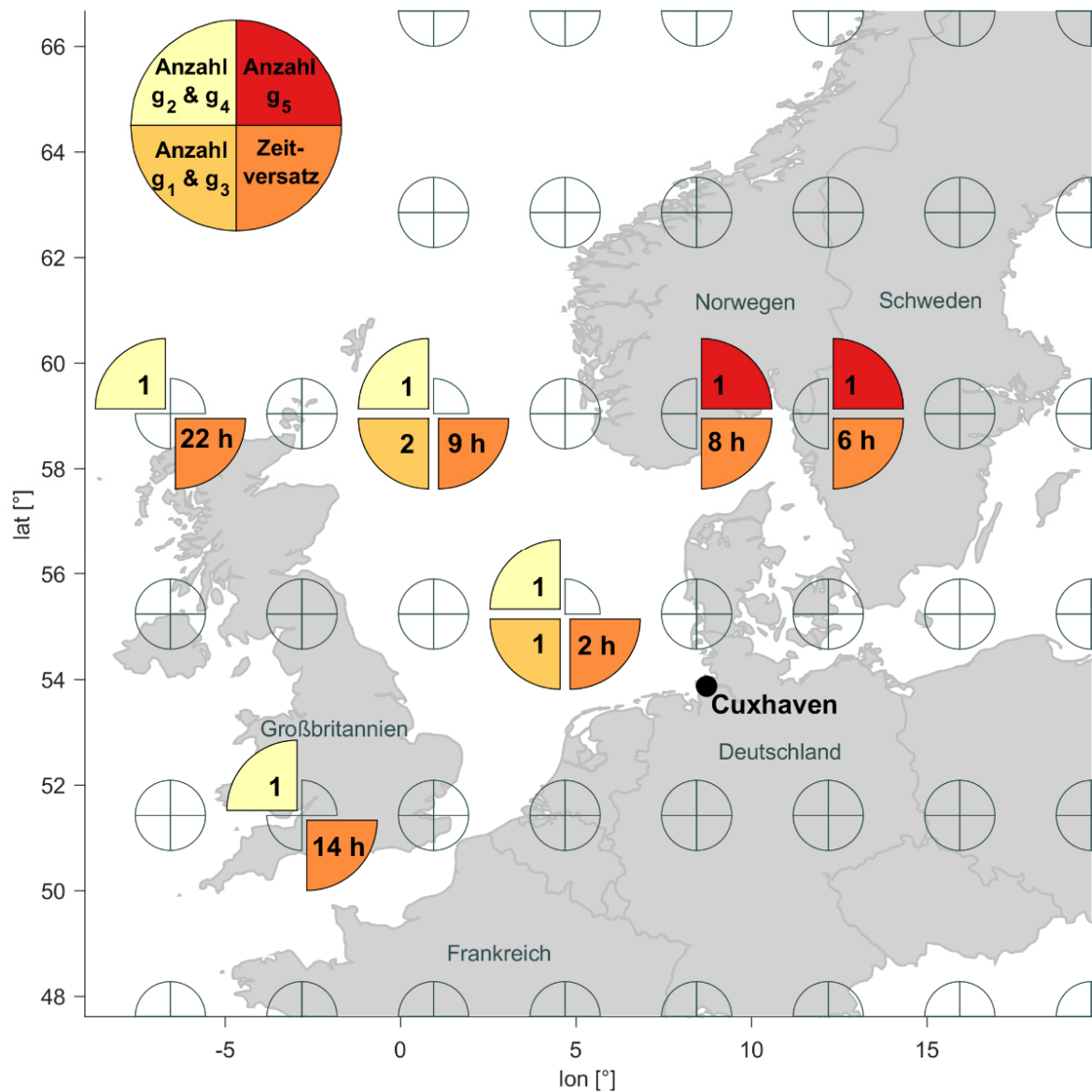


Abbildung 6-6: Ergebnis der schrittweisen multiplen Regression am Beispiel Cuxhaven (schwarzer Punkt). Es werden die signifikanten Prädiktoren zur Beschreibung des Windstaus dargestellt (vergleiche Tabelle 6-2). Die signifikanten Prädiktoren der zonalen Windkomponenten g_2 und g_4 sind oben links, die der meridionalen Windkomponenten g_1 und g_3 unten links und die des atmosphärischen Luftdrucks g_5 oben rechts 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 Viertelkreise und Angabe der Häufigkeit der meteorologischen Prädiktoren im Windstaumodell (Mehrfachauswahl aufgrund verschiedener Zeitverschiebungen als auch aufgrund der hier nicht vorgenommen Trennung in quadratische/kubische Komponenten des Windes möglich). Die nicht eingefärbten Kreise stellen sämtliche potenziellen meteorologischen Gitterpunkte aus den verwendeten Reanalysedaten dar.

An beiden Standorten wird mindestens ein statistisch signifikanter Prädiktor auf der Linie zwischen dem nördlichen Großbritannien und dem nördlichen Norwegen abgeschätzt. 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 (Müller-Navarra und Giese 1999) als Proxy integriert. Somit können sowohl die Relevanz des Einflusses von Fernwellen auf den Windstau in der Deutschen Bucht als auch die physikalische Plausibilität der abgeleiteten Windstau-Modelle 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 Stunden bis 23 Stunden (vergleiche Abbildung 6-6 und Abbildung 6-7) stimmt mit der in der Literatur sowie in Kapitel 4.3.4 beschriebenen Dauer, die eine Fernwelle benötigt um von Schottland in die Deutsche Bucht fortzuschreiten, gut überein (Annutsch 1977).

Eine vollständige Auflistung aller statistisch signifikanter Regressionskoeffizienten a_j , Prädiktoren g_j und die zugehörigen p-Werte sind in Tabelle 6-2 und Tabelle 6-3 für die betrachteten Pegelstandorte Cuxhaven und List exemplarisch aufgelistet (vergleiche Niehüser et al. 2018). Für deren Analyse und Bewertung sind die einzelnen Regressionskoeffizienten a_j sowohl sachlogisch hinsichtlich ihres jeweiligen Vorzeichens als auch statistisch auf Signifikanz zu prüfen (Backhaus et al. 2016). Anhand von Tabelle 6-2 und Tabelle 6-3 wird deutlich, dass sämtliche p-Werte $< 0,001$ und somit statistisch signifikant auf dem 5 %-Signifikanzniveau liegen. Der obige Abschnitt sowie Abbildung 6-6 und Abbildung 6-7 haben verdeutlicht, dass aus physikalischer Sicht alle relevanten erklärenden Prädiktoren in den empirisch-statistischen Windstau-Modellen enthalten sind. Der relative Einfluss der einzelnen Prädiktoren auf die Zielvariable Windstau lässt sich über die standardisierten Regressionskoeffizienten beschreiben (Backhaus et al. 2016). Hierfür werden die einzelnen Regressionskoeffizienten a_j mit der Standardabweichung des zugehörigen Prädiktors g_j multipliziert und durch die Standardabweichung der Zielvariablen Windstau dividiert. Für beide exemplarisch gezeigten Pegelstandorte Cuxhaven und List ergibt sich, dass die lokale Windwirkung dominiert und bereits ausreicht, um einen Großteil des Windstaus in der Deutschen Bucht zu erklären. Diese Erkenntnis beschreiben auch Müller-Navarra und Giese (1999) in der Analyse ihrer Modellergebnisse. Den nächst größeren Einfluss übt der atmosphärische Luftdruck im Fall von Cuxhaven über dem Skagerrak und im Fall von List bei Norwegen aus.

Die konstanten Glieder g_0 an den Pegelstandorten liegen in einer identischen Größenordnung von $g_0 = -0,043$ m in Cuxhaven und $g_0 = -0,046$ m in List. Im Hinblick auf die Ergebnisse aus Müller-Navarra und Giese (1999) und Dibbern und Müller-Navarra (2009) stimmen die Größenordnungen gut überein. Eine direkte Vergleichbarkeit aufgrund unterschiedlicher Stichprobenumfänge und betrachteter Pegelstandorte ist allerdings nicht möglich. Die Werte der konstanten Glieder lassen aufgrund ihrer geringen Ausprägung den Schluss zu, dass es sich dabei um einen meteorologischen Zustand handelt, bei dem geringe Windgeschwindigkeiten vorherrschen. Erst durch die Berücksichtigung der weiteren Prädiktoren kann der tatsächliche Windstau abgeschätzt werden.

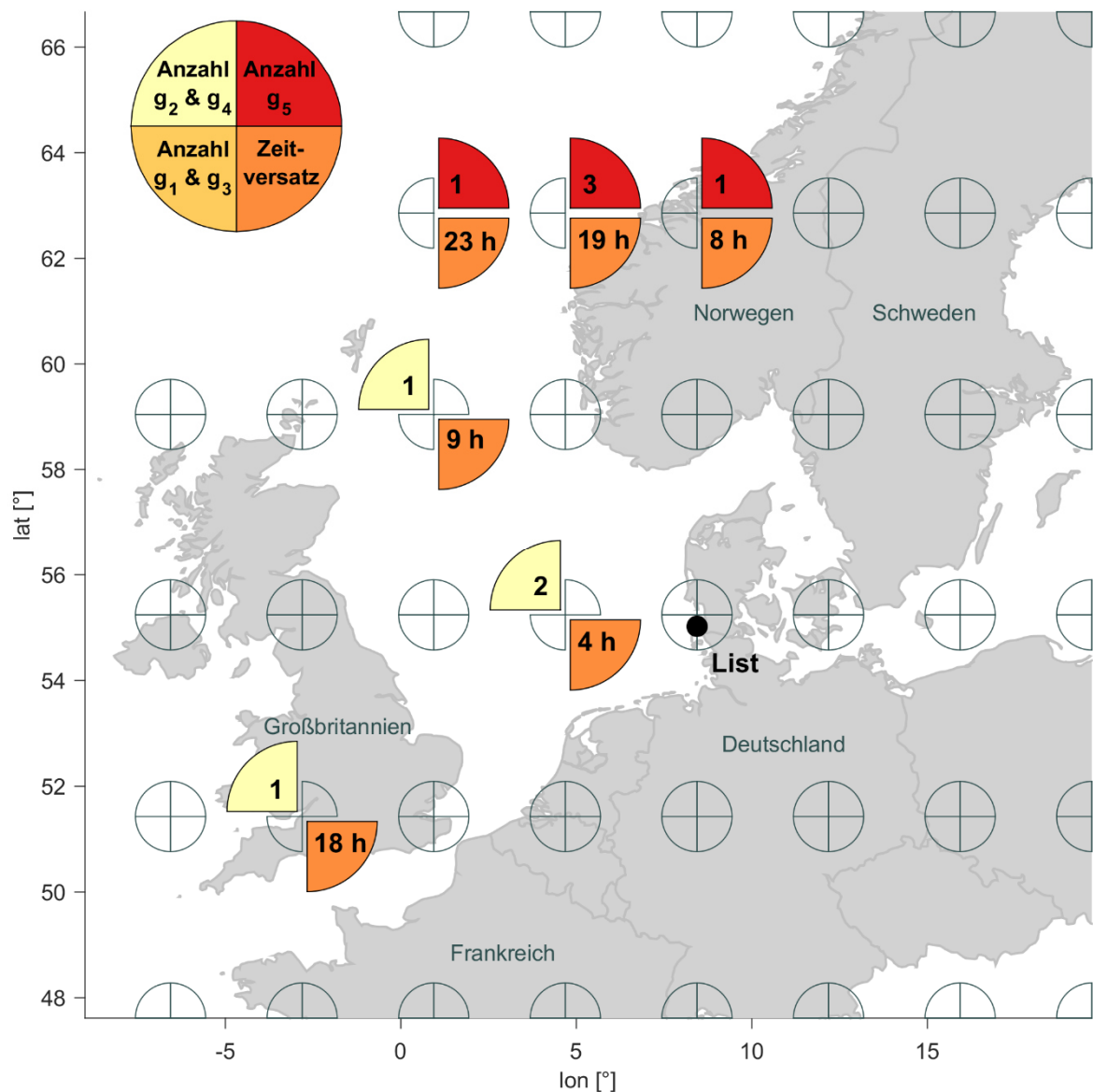


Abbildung 6-7: Ergebnis der schrittweisen multiplen Regression am Beispiel List (schwarzer Punkt). Es werden die signifikanten Prädiktoren zur Beschreibung des Windstaus dargestellt (vergleiche Tabelle 6-3). Die signifikanten Prädiktoren der zonalen Windkomponenten g_2 und g_4 sind oben links, die der meridionalen Windkomponenten g_1 und g_3 unten links und die des atmosphärischen Luftdrucks g_5 oben rechts 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 Viertelkreise und Angabe der Häufigkeit der meteorologischen Prädiktoren im Windstaumodell (Mehrfachauswahl aufgrund verschiedener Zeitverschiebungen als auch aufgrund der hier nicht vorgenommen Trennung in quadratische/kubische Komponenten des Windes möglich). Die nicht eingefärbten Kreise stellen sämtliche potenziellen meteorologischen Gitterpunkte aus den verwendeten Reanalysedaten dar.

Tabelle 6-2: Signifikante Prädiktoren des empirisch-statistischen Windstaumodells am Pegelstandort Cuxhaven: (i) Nummer des Prädiktors, (ii) Prädiktor, (iii) Regressionskoeffizient und (iv) p-Wert des Prädiktors.

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	$p-\mu(p)$	-1,69E-04	< 0,001
10	$p-\mu(p)$	1,03E-04	< 0,001

Tabelle 6-3: Signifikante Prädiktoren des empirisch-statistischen Windstaumodells am Pegelstandort List: (i) Nummer des Prädiktors, (ii) Prädiktor, (iii) Regressionskoeffizient und (iv) p-Wert des Prädiktors.

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	$p-\mu(p)$	-1,33E-04	< 0,001
7	$p-\mu(p)$	1,53E-03	< 0,001
8	$p-\mu(p)$	-1,62E-03	< 0,001
9	$p-\mu(p)$	2,63E-04	< 0,001
10	$p-\mu(p)$	-1,20E-04	< 0,001

Bei der Analyse der weiteren Prädiktoren fällt auf, dass alle Prädiktoren auf Basis von Sinustermen ein negatives und alle Prädiktoren auf Basis von Kosinustermen ein positives Vorzeichen aufweisen. Lediglich die Vorzeichen der Prädiktoren des atmosphärischen Luftdrucks variieren je nach Gitterpunkt. Die Begründung hinsichtlich der Sinus- und Kosinustermine findet sich in der Konvention zur Definition der Windrichtung in der Meteorologie. Die Angabe der Windrichtung bezieht sich dabei auf die Richtung, aus der der Wind kommt, wobei Nord einer Richtung von 0° zuzuordnen ist. Die Windrichtungen werden dann gegen den Uhrzeigersinn betrachtet. Ein NW-Wind beschreibt entsprechend eine Windrichtung von 315° . Darüber lässt sich erklären, warum die Prädiktoren auf Basis von Sinustermen ein negatives Vorzeichen erhalten, denn anhand der erläuterten Konvention wird der Sinus der Windrichtung positiv bei O-Winden und negativ bei W-Winden. Entsprechend gegensätzlich verhält sich der Kosinus der Windrichtung, wobei ein N-Wind ein positives und ein S-Wind ein negatives Vorzeichen aufweist. Die physikalische Plausi-

bilität der Regressionskoeffizienten a_j in Tabelle 6-2 und Tabelle 6-3 kann also nachgewiesen werden, da die in der Deutschen Bucht vorherrschenden Windrichtungen mit dem größten Einfluss auf den Windstau berücksichtigt werden.

Die Vorzeichenwechsel der Regressionskoeffizienten der Prädiktoren zur Beschreibung des atmosphärischen Luftdrucks ergeben sich, weil der Basisterm um seinen Mittelwert bereinigt wird (siehe Gleichung (6-3)). Entsprechend werden Tiefdruckgebiete über negative Abweichungen und Hochdruckgebiete über positive Abweichungen vom langjährigen Mittelwert in den Regressionsgleichungen berücksichtigt. Am Beispiel von Cuxhaven kann die physikalische Plausibilität anhand der Ausführungen in Müller-Navarra und Giese (1999) beschrieben werden. Die beiden Prädiktoren des atmosphärischen Luftdrucks befinden sich über dem Skagerrak und weisen sowohl ein positives als auch ein negatives Vorzeichen auf. Jedoch unterscheidet sich der Zeitversatz um 2 Stunden (vergleiche Abbildung 6-6). Im Kontext der dynamischen Wirkung des IBE ist mit den beiden Prädiktoren der Einfluss von Tiefdruckgebieten abgebildet, die schnell von West nach Ost über die Nordsee ziehen und deren flächige Ausdehnung etwa 1.000 km beträgt (Müller-Navarra und Giese 1999). Das Tiefdruckgebiet über der Nordsee führt lokal zu einem Anstieg des Wasserstands und aufgrund des Druckgradienten zu einer Absenkung des Wasserstands in der Deutschen Bucht. Nachdem das von Westen in die Nordsee eingelaufene Tiefdrucksystem weiter Richtung Osten gezogen ist, steigt der Luftdruck über der Nordsee und es stellt sich eine Absenkung des Wasserstands in der offenen Nordsee und ein Anstieg des Wasserstands in der Deutschen Bucht ein. Diese physikalische Bewertung basiert auf der dynamischen Wirkung des IBE, da sich die hydrostatische Wirkung des IBE erst auf längeren Zeitskalen einstellt (vergleiche Kapitel 6.2).

Eine weitere Möglichkeit der physikalischen Plausibilisierung der Regressionsfunktionen hinsichtlich der Windstauintensität in Abhängigkeit zur Windrichtung und -geschwindigkeit kann über Windstaudiagramme erfolgen, die in der Literatur häufig verwendet werden (z. B. Gönnert 2003; Jensen und Müller-Navarra 2008; Dibbern und Müller-Navarra 2009; Müller-Navarra und Knüpfner 2010), um die maßgebende Windrichtung an einem Standort bezogen auf den Windstau abzuschätzen. In Abbildung 6-8 ist ein Windstaudiagramm exemplarisch für die beiden Pegelstandorte Cuxhaven und List dargestellt, das auf Basis der zugrundeliegenden Datengrundlage erstellt wird. Für Cuxhaven lässt sich die maßgebende Windrichtung für einen positiven Windstau auf NW-Windrichtungen festlegen (ca. 300°). In List verschiebt sich die maßgebende Windrichtung nach Westen bei etwa 250° . Auf Basis dieser maßgebenden Windgeschwindigkeiten haben beispielsweise Müller-Navarra und Giese (1999) unterschiedliche Regressionsmodelle für auf- und ablandige Windrichtungen erstellt. Im Kontext dieser Arbeit muss dahingehend keine Unterscheidung vorgenommen werden, da diese implizit in dem schrittweisen Algorithmus berücksichtigt wird. Die Erläuterungen in den obigen Abschnitten verdeutlichen, dass die statistisch signifikanten Regressionskoeffizienten die maßgebenden Windrichtungen aus Abbildung 6-8 erfasst haben (vergleiche die Sinus- und Kosinusterme in Tabelle 6-2 und Tabelle 6-3 der beiden Pegelstandorte Cuxhaven und List). Eine detaillierte Beschreibung und Historie der Analyse der maßgebenden Windrichtung für den Pegelstandort Cuxhaven liefert Gönnert (2003). Auf Basis der Sturmfluten, die seit 1900 erfasst wurden, gibt Gönnert (2003) schließlich ein Spektrum der maßgebenden Windrichtung von 280° bis 310° für sehr schwere Sturmfluten und 230° bis 360° für leichte bis schwere Sturmflut an und bestätigt somit die dargestellten maßgebenden Windrichtungen in Abbildung 6-8.

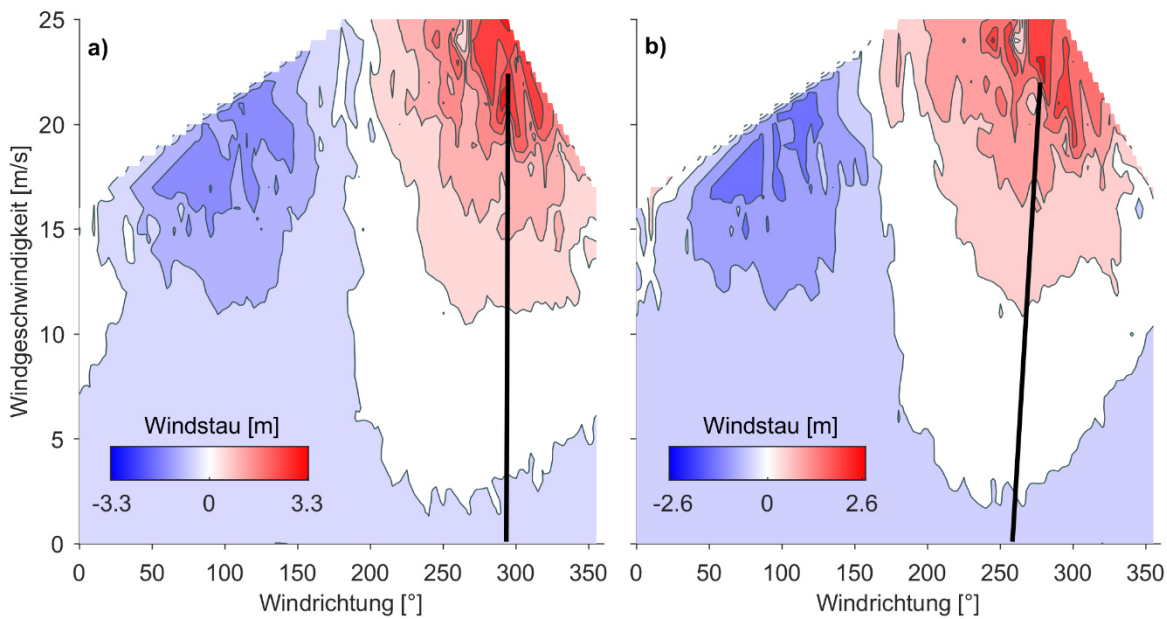


Abbildung 6-8: Windstauintensität in Abhängigkeit zur Windrichtung und –geschwindigkeit in der Deutschen Bucht an den Pegelstandorten a) Cuxhaven und b) List. Es wird jedem Windstauwert die zugehörige Windrichtung und –geschwindigkeit desselben Gitterpunktes ($7,5^{\circ}\text{O} / 54,3^{\circ}\text{N}$) in der zentralen Deutschen Bucht zugeordnet und über Konturlinien sowie eine farbliche Abstufung der jeweiligen Mittelwerte des Windstaus dargestellt. Die maßgebende Windrichtung bezogen auf positive Windstauwerte (schwarze Linien) für a) Cuxhaven ergibt sich aus WNW-Richtung, während in b) List die Richtung WSW dominiert.

Die Performance der Windstaumodelle hinsichtlich der Effizienzkriterien R^2 und RMSE an allen Pegelstandorten aus Abbildung 4-4 ist schließlich in Abbildung 6-9 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 durch die empirisch-statistischen Windstaumodelle beschriebene Variabilität schwankt 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 $\text{RMSE} = 0,16 \pm 0,03$ m (Mittelwert $\pm$ Standardabweichung). Die geringste Abweichung findet sich am Pegel Helgoland ($\text{RMSE} = 0,13$ m). Die größten Differenzen zwischen beobachtetem und rekonstruiertem Windstau weist der Pegel Husum in Schleswig-Holstein mit einem $\text{RMSE} = 0,20$ m auf. Der Vergleich des empirisch-statistischen Windstaumodells am Pegel Cuxhaven ($R^2 = 0,79$; $\text{RMSE} = 0,16$ m) mit Jensen et al. (2013) zeigt nahezu identische Ergebnisse ($R^2 = 0,82$; $\text{RMSE} = 0,16$ m). In Jensen et al. (2013) wurde hingegen bereits die Interaktion zwischen Gezeiten und Windstau berücksichtigt. In Müller-Navarra und Giese (1999) wurde die Gezeiten-Windstau Interaktion berücksichtigt, indem das empirisch-statistische Windstaumodell für Cuxhaven getrennt für Tnw und Thw abgeleitet wurde. Zudem wurde eine Separierung hinsichtlich auf- und ablandiger Windrichtungen vorgenommen. Es wurden Werte des Bestimmtheitsmaßes R^2 erreicht, die zwischen 0,74 und 0,82 für die Periode 1988 bis 1993 schwanken und liegen ebenfalls in einer identischen Größenordnung wie in der vorliegenden Arbeit. Cid et al. (2017) erreichen mit einem empirisch-statistischen Modell auf Basis

täglicher Maximalwerte des Windstaus ein R^2 von 0,80 und einen RMSE von 0,25 m am Pegelstandort Cuxhaven und heben hervor, dass das Modell in der Nordsee im globalen Vergleich kleinere Korrelationskoeffizienten und höhere relative Fehler aufweist. Darüber wird erneut die Komplexität der Deutschen Bucht hervorgehoben.

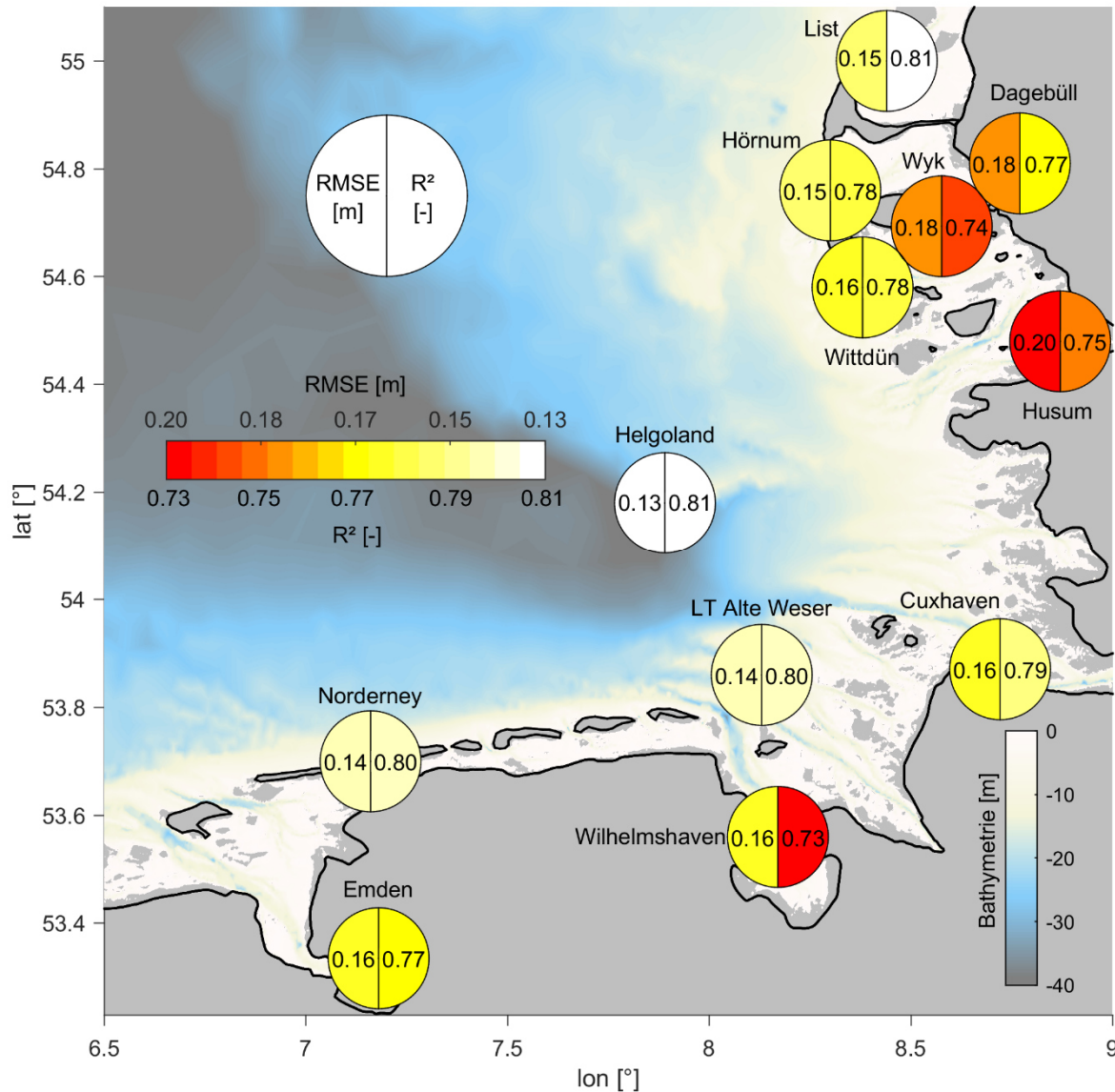


Abbildung 6-9: Effizienzkriterien R^2 und RMSE der empirisch-statistischen Windstaumodelle (ohne Berücksichtigung der Interaktion zwischen Gezeiten und Windstau) an zwölf Pegelstandorten in der Deutschen Bucht. Die Absolutwerte der Effizienzkriterien sind jeweils in den Halbkreisen angegeben (links: RMSE; rechts: R^2) und farblich abgestuft dargestellt. Im Hintergrund ist die Bathymetrie der Deutschen Bucht farblich anhand der Tiefe abgebildet.

Die Verteilung der Pegelstandorte in der Deutsche Bucht wird als repräsentativ angenommen, woraus sich Rückschlüsse auf die generelle Modellgüte für die Deutsche Bucht ableiten lassen. Generell zeigt sich in der beschriebenen Variabilität und der mittleren quadratischen Abweichung zwischen beobachtetem und rekonstruiertem Windstau, dass die maßgeblichen statistischen Eigenschaften des Windstaus durch die empirisch-statistischen Windstaumodelle gut erfasst werden. Es fällt jedoch auf, dass die Modellgüte an Pegeln mit besonders ausgeprägten 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 = 0,13 m). In den deutlich flacheren Bereichen im Wattenmeer nahe der Festlandküste verringert sich die Modellgüte etwas (Wyk: $R^2 = 0,74$; RMSE = 0,18 m, Dagebüll: $R^2 = 0,77$; RMSE = 0,18 m, Husum: $R^2 = 0,75$; RMSE = 0,20 m). Diese Beobachtung bestätigt sich auch für Ästuarpegel (z. B. Wilhelmshaven: $R^2 = 0,73$; RMSE = 0,16 m). Es liegt der Schluss nahe, dass stark lokal begrenzte Effekte (z. B. nichtlineare Interaktionen aufgrund der komplexen Bathymetrie mit Prielen und Wattflächen) zur Beschreibung des Windstaus in den empirisch-statistischen Modellen nicht adäquat erfasst werden. Allerdings handelt es sich dabei nicht um atmosphärisch induzierte Prozesse, die aber ausschließlich als Prädiktoren bei der empirisch-statistischen Modellentwicklung herangezogen werden. Deshalb kann die generelle Modellgüte nicht anhand dieser Abweichungen bestimmt werden.

Zuletzt werden an dieser Stelle noch die Residuen zwischen beobachtetem und rekonstruiertem Windstau und die möglichen Gründe diskutiert. In Kapitel 6.3.1 wird bereits angesprochen, dass insbesondere die sehr niedrigen bzw. sehr hohen Windstauwerte von der empirisch-statistischen Modellierung unterschätzt werden. Die Unsicherheiten resultieren einerseits aus den komplexen physikalischen Vorgängen, welche sich nur approximativ modellieren lassen, und andererseits aus Unsicherheiten infolge der Modellkette sowie der Datenaufbereitung. Die Unterschätzung kann entsprechend durch verschiedene Faktoren verursacht werden. So verbleiben unabhängig vom angewendeten Verfahren zur Gezeitenanalyse und -synthese im Windstau verschiedene (periodische) Komponenten, die während der Gezeitenanalyse nicht separiert werden. Hierunter fallen beispielsweise Partaltiden, die nicht explizit erfasst werden (Pawlowicz et al. 2002) oder der Einfluss von meteorologischen Tiden (Zijl et al. 2013; Williams et al. 2018). Implizit enthalten sind zudem der Einfluss von Fernwellen, regionalen Umverteilungen des MSL oder der (nichtlinearen) Interaktion zwischen MSL und Gezeiten sowie Gezeiten und Windstau, die nicht anhand der fünf vorliegenden atmosphärischen Prädiktoren beschrieben werden können. Ein weiterer Grund für verbleibende Diskrepanzen zwischen beobachtetem und rekonstruiertem Windstau kann auf den verwendeten 20CRv2c-Reanalysedatensatz zurückzuführen sein. Es wird bei der Modellentwicklung der Mittelwert verschiedener Ensemble-Läufe verwendet. Allerdings haben Dangendorf et al. (2014b) anhand des Pegelstandortes Cuxhaven gezeigt, dass die Modellgüte dadurch nicht beeinträchtigt wird. Im Hinblick auf Einzelereignisse ist hingegen nicht auszuschließen, dass diese unterschätzt werden. Bezogen auf die gesamte Modellperformance ist es aber wahrscheinlicher, dass die Reanalyse aufgrund der zeitlichen und flächigen Auflösung nicht ausreichend ist, um insbesondere schnell wechselnde atmosphärische Bedingungen oder kurzfristig sehr hohe Windgeschwindigkeiten abzubilden (siehe auch Müller-Navarra und Knüpfner 2010). Diese Vermutung bestätigen Jensen und Müller-Navarra (2008) und erläutern, dass die empirisch-statistischen Verfahren bei homogenen, stationären Windfeldern in der Deutschen Bucht funktionieren, wenn sich ein dynamisches Gleichgewicht zwischen Wind- und Wasserstandsgradient sowie zwischen Oberflächenströmungen und bodennaher Rückströmung entwickelt. Diese Einschränkung kann allerdings zukünftig durch optimierte meteorologische Datensätze behoben werden. Abschließend können die festgestellten Residuen keinem der genannten Aspekte eindeutig zugeordnet werden, sondern führen akkumuliert zu einer verbleibenden

Unsicherheit, die beispielsweise über die Angabe von Konfidenzintervallen im weiteren Vorgehen berücksichtigt wird.

Zusammenfassend liefern die empirisch-statistischen Windstaumodelle eine physikalisch plausible Performance, die vergleichbar mit Simulationsergebnissen aus HNM ist (vergleiche Kapitel 4.3.1). Das R^2 fällt geringer aus, kann aber damit begründet werden, dass sich der Großteil der Variabilität in den Wasserständen der Deutschen Bucht über die Gezeiten erklären lässt. Im folgenden Kapitel 6.3.3 werden die entwickelten empirisch-statistischen Windstaumodelle gegenüber bisherigen Ansätzen hinsichtlich der Berücksichtigung der nichtlinearen Gezeiten-Windstau Interaktion weiterentwickelt. Über die Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion sollen die Residuen, insbesondere der sehr niedrigen bzw. sehr hohen Windstauwerte, reduziert werden und zu einer optimierten physikalisch plausiblen Beschreibung des Windstaus beitragen. Zudem werden die Modelle auf die gesamte Küstenlinie der deutschen Nordsee anhand der 1.484 Gitterpunkte aus dem HNM erweitert.

6.3.3 Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion

Anhand der Ausführungen in Kapitel 3.5 wird die Komplexität und Relevanz der Berücksichtigung der nichtlinearen Gezeiten-Windstau Interaktion in Bezug auf die robuste Abbildung von Wasserständen verdeutlicht. Die aufgeführten Referenzen zeigen, dass die Abhängigkeit zwischen Gezeiten und Windstau nicht vernachlässigt werden darf, was allerdings aufgrund der lokalen Ausprägung ein schwieriges Unterfangen darstellt. Es existiert aktuell kein Verfahren, dass die Gezeiten-Windstau Interaktion global quantifizieren kann (Arns et al. 2020). Idier et al. (2019) schlagen daher vor, in Gebieten, in denen nicht vernachlässigbare Wechselwirkungen zu erwarten sind, diese entweder durch numerische Modellierung oder durch statistische Methoden bei der Abschätzung von Wasserständen im Küstenbereich zu berücksichtigen. Insbesondere bei der Vorhersage von Wasserständen ist es daher wichtig, den Gesamtwasserstand ausreichend genau, robust und zu jeder Zeit abbilden zu können. Daher wird in der Risikoanalyse auf das Konzept des *Skew Surge* zurückgegriffen, um der Phasenverschiebung der astronomischen Gezeit durch den Windstau Rechnung zu tragen. Da die zeitliche Komponente hierbei verloren geht, wird in der vorliegenden Arbeit eine statistische Herangehensweise vorgestellt, mit der es möglich ist, den physikalisch ablaufenden Prozessen so gut wie möglich Rechnung zu tragen. Aus diesem Grund wird der Einfluss der Interaktion zwischen Gezeiten und Windstau explizit in bei der Entwicklung der empirisch-statistischen Windstaumodelle berücksichtigt.

Um die erheblichen nichtlinearen Interaktionen zwischen Gezeiten und Windstau in der flachen Deutschen Bucht zu erfassen, werden die empirisch-statistischen Windstaumodelle in Anlehnung an die Ausführungen Jensen et al. (2013) anhand von 84 Perzentilen der mittleren Gezeitenganglinie abgeleitet (vergleiche Abbildung 6-1 und Kapitel 6.2). Die erzielten Optimierungen werden im Wesentlichen auf Basis der zwölf Pegelstandorte dargestellt. Außerdem werden sie auf die simulierten und bias-korrigierten Wasserstandsinformationen zwischen 2000 und 2014 der 1.484 Gitterpunkte entlang der Küstenlinie in der Deutschen Bucht (vergleiche Abbildung 4-10) erweitert. Die Effizienzkriterien R^2 und RMSE der endgültigen empirisch-statistischen Windstaumodelle, die als Grundlage für die

Modellentwicklung zur Wasserstandsvorhersage entlang der gesamten deutschen Küstenlinie in Kapitel 7 verwendet werden, sind in Abbildung 6-10 zusammengefasst und werden im Folgenden diskutiert.

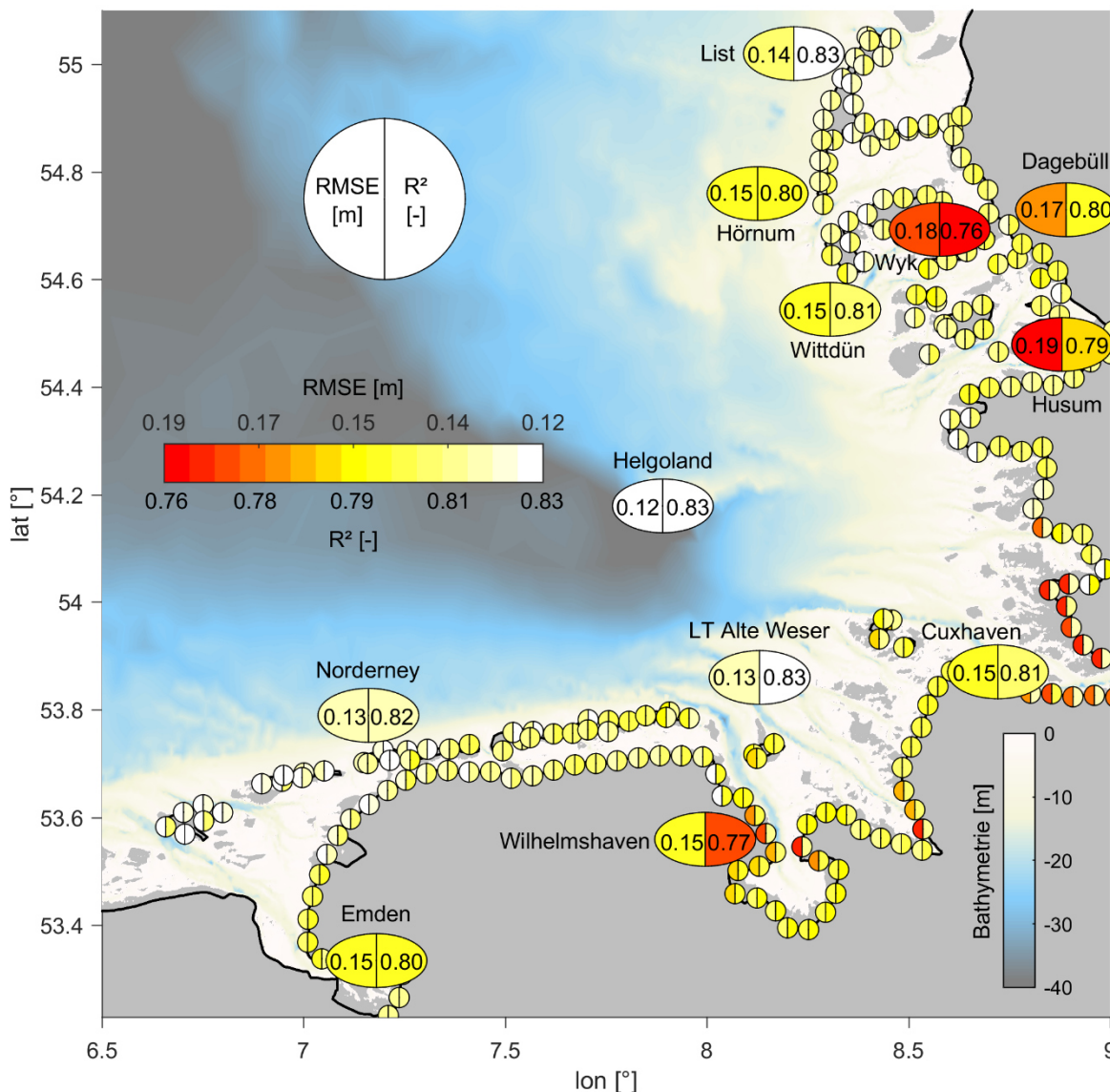


Abbildung 6-10: Effizienzkriterien R^2 und RMSE der empirisch-statistischen Windstauemodelle unter Berücksichtigung der Interaktion zwischen Gezeiten und Windstau an den zwölf Pegelstandorten in Abhängigkeit ihrer Lage in der Deutschen Bucht und für die exportierte Küstenlinie aus dem HNM (1.484 Gitterpunkte im Abstand von etwa 1 km; aus Gründen der Visualisierung ist nur jeder fünfte Punkt dargestellt). Die Absolutwerte der Effizienzkriterien sind jeweils in den Halbkreisen angegeben (links: RMSE; rechts: R^2) und farblich abgestuft dargestellt. Im Hintergrund ist die Bathymetrie der Deutschen Bucht farblich anhand der Tiefe abgebildet.

Die vorgenommene Einteilung der mittleren Gezeitenganglinie in 84 Perzentilklassen basiert auf einer Sensitivitätsstudie aus Jensen et al. (2013). Darin wurde die Anzahl der Perzentilklassen sukzessive erhöht und der Einfluss auf die Effizienzkriterien R^2 und RMSE analysiert. Es hat sich anhand des Pegelstandortes Cuxhaven gezeigt, dass auf diese Weise die Abhängigkeit zwischen Gezeiten und Windstau berücksichtigt werden kann und eine Verbesserung der gesamten Modellgüte erzielt wird (vergleiche Kapitel 6.1). Durch

dieses Vorgehen haben Jensen et al. (2013) gezeigt, dass die perzentilbasierte Herangehensweise die Unter-/Überschätzung sehr hoher/niedriger Windstauwerte reduziert. Ein Nachteil dieser Methode ist die Abhängigkeit von der verfügbaren Zeitreihenlänge. Mit steigender Anzahl an Perzentilklassen reduziert sich entsprechend die Stichprobe, die zur Ableitung der Regressionskoeffizienten zur Verfügung steht und beeinflusst somit die statistische Signifikanz. Es überwiegen aber die Vorteile, denn es wird zum einen dem meteorologisch induzierten zeitlichen Versatz der astronomischen Gezeiten und zum anderen den Diskrepanzen der Residuen zwischen beobachtetem und rekonstruiertem Windstau von der Normalverteilung der niedrigeren und höheren Windstauwerte Rechnung getragen (vergleiche Kapitel 6.3.1). Entsprechend dem zweiten Punkt wird eine geringere Schrittweite für die niedrigen bzw. hohen Perzentilklassen verwendet.

In Abbildung 6-11 ist die Optimierung der empirisch-statistischen Windstaumodelle auf Basis eines Quantil-Quantil-Diagrammes (beobachtete Quantile gegen rekonstruierte Quantile) ohne und mit Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion an den zwölf Pegelstandorten dargestellt. Es wird deutlich, dass die größten Verbesserungen in den höheren Quantilen ($> 99,9\%$) des Windstaus stattfinden. Es zeigen sich auch reduzierte Diskrepanzen in den niedrigeren Quantilen ($< 0,1\%$), die allerdings deutlich geringer ausgeprägt sind. Im mittleren Quantilbereich zeigen sich hingegen kaum Differenzen in Abhängigkeit zur Berücksichtigung oder Nicht-Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion. Darüber hinaus fällt auf, dass Pegelstandorte, die weniger von den Wechselwirkungen der Gezeiten und dem Windstau beeinflusst sind, auch geringere Verbesserungen aufweisen. Als Beispiele sind hierfür Helgoland, Norderney, List oder LT Alte Weser zu nennen. Am Pegelstandort Wyk werden beispielsweise deutliche Verbesserungen durch die Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion, insbesondere in den hohen Quantilen, erzielt. In den niedrigeren Quantilen verbleiben die Diskrepanzen allerdings in einer Größenordnung wie bei einer Vernachlässigung der nichtlinearen Wechselwirkung. In stark flachwasserbeeinflussten Bereichen zeigen sich zudem sehr ausgeprägte Optimierungen der Modellergebnisse durch die Einbeziehung der Interaktion zwischen Gezeiten und Windstau, wie es an den Pegelstandorten Dagebüll, Husum oder Wilhelmshaven verdeutlicht werden kann. Speziell in Wilhelmshaven zeigen die Ergebnisse der empirisch-statistischen Windstaumodelle unter Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion eine nahezu optimale Anpassung des rekonstruierten an den beobachteten Windstau. Das gilt ebenso für Norderney und Helgoland. Zusammenfassend verdeutlicht Abbildung 6-11, dass bezogen auf die Quantile des Windstaus die Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion zu einer signifikanten Optimierung der Modellergebnisse führt. An Pegelstandorten, die weniger von Flachwassereffekten beeinflusst werden, sind die erzielten Verbesserungen geringer als bei stark beeinflussten Pegelstandorten. Allerdings sind die Abweichungen in weniger flachwasserbeeinflussten Bereichen zwischen rekonstruiertem und beobachtetem Windstau ohne Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion bereits weniger stark ausgeprägt, weshalb die Ergebnisse aus physikalischer Sicht plausibel erscheinen.

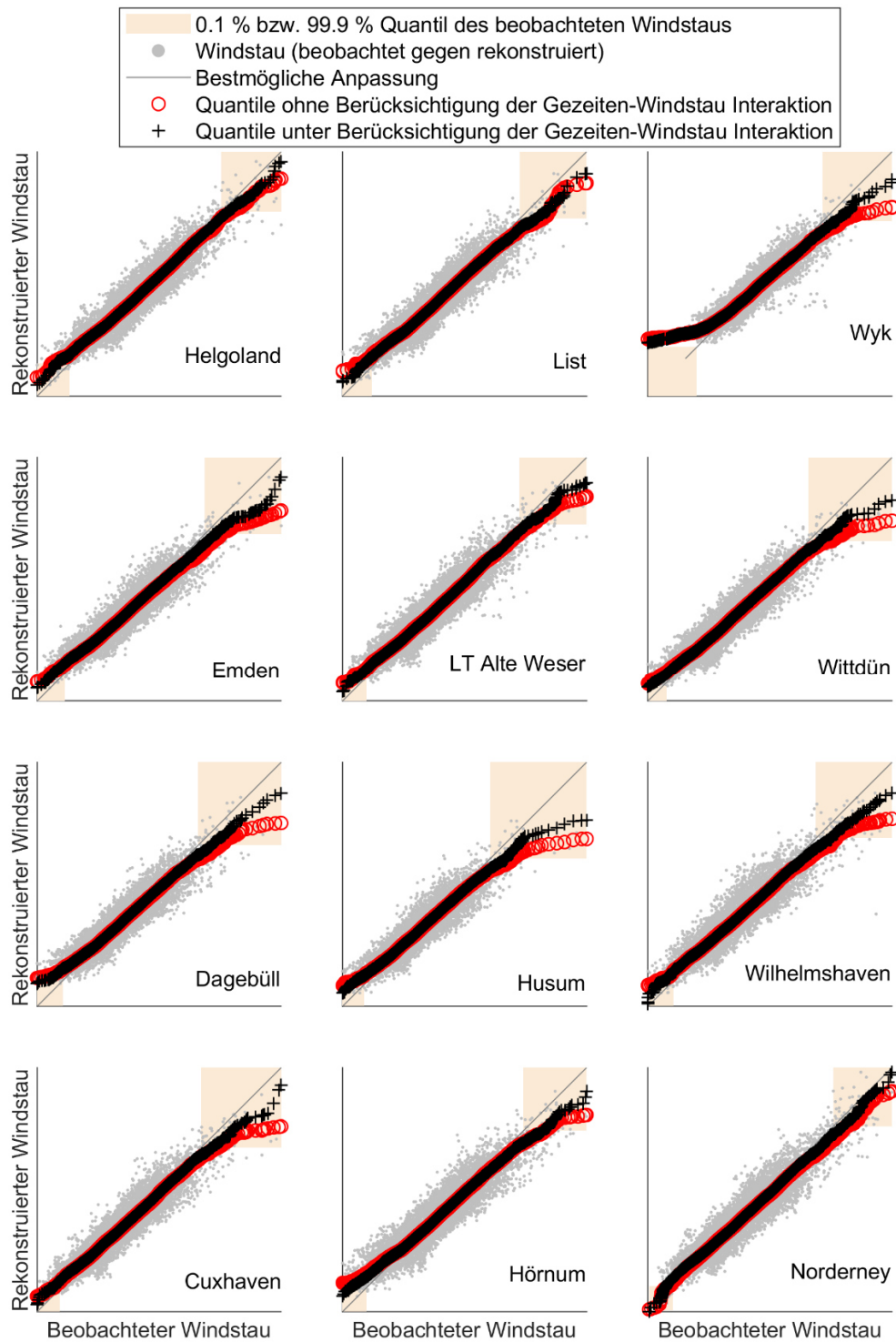


Abbildung 6-11: Optimierung der empirisch-statistischen Windstaumodelle durch Berücksichtigung der Interaktion zwischen Gezeiten und Windstau an den zwölf Pegelstandorten. Die graue Linie im Hintergrund stellt die bestmögliche Anpassung des beobachteten Windstaus an den rekonstruierten Windstau dar. Die grauen Punkte zeigen den Vergleich des beobachteten Windstaus mit dem rekonstruierten Windstau unter Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion. Die roten Kreise bilden das Quantil-Quantil-Diagramm (beobachtete Quantile gegen rekonstruierte Quantile) ohne Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion und die schwarzen Kreuze das Quantil-Quantil-Diagramm unter Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion ab. Die Bereiche des 0,1 %-Quantils sowie des 99,9 %-Quantils des beobachteten Windstaus sind jeweils als beiges Viereck im Hintergrund eingetragen.

Anschließend werden die Verbesserungen der empirisch-statistischen Windstaumodelle durch die Berücksichtigung der Interaktion zwischen Gezeiten und Windstau an jedem Pegelstandort analog zu den vorangegangenen Kapiteln durch das Bestimmtheitsmaß R^2 und die mittlere quadratische Abweichung RMSE bewertet. In Abbildung 6-12 wird die Optimierung anhand des RMSE und in Abbildung 6-13 auf Basis des R^2 für alle zwölf Pegelstandorte in Abhängigkeit der 84 Perzentilklassen bezogen auf die mittlere Gezeiten-ganglinie gezeigt.

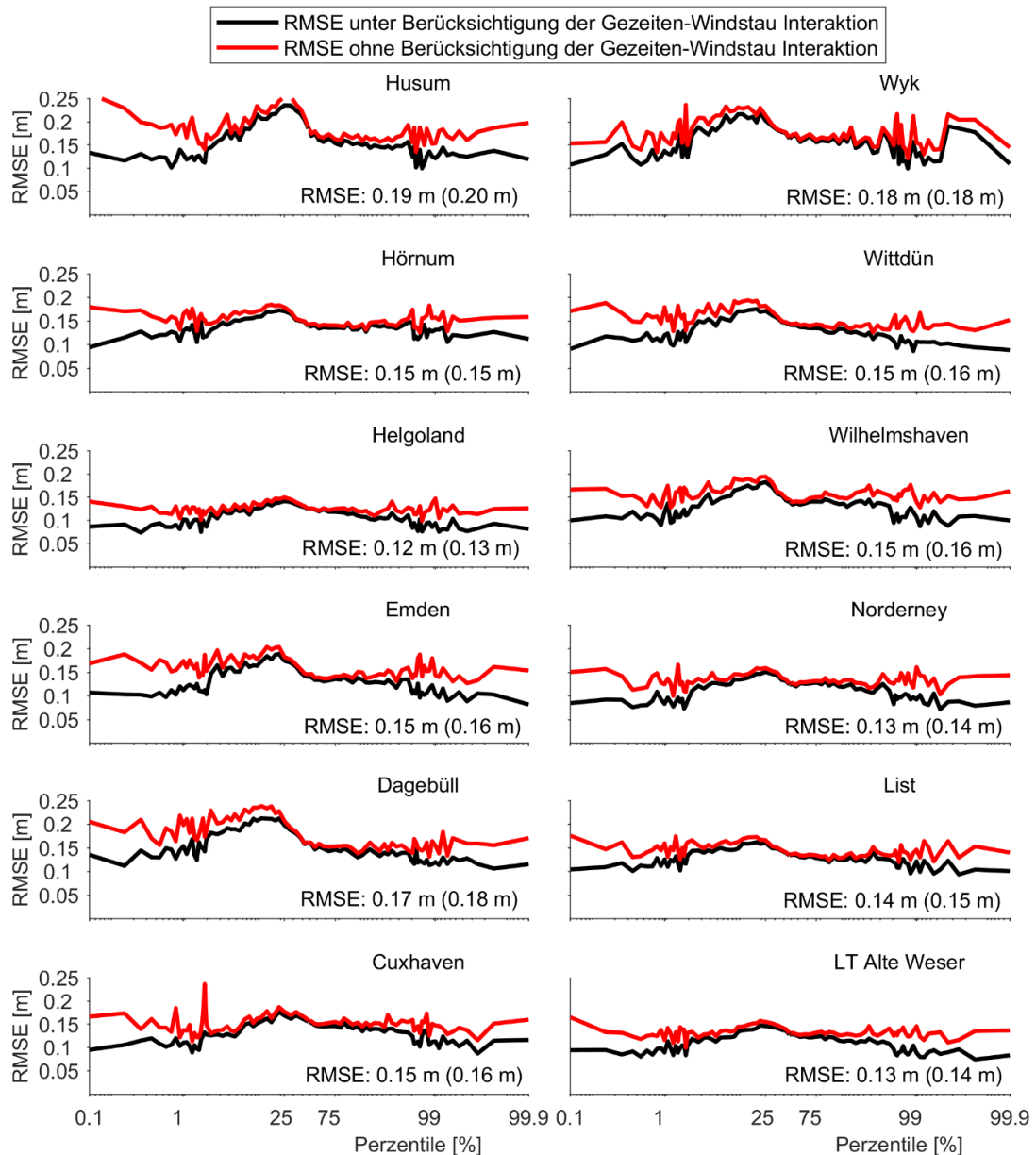


Abbildung 6-12: Optimierung der empirisch-statistischen Windstaumodelle durch Berücksichtigung der Interaktion zwischen Gezeiten und Windstau an den zwölf Pegelstandorten. Die Perzentile auf der Abszisse sind jeweils logarithmiert dargestellt, um insbesondere die hohen und niedrigen Perzentile analysieren zu können. In rot ist jeweils die mittlere quadratische Abweichung RMSE der empirisch-statistischen Windstaumodelle für die jeweiligen Perzentile ohne Berücksichtigung und in schwarz unter Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion dargestellt. Zusätzlich ist der RMSE für die gesamten Zeitreihen angegeben. Die Klammerwerte beschreiben dabei den RMSE ohne Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion.

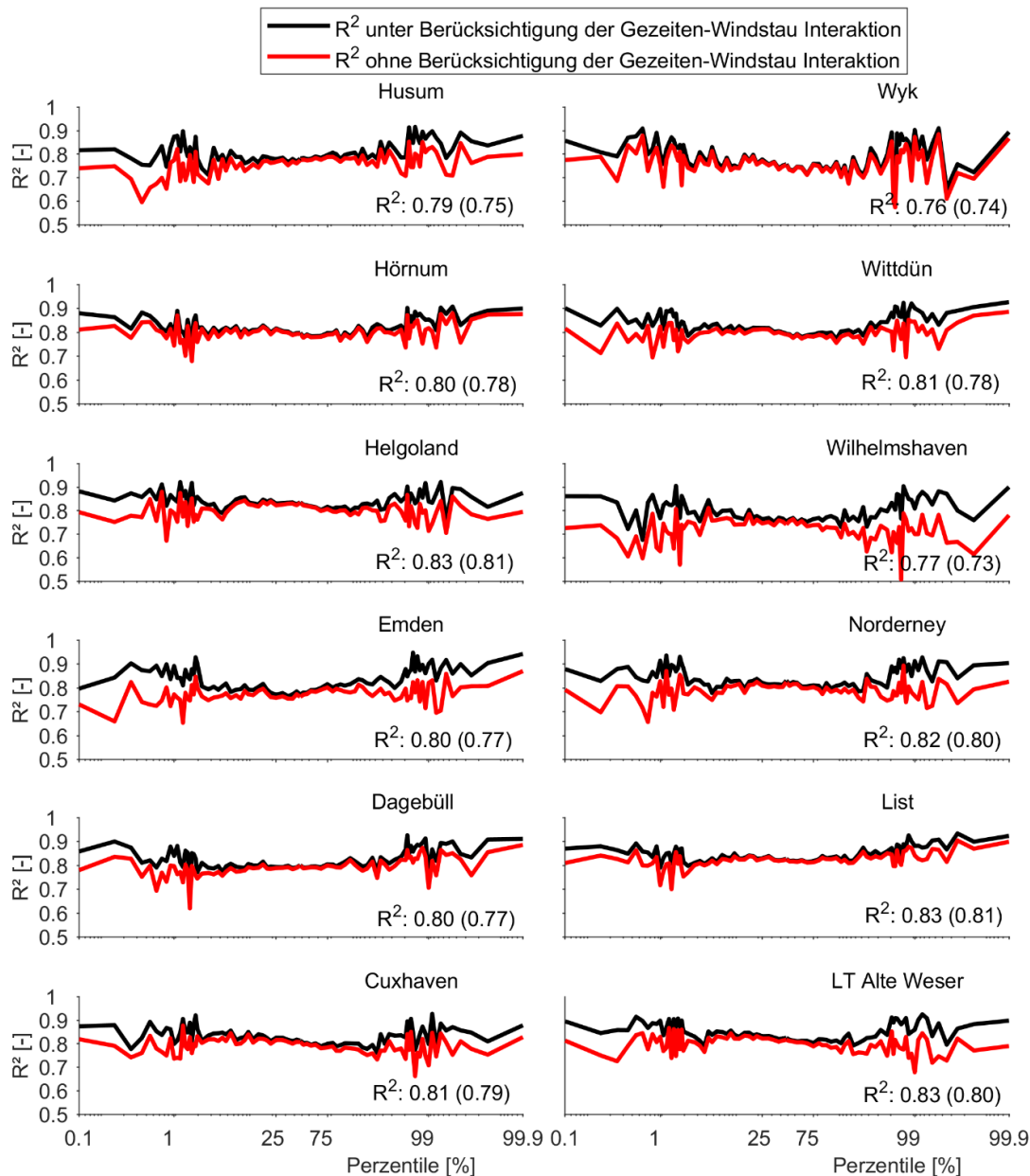


Abbildung 6-13: Optimierung der empirisch-statistischen Windstaumodelle durch Berücksichtigung der Interaktion zwischen Gezeiten und Windstau an den zwölf Pegelstandorten. Die Perzentile auf der Abszisse sind jeweils logarithmiert dargestellt, um insbesondere die hohen und niedrigen Perzentile analysieren zu können. In rot ist jeweils das Bestimmtheitsmaß R^2 der empirisch-statistischen Windstaumodelle für die jeweiligen Perzentile ohne Berücksichtigung und in schwarz unter Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion dargestellt. Zusätzlich ist das R^2 für die gesamten Zeitreihen angegeben. Die Klammerwerte beschreiben dabei das R^2 ohne Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion.

Es kann durch die Ergebnisse bestätigt werden, dass die Interaktion zwischen Gezeiten 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 an den zwölf betrachteten Pegelstandorten über die gesamte betrachtete zeitliche Periode eine (nicht signifikante) Verbesserung im R^2 von 0,025 und im RMSE von 0,009 m gegenüber

den Regressionsmodellen ohne Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion ein. Insgesamt sind die Verbesserungen in den niedrigen Perzentilen der mittleren Gezeiten-ganglinie stärker ausgeprägt als in den hohen Perzentilen. Das gilt sowohl für den RMSE als auch für das R^2 . Aus physikalischer Sicht ist das plausibel, denn bei einem geringeren Basiswasserstand (niedrige Perzentile) dominieren lokale Effekte, wie die verminderte bodennahe Rückströmung (vergleiche Kapitel 3.5). Auch der Einfluss der Windwirkung auf eine geringere Wassersäule wird bei Tnw verstärkt und erklärt die unterschiedliche Verbesserung im Vergleich zwischen niedrigen und hohen Perzentilen. Insgesamt werden entsprechend die aus den gezeigten Untersuchungen in Abbildung 3-12 abgeleiteten Erkenntnisse bestätigt. Die Verbesserungen durch die Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion spiegelt sich maßgeblich in den niedrigen und hohen Perzentilen wider.

Am Pegel Husum wird die größte Verbesserung aller Pegelstandorte im RMSE von $> 0,10$ m in den niedrigen Perzentilen (< 5 %) erreicht. Der Pegelstandort Wyk weist hingegen die geringste Verbesserung im RMSE von $< 0,05$ m in den niedrigen Perzentilen (< 5 %) auf. Das wird ebenfalls bei der Betrachtung der zugehörigen Werte der erklärten Variabilität bestätigt, die am Pegelstandort Husum in der Größenordnung von 0,1 in den niedrigen Perzentilen (< 5 %) liegt und am Pegelstandort Wyk kaum sichtbar ist. Entsprechend wird am Pegelstandort Wyk auch keine Verbesserung des RMSE bezogen auf die gesamte zeitliche Periode erreicht. Zudem ist der Pegelstandort List bezogen auf das R^2 hervorzuheben, der im Gegensatz zum RMSE nur eine geringere Verbesserung durch die Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion aufweist. Allerdings zeigt der Vergleich zu den Ergebnissen des Regressionsmodells ohne Berücksichtigung der nichtlinearen Wechselwirkung, dass das R^2 mit 0,81 bereits überdurchschnittlich ausgeprägt ist. Zusammenfassend zeigt sich bei der Betrachtung von Abbildung 6-12 und Abbildung 6-13 ein sehr homogenes Bild hinsichtlich der erzielten Optimierungen der empirisch-statistischen Windstaumodelle in der Deutschen Bucht. Ausnahmen bilden lediglich die Pegelstandorte List und Wyk, die etwas geringfügigere Verbesserungen aufweisen.

Schließlich wird die Optimierung durch die Berücksichtigung der Interaktion zwischen Gezeiten und Windstau an den zwölf Pegelstandorten in Abbildung 6-14 zusammengefasst. Die Verbesserungen werden dafür anhand von den Bereichen $0 \% \leq \text{Perzentil} < 2 \%$, $20 \% \leq \text{Perzentil} < 80 \%$ und $98 \% \leq \text{Perzentil} < 100 \%$ als Mittelwerte in Form eines Balkendiagramms sowohl prozentual als auch absolut dargestellt. Es kann festgehalten werden, dass sich die prozentuale Verbesserung durch die Berücksichtigung der nichtlinearen Wechselwirkung zwischen Gezeiten und Windstau bezogen auf das R^2 in der Größenordnung von 10 % bewegt und auf Basis des RMSE sogar eine Größenordnung von 20 % erreicht wird. Das gilt gleichermaßen für die niedrigen ($0 \% \leq \text{Perzentil} < 2 \%$) als auch die hohen ($98 \% \leq \text{Perzentil} < 100 \%$) Perzentile. In den mittleren ($20 \% \leq \text{Perzentil} < 80 \%$) Perzentilen bewegen sich die prozentualen Verbesserungen einheitlich in einer Größenordnung $< 5 \%$ und bestätigen entsprechend die bislang beschriebenen Ergebnisse.

Die kombinierte Betrachtung der Abbildung 6-10 und der Abbildung 6-14 lässt zudem die Diskussion zu, wie sich die geographische Lage der jeweiligen Pegelstandorte auf die erzielten Optimierungen durch die Berücksichtigung der Interaktion zwischen Gezeiten und Windstau auswirkt. An den Pegelstandorten Emden, Husum und Wilhelmshaven werden die am stärksten ausgeprägten Verbesserungen in Bezug auf die absoluten Werte des R^2 und des RMSE in den niedrigen und hohen Perzentilen erreicht. Durch deren exponierte

geographische Lage hinsichtlich der Beeinflussung durch Flachwassereffekte sind die Ergebnisse entsprechend als plausibel einzustufen. An Pegelstandorten wie Helgoland oder LT Alte Weser, an welchen der Einfluss der Küstentopographie und der Flachwassereffekte nicht so stark ausgeprägt ist, zeigen sich im direkten Vergleich geringere Optimierungen durch die Berücksichtigung der Wechselwirkung zwischen Gezeiten und Windstau. Dies entspricht dem theoretischen Prozessverständnis und unterstreicht damit die Plausibilität der Ergebnisse. Allerdings kann die Abhängigkeit zwischen geographischer Lage des Pegelstandortes und den erzielten Verbesserungen durch die Einbeziehung der Interaktion zwischen Gezeiten und Windstau nicht pauschal vorgenommen werden. So weisen beispielsweise die prozentualen als auch die absoluten Optimierungen in Wittdün eine identische Größenordnung wie Helgoland auf, obwohl der Einfluss des Flachwasserbereiches hier deutlich stärker ausgeprägt ist. Entsprechend muss an dieser Stelle geschlussfolgert werden, dass sich die Verbesserung der Regressionsmodelle durch die Berücksichtigung der Interaktion zwischen Gezeiten und Windstau nicht vollständig über die geographische Lage der Pegelstandorte erklären lässt. Dies verdeutlicht erneut, wie komplex die physikalische nichtlineare Wechselwirkung und auch übergeordnet das physikalische System der Nordsee bzw. der Deutschen Bucht ist.

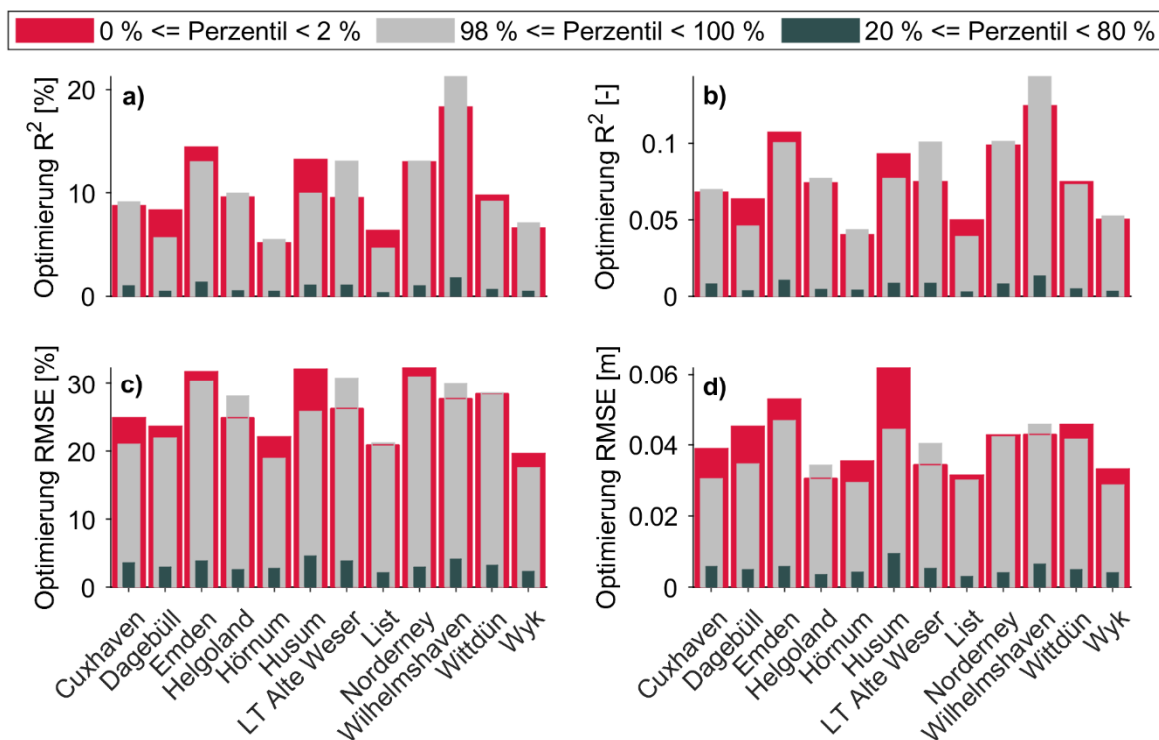


Abbildung 6-14: Zusammenfassung der Optimierung der empirisch-statistischen Windstaumodelle durch Berücksichtigung der Interaktion zwischen Gezeiten und Windstau an den zwölf Pegelstandorten für die Bereiche $0 \% \leq \text{Perzentil} < 2 \%$ (rot), $20 \% \leq \text{Perzentil} < 80 \%$ (schwarz) und $98 \% \leq \text{Perzentil} < 100 \%$ (grau) als Balkendiagramm. a) prozentuale Verbesserung des R^2 . b) absolute Verbesserung des R^2 . c) prozentuale Verbesserung des RMSE. d) absolute Verbesserung des RMSE.

Die Anwendung der beschriebenen Vorgehensweise erfolgt schließlich für die simulierten und bias-korrigierten Wasserstandsinformationen zwischen 2000 und 2014 aus dem HNM (vergleiche Kapitel 4). Hierfür werden die Zeitreihen an den 1.484 Gitterpunkten entlang

der Küstenlinie in der Deutschen Bucht, wie in Abbildung 4-10 dargestellt, verwendet. Das Resultat unter Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion ist in Abbildung 6-10 anhand des Bestimmtheitsmaßes R^2 und des RMSE demonstriert. Die Absolutwerte der erklärten Variabilität an den einzelnen Gitterpunkten einschließlich der Pegelstandorte variieren von 76 % ($R^2 = 0,76$) bis 83 % ($R^2 = 0,83$), während sich der RMSE zwischen 0,12 m bis 0,19 m bewegt. Das mittlere Bestimmtheitsmaß erreicht über alle 1.484 Gitterpunkte entlang der Küstenlinie (einschließlich der Inseln und Halligen) einen Wert von $R^2 = 0,81 \pm 0,01$ (Mittelwert $\pm$ Standardabweichung). Die mittlere quadratische Abweichung über alle 1.484 Gitterpunkte beträgt $\text{RMSE} = 0,14 \pm 0,02$ m (Mittelwert $\pm$ Standardabweichung). Im Vergleich dazu beträgt die erklärte Variabilität des Windstaus unter Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion an den zwölf betrachteten Pegelstandorten im Mittel $R^2 = 0,81 \pm 0,02$ (Mittelwert $\pm$ Standardabweichung). Der mittlere quadratische Fehler an den zwölf betrachteten Pegelstandorten erreicht im Mittel Werte von $\text{RMSE} = 0,15 \pm 0,02$ m. Es kann also festgehalten werden, dass an den 1.484 Gitterpunkten entlang der Küstenlinie eine ähnliche Modellgüte erreicht wird, wie sie an den einzelnen Pegelstandorten vorliegt. Das gilt ebenfalls für die erzielten Verbesserungen durch die nichtlineare Wechselwirkung zwischen Gezeiten und Windstau. Im Mittel stellt sich an den 1.484 Gitterpunkten über die gesamte betrachtete zeitliche Periode eine (nicht signifikante) Verbesserung im R^2 von 0,029 und im RMSE von 0,01 m gegenüber den Regressionsmodellen ohne Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion ein.

Auch hier variiert die Modellperformance 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 ($R^2 > 0,80$) und des RMSE ($\text{RMSE} < 0,14$ m) erreicht. Identische Größenordnungen werden um Helgoland erreicht, das außerhalb der flachen Deutschen Bucht gelegen ist. Auch das Mündungsgebiet der Elbe zeigt hohe Werte des R^2 , aber auch tendenziell höhere Werte des RMSE. Hier sind primär Winde aus nordwestlicher Richtung für einen Anstieg des Windstaus verantwortlich. Dieser kann zwar entsprechend modelltechnisch erfasst werden, jedoch schränken die ausgeprägten Flachwassereffekte in dem Bereich die Modellperformance ein. Im Wattenmeer entlang der nordfriesischen Küstenlinie nehmen die Werte des R^2 leicht ab, wobei diese immer noch statistisch signifikant bleiben. Hier zeigt sich deutlich der Einfluss der (nichtlinearen) Effekte und der Flachwassercharakteristik, die sich auch in den höheren Werten des RMSE widerspiegeln. Es dominieren starke lokale Effekte die Ausbildung des exakten Windstaus, wobei sich diese modelltechnisch nur bedingt erfassen lassen. 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 ($R^2 < 0,80$; $\text{RMSE} > 0,15$ m). Das bestätigt ebenfalls die Erkenntnisse aus Kapitel 6.3.2, dass Effekte, die nicht auf rein meteorologisch induzierte Prozesse zurückzuführen sind, von den empirisch-statistischen Windstaumodellen nur bedingt erfasst werden können.

Aufgrund der gewählten Vorgehensweise wird zuletzt der Einfluss der Berücksichtigung der Interaktion zwischen Gezeiten und Windstau bei der empirisch-statistischen Modellentwicklung auf die statistische Signifikanz der Regressionskoeffizienten diskutiert. Die empirisch-statistischen Windstaumodelle werden zunächst ohne Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion entwickelt (vergleiche Kapitel 6.3.2). Anschließend werden die

signifikanten meteorologischen Prädiktoren, wie oben beschrieben, hinsichtlich der Gezeiten-Windstau Interaktion optimiert, indem deren Regressionskoeffizienten neu abgeschätzt werden. Die physikalische Plausibilität der so erzielten Resultate wird in den vorangegangenen Absätzen detailliert erläutert. Aus mathematischer Sicht sollte allerdings geprüft werden, ob die statistische Signifikanz der Regressionskoeffizienten weiterhin gegeben ist. Anhand der zwölf Pegelstandorte in der Deutschen Bucht kann entsprechend gezeigt werden, dass zwischen 50 % und 60 % der Regressionskoeffizienten auch bei der Anpassung hinsichtlich der Interaktion zwischen Gezeiten und Windstau signifikant bleiben. Durch die Separierung der Stichprobe aller Windstauwerte in die 84 Perzentilklassen der mittleren Gezeitenganglinie wird die Stichprobe zur Schätzung der Regressionskoeffizienten verringert. Damit kann begründet werden, warum ein Teil der Regressionskoeffizienten aus statistischer Sicht keine Signifikanz mehr aufweist. Zudem wird über die Einteilung der Windstauwerte in die 84 Perzentilklassen indirekt auch eine Separierung hinsichtlich meteorologisch vorherrschender Bedingungen vorgenommen. So kann eine weitere Begründung lauten, dass ein Teil der Prädiktoren aus statistischer Sicht zwar zur Beschreibung der gesamten Stichprobe, aber nicht mehr zur Beschreibung des Windstaus in der jeweiligen Perzentilklasse benötigt wird. Für zukünftige Untersuchungen kann empfohlen werden, eine vergrößerte Stichprobe einzubeziehen und gegebenenfalls einen schrittweisen Regressionsansatz separat für jede Perzentilklasse anzuwenden. Für weitere Ausführungen hinsichtlich der physikalischen Plausibilität der Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion in den empirisch-statistischen Windstaumodellen wird auf Kapitel 7 verwiesen.

Zusammenfassend werden die theoretischen Überlegungen und Auswertungen zur Gezeiten-Windstau Interaktion mit den hier vorgestellten Ergebnissen bestätigt. Durch die vorgestellte Erweiterung der empirisch-statistischen Windstaumodelle wird erstmals eine Möglichkeit geliefert, diese nichtlineare Abhängigkeit in der Praxis zu berücksichtigen. Die Modellperformance der empirisch-statistischen Modelle an den 1.484 Gitterpunkten entlang der gesamten Küstenlinie liegt in der gleichen Größenordnung wie an den einzelnen betrachteten zwölf Pegelstandorten. Zudem wird an den 1.484 Gitterpunkten innerhalb der Deutschen Bucht die Abhängigkeit zwischen Modellperformance und geographischer Lage in Bezug auf die Bathymetrie bestätigt. Die Auswahl der betrachteten zwölf Pegelstandorte zeigt ebenfalls in großen Bereichen diese Abhängigkeiten und bestätigt somit die Repräsentativität der ausgewählten Standorte. Die Qualität der Modellergebnisse ist in Anbetracht des geplanten Anwendungsfalls als hinreichend genau einzustufen.

Zukünftig besteht allerdings weiterer Forschungsbedarf hinsichtlich der Einbeziehung der nichtlinearen Wechselwirkung zwischen Gezeiten und Windstau. Es spielt eine große Rolle, ob eine Beschreibung des Windstaus über die komplette Tidekurve oder eine reine Extremwert- bzw. Sturmflutanalyse angestrebt wird. Bezugnehmend auf die Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion in der vorliegenden Arbeit sollten zukünftig weitere Analysen hinsichtlich der meteorologischen Eingangsdaten, der Signifikanz der Regressionskoeffizienten oder der Einteilung der Windstauwerte auf Basis von Perzentilklassen der mittleren Gezeitenganglinie vorgenommen werden. Es ist beispielsweise denkbar, den Windstau anhand von meteorologischen Gegebenheiten zu analysieren. Ungeachtet der Fragestellung ist eine wesentliche Erkenntnis, dass die Interaktion zwischen Gezeiten und Windstau berücksichtigt werden muss und nicht vernachlässigt werden kann, auch

wenn aus mathematischer oder physikalischer Sicht Unsicherheiten resultieren. Diese Unsicherheiten können jedoch zukünftig durch eine erweiterte Datengrundlage, gesteigertes Prozessverständnis oder optimierte Rechenkapazitäten minimiert werden.

6.3.4 Vergleich mit hydrodynamisch-numerischer Modellierung

In dieser Arbeit werden zwei unterschiedliche Modelle zur Beschreibung des Gesamtwasserstandes bzw. des Windstaus entwickelt und detailliert betrachtet. In Kapitel 4 wird detailliert der Aufbau eines zweidimensionalen barotropen HNM beschrieben, während in Kapitel 6 die Entwicklung von empirisch-statistischen Windstaumodellen erläutert werden. Es ist daher naheliegend, einen Vergleich der Performance beider Modelle bezogen auf die Abweichungen zu den beobachteten Werten anzustreben. In Abbildung 6-15 und Abbildung 6-16 sind die Ergebnisse des Vergleichs anhand der zwölf Pegelstandorte in der Deutschen Bucht exemplarisch für das Jahr 2006 sowie die Allerheiligenflut vom 01.11.2006 dargestellt. Um den Windstauanteil aus dem HNM zu erhalten, wird zuerst der Gesamtwasserstand einschließlich meteorologischer Randbedingungen simuliert und die Gezeitenkomponente über einen rein auf Basis der astronomischen Randbedingungen unter Vernachlässigung der Meteorologie betriebenen Simulationslauf extrahiert.

Beide Modelle unterliegen bestimmten Vor- als auch Nachteilen bzw. Limitationen. Mit einem HNM können beispielsweise die Verformungen und Wechselwirkungen durch Flachwassereffekte sowie lokale Effekte wie Resonanzen und Schwingungen zum Beispiel in Ästuaren berücksichtigt werden. Darüber hinaus liefern HNM flächig konsistente Wasserstandsinformationen, die eine wesentliche Informationserweiterung darstellen. Ein Nachteil ist allerdings die Abhängigkeit von der Auflösung des Rechengitters und von der flächigen Auflösung der bathymetrischen Datengrundlage, die zu Diskrepanzen bei der Abbildung der Gezeiten und somit der Gezeiten-Windstau Interaktion führen. Da die meteorologische Komponente in der vorliegenden Arbeit in beiden Modellen identisch ist, wird hier an dieser Stelle nicht weiter darauf eingegangen. Die Unzulänglichkeiten in der zeitlichen und flächigen Auflösung des meteorologischen Datensatzes betrifft entsprechend beide Modelle gleichermaßen. Ein wesentlicher Vorteil der empirisch-statistischen Windstaumodelle ist, dass die meteorologisch induzierten Prozesse in Abhängigkeit des verwendeten meteorologischen Antriebs unmittelbar erfasst werden können. Das bedeutet, dass die Windwirkung sowie der atmosphärische Luftdruck ohne eine Parametrisierung in die Modellentwicklung einfließen. Das stellt einen wesentlichen Unterschied der empirisch-statistischen Windstaumodelle gegenüber den HNM dar. Ein weiterer Vorteil der empirisch-statistischen Methodik ist zum Beispiel, dass der Windstau einschließlich des Einflusses einer veränderlichen Bathymetrie oder eines veränderlichen MSL beschrieben werden kann. In den meisten HNM wird beispielsweise die Bathymetrie als konstant angenommen. Aktuell wird im Projekt EasyGSH (Hagen et al. 2019a) versucht, den Einfluss einer veränderlichen Bathymetrie zu quantifizieren und in den Modellläufen zu berücksichtigen. Der Nachteil der empirisch-statistischen Windstaumodelle ist maßgeblich, dass nicht meteorologisch induzierte Prozesse nicht erfasst werden können.

Der Vergleich der beiden vorgestellten Modelle soll aufzeigen, was die beschriebenen Vor- und Nachteile für die Modellgüte bedeuten. Wie bereits erwähnt, ist ein wesentlicher Unterschied des HNM gegenüber den empirisch-statistischen Windstaumodellen, dass die Windwirkung parametrisiert betrachtet wird. In der verwendeten Software MIKE21® zur

Erstellung des HNM in der vorliegenden Arbeit wird die Windwirkung über dem Modellgebiet anhand der Windschubspannung in Abhängigkeit der Windgeschwindigkeit über der Wasseroberfläche mit folgender empirischer Beziehung bestimmt:

$$\vec{\tau}_s = \rho_a c_d |u_w| \vec{u}_w \quad (6-8)$$

Mit:

- τ_s : Windschubspannung [N/m²]
- ρ_a : Dichte der Luft [kg/m³]
- c_d : Dimensionsloser Reibungskoeffizient [-]
- u_w : Windgeschwindigkeit [m/s]

Der dimensionslose, empirische Reibungskoeffizient c_d bildet demnach den Einfluss der Rauheit der Meeresoberfläche ab und kann auf unterschiedliche Arten berechnet werden, die beispielsweise in Jensen et al. (2006) oder O'Neill et al. (2016) gegenübergestellt wurden. Je nach Berechnungsverfahren zur Ermittlung des Reibungskoeffizienten zeigt sich eine starke Abhängigkeit dieses Parameters von dem vorherrschenden Wasserstand sowie des Untersuchungsgebietes. Zudem spielen weitere Effekte wie die Stabilität der Luftschicht, die Böigkeit des Windes, die Windlauflänge und verschiedene Wellenparameter eine Rolle bei der Ermittlung der tatsächlichen Rauheit der Meeresoberfläche (Jensen et al. 2006). Außerdem kann der Reibungskoeffizient entweder konstant oder in Abhängigkeit der Windgeschwindigkeit berücksichtigt werden. In O'Neill et al. (2016) wurden die unterschiedlichen Ansätze und deren Ergebnisse in Abhängigkeit der zugrundeliegenden Fragestellung zusammengetragen. Außerdem wurden verschiedene Konfigurationen des Reibungskoeffizienten und deren Auswirkungen diskutiert. Es zeigen sich geringere Unterschiede in den simulierten Windstauwerten in Abhängigkeit des Reibungskoeffizienten bei mittleren Windgeschwindigkeiten. Diese nehmen deutlich zu, wenn sich die Windgeschwindigkeiten erhöhen. Das ist unter anderem darin begründet, dass die empirische Ableitung des Reibungskoeffizienten nur bis zu Windgeschwindigkeiten von 25 m/s anhand von Messdaten validiert werden kann (z. B. Müller-Navarra 2009a). Bei höheren Windgeschwindigkeit werden ungesicherte Extrapolationen vorgenommen, die sich auf die Modellgüte im Fall von simulierten Sturmfluten auswirkt (vergleiche Kapitel 4.3.1; Muller et al. 2014; Ridder et al. 2018). Zusammenfassend ist an dieser Stelle wichtig zu beachten, dass der Reibungskoeffizient c_d keinen konstanten Koeffizienten, sondern eine variierende Funktion darstellt (Horsburgh und de Vries 2011). Es existiert eine Vielzahl an Referenzen, die sich mit der Bestimmung des Reibungskoeffizienten, seinen Einschränkungen sowie dem resultierenden Forschungsbedarf auseinandersetzen (Charnock 1955; Smith und Banke 1975; Jensen et al. 2006; Muller et al. 2014; O'Neill et al. 2016; Ridder et al. 2018; Idier et al. 2019 und Referenzen darin). Die Qualität der Abbildung des Windstaus im HNM ist entsprechend sensitiv gegenüber der parametrisierten Windschubspannung. Demgegenüber steht der Vorteil der empirisch-statistischen Verfahren, bei denen auf eine Parametrisierung der Windwirkung verzichtet werden kann. Der Vergleich der Ergebnisse des HNM mit den Ergebnissen der empirisch-statistischen Windstauemodelle in Abbildung 6-15 und Abbildung 6-16 können also dazu dienen, Unterschiede in der Abbildung der

Windwirkung zu detektieren, auch wenn hierbei weitere Effekte und die oben aufgeführten unterschiedlichen Vor- und Nachteile der Modelle eine Rolle spielen.

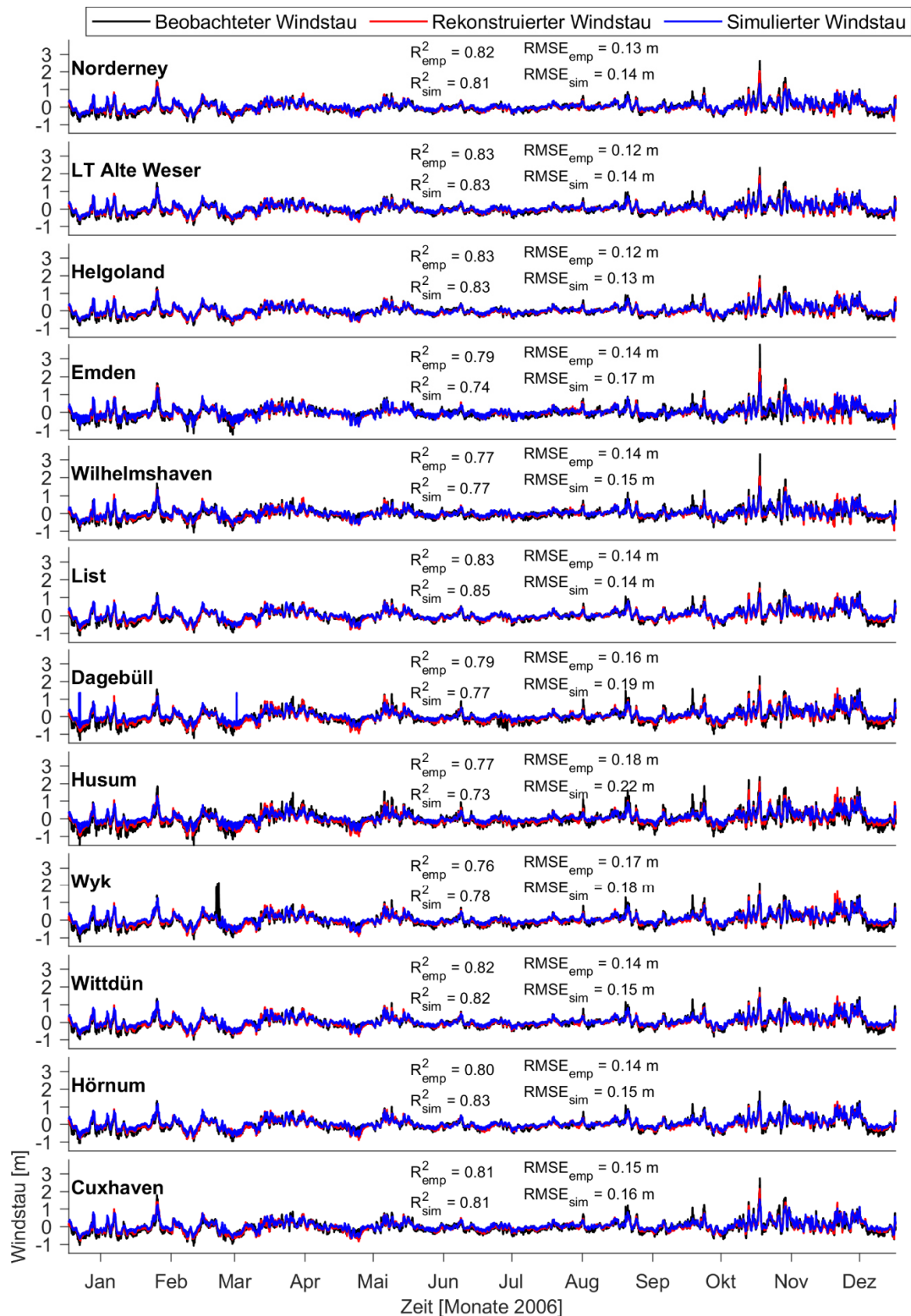


Abbildung 6-15: Vergleich des beobachteten (schwarz), des auf Basis der empirisch-statistischen Windstaumodelle unter Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion rekonstruierten (rot) und des mittels HNM simulierten (blau) Windstaus an den zwölf Pegelstandorten in der Deutschen Bucht exemplarisch für das Jahr 2006. Die Effizienzkriterien R^2 und RMSE sind jeweils bezogen auf das Jahr 2006 angegeben.

In Abbildung 6-15 wird verdeutlicht, dass beide Modelle den Windstau im Jahr 2006 wiedergeben können. Das lässt sich über das Bestimmtheitsmaß R^2 quantifizieren, welches sich in der Größenordnung zwischen 0,73 und 0,83 bewegt. Unterschiede zwischen den beiden Modellen zeigen sich lediglich an den Pegelstandorten Emden und Husum, die beide stark flachwasserbeeinflusst sind. In beiden Fällen wird die Variabilität des Windstaus durch die empirisch-statistischen Windstaumodelle besser wiedergegeben. Der RMSE variiert an allen Pegelstandorten zwischen 0,12 m und 0,22 m. Der Großteil der Absolutwerte des RMSE ist bei der Verwendung der empirisch-statistischen Windstaumodelle geringer ausgeprägt, als bei den Simulationen auf Basis des HNM. An den Pegelstandorten Husum, Emden und Dagebüll betragen die Abweichungen zu Gunsten der empirisch-statistischen Windstaumodelle bis zu 0,04 m. Anhand der Betrachtung des Windstaus im Jahr 2006 in Abbildung 6-15 kann also gezeigt werden, dass der Windstau von den empirisch-statistischen Windstaumodellen besser als vom HNM abgebildet wird. Im Vergleich zu HNM aus der Literatur ist darüber hinaus festzustellen, dass sich die Abweichungen gegenüber den beobachteten Windstauwerten sowohl des hier entwickelten HNM als auch der empirisch-statistischen Windstaumodelle in einer vergleichbaren Größenordnung bewegen oder sogar geringer ausfallen. Für die Deutsche Bucht geben beispielsweise Fernández-Montblanc et al. (2019) einen RMSE von im Mittel 0,14 m an, bei einem Minimum von 0,06 m und einem Maximum von 0,21 m. Außerdem liegen die simulierten täglichen Maximalwerte des Windstaus am Pegelstandort Cuxhaven auf Basis von GTSR aus Muis et al. (2016) vor. Im Vergleich mit dem beobachteten Windstau ergibt sich ein R^2 von lediglich 0,47 und ein RMSE von 0,43 m. Entsprechend kann daraus gefolgert werden, dass die Abbildung der Deutschen Bucht ein komplexes Unterfangen darstellt und bei HNM auf globaler Ebene nicht adäquat abgebildet werden kann.

Für die Beurteilung und den Vergleich der beiden Modelle im Sturmflutfall wird in Abbildung 6-16 der Verlauf der Allerheiligenflut vom 01.11.2006 an den zwölf betrachteten Pegelstandorten in der Deutschen Bucht gezeigt. Bis auf den Pegelstandort Hörnum zeigt sich, dass der Verlauf der Sturmflut von den empirisch-statistischen Windstaumodellen besser wiedergegeben kann. Da der meteorologische Antrieb beider Modelle identisch ist, liegt die Vermutung nahe, dass die Parametrisierung der Windwirkung eine Rolle spielt. Im Mittel, wenn das gesamte Jahr 2006 anhand Abbildung 6-15 betrachtet wird, liegen die erzielten Ergebnisse beider Modelle in einer identischen Größenordnung. Mit steigendem Wasserstand nimmt der Einfluss der Parametrisierung zu, führt zu einer Unterschätzung der Sturmflutwasserstände und bestätigt somit die theoretischen Erkenntnisse aus dem obigen Absatz. Allerdings weisen auch die Ergebnisse der empirisch-statistischen Modellierung Abweichungen zu den beobachteten Windstauscheiteln auf. So wird der Maximalwert des Windstaus an allen zwölf Pegelstandorten unterschätzt. Besonders ausgeprägt sind die Abweichungen an den beiden Ästuarpegeln Emden und Wilhelmshaven. Diese können auf nicht meteorologisch-induzierte lokale Effekte zurückgeführt werden, die nicht von den empirisch-statistischen Windstaumodellen erfasst werden. Die verbleibenden Diskrepanzen zwischen beobachtetem Windstau und den empirisch-statistischen Windstaumodellen sind zum Großteil auf die flächige und zeitliche Auflösung sowie die Robustheit der Meteorologie in dem verwendeten 20CRv2c-Datensatz zurückzuführen (vergleiche auch Kapitel 4.3.1). Der Vergleich mit dem GTSR aus Muis et al. (2016) zeigt eine Abweichung von etwa 0,80 m bezogen auf den Scheitelpunkt des Windstaus während der Allerheiligenflut

und unterschätzt das Ergebnis des empirisch-statistischen Windstaumodells entsprechend um weitere 0,20 m.

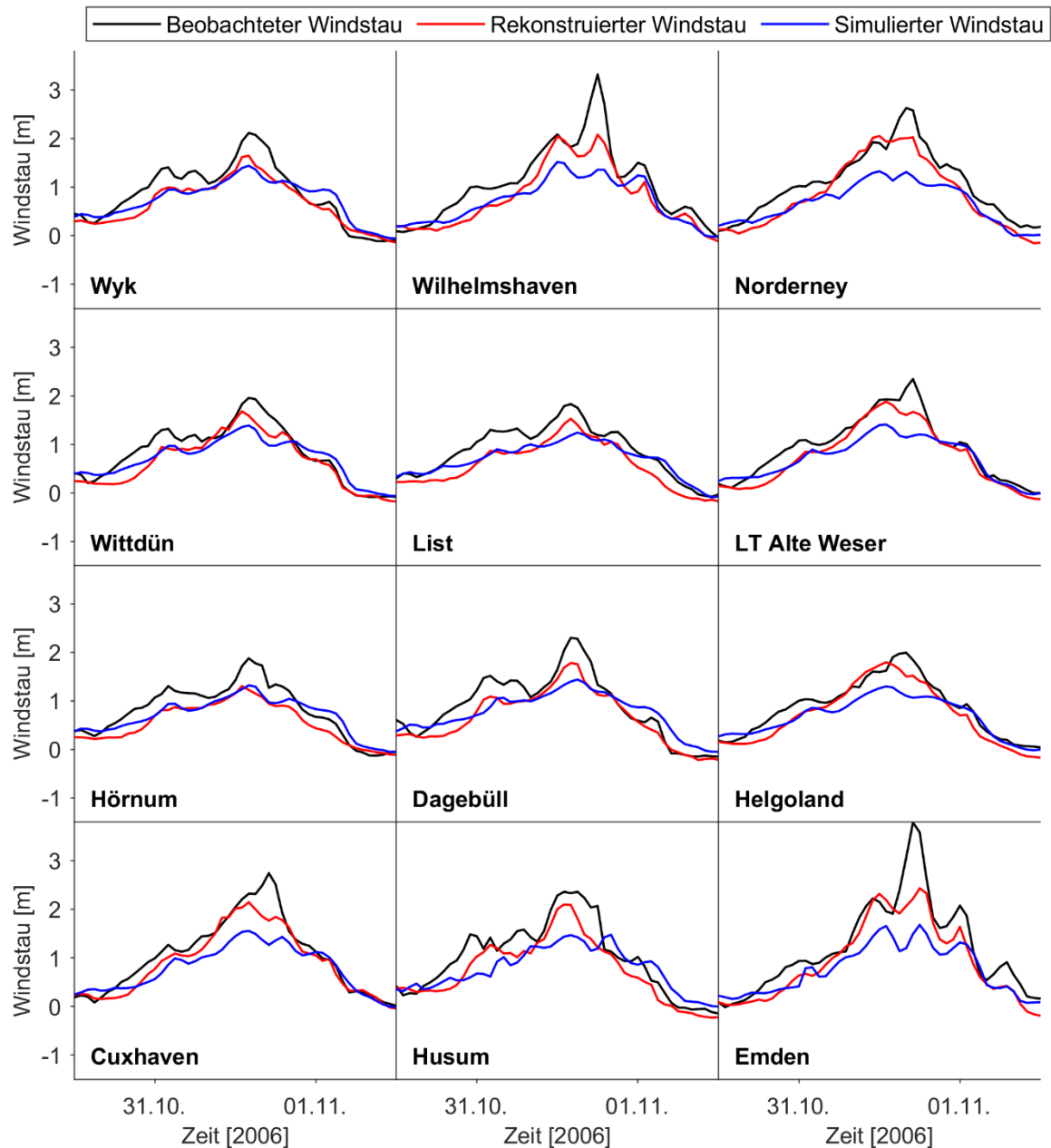


Abbildung 6-16: Vergleich des beobachteten (schwarz), des auf Basis der empirisch-statistischen Windstaumodelle unter Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion rekonstruierten (rot) und des mittels HNM simulierten (blau) Windstaus an den zwölf Pegelstandorten in der Deutschen Bucht exemplarisch für die Allerheiligenflut vom 01.11.2006.

Zusammenfassend wird festgehalten, dass die empirisch-statistischen Windstaumodelle aufgrund der Dominanz der meteorologischen Effekte auf den Windstau eine geeignete Methodik darstellen, den Windstau für die Vergangenheit zu rekonstruieren. Bei der separaten Betrachtung des Sturmflutereignisses vom 01.11.2006 hat sich allerdings gezeigt, dass zum Teil erhebliche Abweichungen zwischen beobachtetem Windstau und den Rekonstruktionen verbleiben, auch wenn diese deutlich geringer ausfallen als bei den Simulationen.

nen mit dem HNM. Besonders ausgeprägt sind die Diskrepanzen an den beiden Ästuarpegeln Emden und Wilhelmshaven. Bereits in Kapitel 6.3.2 wird erläutert, dass hier lokale Effekte hinzukommen, die nicht meteorologisch-induziert sind und daher in der Modellentwicklung nicht abgebildet werden können. Insbesondere bei (schweren) Sturmfluten ist diese Erkenntnis entsprechend zu berücksichtigen. Die Anwendung der empirisch-statistischen Windstauemodelle in Bezug auf die Vorhersage des Windstaus wird in Kapitel 7 analysiert.

6.4 Zusammenfassung und Bewertung

Im vorliegenden Kapitel 6 wurde der Detailfrage nachgegangen, welche physikalischen Prozesse den Windstau beeinflussen und wie diese in eine flexible und robuste Vorhersage integriert werden können. Als Basis zur Erfassung der physikalischen Prozesse dienten die Erkenntnisse aus Kapitel 3.4 und 3.5 und dass die Variabilität des Windstaus maßgeblich von der Windwirkung dominiert wird. Der zu betrachtende Windstau wurde auf Basis der HDdU (vergleiche Kapitel 5) aus den beobachteten Wasserständen an den zwölf Pegelstandorten in der Deutschen Bucht sowie den simulierten und bias-korrigierten Wasserstandsdaten zwischen 2000 und 2014 aus dem HNM an den 1.484 Gitterpunkten (vergleiche Kapitel 4) separiert.

Zur modelltechnischen Erfassung des Windstaus wurde auf ein empirisch-statistisches Verfahren zurückgegriffen, das in Deutschland eine lange Tradition aufweist (Müller-Navarra und Giese 1999 und Referenzen darin). Das empirisch-statistische Verfahren hat gegenüber HNM den Vorteil, dass es weniger rechenintensiv ist und die ablaufenden physikalischen Prozesse unmittelbar nachvollzogen werden können. Ebenso werden die Windverhältnisse nicht parametrisiert (vergleiche Kapitel 6.3.4) abgebildet, sondern können unmittelbar in die Beschreibung des Windstaus einschließlich aller Prozesse einfließen. Neben der Erweiterung des existierenden Ansatzes aus Müller-Navarra und Giese (1999) wurde zusätzlich die nichtlineare Interaktion zwischen Gezeiten und Windstau in das empirisch-statistische Modell eingebunden. Somit wurde bei der Beschreibung des Windstaus der besonderen Situation in der Deutschen Bucht Rechnung getragen, die aufgrund der vorherrschenden Flachwassercharakteristik eine ausgeprägte Abhängigkeit des Windstaus von den Gezeiten aufweist. Ein weiterer Vorteil liegt in der möglichen Berücksichtigung sich zukünftig verändernder (langfristiger) Randbedingungen, wie sie durch den Klimawandel zu erwarten sind.

In einem ersten Schritt wurde der Einfluss der zugrundeliegenden Stichprobe auf die Modellgüte anhand verschiedener Trainingsperioden untersucht. Es hat sich gezeigt, dass die Modellperformance nahezu konstant verbleibt. Anschließend wurde die Trainingsperiode von 2000 bis 2012 an den Pegelstandorten Cuxhaven und List herangezogen, um die Modellprämissen wie Heteroskedastizität oder Normalverteilung der Residuen zu analysieren. Anhand der Residuen zwischen beobachtetem und rekonstruiertem Windstau wurde hierbei deutlich, dass insbesondere die höheren Werte des Windstaus von der bestmöglichen Anpassung abweichen. Um in einem nächsten Schritt die physikalische Plausibilität der entwickelten empirisch-statistischen Windstauemodelle zu bewerten, wurde die gesamte verfügbare Periode von 2000 bis 2014 verwendet. Anhand der exemplarischen Pegelstandorte Cuxhaven und List konnten die geschätzten Prädiktoren physikalisch den ablaufenden Prozessen bei der Genese des Windstaus zugeordnet werden. Zudem hat die statistische

Auswertung der Modellergebnisse gezeigt, dass alle Prädiktoren das 5 %-Signifikanzniveau erreichen. Im Mittel über alle zwölf betrachteten Pegelstandorte erklären die endgültigen empirisch-statistischen 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 $RMSE = 0,16 \pm 0,03$ m (Mittelwert $\pm$ Standardabweichung). Diese Effizienzkriterien berücksichtigen allerdings noch nicht die Interaktion zwischen Gezeiten und Windstau.

Aus der Literatur ist bekannt (z. B. Idier et al. 2019), dass es sich bei der Abbildung der Gezeiten-Windstau Interaktion um ein komplexes Unterfangen handelt (vergleiche Kapitel 3.5). Ein wesentlicher Punkt ist allerdings, diese nichtlinearen Wechselwirkungen in die Analysen einzubeziehen, auch wenn aus physikalischer Sicht Fragen unbeantwortet bleiben. In der vorliegenden empirisch-statistischen Modellentwicklung wurde die Interaktion zwischen Gezeiten und Windstau über 84 Perzentilklassen auf Basis der mittleren Gezeitenganglinie integriert. Darüber wurde beispielsweise die durch den Windstau induzierte Phasenverschiebung der astronomischen Gezeit berücksichtigt. An den zwölf betrachteten Pegelstandorten beträgt die erklärte Variabilität des Windstaus unter Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion im Mittel $R^2 = 0,81 \pm 0,02$ (Mittelwert $\pm$ Standardabweichung)). Der RMSE kann im Gegensatz zur Vernachlässigung der Gezeiten-Windstau Interaktion auf $RMSE = 0,15 \pm 0,02$ m reduziert werden. Die am stärksten ausgeprägten Optimierungen zeigten sich dabei in den niedrigeren (< 20 %) und höheren (> 80 %) Perzentilen. Zusammenfassend wurden die theoretischen Überlegungen und Auswertungen zur Gezeiten-Windstau Interaktion mit den hier vorgestellten Ergebnissen bestätigt. Durch die vorgestellte Erweiterung der empirisch-statistischen Windstaumodelle wird erstmals eine Möglichkeit geliefert, diese nichtlineare Abhängigkeit in der Praxis zu berücksichtigen.

Die Entwicklung und Anwendung der empirisch-statistischen Verfahren auf die 1.484 Gitterpunkten entlang der gesamten deutschen Küstenlinie aus dem HNM hat gezeigt, dass die Modellperformance hier ebenfalls in der gleichen Größenordnung wie an den einzelnen betrachteten zwölf Pegelstandorten liegt. Es ergibt sich ein mittleres R^2 von $0,81 \pm 0,01$ (Mittelwert $\pm$ Standardabweichung) bei einer mittleren quadratischen Abweichung über alle 1.484 Gitterpunkte von $RMSE = 0,14 \pm 0,02$ m (Mittelwert $\pm$ Standardabweichung). Zudem wurde der weitere Forschungsbedarf hinsichtlich der empirisch-statistischen Windstaumodelle aufgezeigt. Anhand eines Vergleiches der Ergebnisse der empirisch-statistischen Windstaumodelle mit dem vorliegenden HNM sowie Ergebnissen aus der Literatur konnte darüber hinaus gezeigt werden, dass die Modellperformance der Windstaumodelle bessere oder gleichwertige Größenordnungen der Effizienzkriterien erreicht.

Die gestellte Detailfrage kann schließlich folgendermaßen beantwortet werden: Die entwickelten empirisch-statistischen Windstaumodelle sind in der Lage, die physikalischen Prozesse bei der Windstaugenese adäquat abzubilden und weisen zudem eine flexible und vor allem robuste Anwendungsmöglichkeit auf, die in eine Modellkette zur Vorhersage des Wasserstandes integriert werden kann. Es konnte in der Vergangenheit schon mehrfach gezeigt werden (z. B. Müller-Navarra und Giese 1999; Jensen et al. 2013; Dangendorf et al. 2014b), dass in der Deutschen Bucht der Windstau aufgrund der klaren Dominanz der Windwirkung mit empirisch-statistischen Verfahren gut abgebildet werden kann. Das konnte auch hier bei der Erweiterung auf mehrere Pegelstandorte sowie die gesamte Küstenlinie bestätigt werden.

7 Entwicklung der Modellkette zur Wasserstandsvorhersage

7.1 Einführung und Vorbemerkungen

See- und Ästuardeiche schützen in Deutschland mehr als 2,4 Millionen Menschen und zählen damit zu den wichtigsten Küstenschutzbauwerken. Ein Versagen dieser Bauwerke hätte schwerwiegende Konsequenzen zur Folge. Dabei fordern Landnutzungsänderungen sowie gesteigerte monetäre Werte in überflutungsgefährdeten Gebieten eine stetige Verbesserung der Küstenschutzanlagen, der Vorhersage von Wasserständen sowie des Katastrophenmanagements (Haigh und Nicholls 2017). Das frühzeitige Erkennen von Gefahren ist daher elementar, um einen zuverlässigen Küstenschutz zu ermöglichen. In tiefliegenden und stark besiedelten Küstenbereichen können Überflutungen resultierend aus Sturmfluten verheerende und lang anhaltende Auswirkungen haben und mit weitreichenden sozialen, wirtschaftlichen und ökologischen Folgen einhergehen.

Zur Abschätzung eines möglichen Versagens von Küstenschutzelementen finden im Ingenieurwesen Bemessungsansätze Anwendung, bei denen die Einwirkung (*engl.: Stress (S)*) auf ein Bauwerk stets geringer sein muss als dessen Widerstand (*engl.: Resistance (R)*) (z. B. Mudersbach und Jensen 2008, 2010):

$$S < R \quad (7-1)$$

Darauf wiederum basieren die integrierten Risikoanalysen. Das Risiko ist in der europäischen Hochwasserrisikomanagement-Richtlinie (HWRM-RL) wie folgt definiert (EU 2007):

$$\text{Risiko} = \text{Eintrittswahrscheinlichkeit} \cdot \text{potenzieller Schaden} \quad (7-2)$$

Ein weit verbreitetes Systemkonzept für integrierte Risikoanalysen im Küsteningenieurwesen ist das sogenannte *Source-Pathway-Receptor-Consequences* (SPRC)-Modell (Oumeraci 2004, 2005; Naulin et al. 2011; Wahl et al. 2011b). Das SPRC-Modell ist ein theoretischer Rahmen für die Bewertung des Hochwasserrisikos an der Küste, das in vier Phasen gegliedert ist und versucht, die Interaktion zwischen Gefahrenquellen, potenziellen Pfaden, Rezeptoren und Konsequenzen zu quantifizieren: (1) auslösendes Ereignis wie eine Sturmflut (Quelle oder bestimmtes Risiko-Ereignis), (2) Wirkung des auslösenden Ereignisses auf ein Hochwasserschutzelement wie einen Deich, das zu einem möglichen Versagen (Pfad) führt und (3) die Auswirkungen eines Versagens der Struktur auf Wohn- und Gewerbeimmobilien oder kritische Infrastruktur (Rezeptoren) sowie (4) die Konsequenzen und möglichen Folgen für Mensch und Infrastruktur (Überflutung, erhöhte Versicherungsprämien, psychologische Auswirkungen). Es ist daher sinnvoll, alle vier SPRC-Stufen in Frühwarnsystemen für Küstenstrukturen zu berücksichtigen, um ein rechtzeitiges Einleiten von Maßnahmen sowie eine Einschätzung des Gefährdungspotentials gewährleisten zu können. Die Grundvoraussetzung für jede Art von integrierter Risikoanalyse stellt entsprechend die erste Stufe (Quelle) des SPRC-Modells dar und ist maßgeblich der thematische Schwerpunkt der vor-

liegenden Arbeit. An der Küste beschreibt der vorherrschende Wasserstand die dominierende Einwirkung und Belastung auf Küstenschutzelemente. Die Herausforderung besteht also in der robusten und praktikablen Vorhersage von Wasserständen unter Berücksichtigung der physikalischen Prozesse, der regionalen Gegebenheiten und auf Basis von identifizierten Methoden, die diese ablaufenden Effekte bestmöglich beschreiben (Horsburgh und de Vries 2011). Auch im aktuellen „Sonderbericht über den Ozean und die Kryosphäre in einem sich wandelnden Klima“ des IPCC werden Konsequenzen und Risiken für Küstengebiete und deren Ökosysteme sowie das assoziierte Risikomanagement und zukünftige Anpassungen thematisiert (IPCC 2019). Konkret wird der Bedarf an Monitoringsystemen für Extremereignisse sowie Frühwarn- und Vorhersagesysteme im Zusammenhang mit dem Klimawandel diskutiert. Das hebt die Aktualität der in der vorliegenden Arbeit behandelten Thematik hervor.

Die Historie sowie die (aktuelle) Entwicklung der Wasserstandsvorhersage in Deutschland ist detailliert in den Kapiteln 2.2, 2.4 sowie 6.1 erläutert. Darüber hinaus existiert eine Vielzahl weiterer Studien, die sich mit der Vorhersage von Wasserständen auseinandersetzen und deutlich machen, dass der Bedarf an verbesserten Methoden und Herangehensweisen stetig gegeben ist. So hat sich Siefert (1968, 1979) mit der Sturmflutvorhersage auf Basis von Windstaukurven auseinandergesetzt, um damit eine Datengrundlage bereitzustellen, die vollständige Analysen von Sturmflutereignissen ermöglicht und nicht rein auf Scheitelhöhen basiert. Auf Basis statistischer Untersuchungen wurde die Beziehung zwischen den Windstaukurven in Cuxhaven und Hamburg anhand von 130 Sturmfluten analysiert. Hierüber konnten maßgeblich die Laufzeitunterschiede der Sturmfluten von Cuxhaven bis nach Hamburg in der Elbe quantifiziert und für die Vorhersagen des Sturmflutwarndienstes in Hamburg bereitgestellt werden. Ebenfalls auf Basis von Windstaukurven entwickelten Christiansen und Siefert (1979) ein regionales Vorhersageverfahren zur Beschreibung der vollständigen Ganglinie in Cuxhaven. Der Vorhersagehorizont beträgt etwa sechs Stunden und basiert auf aktuell gemessenen Windgeschwindigkeiten und -richtungen in der Deutschen Bucht sowie den beobachteten Wasserständen am Pegel Borkum. Auf Basis einer statistischen Auswertung und der Erkenntnis, dass der Scheitelwasserstand etwa 3 Stunden von Borkum bis Cuxhaven benötigt, werden schließlich Wasserstandsvorhersagen für Cuxhaven getätigt. Dolata und Engel (1979) haben für den Zweck der Sturmflutvorhersage ein HNM aufgebaut und anhand verschiedener Modellstudien mit unterschiedlichen meteorologischen Randbedingungen, Windschubansätzen sowie Parametrisierung bereits den Mehrwert verdeutlicht, den HNM für die Wasserstandsvorhersage darstellen. Einen Vorschlag zur mittelfristigen Wasserstandsvorhersage haben Kämpel und Zschau (1986) auf Basis von Wasserstandszeitreihen zwischen 1971 und 1981 unterbreitet. Anhand von empirisch-statistischen Regressionsansätzen und Wasserstands- sowie Luftdruckänderungen in der Deutschen Bucht wurden exemplarisch Wasserstandsganglinien für die Pegelstandorte Borkum, Büsum und Helgoland ermittelt und Scheitelwerte der T_{nw} und T_{hw} sechs bis 15 Stunden vor Eintritt bereitgestellt. Neben HNM und empirisch-statistischen Analysen wird aktuell ebenfalls die Eignung von KNN zur Beschreibung des Windstaus (z. B. Streicher et al. 2015; Kristandt et al. 2018) oder der Vorhersage extremer Sturmfluten (Tayel und Oumeraci 2018) untersucht. An den Pegelstandorten Cuxhaven und Sylt analysierten Tayel und Oumeraci (2018) die nichtlinearen Wechselwirkungen zwischen Sturmflutkomponenten in der Periode 1991-2007 im Vergleich zu einer linearen Superposition auf Basis von einer Kombination aus HNM und KNN. Es konnte, analog zu

beispielsweise Arns et al. (2020), gezeigt werden, dass die Berücksichtigung der nichtlinearen Wechselwirkungen im Allgemeinen zu einer Reduzierung der resultierenden Wasserstände geführt hat. Dies bestätigt das Erfordernis der Einbeziehung dieser Abhängigkeiten im Küstenschutz. In der vorliegenden Arbeit wird die Methodik und Herangehensweise von KNN zwar nicht weiter betrachtet, stellt jedoch für zukünftige Betrachtungen ein immer relevanter werdendes Forschungsgebiet dar.

Jensen und Müller-Navarra (2008) beschreiben die Vorhersage der Meteorologie als auch der Wasserstände schließlich als mathematisches Anfangsrandwertproblem, was bedeutet, dass die Lösungen sowohl den Rand- als auch den Anfangsbedingungen entsprechen müssen. Die Begründung dafür liegt in der dynamischen Interaktion zwischen Atmosphäre und Ozean. So verursacht die Windwirkung Strömungen und Seegang an der Wasseroberfläche, wobei das Windprofil wiederum von der Rauheit der Wasseroberfläche und von der Temperaturdifferenz zwischen Luft und Wasser abhängt. Die separate Betrachtung und Entkopplung der Prozesse sorgt entsprechend für Unsicherheiten in der Modellkette und hebt an dieser Stelle die Komplexität hervor, die mit der Vorhersage von physikalisch interagierenden Systemen einhergeht. Umso wichtiger ist, dass stetig angestrebt wird, auf Basis aktuellster Erkenntnisse und Entwicklungen die dem Stand der Technik entsprechenden Methoden zu hinterfragen und Anpassungen vorzunehmen. An diesem Punkt schließt die übergeordnete Forschungsfrage der vorliegenden Arbeit an und beschäftigt sich mit der Kombination und Optimierung existierender Ansätze und Modelle. Unter Berücksichtigung der physikalischen Prozesse wird eine neue Methodik zur flächig und zeitlich hochauflösenden Wasserstandsvorhersage in der Deutschen Bucht erarbeitet, um einen Mehrwert für den Wasserstandsvorhersagedienst zu generieren.

7.2 Methodik und verwendete Datengrundlage

Im vorliegenden Kapitel 7 werden die detailliert erläuterten Erkenntnisse, Methoden und Ergebnisse aus den Kapiteln 3, 4, 5 und 6 zu einer Modellkette für eine flächig und zeitlich hochauflösende Wasserstandsvorhersage entlang der gesamten deutschen Nordseeküste (einschließlich Inseln und Halligen) zusammengeführt. Die Methodik und der Ablauf sind in Abbildung 7-1 schematisch dargestellt. Anhand eines praktischen Beispiels wird ein aufgezeichnetes Sturmflutereignis nachgebildet und darüber hinaus ein operationeller Testbetrieb entwickelt.

Der Vergleich der Ergebnisse des HNM und der empirisch-statistischen Windstaumodelle in Kapitel 6.3.4 hat verdeutlicht, warum die Prozesse Windstau und Gezeiten in der vorliegenden Arbeit separat betrachtet werden. So können die Vorteile des HNM (flächig konsistente Abbildung von Wasserstandsinformationen) und der empirisch-statistischen Verfahren (nicht-parametrische Beschreibung des Windstaus sowie die Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion) in einer Modellkette zur Wasserstandsvorhersage für die gesamte deutsche Nordseeküste kombiniert werden. Durch die Anwendung der HDdU werden außerdem die Unzulänglichkeiten hinsichtlich der robusten Abbildung der Gezeiten im HNM umgangen. Die Modellkette fasst entsprechend die vorgestellten Methoden entsprechend ihrer Eignung zusammen, sodass deren jeweilige Vorteile hinsichtlich der physikalischen Prozesse und Wechselwirkungen optimal erfasst werden können. Außerdem kann die Modellkette praxisnah und flexibel angewendet werden und umgeht einen Großteil der Nachteile der gängigen Wasserstandsvorhersagesysteme.

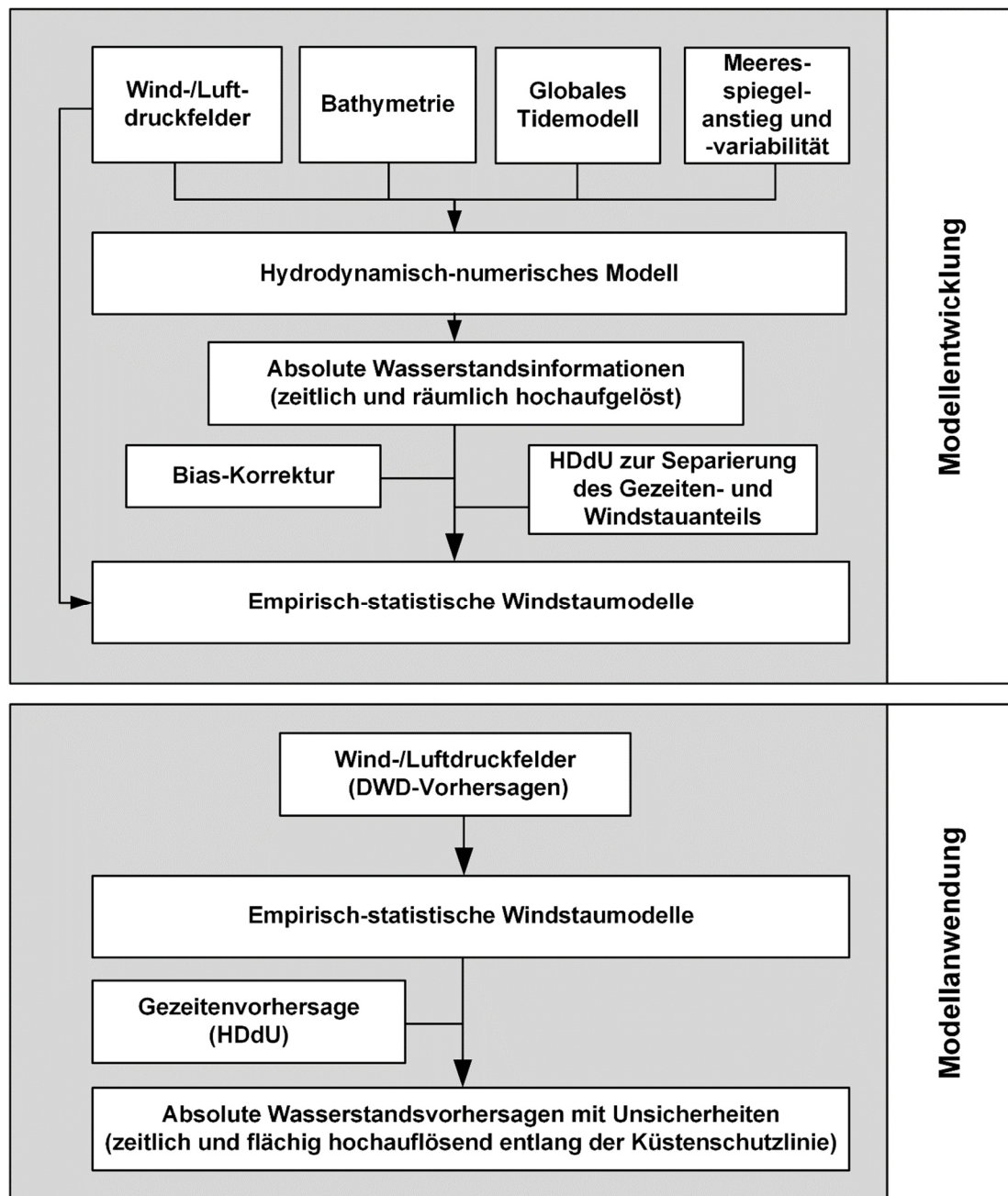


Abbildung 7-1: Ablaufdiagramm zur Entwicklung einer Modellkette für eine flächig und zeitlich hochauflösende Wasserstandsvorhersage entlang der gesamten deutschen Nordseeküste (einschließlich Inseln und Halligen).

Ebenso spielt die doppelte Erfassung von meteorologischen Tiden in dieser Modellkette eine untergeordnete Rolle (Williams et al. 2018), da nur die Ergebnisse des HNM separiert werden. Im Gegensatz dazu kann die doppelte Erfassung von meteorologischen Tiden aber in den dem Stand der Technik entsprechenden Vorgehensweisen zur Wasserstandsvorhersage (siehe Kapitel 2) enthalten sein. Das liegt an der Tatsache, dass dabei der Windstauanteil über die Differenz zweier Simulationsläufe mit und ohne Berücksichtigung der Meteorologie auf Basis der zugrundeliegenden HNM bestimmt wird. Der Gezeitenanteil basiert auf harmonischen Analysen des beobachteten Wasserstands an den Pegelstandorten und wird linear mit dem Windstauanteil überlagert. Somit können die Effekte meteorologischer

Tiden sowohl aus den HNM-Simulationen als auch aus den Beobachtungen an den Pegelstandorten in den vorhergesagten Wasserstand einfließen. In der vorliegenden Modellkette basieren die Gezeitenanalyse und -synthese sowie die empirisch-statistische Modellierung des Windstaus auf einer identischen Grundlage des Wasserstandes. Das ist der Grund, warum in dieser Modellkette nicht von einer doppelten Erfassung der meteorologischen Tiden auszugehen ist.

Die Anwendung der Modellkette wird am Beispiel der Wasserstandsvorhersage für die Periode von 2013 bis 2014 und des Orkans „Xaver“ vom 06.12.2013 verdeutlicht. Dafür wird auf die Trainingsperiode von 2000 bis 2012 für die Ableitung der Regressionskoeffizienten (vergleiche Kapitel 6.3.1) und der entsprechenden empirisch-statistischen Windstauamodelle zurückgegriffen. Somit stellt die Periode von 2013 bis 2014 einen unbekannten Vorhersagehorizont dar und wird auf Grundlage des 20CRv2c-Reanalysedatensatz prognostiziert und hinsichtlich der resultierenden Effizienzkriterien R^2 und RMSE mit den Werten der Trainingsperiode verglichen. Da Sturmfluten eine der gefährlichsten Naturgefahren in Küstengebieten darstellen und eine Modellkette zur Vorhersage von Wasserständen an ihrer Performance hinsichtlich „bedeutender“ Ereignisse gemessen wird, wird der Orkan „Xaver“ zusätzlich separat betrachtet. Die Windstau- bzw. Wasserstandsvorhersage den Orkan „Xaver“ betreffend wird zum einen auf Basis des 20CRv2c-Reanalysedatensatz als auch anhand der meteorologischen Vorhersagen des DWD durchgeführt. Für die Analyse werden somit die oben genannten Reanalysefelder als auch die tatsächlichen meteorologischen Vorhersagen verwendet, die vom DWD für den Orkan „Xaver“ dem Sturmflutwarndienst des BSH zur Verfügung gestellt wurden. Die horizontalen und vertikalen Windkomponenten sowie die atmosphärischen Luftdruckfelder der DWD-Vorhersage haben eine stündliche Auflösung und umfassen den gesamten betrachteten Modellbereich. Die meteorologischen Daten stammen entsprechend aus dem numerischen Wettervorhersagesystem COSMO-EU (seit 2015: ICON-EU) und weisen eine flächige Auflösung von etwa $0,07^\circ$ in Richtung der Längengrade und $0,05^\circ$ in Richtung der Breitengrade auf. Mit dieser erweiterten Datenbasis kann der Einfluss des meteorologischen Antriebs der empirisch-statistischen Windstauamodelle auf die Ergebnisse der Rekonstruktion und der Vorhersage des Windstaus dargestellt und diskutiert werden. Zur Verdeutlichung des Unterschiedes hinsichtlich der flächigen Auflösung der 20CRv2c-Reanalysedaten und den DWD-Vorhersagen sind in Abbildung 7-2 die Windgeschwindigkeiten beider Datensätze zum 06.12.2013 00:00 Uhr gegenübergestellt. Der 20CRv2c-Datensatz in Abbildung 7-2 a) weist im Vergleich eine sehr grobe Auflösung und der Übergang zwischen Land- und Wasserflächen kann nicht rein anhand der Windgeschwindigkeiten identifiziert werden. Die Darstellung in Abbildung 7-2 b) auf Basis der DWD-Vorhersagen zeigt ein abweichendes Bild. Die physikalisch zu erwartende Reduktion der Windgeschwindigkeit durch die Rauheit der Topographie ist in dem Datensatz enthalten. Besonders deutlich wird dies im Untersuchungsgebiet über Dänemark und Norddeutschland. Anhand der Ergebnisse bei der Vorhersage des Windstaus kann entsprechend quantifiziert werden, welchen Einfluss diese ausgeprägten Unterschiede verursachen.

Zudem stellen das Verständnis und die Quantifizierung von Unsicherheiten im Rahmen einer Modellkette zur Vorhersage von Wasserständen einen äußerst wichtigen Parameter dar. Insbesondere der verantwortliche Mitarbeiter beim Sturmflutwarndienst muss abwägen, ob die vorhergesagten Wasserstände verlässlich wiedergegeben werden. Hierfür wird viel Erfahrung im Umgang mit Wasserstandsganglinien und der Wirkung meteorologischer

Effekte benötigt. Außerdem erfolgt ein stetiger Vergleich zwischen Vorhersage und deren Abweichungen zu beobachteten Wasserständen. Im Bedarfsfall müssen die Vorhersagen des Wasserstands korrigiert werden. Zur Quantifizierung der Unsicherheiten, die aus der hier verwendeten Modellkette resultieren, wird auf Konfidenzintervalle (z. B. 95 %-Konfidenzintervall) zurückgegriffen. Diese werden aus den Regressionsfunktionen zur Bestimmung des Windstauanteils bestimmt und entsprechend bei der Vorhersage angegeben.

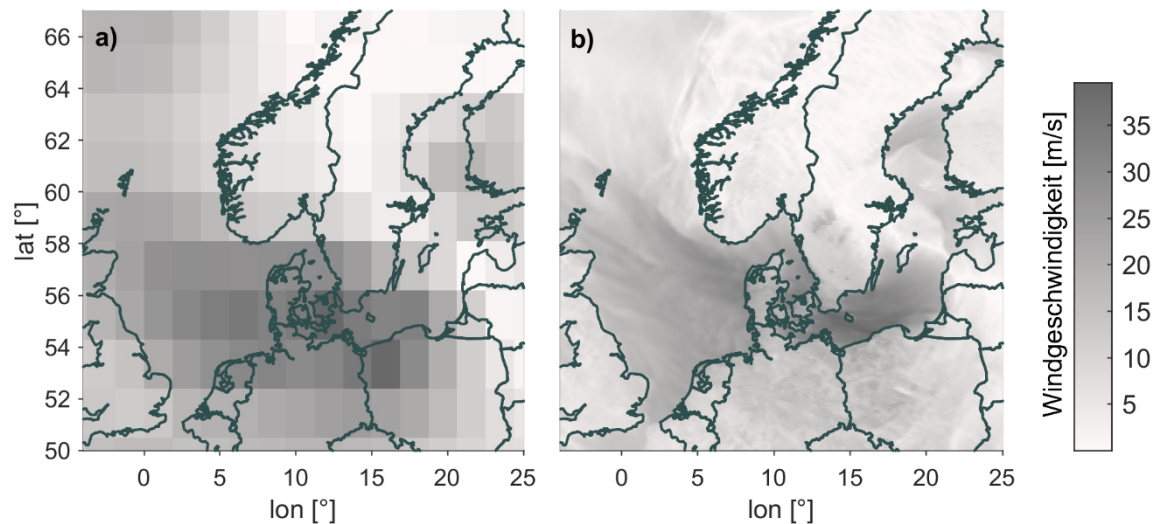


Abbildung 7-2: Vergleich der verfügbaren meteorologischen Datensätze für die Betrachtung des Orkans „Xaver“ vom 06.12.2013 00:00 Uhr hinsichtlich der flächigen Auflösung der verfügbaren Windgeschwindigkeiten, die entsprechend farblich abgestuft dargestellt sind. a) 20CRv2c-Reanalysedatensatz und b) DWD-Vorhersage (vergleiche Niehüser et al. 2018).

Für den operationellen Testbetrieb werden die empirisch-statistischen Windstaumodelle schließlich an jedem der 1.484 Gitterpunkte der Küstenlinie im Vorhersagemodus betrieben. Darin werden die Modelle mit meteorologischen Vorhersagen des DWD (Wind- und Luftdruckvorhersagen) aus deren numerischen Wettervorhersagesystemen (ICON-EU) als Datengrundlage betrieben. Der prognostizierte Windstau an den jeweiligen Punkten wird anschließend mit der prognostizierten astronomischen Gezeit am selben Punkt kombiniert, um letztlich den absoluten Wasserstand zu erhalten. Die Verwendung von empirisch-statistischen Modellen ermöglicht darüber hinaus die Quantifizierung der in den Vorhersagen enthaltenen Unsicherheiten in Verbindung mit den Regressionskoeffizienten (z. B. 95 %-Konfidenzintervall). Im Idealfall werden für die Ableitung der Regressionskoeffizienten der empirisch-statistischen Windstaumodelle ebenfalls die Vorhersagedaten des DWD verwendet, da diese eine wesentlich höhere flächige und zeitliche Auflösung aufweisen (vergleiche Abbildung 7-2). Die dafür benötigten Datensätze liegen für die vorliegende Arbeit allerdings nicht vor.

7.3 Wasserstandsvorhersage für die Periode von 2013 bis 2014

Die Anwendung der Modellkette am Beispiel der Wasserstandsvorhersage für die Periode von 2013 bis 2014 ist in Abbildung 7-3 dargestellt.

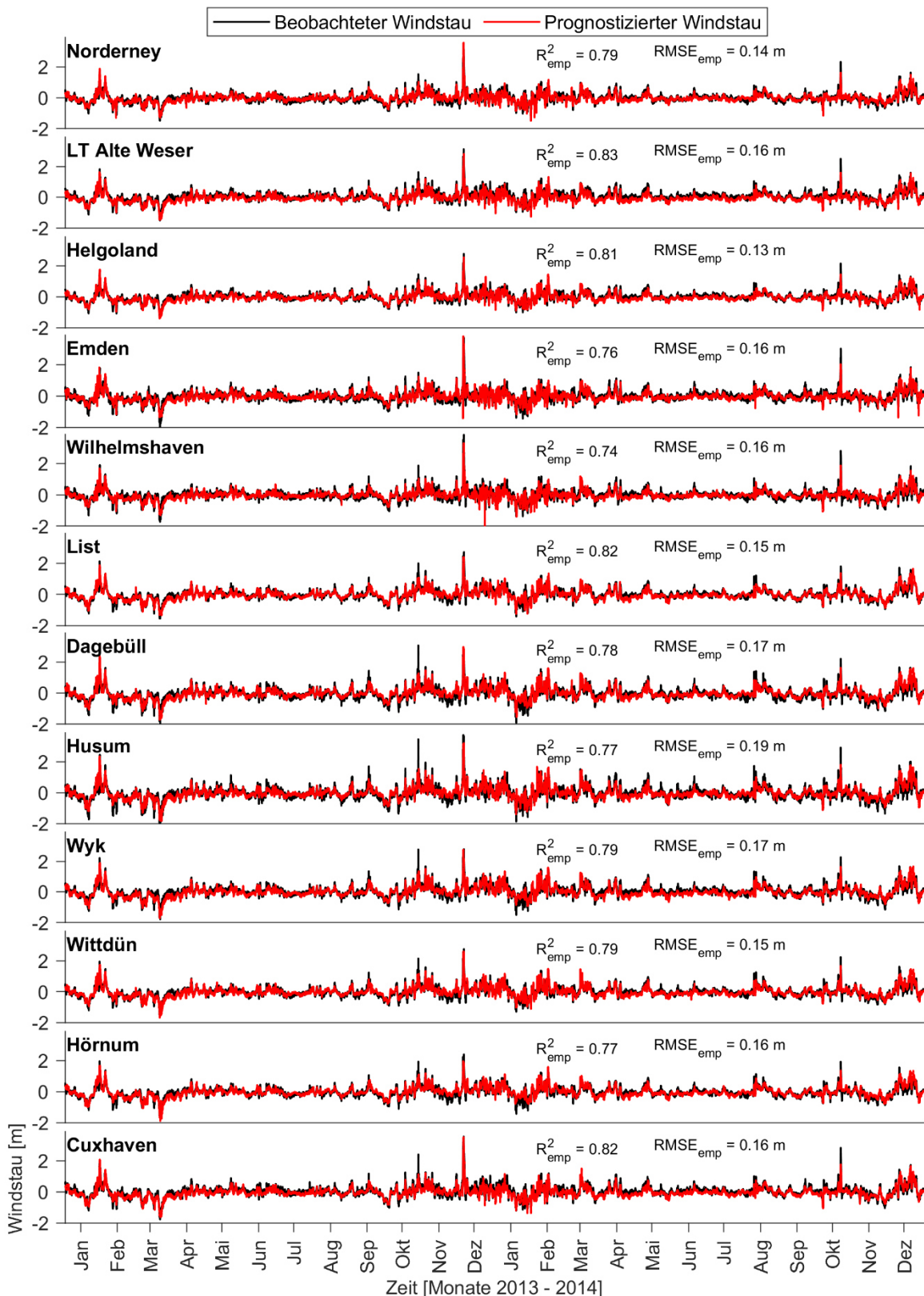


Abbildung 7-3: Vergleich des beobachteten (schwarz) mit dem auf Basis der empirisch-statistischen Windstaumodelle unter Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion vorhergesagtem (rot) Windstaus an den zwölf Pegelstandorten in der Deutschen Bucht exemplarisch für die Periode 2013 bis 2014. Die Effizienzkriterien R^2 und $RMSE$ sind jeweils bezogen auf die gesamte Periode 2013 bis 2014 angegeben.

Es kann gezeigt werden, dass der vorhergesagte Windstau auf Basis der empirisch-statistischen Windstaumodelle unter Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion und auf Basis des 20CRv2c-Reanalysedatensatzes die Verläufe an den einzelnen Pegelstandorten adäquat abbilden kann. Das R^2 variiert zwischen 0,74 am Pegelstandort Wilhelmshaven und 0,83 am Pegel LT Alte Weser. Der RMSE weist pegelspezifische Differenzen zwischen 0,13 m am Pegel Helgoland und 0,17 m in Wyk, Dagebüll und Husum auf. Für die gesamte Periode zwischen 2013 und 2014 ergibt sich ein mittleres Bestimmtheitsmaß über alle Pegelstandorte von $R^2 = 0,79$ (unter Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion) und eine mittlere quadratische Abweichung von $RMSE = 0,16$ m (unter Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion). Diese Werte sind nahezu identisch zu den Werten, die sich über die gesamte Zeitreihenlänge von 2000 bis 2014 (siehe Kapitel 6.3.3) bzw. die Trainingsperiode 2000 bis 2012 ergeben. Aufgrund der signifikant unterschiedlich langen Perioden ist eine direkte Vergleichbarkeit allerdings nicht möglich. Es kann aber festgehalten werden, dass die empirisch-statistischen Windstaumodelle auch im Vorhersagemodus eine robuste Abbildung des Windstaus ermöglichen. Auch die in Kapitel 6.3.2 und 6.3.3 festgestellte Abhängigkeit zwischen der geographischen Lage der Pegelstandorte und der Effizienzkriterien bleibt weiterhin gültig. So werden an den Pegelstandorten Helgoland oder LT Alte Weser geringere Abweichungen erzielt, als beispielsweise an den Pegeln Husum oder Dagebüll.

7.4 Wasserstandsvorhersage am Fallbeispiel des Orkans „Xaver“

Der Orkan „Xaver“ im Dezember 2013 stellt aufgrund der ausgeprägten resultierenden Sturmflut eine der Hauptmotivationen für das Projekt EarlyDike (Becker et al. 2019, in Begutachtung) dar, das dieser Arbeit zugrunde liegt. Wie eingangs erwähnt, kann auch die Limitation der punktuellen Wasserstandsvorhersage am Beispiel des Orkans „Xaver“ hervorgehoben werden. So mussten sich beispielsweise die Bewohner der Halligen an bepegelten Standorten orientieren, um Informationen über die zeitliche und höhenmäßige Ausprägung der resultierenden Sturmflut abzuleiten. Es zeigten sich in der Konsequenz allerdings große Abweichungen in der tatsächlichen Wasserstandsausprägung, was die Grundlage für die Forschungsidee der Untersuchungen zur hochauflösenden Wasserstandsvorhersage an der gesamten deutschen Nordseeküste darstellt.

Dafür wurde der gut dokumentierte Orkan „Xaver“ (z. B. Fenoglio-Marc et al. 2015; Jensen et al. 2015; Kristandt et al. 2018), 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) zum Teil 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. Das Sturmtief „Xaver“ erreichte Europa am 05.12.2013 und zog auf der Höhe um 60°N von 23°W nach $12,6^\circ\text{O}$ (Dangendorf et al. 2016). Der Kerndruck des Sturmtiefs nahm zwischen dem 04.12.2013 und dem 05.12.2013 innerhalb von 24 Stunden von etwa 999 hPa auf 961 hPa über der Nordsee ab. Hieraus resultierte ein entsprechend ausgeprägter Druckgradient, der zu Windgeschwindigkeiten von mehr als 25 m/s (vergleiche Abbildung 7-2) und Windböen von mehr als 35 m/s aus nordwestlicher Richtung führte (Dangendorf et al. 2016). Als Resultat wurden die Wassermassen, vor allem im südwestlichen

Bereich der Deutschen Bucht, gegen die Küste gedrückt. In Abbildung 7-4 ist der zugehörige Windstau für die Pegelstandorte Aberdeen, Lowestoft, Den Helder, Cuxhaven und Helgoland dargestellt. Die verfügbaren Pegelstandorte in Schleswig-Holstein und Niedersachsen sind zu einer mittleren Windstaukurve zusammengefasst, um den Unterschied zwischen diesen beiden Bundesländern zu quantifizieren. Die mittlere Windstaukurve in Niedersachsen übersteigt die Werte in Schleswig-Holstein und Helgoland um etwa 0,60 m. Cuxhaven in der südöstlichen Deutschen Bucht weist Windstauwerte wie in Niedersachsen von etwa 3,50 m im Maximum auf. Die Maximalwerte der Gesamtwasserstände erreichten einen Wert in Hörnum von 3,55 m NHN (Schleswig-Holstein; MHW = 1,01 m NHN⁴), in Cuxhaven von 4,44 m NHN (MHW = 1,52 m NHN⁴), in Helgoland von 3,50 m NHN (MHW = 1,17 m NHN⁴) und in Norderney von 4,03 m NHN (Niedersachsen; MHW = 1,24 m NHN⁴) und bestätigen die regional ungleiche Verteilung der Wasserstandsausprägung in der Deutschen Bucht. Am Pegelstandort St. Pauli wurde das MHW = 2,12 m NHN sogar um 3,98 m überschritten, womit die aus dem Orkan „Xaver“ resultierende Sturmflut in die Kategorie „sehr schwere Sturmflut“ nach der Klassifikation des BSH für die deutsche Nordseeküste, Emden, Bremen und Hamburg fällt (siehe Tabelle 7-1).

Tabelle 7-1: Sturmflutklassen an der deutschen Nordseeküste, in Emden, Bremen und Hamburg (BSH 2019c).

Sturmflutklasse	Wasserstand [m ü MHW]	Bezeichnung
1	1,50 bis 2,50	Sturmflut
2	2,50 bis 3,50	Schwere Sturmflut
3	> 3,50	Sehr schwere Sturmflut

Die dargestellten Windstaukurven der Deutschen Bucht in Abbildung 7-4 lassen sich zudem durch das Auftreten von zwei aufeinanderfolgenden Maxima charakterisieren. Das erste Maximum trat am Abend des 05.12.2013 und war etwa 0,40-0,60 m niedriger ausgeprägt als das zweite Maximum am frühen Morgen des 06.12.2013. Dabei wurde das erste Maximum hauptsächlich durch nordwestliche Winde über dem flachen Schelf hervorgerufen. Das zweite Maximum wurde zusätzlich von einer Fernwelle überlagert, die nördlich von Schottland in die Nordsee eingelaufen ist und so für eine weitere Erhöhung der Windstaukomponente gesorgt hat (Fenoglio-Marc et al. 2015).

Wie bereits erwähnt, wurde die Sturmflut des Orkans „Xaver“ in der Vergangenheit in verschiedenen Studien adressiert. Fenoglio-Marc et al. (2015) analysierten beispielsweise die räumliche Entwicklung der Sturmflut mit dem Ziel zu quantifizieren, welche Informationen die einzelnen beobachteten Wasserstandskomponenten liefern und welche Fehler daraus resultieren. Es konnte auf Basis von Satellitenaltimeterdaten gezeigt werden, dass die Beobachtungen der Sturmflutamplitude, auch bei derartigen Extremereignissen, bis auf wenige Zentimeter bis in den Küstennahbereich reproduziert werden können und damit einen Mehrwert für die Sturmflutvorhersage bieten. Da die Bemessung von Küstenschutzelementen maßgeblich auf extremwertstatistischen Auswertungen basiert, haben Dangelndorf et al. (2016) das „Xaver“-Ereignis entsprechend extremwertstatistisch eingeordnet und die Ergebnisse hinsichtlich der Robustheit der resultierenden Wiederkehrintervalle

⁴ https://www.bsh.de/DE/DATEN/Wasserstand_Nordsee/wasserstand_nordsee_node.html; zuletzt abgerufen am 22.12.2019

analysiert. Es konnte beispielsweise anhand des 200-jährlichen Wasserstands in der Deutschen Bucht gezeigt werden, dass dieser durch die Aktualisierung um bis zu 0,40 m höher ausfällt und sich damit in einer Größenordnung bewegt, die doppelt so groß ist wie der geschätzte regionale MSL-Anstieg für das gesamte 20. Jahrhundert. Entsprechend wichtig ist die regelmäßige Aktualisierung extremwertstatistischer Auswertungen nach Extremereignissen für den Küstenschutz.

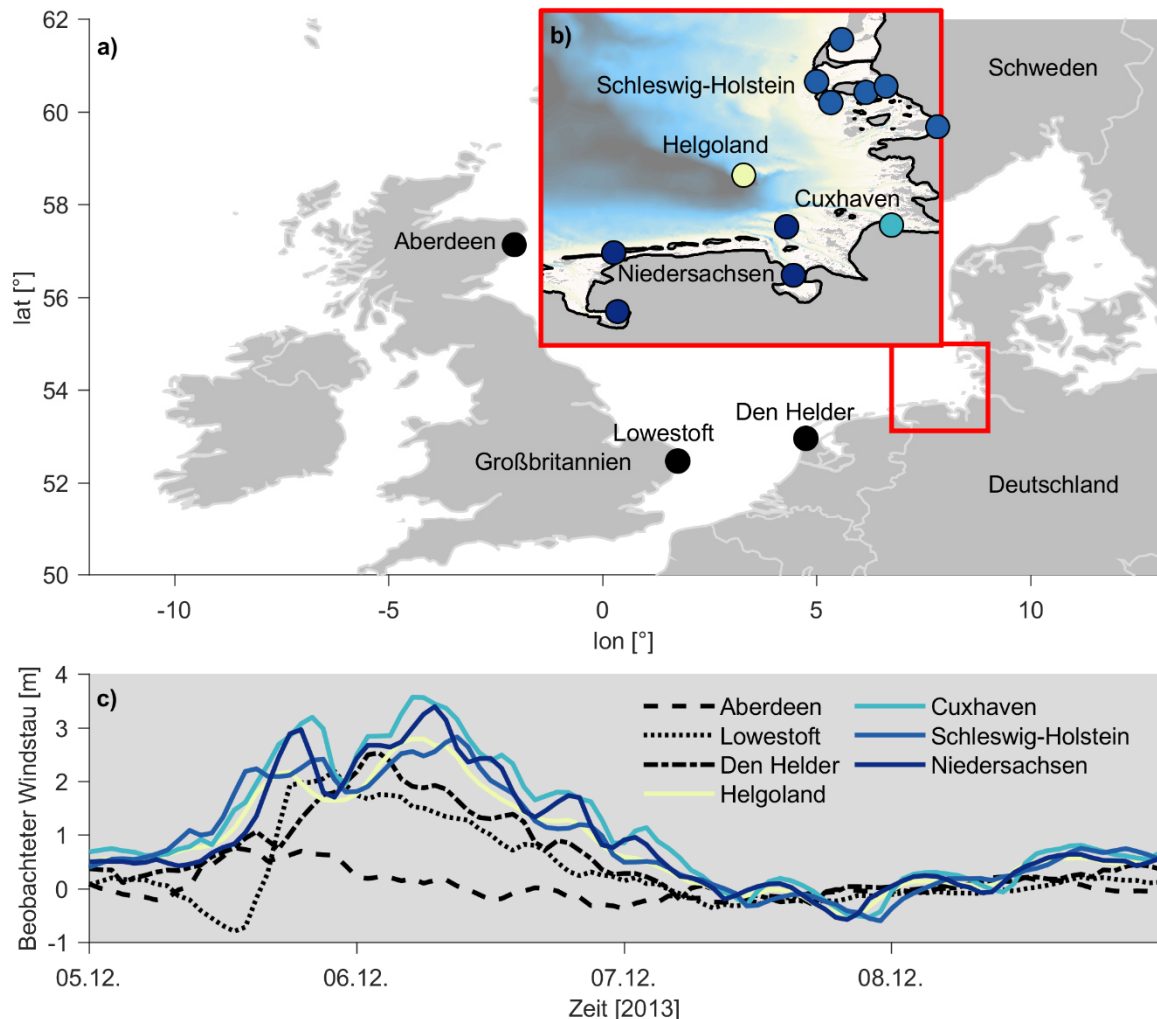


Abbildung 7-4: Übersicht Orkan „Xaver“ vom 04.12.2013 bis 08.12.2013. a) Gebiet der Nordsee und Nordatlantik und Darstellung der geographischen Lage der Pegelstandorte Aberdeen, Lowestoft und Den Helder. b) Lage und Zuordnung der einzelnen Pegelstandorte zu Schleswig-Holstein, Niedersachsen, Cuxhaven und Helgoland. c) Windstaukurven der Pegelstandorte Aberdeen, Lowestoft, Den Helder, Helgoland (außerhalb der Deutschen Bucht), Cuxhaven (südöstliche Deutsche Bucht) und mittlere Windstaukurven für Niedersachsen und Schleswig-Holstein zur Verdeutlichung der unterschiedlichen Ausprägung der Wasserstände während des Orkans „Xaver“.

Eine Modellstudie auf Basis von HNM haben Staneva et al. (2016) durchgeführt, um die Komponenten Wind, Wellen und Gezeiten sowie den Einfluss einer baroklinen Modellspezifikation auf die Wasserstände in der Deutschen Bucht während des Sturmflutereignisses „Xaver“ zu quantifizieren. Die Modellergebnisse wurden mit Satellitenaltimeterdaten und beobachteten Wasserständen verglichen und haben verdeutlicht, dass die gekoppelten

Modellergebnisse eine optimierte Übereinstimmung mit den Beobachtungen im Gegensatz zu ungekoppelten Modellen zeigen. Zudem weist der Vergleich einer barotropen und einer baroklinen Modellspezifikation Differenzen von bis zu 20 % auf, weshalb Staneva et al. (2016) schlussfolgern, dass gekoppelte barokline HNM in der Vorhersage von Wasserständen herangezogen werden sollten. Kristandt et al. (2018) verfolgten letztlich bei der Analyse der resultierenden Sturmflut aus dem Orkan „Xaver“ die gleiche Intention wie in der vorliegenden Arbeit und nutzten den Vergleich als Praxistest für die entwickelte Modellkette zur Vorhersage von Wasserständen in Niedersachsen. Am Pegelstandort Norderney wurden für die beiden Maxima der Windstaukurve (vergleiche Abbildung 7-4) Abweichungen von weniger als 0,20 m erzielt.

Zwar liegt der Fokus dieser Arbeit auf der Entwicklung einer Methodik zur flächig und zeitlich hochauflösenden Vorhersage der Wasserstandsganglinie entlang der gesamten Nordseeküste, allerdings stellen Extremereignisse in Form von Sturmfluten eine geeignete Möglichkeit dar, die Vorhersagegüte zu quantifizieren. In dem unbekannten Vorhersagehorizont von 2013 bis 2014 (vergleiche Kapitel 7.3) befindet sich das „Xaver“-Ereignis und wird entsprechend im Folgenden näher betrachtet. In Abbildung 7-5 und Abbildung 7-6 sind die wesentlichen Erkenntnisse der Vorhersage der Windstaukurven zwischen dem 05.12.2013 und dem 07.12.2013 für die zwölf betrachteten Pegelstandorte in der Deutschen Bucht sowie separat für den Pegelstandort Cuxhaven dargestellt.

Bei der Betrachtung aller zwölf Pegelstandorte in Abbildung 7-5 lässt sich festhalten, dass der prinzipielle zeitliche und höhenmäßige Verlauf der vorhergesagten Windstaukurven bei der Verwendung des 20CRv2c-Reanalysedatensatzes robust und plausibel wiedergegeben wird. Sowohl für das erste als auch das zweite Maximum der Windstaukurven ergibt sich ein maximaler zeitlicher Versatz von ± 3 Stunden zum tatsächlich aufgetretenen jeweiligen Maximalwert. Die maximalen Differenzen zwischen den Windstauscheiteln bewegen sich zwischen 0,025 m (Dagebüll) und 0,90 m (Wilhelmshaven). Es kann entsprechend erneut verdeutlicht werden, dass die stark lokalen Effekte, die sich zusätzlich zu den meteorologisch induzierten Prozessen auf die Wasserstandsausprägung auswirken, wie am Pegel Wilhelmshaven, nicht vollständig erfasst werden. Der Verlauf der beobachteten Sturmflut zeigt an den Ästuarpegeln Emden und Wilhelmshaven eine gewisse periodische Schwankung kurz vor und nach dem Scheitelwert des Windstaus. Dies lässt sich durch Reflexionsprozesse in den Ästuaren erklären. Die empirisch-statistischen Windstauemodelle erfassen diese lokal ausgeprägten, kurzfristigen Schwankungen des Wasserstandes allerdings nicht adäquat. An den Beispielen von Cuxhaven (siehe auch Abbildung 7-6) und Helgoland wird hingegen eine sehr gute Überstimmung im Bereich von wenigen Zentimetern bezogen auf den zweiten Windstauscheitel erreicht. Der erste Windstauscheitel wird in beiden Fällen um etwa 0,40 m unterschätzt. Zudem ergibt sich am Pegel Cuxhaven ein zeitlicher Versatz von drei Stunden hinsichtlich des zweiten Scheitels. Unter Berücksichtigung der 95 %-Konfidenzintervalle kann beobachtet werden, dass, bis auf die Pegelstandorte Wyk und Hörnum, die beobachteten Windstauwerte und -scheitel innerhalb der Vorhersageunsicherheiten liegen. Durch die Darstellung der astronomischen Komponente in Abbildung 7-5 wird zudem ersichtlich, dass der maximale Windstau beider Scheitel zum Zeitpunkt des T_{nw} aufgetreten ist, was ebenfalls von den empirisch-statistischen Vorhersagen bestätigt wird. Zusammenfassend wird für die Periode der Sturmflut und über alle zwölf Pegelstandorte ein mittleres Bestimmtheitsmaß von $R^2 = 0,90$ erreicht; der mittlere

quadratische Fehler beträgt $RMSE = 0,40$ m. Das höchste R^2 beträgt 0,97 am Pegelstandort Helgoland und reduziert sich auf 0,85 am Pegelstandort Wittdün. Der geringste RMSE wird ebenfalls in Helgoland mit 0,29 m erreicht und steigt bis auf 0,50 m in Cuxhaven an, was allerdings durch den vorhandenen zeitlichen Versatz zwischen Beobachtung und Vorhersage sowie dem langsameren Anstieg des vorhergesagten Windstaus vor dem ersten Scheitel maskiert wird.

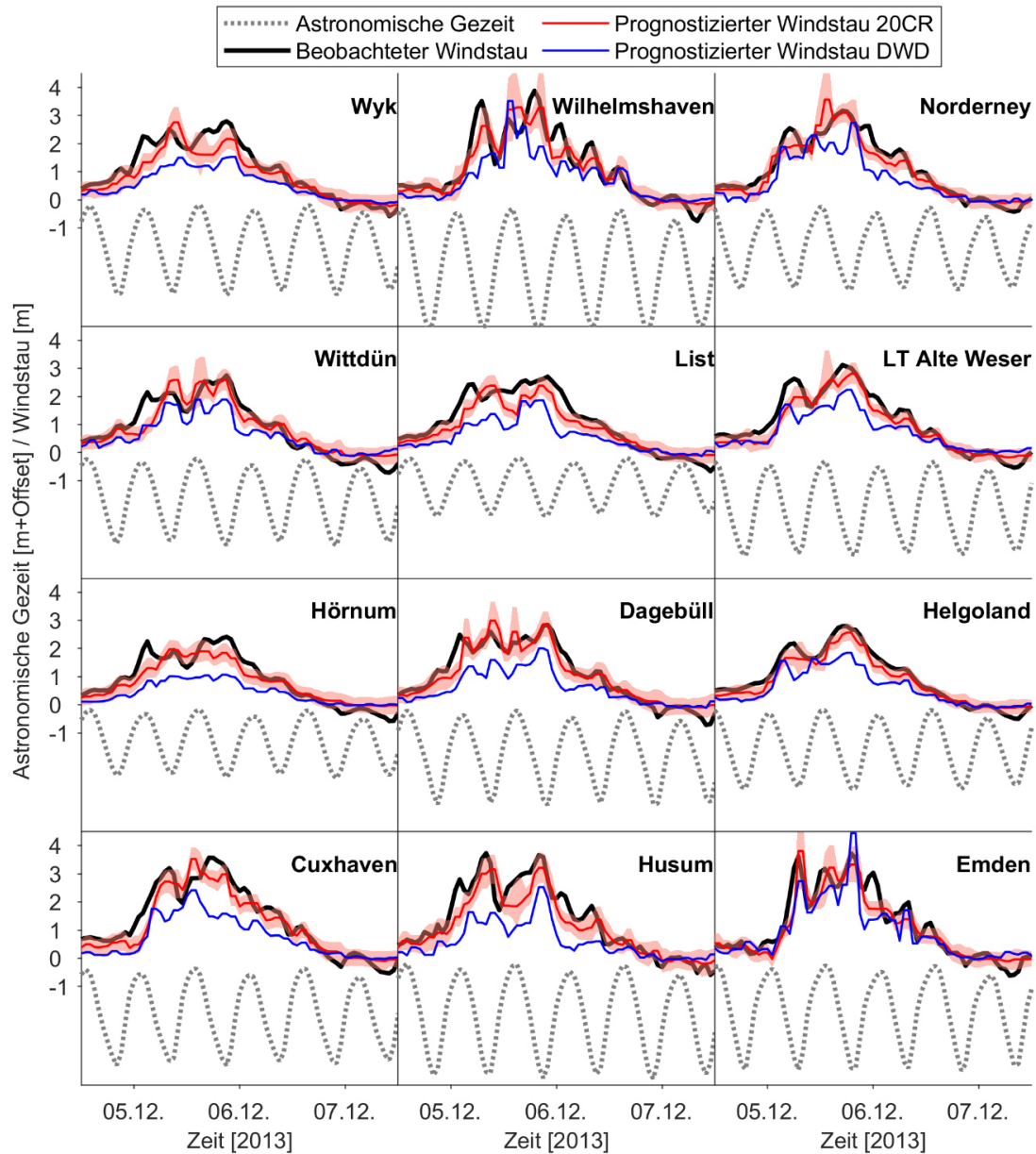


Abbildung 7-5: Vergleich des beobachteten (schwarz) und des auf Basis der empirisch-statistischen Windstaumodelle unter Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion vorhergesagtem (rot) Windstaus an den zwölf Pegelstandorten in der Deutschen Bucht exemplarisch für die Sturmflut vom 06.12.2013. Der meteorologische Modellantrieb basiert auf dem 20CRv2c-Reanalysedatensatz und das 95 %-Konfidenzintervall ist als rote Schattierung dargestellt. Zur Gegenüberstellung zeigen die blauen Windstaukurven die Vorhersage auf Basis der empirisch-statistischen Windstaumodelle unter Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion mit den DWD-Vorhersagen als Modellantrieb. Die graue gepunktete Linie bildet jeweils die astronomische Gezeitenkomponente ab.

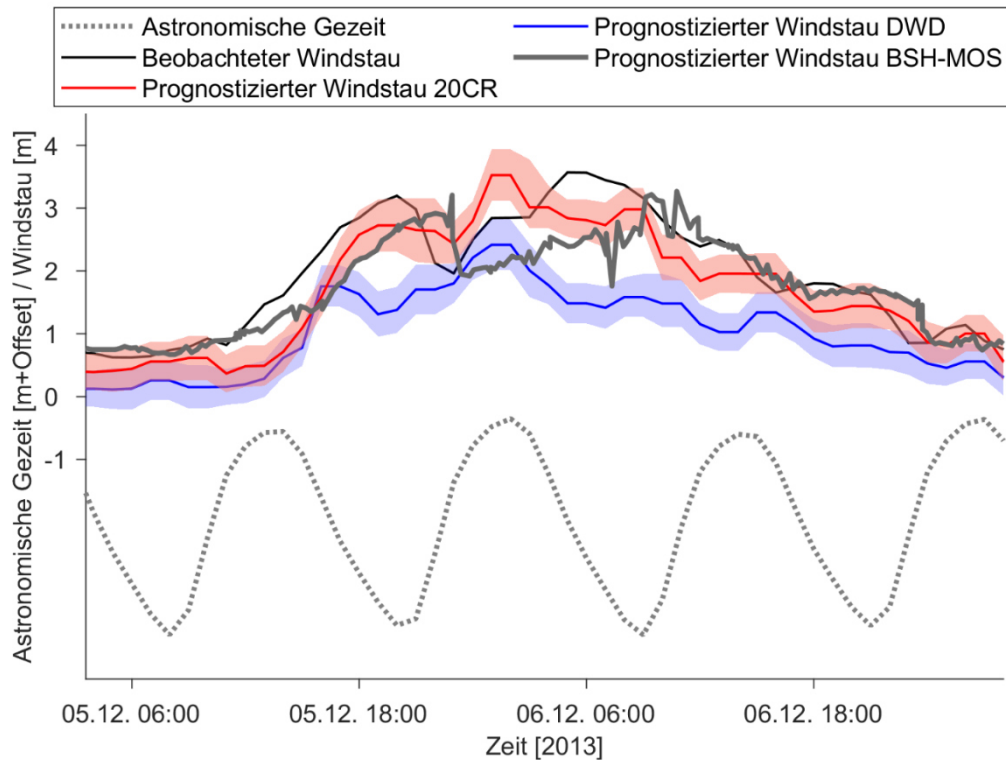


Abbildung 7-6: Vergleich des beobachteten (schwarz) und des auf Basis der empirisch-statistischen Windstauemodelle unter Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion vorhergesagtem (rot) Windstaus am Beispiels des Pegelstandortes Cuxhaven exemplarisch für die Sturmflut vom 06.12.2013. Der meteorologische Modellantrieb basiert auf dem 20CRv2c-Reanalysedatensatz und das 95 %-Konfidenzintervall ist als rote Schattierung dargestellt. Zur Gegenüberstellung zeigt die blaue Windstaukurve die Vorhersage auf Basis der empirisch-statistischen Windstauemodelle unter Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion mit den DWD-Vorhersagen als Modellantrieb einschließlich des 95 %-Konfidenzintervalls (blau schattiert). Die graue gepunktete Linie bildet die astronomische Gezeitenkomponente ab. Zusätzlich ist die BSH-MOS-Vorhersage für das „Xaver“-Ereignis als dunkelgraue Kurve dargestellt (Datenbereitstellung: Dr. Sylvain Müller-Navarra (i. R., ehemals BSH)).

Bislang werden die Regressionsmodelle nur mit dem 20CRv2c-Reanalysedatensatz als meteorologisches Antrieb ausgewertet, der auch für die Ableitung der Regressionskoeffizienten verwendet wird. Für die angestrebten Vorhersagen des Windstaus werden allerdings die Wind- und Luftdruckfelder der DWD-Vorhersagen herangezogen. Es ist jedoch wichtig zu beachten, dass die Anwendung der DWD-Vorhersagen auf die empirisch-statistischen Windstauemodelle mit identischen Regressionskoeffizienten und Prädiktoren erfolgt, wie mit dem 20CRv2c-Reanalysedatensatz abgeschätzt, was zu Diskrepanzen führen kann. Es muss also zukünftig berücksichtigt werden, dass ein operationeller Betrieb und ein Vergleich zu den Modellen auf Basis des 20CRv2c-Reanalysedatensatz eigentlich auch die Ableitung eines separaten, auf Basis von Vorhersagedaten abgeleiteten, empirisch-statistischen Windstaumodelles erfordert. Dies ist darin begründet, dass das DWD-Modell eine wesentlich höhere zeitliche und flächenhafte Auflösung als der 20CRv2c-Reanalysedatensatz besitzt und sich somit leicht unterschiedliche Prädiktoren ergeben können. Für diese Arbeit liegen allerdings keine langzeitlichen Vorhersagen des DWD aus der Vergangenheit vor, weshalb hier vereinfachend die ereignisbasierten Vorhersagen des DWD zu „Xaver“ auf das bestehende Modell angewendet werden. Durch eine flächige Interpolation werden die

unterschiedlichen Auflösungen beider Datensätze eliminiert, indem sie auf ein einheitliches Gitter transformiert werden. Es besteht entsprechend weiterer Forschungsbedarf.

Wie in Abbildung 7-5 und Abbildung 7-6 zu sehen ist, resultiert aus der Verwendung der DWD-Vorhersage als meteorologischen Antrieb eine deutliche Unterschätzung des maximalen Windstaus bzw. des gesamten Sturmflutereignisses, während der prinzipielle Verlauf der Windstaukurve des Ereignisses noch relativ robust vorhergesagt wird. Das drückt sich in einem mittleren Bestimmtheitsmaß über alle Pegelstandorte von $R^2 = 0,80$ aus, fällt allerdings etwas geringer aus als mit dem 20CRv2c-Reanalysedatensatz. Der mittlere quadratische Fehler über alle Pegelstandorte von $RMSE = 0,80$ m ist annähernd doppelt so groß, wie bei Verwendung der meteorologischen Reanalyse. In Abbildung 7-6 am Beispiel des Pegelstandorts Cuxhaven wird verdeutlicht, dass die Differenz zwischen den maximalen Windstauscheiteln auf über 1,00 m ansteigt. Interessanterweise finden sich die geringsten Abweichungen zwischen der Beobachtung des Windstaus und den Vorhersagen auf Basis des DWD-Datensatzes an den Ästuarpegeln Emden und Wilhelmshaven, die bei den bisherigen Betrachtungen die größten Diskrepanzen aufweisen. Eine detaillierte Erklärung kann diesbezüglich an dieser Stelle allerdings nicht geliefert werden. Die massiven Abweichungen zwischen den Vorhersagen des Windstaus können allerdings über den Unterschied der flächigen als auch zeitlichen Auflösung der verwendeten meteorologischen Datensätze erklärt werden. In Abbildung 7-7 sind dazu die meteorologischen Felder aus dem 20CRv2c-Reanalysedatensatz und den DWD-Vorhersagen zwischen dem 05.12.2013 00:00 Uhr und dem 07.12.2013 12:00 Uhr gegenübergestellt. Die Abweichungen im Luftdruck bewegen sich in einer Größenordnung von ± 1 hPa im Maximum. Die hieraus resultierenden Differenzen sind daher nicht verantwortlich für die Abweichungen in der Windstau-Vorhersage. Werden allerdings die effektiven Windgeschwindigkeiten und -richtungen in Abbildung 7-7 verglichen, fällt auf, dass die Westwinde in der 20CRv2c-Reanalyse deutlich stärker ausgeprägt sind. Diese Abweichungen können bereits für die Unterschätzung des Windstaus verantwortlich sein. Wie jedoch oben bereits angedeutet, können die beobachteten Differenzen allerdings auch der Tatsache geschuldet sein, dass die Regressionskoeffizienten in beiden Experimenten auf Basis der 20CRv2c-Reanalyse und nicht auf Basis der DWD-Vorhersagen selbst abgeleitet werden. Dies muss zukünftig unbedingt geprüft werden.

Für einen weiteren Vergleich der Vorhersageergebnisse des Windstaus wird in Abbildung 7-6 zusätzlich der prognostizierte Windstau vom BSH-MOS-System gezeigt. Die Vorhersagen wurden freundlicherweise von Dr. Sylvin Müller-Navarra (i. R., ehemals BSH) zur Verfügung gestellt. Der Vergleich der Abweichungen zeigt keine signifikanten Unterschiede zu den Vorhersagen auf Basis der empirisch-statistischen Windstaumodelle unter Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion und des 20CRv2c-Reanalysedatensatzes. Zusammenfassend wird festgehalten, dass die empirisch-statistischen Windstaumodelle robuste Ergebnisse liefern, wenn als atmosphärischer Antrieb die gleiche Datengrundlage genutzt wird wie für die Ableitung der Regressionskoeffizienten. Obwohl Differenzen zeitlicher als auch höhenmäßiger Ausprägung im Vergleich der beobachteten und vorhergesagten Windstauanteile verbleiben, ist die Vorhersagegüte der empirisch-statistischen Windstaumodelle unter Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion als sehr vielversprechend einzustufen und für den vorliegenden Zweck ausreichend robust und genau. Das kann über die zahlreichen Vergleiche unter anderem mit den tatsächlichen BSH-MOS-

Vorhersagen verdeutlicht werden. Zudem existiert bislang keine vollautomatisierte Vorhersage von Wasserständen und insbesondere von Sturmfluten. Im Bedarfsfall wird im Rahmen des operationellen Wasserstandsvorhersagedienstes immer noch händisch von den zuständigen Synoptikern und Ozeanographen eingegriffen (z. B. Müller-Navarra 2009a). Daher stellt die hier vorgestellte Modellkette eine geeignete Erweiterung der existierenden Verfahren dar. Die Integration und Kombination der Modellkette zu einem operationellen Testbetrieb wird im folgenden Kapitel 7.5 beschrieben.

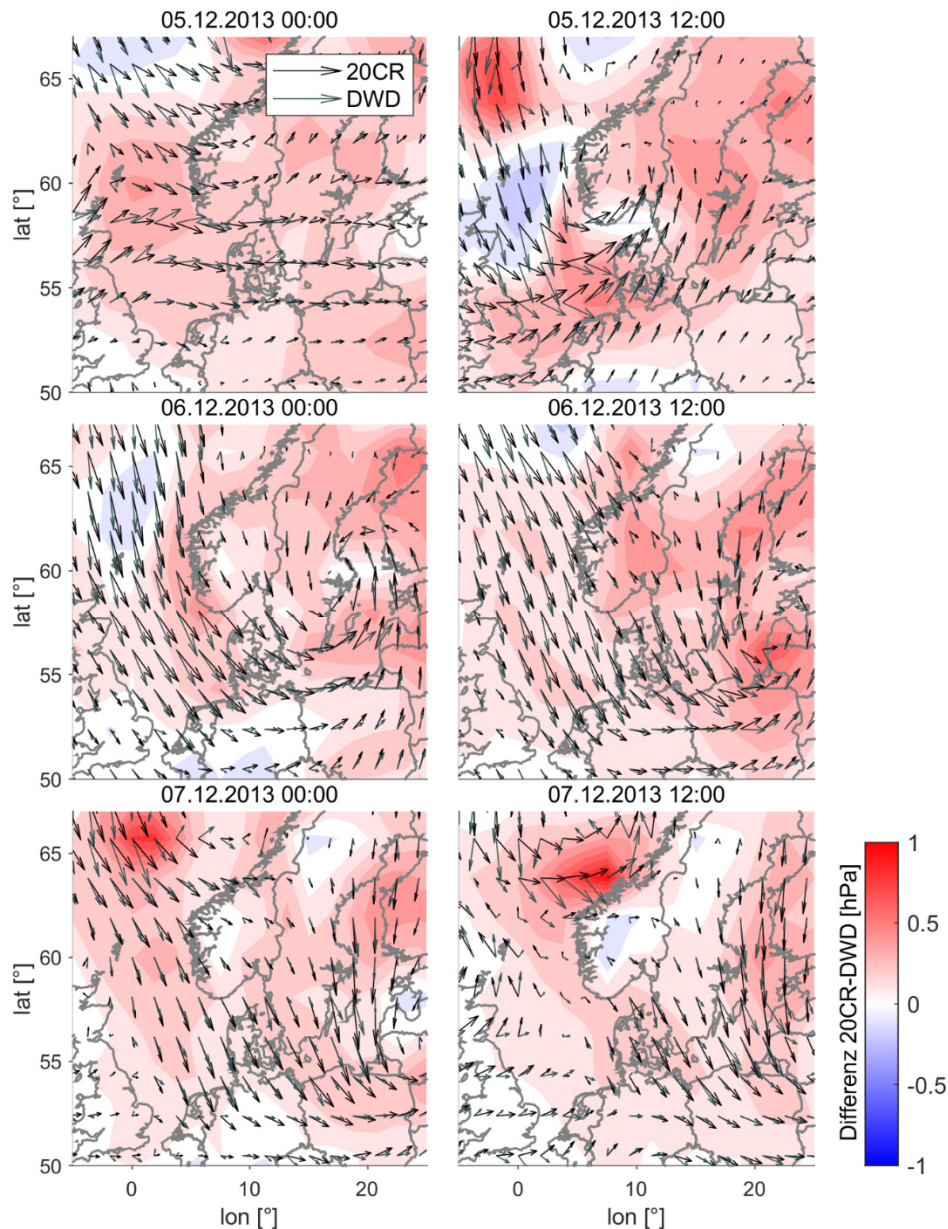


Abbildung 7-7: Vergleich der verfügbaren atmosphärischen Felder aus dem 20CRv2c-Reanalysedatensatz und den DWD-Vorhersagen zwischen dem 05.12.2013 00:00 Uhr und dem 07.12.2013 12:00 Uhr. Die windrichtungsanzeigenden Pfeile (grau: DWD-Vorhersage; schwarz: 20CRv2c-Reanalysedatensatz) entsprechen jeweils einem Gitterpunkt, für den meteorologische Informationen aus dem 20CRv2c-Reanalysedatensatz vorliegen. Anhand der Länge und Richtung der Pfeile können die Unterschiede der meteorologischen Datensätze nachvollzogen werden. Die Differenzen im atmosphärischen Luftdruck sind als Konturplot im Hintergrund farblich abgestuft dargestellt.

Zukünftig muss schließlich geprüft werden, was die Abschätzung der Regressionskoeffizienten auf Basis der Datengrundlage, mit der letztlich auch die Vorhersagen getätigt werden, für einen Einfluss auf die Modellergebnisse hat. Es ist sehr wahrscheinlich, dass darüber auch die Über- und Unterschätzung der niedrigen und hohen Windstauwerte deutlich reduziert werden kann (vergleiche Kapitel 6.3.3). Da es sich darüber hinaus schwierig gestaltet, die Performance der Vorhersagen anhand eines Ereignisses festzumachen, werden in Zukunft weitere Vorhersagen an unterschiedlichen Pegelstandorten benötigt und mit Beobachtungen validiert, um die Modellgüte quantifizieren zu können und gegebenenfalls Anpassungen der Modellkette vorzunehmen.

7.5 Operationeller Testbetrieb

Die Überführung der empirisch-statistischen Windstaumodelle in den operationellen Testbetrieb erfolgt auf einem zeitgesteuerten Server am fwu der Universität Siegen. In einem halbstündigen Zyklus werden die erforderlichen Daten vom Server des DWD (open-data.dwd.de) auf Aktualität überprüft und heruntergeladen. Es erfolgen automatisiert unterschiedliche Verarbeitungsschritte, die beispielsweise die flächenhafte Auflösung auf die erforderliche flächige Ausdehnung anpassen. Schließlich werden die meteorologischen Datensätze (Wind- und Luftdruckfelder) gespeichert, um zukünftig Optimierungen der Regressionskoeffizienten und der meteorologischen Prädiktoren vorzunehmen und etwaige Defizite in der Vorhersage (siehe Kapitel 7.4) zu minimieren.

Auf Basis der Meteorologie wird anschließend die Windstaukomponente anhand der entwickelten empirisch-statistischen Windstaumodelle unter Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion an jedem der 1.484 Gitterpunkte entlang der gesamten deutschen Küstenlinie bestimmt. Darüber hinaus wird die astronomische Komponente für die zugrundeliegende Vorhersageperiode anhand der HDdU (Müller-Navarra 2013) abgeschätzt. Die Gesamtwasserstände an jedem Gitterpunkt werden aus der Kombination aus Windstau und Gezeiten errechnet. Zusätzlich erfolgt die Ermittlung der statistischen Unsicherheit aus den Regressionsmodellen auf Basis des 95 %-Konfidenzintervalls.

Im Folgenden ist in Abbildung 7-8 ein Beispiel der Wasserstandsvorhersage entlang der Küstenlinie mit allen ermittelten Komponenten dargestellt. Darin zeigt Abbildung 7-8 a) die gesamte Küstenlinie der Deutschen Bucht sowie die 1.484 Gitterpunkte zur Vorhersage der Wasserstände bzw. der Freiborde. 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 ist 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 Abbildung 7-8 b) wird jeweils ein schematischer Deich mit zugehörigem Gesamtwasserstand einschließlich des 95 %-Konfidenzintervalls sowie der astronomischen Komponente des aktuellen Zeitschritts dargestellt. Wenn vorhanden, wird zusätzlich die aktuell vorhandene beobachtete Zeitreihe des ausgewählten Pegels (www.pegelonline.de) ausgegeben. In gleicher Farbgebung stellt Abbildung 7-8 c)

den gesamten Vorhersagehorizont als Übersicht dar. Der jeweils betrachtete Punkt, für den die Detailabbildungen erstellt werden, ist in Abbildung 7-8 a) als schwarzer 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 (www.pegelonline.de).

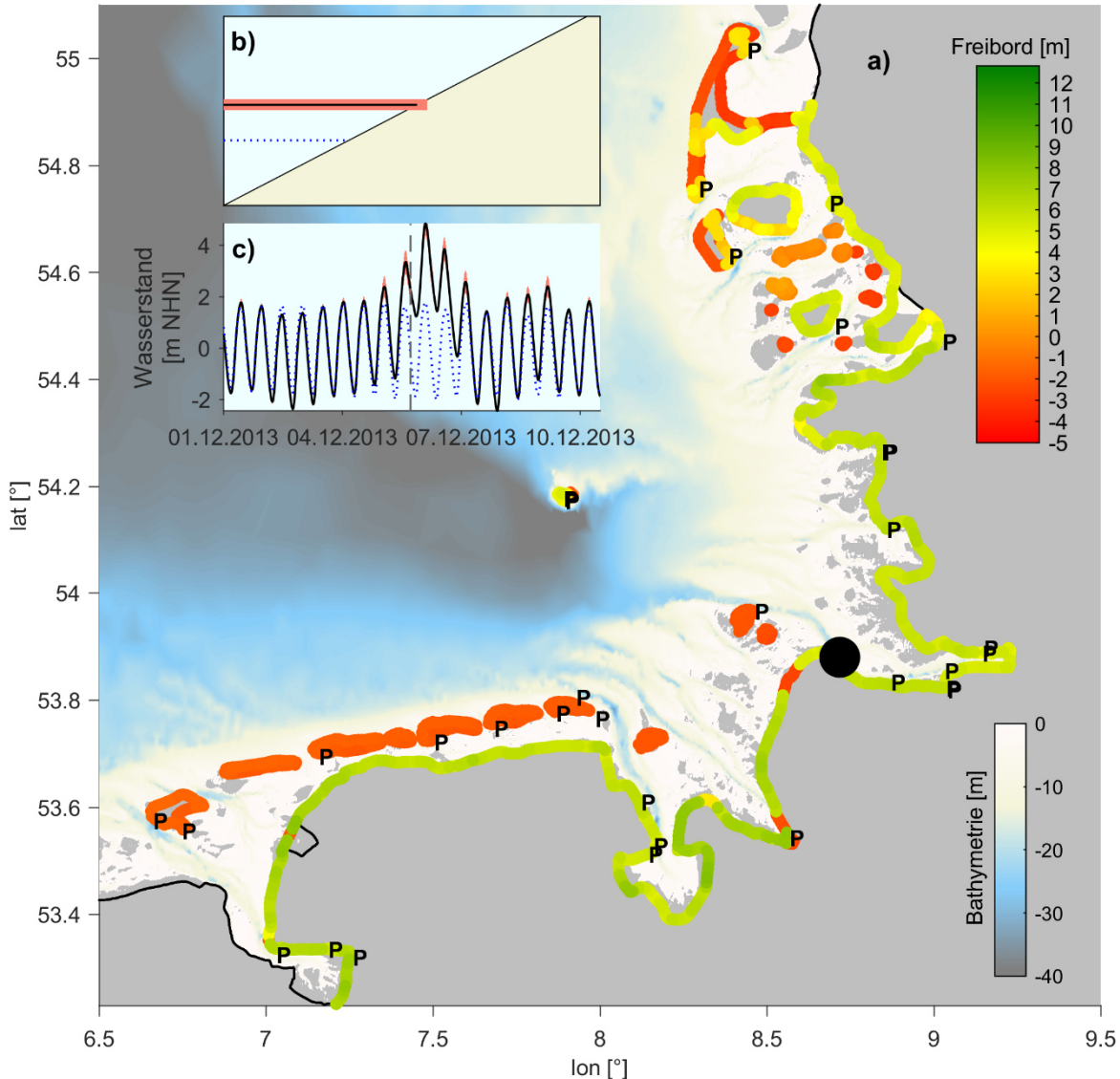


Abbildung 7-8: Beispielhafte Darstellung eines Zeitschritts der Wasserstandsvorhersage im operationellen Testbetrieb entlang der gesamten deutschen Küstenlinie (einschließlich der Inseln und Halligen) vom 05.12.2013 17:10 Uhr. a) zeigt die 1.484 Gitterpunkte zur Vorhersage des Freibords. Die farbige Abstufung stellt den jeweiligen Freibord zum aktuellen Zeitschritt dar. Im Hintergrund ist die Bathymetrie der Deutschen Bucht farblich anhand der Tiefe abgebildet. Referenzpegel sind mit „P“ gekennzeichnet und der betrachtete Punkt, für den die Detailabbildungen b) und c) erzeugt werden, ist als schwarzer Punkt markiert. b) stellt einen schematischen Deich mit zugehörigem Gesamtwasserstand einschließlich des 95 %-Konfidenzintervalls sowie der astronomischen Komponente des aktuellen Zeitschritts dar. c) zeigt eine Übersicht des Vorhersagehorizonts unter Angabe des Gesamtwasserstands einschließlich des 95 %-Konfidenzintervalls sowie der astronomischen Komponente.

Diese Darstellung in Abbildung 7-8 fasst den Mehrwert der vorliegenden Arbeit (Erweiterung der Wasserstandsvorhersage von einer punktuellen Betrachtung auf die gesamte deutsche Küstenlinie (einschließlich Inseln und Halligen)) zusammen. Es kann gezeigt werden, dass die Methodik und die Kombination aus HNM, Gezeitenanalyse und -synthese auf Basis der HDdU und empirisch-statistischer Regressionsansätze unter Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion für den vorliegenden Anwendungsfall geeignet sind. Die Schlussfolgerung lautet entsprechend, dass auf Basis der Kombination und Optimierung existierender Ansätze und Modelle eine neue Methodik zur flächig und zeitlich hochauflösenden Wasserstandsvorhersage in der Deutschen Bucht entwickelt werden kann, die sowohl die physikalischen Prozesse der Einzelkomponenten berücksichtigt als auch im operationellen Testbetrieb funktioniert und robuste Ergebnisse liefert. Darüber hinaus wurde im Rahmen des Forschungsvorhabens EarlyDike (Becker et al. 2019, in Begutachtung) in Zusammenarbeit mit dem Geodätischen Institut und Lehrstuhl für Bauinformatik und Geoinformationssysteme (gia) und der BAW erfolgreich eine automatische Übertragung der generierten Vorhersage-Datensätze in ein aktuelles GeoPortal und die Marine Dateninfrastruktur Deutschland (MDI-DE) realisiert. Für weitere Details wird an dieser Stelle auf Herle et al. (2019, in Begutachtung) verwiesen. Über das GeoPortal werden zudem die Wasserstandsvorhersagen zur Vorhersage des Seegangs bereitgestellt (siehe Dreier und Fröhle 2019, in Begutachtung).

7.6 Zusammenfassung und Bewertung

See- und Ästuardeiche schützen in Deutschland mehr als 2,4 Millionen Menschen und zählen damit zu den wichtigsten Küstenschutzbauwerken. Ein Versagen dieser Bauwerke und die resultierenden Überflutungen hätten potenziell schwerwiegende menschliche und ökonomische Verluste zur Folge. Zur Beurteilung und Folgenabschätzung eines möglichen Versagens von Küstenschutzelementen wie beispielsweise Deichen werden integrierte Risikoanalysen verwendet, worin der vorherrschende Wasserstand die dominierende Einwirkung und Belastung auf Küstenschutzelemente beschreibt. Von hoher Bedeutung ist damit die robuste und praktikable Vorhersage von Wasserständen unter Berücksichtigung der physikalischen Prozesse, der regionalen Gegebenheiten und auf Basis von identifizierten Methoden, die diese Effekte bestmöglich beschreiben. An diesem Punkt schließt die übergeordnete Forschungsfrage der vorliegenden Arbeit an. Das Ziel war es, existierende Ansätze und Modelle so zu kombinieren und zu optimieren, dass daraus eine neue Methodik zur flächig und zeitlich hochauflösenden Wasserstandsvorhersage in der Deutschen Bucht erarbeitet werden kann. Unter Berücksichtigung der physikalischen Prozesse wurde so ein Mehrwert für die existierenden Wasserstandsvorhersagedienste generiert.

Im Kapitel 7 wurden dafür die detailliert erläuterten Erkenntnisse, Methoden und Ergebnisse aus den Kapiteln 3, 4, 5 und 6 zu einer Modellkette für eine flächig und zeitlich hochauflösende Wasserstandsvorhersage entlang der gesamten deutschen Nordseeküste (einschließlich Inseln und Halligen) zusammengeführt. Die Modellkette fasst entsprechend die vorgestellten Methoden der Gezeitenanalyse und -synthese sowie der Windstaumodellierung so zusammen, dass die jeweiligen Vorteile hinsichtlich der Erfassung der physikalischen Prozesse und Wechselwirkungen optimal berücksichtigt werden konnten. Außerdem kann die Modellkette praxisnah und flexibel angewendet werden und umgeht einen Großteil der Nachteile der gängigen Wasserstandsvorhersagesysteme.

Die Modellkette wurde schließlich am Beispiel der Wasserstandsvorhersage für die Periode von 2013 bis 2014 und des Orkans „Xaver“ vom 06.12.2013 angewendet. Dafür wurde auf die Trainingsperiode von 2000 bis 2012 für die Ableitung der Regressionskoeffizienten und der entsprechenden empirisch-statistischen Windstau Modelle zurückgegriffen. Somit stellte die Periode von 2013 bis 2014 einen unbekannten Vorhersagehorizont dar und wurde auf Grundlage des 20CRv2c-Reanalysedatensatzes vorhergesagt. Den Orkan „Xaver“ betreffend wurden zusätzlich die meteorologischen Vorhersagen des DWD (Wind- und Luftdruckfelder) in die Vorhersage einbezogen. Für die gesamte Periode zwischen 2013 und 2014 hat sich ein mittleres Bestimmtheitsmaß über alle Pegelstandorte von $R^2 = 0,79$ und eine mittlere quadratische Abweichung von $RMSE = 0,16$ m, jeweils unter Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion, ergeben. Diese Werte sind nahezu identisch mit den Effizienzkriterien der gesamten Zeitreihenlänge von 2000 bis 2014 bzw. der Trainingsperiode von 2000 bis 2012 und haben gezeigt, dass der prinzipielle zeitliche und höhenmäßige Verlauf der vorhergesagten Windstaukurven robust und plausibel wiedergegeben wird. Für die Sturmflut „Xaver“ und über alle zwölf betrachteten Pegelstandorte wurde ein mittleres Bestimmtheitsmaß von $R^2 = 0,90$ und eine mittlere quadratische Abweichung von $RMSE = 0,40$ m erreicht. Die Scheitelwerte der Sturmflut konnten in Cuxhaven oder Helgoland mit Abweichungen im Zentimeterbereich genau vorhergesagt werden. Auch der Vergleich der BSH-MOS-Vorhersagen für den Pegelstandort Cuxhaven bestätigten die erreichte Vorhersagegüte bezogen auf den Windstau. Aus der Verwendung der DWD-Vorhersage als meteorologischer Antrieb resultierte eine deutliche Unterschätzung des maximalen Windstaus bzw. des gesamten Sturmflutereignisses. Das wurde durch das mittlere Bestimmtheitsmaß über alle Pegelstandorte von $R^2 = 0,80$ und die Verdoppelung des RMSE auf 0,80 m verdeutlicht. Die massiven Abweichungen zwischen den Vorhersagen des Windstaus konnten allerdings über den Unterschied der flächigen als auch zeitlichen Auflösung der verwendeten meteorologischen Datensätze erklärt werden. Zusammenfassend konnte gezeigt werden, dass die empirisch-statistischen Windstau Modelle robuste Ergebnisse liefern, wenn als atmosphärischer Antrieb die gleiche Datengrundlage genutzt wird, wie für die Ableitung der Regressionskoeffizienten. Allerdings besteht hier weiterer Forschungsbedarf, der sich hinsichtlich der Wasserstandsvorhersage auf die Ableitung der Regressionskoeffizienten der empirisch-statistischen Windstau Modelle auf Basis der DWD-Vorhersagen bezieht. Darüber hinaus sollten weitere Sturmfluten anhand der erzielten Vorhersagegüte analysiert werden, da es nicht möglich ist, die Performance der Vorhersagen anhand eines Ereignisses festzumachen.

Anhand des erfolgreich entwickelten operationellen Testbetriebs konnte schließlich der Mehrwert der vorliegenden Arbeit für die Wasserstandsvorhersage in Deutschland aufgezeigt werden. Durch die Kombination des HNM, der Gezeitenanalyse und -synthese auf Basis der HDdU und empirisch-statistischer Regressionsansätze unter Berücksichtigung der Gezeiten-Windstau Interaktion konnte zum ersten Mal eine Methodik entwickelt werden, mit deren Hilfe sich die aktuell verfügbaren Punktinformationen der Wasserstandsvorhersage auf die gesamte deutsche Küstenlinie (einschließlich Inseln und Halligen) hochauflösend (Punktabstand ~ 1 km, Stundenwerte) übertragen lassen und die wesentlichen physikalischen Prozesse der Einzelkomponenten des Wasserstandes berücksichtigt. Die übergeordnete Forschungsfrage kann entsprechend beantwortet werden und die entwickelte Modellkette kann prinzipiell in den operationellen Betrieb an entsprechenden Landes- oder Bundesbehörden integriert werden.

8 Zusammenfassung und Schlussfolgerung

8.1 Zusammenfassung und Fazit

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. Zur Beurteilung und Folgenabschätzung eines möglichen Versagens von derartigen Küstenschutzelementen werden integrierte Risikoanalysen verwendet. Der vorherrschende Wasserstand bildet hierbei die dominierende Einwirkung und Belastung auf die einzelnen Küstenschutzelemente ab. Von übergeordneter Bedeutung bei derartigen Konzepten ist damit die robuste und praktikable Vorhersage von Wasserständen. Hierbei müssen sowohl die zugrundeliegenden physikalischen Prozesse als auch die regionalen Gegebenheiten beachtet werden.

Bestehende Frühwarnsysteme für den Küstenschutz in Deutschland basieren auf Wasserstandmessungen und -vorhersagen, die durch das Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie in Kooperation mit dem Deutschen Wetterdienst zur Verfügung gestellt werden. Die Vorhersagen des Wasserstands werden derzeit punktuell für ausgewählte Pegelstandorte bereitgestellt. Dabei setzt sich das für die deutsche Nordsee verwendete operationelle Vorhersagesystem aus der Gezeitenvorhersage, numerischen Wettervorhersagemodellen, einem Windstaumodell und dem sogenannten *Model Output Statistics*-System zusammen. Für spezifische Pegelstandorte werden hochaufgelöste Wasserstandsvorhersagen für bis zu sechs Tage im Voraus bereitgestellt. Aus der Analyse von Wasserstandsaufzeichnungen ist allerdings bekannt, dass punktuelle Wasserstandsinformationen 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 lokale Effekte (z. B. nichtlineare Interaktionen, komplexe Bathymetrie mit Prielen und Wattflächen) selbst in kleinräumigen Bereichen zu Wasserstandsdifferenzen im Dezimeterbereich führen. Hier schließt die übergeordnete Forschungsfrage der vorliegenden Arbeit an, ob sich existierende Ansätze und Modelle so kombinieren und optimieren lassen, dass daraus eine neue Methodik zur flächig und zeitlich hochauflösenden Wasserstandsvorhersage in der Deutschen Bucht erarbeitet werden kann. Unter Berücksichtigung der physikalischen Prozesse wird so ein Mehrwert für die existierenden Wasserstandsvorhersagedienste generiert. Übergeordnetes Ziel war die Erweiterung der existierenden operationellen Wasserstandsvorhersage in Deutschland von einer punktuellen Betrachtung (spezifische Pegelstandorte) auf die gesamte deutsche Küstenlinie (einschließlich Inseln und Halligen). Darauf aufbauend wurde eine Methodik entwickelt, die auf der Kombination eines hydrodynamisch-numerischen Modells mit empirisch-statistischen Regressionsansätzen basiert. Zum ersten Mal wurde dabei eine Modellkette erzeugt, die sowohl flächig als auch zeitlich hochauflösende Wasserstandsvorhersagen (Punktabstand ~ 1 km, Stundenwerte) für die Deutsche Bucht liefert.

Hierzu wurde zunächst ein zweidimensionales barotropes hydrodynamisch-numerisches Modell der gesamten Nordsee erstellt, welches die Aufgabe hat, Wasserstände entlang der gesamten Küstenlinie zu simulieren, die qualitativ Naturmessungen entsprechen. Derartige Modelle stellen den am häufigsten verwendeten Ansatz zur Vorhersage und Beschreibung von Wasserständen in Küstengebieten dar und entsprechen somit dem Stand der

Wissenschaft und Technik. Die Modellentwicklung erfolgte auf Basis aktueller bathymetrischer Informationen, meteorologischer und astronomischer Randbedingungen sowie den beobachteten Änderungen des mittleren Meeresspiegels. Ein besonderer Fokus beim Modellaufbau lag auf der robusten und hochauflösenden Abbildung von Wasserstandsinformationen in Flachwasserbereichen. Dafür wurde ein Rechengitter erzeugt, das der speziellen Flachwassercharakteristik, vor allem nahe der Küste, Rechnung trägt. In der Deutschen Bucht wurde darüber eine mittlere erklärte Variabilität der simulierten Gesamtwasserstände im Vergleich zu den Beobachtungen von $R^2 = 0,97$ und ein mittlerer quadratischer Fehler in der Größenordnung von 0,20 m bis 0,30 m erreicht. Verbleibende Diskrepanzen zwischen Modellergebnissen und Beobachtungen aus der Natur wurden zudem über eine regionale Bias-Korrektur eliminiert, um so eine Datenbasis auch in unbepegelten Gebieten zu erzeugen.

Die simulierten und bias-korrigierten Wasserstandsinformationen stellten die Basis für die Separierung von Gezeitenanteil und Windstau dar. Zur Separierung des Gezeitenanteils aus beobachteten/simulierten Wasserständen stehen unterschiedliche Verfahren zur Verfügung, die hauptsächlich in Harmonische und Nonharmonische Methoden unterteilt werden können. Abgesehen von Deutschland, verwenden alle Nordseeanrainerstaaten zur Gezeitenvorhersage das Harmonische Verfahren. In Deutschland wird die sogenannte „Harmonische Darstellung der Ungleichheiten“, als Kombination aus Harmonischen und Nonharmonischen Verfahren, verwendet. Dieses Verfahren ermöglicht Gezeitenanalysen und -synthesen für einzelne Bereiche der Tidekurve, wodurch auch partiell trockenfallende Wattflächen, die einen großen Teil des Küstenvorfeldes darstellen, mit in die Analyse einbezogen werden können. Dieser Ansatz wurde speziell für Gezeitenvorhersagen in flachen Schelfgebieten wie der Deutschen Bucht entwickelt, in der die Tidekurven durch starke Deformationen gekennzeichnet sind und somit nur unzureichend über die klassischen harmonischen Analysen beschrieben werden können. Mit der „Harmonischen Darstellung der Ungleichheiten“ ist es möglich, alle notwendigen Anforderungen der vorliegenden Arbeit zu berücksichtigen. Zudem wird das Verfahren der „Harmonischen Darstellung der Ungleichheiten“ im operationellen Wasserstandsvorhersagedienst des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie verwendet, was aus Gründen der Konsistenz ebenfalls ein Argument für die Wahl des Verfahrens darstellt.

Um eine flexible, rechentechnisch effektive und zugleich robuste Vorhersage des Windstaus zu entwickeln, wurden empirisch-statistische Modelle auf Basis von schrittweisen multiplen linearen Regressionsbeziehungen abgeleitet. Empirisch-statistische Windstau-Modelle stellen auch heute noch einen wichtigen Bestandteil der Wasserstandsvorhersage in Deutschland dar und weisen eine lange Tradition auf. Der Windstau fungiert darin als die zu erklärende Zielvariable. Meteorologische Parameter, bestehend aus Wind- und Luftdruckfeldern, die in der Praxis aus Wettervorhersagen zur Verfügung stehen, wurden als Prädiktoren herangezogen. Die hier verwendeten empirisch-statistischen Windstau-Modelle erklären an den zwölf betrachteten Pegelstandorten im Mittel 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 $RMSE = 0,16 \pm 0,03$ m (Mittelwert $\pm$ Standardabweichung). Die Effizienzkriterien der Regressionsmodelle zeigen somit eine gleiche oder sogar bessere Modellgüte als komplexere und zeitaufwändigere hydrodynamisch-numerische Modelle. Durch die zusätzliche Berücksichtigung der Inter-

aktion zwischen Gezeiten und Windstau konnte die mittlere erklärte Variabilität des Windstaus sogar auf $R^2 = 0,81 \pm 0,02$ (Mittelwert $\pm$ Standardabweichung) verbessert und der mittlere quadratische Fehler auf $RMSE = 0,15 \pm 0,02$ m reduziert werden.

Die Modellkette fasst die genannten Methoden in einer Weise zusammen, in der die jeweiligen Vorteile hinsichtlich der Beschreibung der physikalischen Prozesse und Wechselwirkungen optimal berücksichtigt werden. Außerdem kann die Modellkette praxisnah und flexibel angewendet werden und umgeht einen Großteil der Nachteile der gängigen Wasserstandsvorhersagesysteme. Diese Arbeit liefert durch die Erweiterung der bestehenden Systeme zur Wasserstandsvorhersage folglich einen Mehrwert für den Küstenschutz in Deutschland. Für eine vollständige Integration der Methodik in einen operationellen Betrieb sind allerdings weitere Arbeitsschritte erforderlich, die anhand der gesammelten Erfahrungen während der bisherigen Bearbeitung deutlich wurden.

8.2 Offene Fragen und weiterer Forschungsbedarf

Der Bearbeitung von wissenschaftlichen Problemstellungen liegen in der Regel vordefinierte Forschungsfragen zugrunde. Folglich bleiben unterschiedliche Aspekte unberücksichtigt, woraus sich oft weitere Fragestellungen ergeben. Die nachfolgende Auflistung fasst den im Rahmen der vorliegenden Arbeit identifizierten Forschungsbedarf mit Schwerpunkt auf der entwickelten Modellkette zur hochauflösenden Wasserstandsvorhersage in der Deutschen Bucht zusammen, erhebt jedoch keinen Anspruch auf Vollständigkeit.

Hydrodynamisch-numerische Modelle

Leistungsfähige hydrodynamisch-numerische Modelle entsprechen heute dem Stand der Technik. Allerdings besteht weiterhin Forschungsbedarf, weshalb sie parallel auch dem Stand der Wissenschaft zuzuordnen sind. So weisen deren Resultate auch derzeit noch teils große Abweichungen gegenüber beobachteten Wasserständen auf. Die Gründe dafür sind vielfältig und reichen von der Rechenkapazität über die Datengrundlage für die benötigten Randbedingungen bis hin zu den gewählten Modellspezifikationen und der Datenarchivierung. Das bedeutet für zukünftige Modellentwicklungen, die stetig steigende Rechenkapazität zu nutzen, um höher auflösende Rechengitter zu generieren und umfassendere Randbedingungen zu berücksichtigen. Zur Einbeziehung der morphodynamischen Wechselwirkung auf die Wasserstände sollten zudem zeitlich variierende Bathymetrien verwendet werden. Ein generelles Ziel sollte ebenfalls sein, die Abbildung der Gezeiten in hydrodynamisch-numerischen Modellen so zu verbessern, dass die Modellergebnisse unmittelbar für die zugrundeliegenden Fragestellungen verwendet werden können. Auch Prozesse, die nicht über die numerische Lösung der erforderlichen Gleichungssysteme abgebildet und entsprechend parametrisiert berücksichtigt werden, spielen zukünftig eine übergeordnete Rolle. Hierunter fallen beispielsweise die modelltechnische Berücksichtigung des Austauschs zwischen Atmosphäre und Ozean, die Bestimmung des Reibungskoeffizienten zur Ermittlung der Windschubspannung oder die parametrisierte Sohlreibung, die insbesondere bei Sturmfluten für Diskrepanzen in den Modellergebnissen verantwortlich ist. Heutzutage nimmt die Anzahl an dreidimensionalen hydrodynamisch-numerischen Modellen mit einer baroklinen Modellspezifikation deutlich zu, weshalb dieser Schwerpunkt in zukünftigen Studien weiter optimiert werden sollte. Die Modellergebnisse zeigen bereits deutliche Verbesserungen durch die Berücksichtigung des Einflusses der Dichteschichtung auf

die simulierten Wasserstandsinformationen. Um schließlich multidekadische Variationen oder Trends in der Sturmaktivität oder den Austauschprozessen zwischen Atmosphäre und Ozean zu analysieren, werden wiederum möglichst weit zurückreichende Modellsimulationen benötigt. Entsprechend sollte zukünftig angestrebt werden, mit steigender Rechenkapazität, optimierten Möglichkeiten der Datenarchivierung und der sich stetig verbessernden Datengrundlage die Simulationsperioden kontinuierlich zu verlängern.

Gezeitenanalyse und -synthese

Die Gezeitenanalyse und -synthese stellt seit Jahrhunderten eine große Herausforderung dar, insbesondere, weil keine Beobachtungen zur Validierung vorliegen. Entsprechend liegen unterschiedliche Verfahren zur Ermittlung des Gezeitenanteils vor, die in der vorliegenden Arbeit gegenübergestellt wurden. Daraus haben sich Fragestellungen für zukünftige Analysen ergeben. Hierunter fällt beispielsweise die Auswahl und die Anzahl der zu berücksichtigenden Partialtiden. Einen wichtigen Punkt stellt dabei die zur Verfügung stehende Rechenkapazität dar, denn mit steigender Anzahl an Partialtiden nimmt auch die Rechendauer zu. Zudem sollten die durchgeführten Experimente zum Verfahrensvergleich zukünftig auf weitere Pegelstandorte erweitert werden, um auf Basis hochaufgelöster Beobachtungen analysieren zu können, welches der Verfahren die starken Deformations- und Flachwassereffekte adäquat erfassen kann. Auch der Einfluss der Anbringung der Satellitenkorrektur bei der Analyse von Zeitreihenlängen < 19 Jahren sollte auf Basis von Sensitivitätsstudien quantifiziert werden. Durch die Verwendung der „Harmonischen Darstellung der Ungleichheiten“ ist es darüber hinaus möglich, den Gezeitenanteil auf Basis von Scheitelwertzeitreihen abzuschätzen. Es besteht also für zukünftige Betrachtungen die Möglichkeit, die Gezeitenanalyse und -synthese für Perioden $\gg 19$ Jahre und entsprechend mehrere Nodalzyklen durchzuführen, für die keine hochaufgelösten beobachteten Wasserstände zur Verfügung stehen. Daraus ergibt sich eine Vielzahl an weiteren Analysen, die beispielsweise Aufschlüsse hinsichtlich der Entwicklung der Gezeiten bzw. einzelner Partialtiden aber auch dem Windstau liefern können und somit zum übergeordneten Prozessverständnis beitragen würden.

Empirisch-statistische Windstauamodelle

Bei der Analyse der Ergebnisse der hier entwickelten empirisch-statistischen Windstauamodelle wurde deutlich, dass kleinräumige lokale Effekte, die nicht auf meteorologisch induzierte Prozesse zurückzuführen sind, nicht vollständig erfasst werden können. Das betrifft insbesondere stark flachwasserbeeinflusste Pegelstandorte oder Ästuarpegel. Hier besteht entsprechend weiterer Forschungsbedarf, wie diese Effekte anhand von Prädiktoren in die Modellentwicklung eingebunden werden können. Das kann beispielsweise über die direkte Abhängigkeit der Windwirkung zur Wassertiefe realisiert werden. Über Sensitivitätsstudien sollte zukünftig ebenfalls geprüft werden, inwiefern weitere meteorologische und ozeanographische Prädiktoren, wie beispielsweise die Temperatur, die Modellgüte beeinflussen und gegebenenfalls zu einer Optimierung der Modellgüte beitragen können. Zudem konnte bei der Anwendung der empirisch-statistischen Windstauamodelle im Vorhersagebetrieb festgestellt werden, dass es für eine robuste Vorhersage des Windstaus in der Deutschen Bucht zwingend erforderlich ist, die Regressionskoeffizienten der Prädiktoren anhand derselben Datengrundlage abzuleiten, welche auch im Vorhersagemodus verwen-

det wird. Die Begründung hierfür bildet die unterschiedliche flächige als auch zeitliche Auflösung der meteorologischen Datensätze. Zukünftig sollten entsprechend weitere Sensitivitätsstudien hinsichtlich der verwendeten Wind- und Luftdruckfelder durchgeführt werden. Zum einen besteht hier die Möglichkeit auf die stetig erweiterten und optimierten Reanalysedaten zurückzugreifen und zum anderen unmittelbar die atmosphärischen Felder der Vorhersagen des Deutschen Wetterdienstes zu verwenden. Der mit einer höheren flächigen als auch zeitlichen Auflösung einhergehende erhöhte Rechenaufwand kann beispielsweise über vorgeschaltete Hauptkomponentenanalysen erheblich reduziert werden. Die resultierende Orthogonalität der Hauptkomponenten sorgt zudem für eine Unabhängigkeit der Prädiktoren und umgeht somit gänzlich die Multikollinearität der Prädiktoren.

Die Berücksichtigung der Interaktion zwischen Gezeiten und Windstau stellte in der vorliegenden Arbeit einen elementaren Bestandteil bei der Entwicklung der empirisch-statistischen Windstaumodelle dar. Diese Wechselwirkung zwischen Gezeiten und Windstau muss in Flachwasserbereichen wie der Deutschen Bucht berücksichtigt werden. Allerdings verbleibt aus mathematischer und physikalischer Sicht zukünftiger Forschungsbedarf, der durch eine erweiterte Datengrundlage, gesteigertes Prozessverständnis oder optimierte Rechenkapazitäten beantwortet werden kann. Weitere Analysen sollten hinsichtlich der Signifikanz der Regressionskoeffizienten oder der Einteilung der Windstauwerte auf Basis von Perzentilklassen der mittleren Gezeitenganglinie vorgenommen werden. Eine Möglichkeit besteht beispielsweise in der separaten Ableitung der Regressionskoeffizienten für die einzelnen Perzentilklassen. Allerdings wird hierfür ein ausreichender Stichprobenumfang benötigt. Eine Empfehlung für zukünftige Untersuchungen lautet entsprechend, bei der Entwicklung der empirisch-statistischen Windstaumodelle eine verlängerte Datengrundlage zu berücksichtigen. Eine erweiterte Datengrundlage hätte zudem den Vorteil, dass weitere Unterteilungen der Windstauwerte hinsichtlich der meteorologischen Gegebenheiten, die prinzipiell unabhängig von der Tidephase sind, vorgenommen werden können. Im Allgemeinen sind die Windstauwerte in den Wintermonaten im Vergleich zu den Sommermonaten deutlich ausgeprägter und weisen eine erhöhte Variabilität auf. Es ist also denkbar, den Windstau anhand von einer weiteren Unterscheidung hinsichtlich der Saisonalität zu analysieren. Zudem kann die (multi-)dekadische Variabilität des Windstaus bzw. der Meteorologie in der Modellentwicklung über eine verlängerte Datengrundlage berücksichtigt werden.

Schließlich spielt es eine große Rolle, ob angestrebt wird, das Spektrum des Windstaus über die komplette Tidekurve, wie in der vorliegenden Arbeit, zu beschreiben oder ob sich die Analysen rein auf Extremwerte oder Sturmfluten beziehen. Zukünftig sollten entsprechend vertiefte Untersuchungen mit einem Hauptaugenmerk auf Extremereignissen und deren Vorhersagbarkeit auf verschiedenen zeitlichen und flächigen Skalen bei der Weiterentwicklung der empirisch-statistischen Windstaumodelle durchgeführt werden. Es bietet sich an, einen separaten Modellaufbau für die unterschiedlichen Windstaukurven in Abhängigkeit des Sturmfluttyps vorzusehen. Hierfür werden allerdings zwangsläufig zeitlich höher aufgelöste meteorologische Daten benötigt, um beispielsweise schnell durchziehende Tiefdruckgebiete überhaupt adäquat erfassen zu können, wie sie etwa beim Zirkulartyp zu beobachten sind. Aktuell liefern hydrodynamisch-numerische Modelle für derartige Ereignisse mit inhomogenen und sich schnell ändernden meteorologischen Gegebenheiten die besseren Resultate hinsichtlich der Vorhersagbarkeit. Eine weitere Möglichkeit

besteht in der separaten Modellentwicklung in Abhängigkeit der maßgebenden Windrichtung, die je nach Lage des betrachteten Pegelstandortes unterschiedlich ausfällt. Die erzielten Modellergebnisse sollten anhand möglichst vieler Sturmflutereignisse plausibilisiert werden, da deren individuelle Charakteristik eine allgemeingültige Übertragung der Modellgüte anhand von einzelnen Ereignissen verhindert. Über Sensitivitätsstudien mit künstlich erhöhten Windgeschwindigkeiten können anschließend Änderungen im Windklima und Projektionen für die Zukunft abgeschätzt werden.

Unsicherheiten in der Modellkette

Die in der vorliegenden Arbeit neu entwickelte Modellkette zur flächig und zeitlich hochauflösenden Wasserstandsvorhersage in der Deutschen Bucht unterliegt diversen Unsicherheiten, die maßgeblich aus den jeweiligen Modellen und Randbedingungen resultieren. Die Angabe der Unsicherheiten ist eine wichtige Voraussetzung, wenn es um die Einordnung der Modellqualität geht. Aktuell werden die statistischen Unsicherheiten aus den empirisch-statistischen Windstaumodellen über das 95 %-Konfidenzintervall in die Methodik einbezogen. Die gesonderten Unsicherheiten der weiteren Arbeitsschritte liegen zwar teilweise vor, müssen allerdings hinsichtlich ihrer Abhängigkeitsstruktur geprüft werden, um eine Verknüpfung sowie Fortpflanzung der Abweichungen statistisch und physikalisch korrekt realisieren zu können. Es besteht entsprechend weiterer Forschungsbedarf, um die enthaltenen Unsicherheiten aller Arbeitsschritte der Modellkette zukünftig zu einer sinnvollen Gesamt-Unsicherheit zusammenzuführen. Eine weitere Möglichkeit, die Unsicherheiten der Wasserstandsvorhersage zu quantifizieren, bietet der nachträgliche Vergleich zwischen Vorhersage und Beobachtung. In regelmäßigen zeitlichen Abständen können beispielsweise über die mittlere Diskrepanz sowie deren Standardabweichung Aussagen zur Vorhersagegüte getätigt werden. Das kann sowohl für die gesamte Tidekurve als auch speziell für Sturmfluten erfolgen. Darüber hinaus sollten die Unsicherheiten aus dem Wasserstandsvorhersagesystem des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie mit in die Betrachtung einbezogen werden. Die Kombination aus den Modellergebnissen und Echtzeit-Beobachtungen (als Teil des *Model Output Statistics*-Systems) ermöglicht die Einbeziehung von plötzlichen Systemveränderungen und die Abschätzung von Unsicherheiten. Generell wurde die Datenassimilation bzw. die Einbeziehung von aktuellen Beobachtungsdaten in die Wasserstandsvorhersage bisher vernachlässigt und sollte in zukünftigen Entwicklungen mit einbezogen werden. Methoden zur Datenassimilation sind allerdings sehr rechenintensiv und erfordern eine angepasste Modellstruktur, um insbesondere im Vorhersagebetrieb ausreichend robust und in einer angemessenen Zeit zu funktionieren.

Ebenfalls vernachlässigt wurde ein in der Meteorologie bereits weit verbreiteter Ansatz. Die Einbeziehung sogenannter Ensemble-Läufe trägt den Unsicherheiten aus den verwendeten Anfangs- und Randbedingungen Rechnung. Jeder Ensemble-Lauf umfasst entsprechend unterschiedliche Anfangs- und Randbedingungen und bildet somit eine Spannweite ab, in der sich die Vorhersagen bewegen. So können den getätigten Vorhersagen Wahrscheinlichkeiten zugeordnet werden, mit welcher sie tatsächlich eintreten. Variieren beispielsweise die Zugbahnen eines Sturmtiefs stark oder zeigen die Windgeschwindigkeiten in den einzelnen Ensemble-Läufen große Abweichungen, spiegelt sich das auch in den Vorhersagen des Wasserstandes wider. Die Berücksichtigung von Ensemble-Läufen stellt somit eine sinnvolle zukünftige Erweiterung zur Quantifizierung der Unsicherheiten, resultierend aus der Modellkette, dar.

Einbindung in das *Source-Pathway-Receptor-Consequences*-Modell

Zur Einbindung der vorgestellten Wasserstandsvorhersagemethodik in die integrierte Risikoanalyse für die Bewertung des Hochwasserrisikos an der Küste sind zukünftig weitere Schritte nötig. Zunächst müssen weitere Prozesse sowie deren (nichtlineare) Wechselwirkungen berücksichtigt werden. Ein elementarer Bestandteil ist entsprechend die Erweiterung des betrachteten Ruhewasserstandes auf den Gesamtwasserstand, was die Einbeziehung von Seegang und Wellen beinhaltet. Das kann entweder durch multivariate statistische Verfahren oder eine hydrodynamisch-numerische Modellierung erfolgen. Auf Basis der vorhergesagten Einwirkung können anschließend weitere Belastungsgrößen auf Küstenschutzelemente wie z. B. der resultierende Wellenauflauf ermittelt werden. Zur Einbeziehung des Widerstandes in die Risikobetrachtung ist eine detaillierte Kenntnis der existierenden Küstenschutzelemente nötig. Im Rahmen der Entwicklung des operationellen Testbetriebs wurden bereits die verfügbaren Deichhöhen zur Ermittlung des Freibords einbezogen. Für eine vollständige Übertragung der vorhergesagten Gesamtwasserstände auf ein definiertes Schutzziel fehlen allerdings aktuell Informationen zu Deichabschnitten und deren Höhen. Für eine aussagekräftige Ermittlung des Risikos werden diese Informationen allerdings zwingend benötigt. Daher gilt es beispielsweise ein geeignetes Schutzniveau als Referenz zur Vorhersage der Wasserstände an unbedeichten Küstenabschnitten abzuleiten. Auch werden Informationen zu Dünen und weiteren vorhandenen Küstenschutzbauwerken benötigt. Zur vollständigen Kopplung der vorhergesagten Einwirkungen mit Versagensmechanismen wie Wellenüberlauf, Überströmen oder Erosionsprozessen sind darüber hinaus weitere Informationen wie der geotechnische Aufbau der Deichkörper zu berücksichtigen. Aufgrund dieser umfangreichen Anzahl erforderlicher Eingangsparameter besteht hier zukünftig ein enormer Forschungsbedarf, um die Ermittlung der Versagenswahrscheinlichkeiten für Küstenschutzelemente zu realisieren. Zur Komplementierung des *Source-Pathway-Receptor-Consequences*-Modells werden anschließend komplexe Überflutungssimulationen und die zugehörige Schadensermittlung benötigt. Nach derzeitigem Kenntnisstand sind entsprechend noch einige Jahre intensiver Forschungsarbeit und Datenerhebung notwendig, um eine praxisnahe Implementierung einer solchen Modellkette umzusetzen.

Übertragung der vorgestellten Modellkette auf andere Gebiete

Die in der vorliegenden Arbeit vorgestellte Modellkette zur Wasserstandsvorhersage wurde speziell für die deutsche Nordseeküste entwickelt und getestet. Zukünftig kann diese auf andere Küstenlinien innerhalb Europas oder global übertragen und angewandt werden, wo extratropische Ereignisse das Sturmflutklima dominieren und für die hochauflösende Wasserstandsvorhersagen derzeit nicht verfügbar sind bzw. nicht routinemäßig zur Verfügung gestellt werden. Für hurrikan-gefährdete Gebiete müssen weitere Anpassungen und Erweiterungen vorgenommen oder alternative Ansätze entwickelt werden. Das kann beispielsweise über Sensitivitätsstudien realisiert werden. Als Datengrundlage zur Übertragung der Methodik auf andere Bereiche können sowohl die Ergebnisse hydrodynamisch-numerischer Modellstudien oder verfügbare Beobachtungen von Wasserständen an Pegelstandorten herangezogen werden.

9 Literaturverzeichnis

- Albrecht, F.; Wahl, T.; Jensen, J.; Weisse, R. (2011): Determining sea level change in the German Bight. In: *Ocean Dynamics* 61 (12), S. 2037–2050. DOI: 10.1007/s10236-011-0462-z.
- Albrecht, F.; Weisse, R. (2012): Pressure effects on past regional sea level trends and variability in the German Bight. In: *Ocean Dynamics* 62 (8), S. 1169–1186. DOI: 10.1007/s10236-012-0557-1.
- Andersen, O. B. (1995): Global ocean tides from ERS 1 and TOPEX/POSEIDON altimetry. In: *J. Geophys. Res.* 100 (C12), S. 25249. DOI: 10.1029/95JC01389.
- Andersen, O. B. (1999): Shallow water tides in the northwest European shelf region from TOPEX/POSEIDON altimetry. In: *J. Geophys. Res.* 104 (C4), S. 7729–7741. DOI: 10.1029/1998JC900112.
- Annutsch, R. (1977): Wasserstandsvorhersage und Sturmflutwarnung. In: *Seewart* 38 (5), S. 185–204.
- Annutsch, R. (1978): Über das empirisch-statistische Sturmflutvorhersageverfahren des Deutschen Hydrographischen Instituts. In: *promet* 8 (4), S. 9–12.
- Annutsch, R. (1993): Entwicklung des Gezeiten- und Windstau-Dienstes. In: Gerd Wegener (Hg.): *Meeresforschung in Hamburg von Vorvorgestern bis Übermorgen: Deutsche hydrographische Zeitschrift: Ergänzungsheft: Reihe B; Nr. 25*, S. 115–126.
- Antony, C.; Unnikrishnan, A. S. (2013): Observed characteristics of tide-surge interaction along the east coast of India and the head of Bay of Bengal. In: *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 131, S. 6–11. DOI: 10.1016/j.ecss.2013.08.004.
- Arns, A.; Dangendorf, S.; Jensen, J.; Talke, S.; Bender, J.; Pattiaratchi, C. B. (2017): Sea-level rise induced amplification of coastal protection design heights. In: *Scientific reports* 7, S. 40171. DOI: 10.1038/srep40171.
- Arns, A.; Jensen, J. (2016): Analyse der hydrologischen und hydrodynamischen Randbedingungen im Bereich der Halligen. In: *Die Küste* (84), S. 9–43.
- Arns, A.; Jensen, J.; Wahl, T. (2014): A Consistent Return Level Assessment Considering Present Day and Future Mean Sea Level Conditions. In: *Die Küste* (81), S. 525–539.
- Arns, A.; Jensen, J.; Wahl, T. (2018): Zur konsistenten Ermittlung extremer Wasserstände unter Berücksichtigung gegenwärtiger und prognostizierter Meeresspiegeländerungen. In: *Die Küste* (86), S. 569–585.
- Arns, A.; Wahl, T.; Dangendorf, S.; Jensen, J. (2015a): The impact of sea level rise on storm surge water levels in the northern part of the German Bight. In: *Coastal Engineering* 96, S. 118–131. DOI: 10.1016/j.coastaleng.2014.12.002.
- Arns, A.; Wahl, T.; Dangendorf, S.; Muddersbach, C.; Jensen, J. (2013a): Ermittlung regionalisierter Extremwasserstände für die Schleswig-Holsteinische Nordseeküste. In: *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* 57 (6), S. 264–278. DOI: 10.5675/HyWa_2013.
- Arns, A.; Wahl, T.; Haigh, I. D.; Jensen, J. (2015b): Determining return water levels at ungauged coastal sites: a case study for northern Germany. In: *Ocean Dynamics* 65 (4), S. 539–554. DOI: 10.1007/s10236-015-0814-1.
- Arns, A.; Wahl, T.; Haigh, I. D.; Jensen, J.; Pattiaratchi, C. B. (2013b): Estimating extreme water level probabilities: A comparison of the direct methods and recommendations for best practise. In: *Coastal Engineering* 81, S. 51–66. DOI: 10.1016/j.coastaleng.2013.07.003.
- Arns, A.; Wahl, T.; Wolff, C.; Vafeidis, A. T.; Haigh, I. D.; Woodworth, P. L.; Niehüser, S.; Jensen, J. (2020): Non-linear interaction modulates global extreme sea levels, coastal flood exposure, and impacts. In: *Nature communications* 11 (1918). DOI: 10.1038/s41467-020-15752-5.
- Backhaus, K.; Erichson, B.; Plinke, W.; Weiber, R. (2016): *Multivariate Analysemethoden*. 14. Aufl. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg; Imprint: Springer Gabler.
- Banks, J. E. (1974): A Mathematical Model of a River-Shallow Sea System used to Investigate Tide, Surge and their Interaction in the Thames-Southern North Sea Region. In: *Philosophical transactions. Series A, Mathematical, physical, and engineering sciences* 275 (1255), S. 567–609. DOI: 10.1098/rsta.1974.0002.
- Barrett, E. C.; Beaumont, M. J.; Corlyon, A. M. (1991): A Satellite-derived Rainfall Atlas of the North Sea 1978–87. In: *Remote Sensing Unit Department of Geography*.

- Batstone, C.; Lawless, M.; Tawn, J.; Horsburgh, K. J.; Blackman, D. L.; McMillan, A.; Worth, D.; Laeger, S.; Hunt, T. (2013): A UK best-practice approach for extreme sea-level analysis along complex topographic coastlines. In: *Ocean Engineering* 71, S. 28–39. DOI: 10.1016/j.oceaneng.2013.02.003.
- Becker, G. A.; Dick, S.; Dippner, J. W. (1992): Hydrography of the German Bight. In: *Marine Ecology Process Series* (91), S. 9–18.
- Becker, J. J.; Sandwell, D. T.; Smith, W. H. F.; Braud, J.; Binder, B.; Depner, J.; Fabre, D.; Factor, J.; Ingalls, S.; Kim, S.-H.; Ladner, R.; Marks, K.; Nelson, S.; Pharaoh, A.; Trimmer, R.; Rosenberg, J. von; Wallace, G.; Weatherall, P. (2009): Global Bathymetry and Elevation Data at 30 Arc Seconds Resolution: SRTM30_PLUS. In: *Marine Geodesy* 32 (4), S. 355–371. DOI: 10.1080/01490410903297766.
- 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. (2019, in Begutachtung): EarlyDike - Entwicklung eines sensor- und risikobasierten Frühwarnsystems für Seedeiche. In: *Die Küste*.
- Bender, J.; Niehüser, S.; Jensen, J.; Mudersbach, C. (2017): Die Verwendung von diskretisierten Abflussreihen für die statistische Ermittlung von Hochwasserwerten. In: *Wasserwirtschaft* 107 (7-8), S. 38–42. DOI: 10.1007/s35147-017-0101-9.
- Bernier, N. B.; Thompson, K. R. (2007): Tide-surge interaction off the east coast of Canada and northeastern United States. In: *J. Geophys. Res.* 112 (C6), S. 193. DOI: 10.1029/2006JC003793.
- Boesch, A.; Müller-Navarra, S. H. (2019): Reassessment of long-period constituents for tidal predictions along the German North Sea coast and its tidally influenced rivers. In: *Ocean Sci.* 15 (5), S. 1363–1379. DOI: 10.5194/os-15-1363-2019.
- Bonaduce, A.; Pinardi, N.; Oddo, P.; Spada, G.; Larnicol, G. (2016): Sea-level variability in the Mediterranean Sea from altimetry and tide gauges. In: *Clim Dyn* 47 (9-10), S. 2851–2866. DOI: 10.1007/s00382-016-3001-2.
- Bork, I.; Müller-Navarra, S. H. (2005): Sturmflutsimulationen. In: *Modellgestützte Untersuchungen zu Sturmfluten mit sehr geringen Eintrittswahrscheinlichkeiten an der Deutschen Nordseeküste* (Abschlussbericht MUSE, BMBF-Förderkennzeichen 03KIS039).
- Bowler, N. E.; Arribas, A.; Mylne, K. R.; Robertson, K. B. (2007a): Met Office Global and Regional Ensemble Prediction System (MOGREPS). Part I: System description. Numerical Weather Prediction (NWP) Technical Report No. 497. Hg. v. Met Office.
- Bowler, N. E.; Arribas, A.; Mylne, K. R.; Robertson, K. B. (2007b): Met Office Global and Regional Ensemble Prediction System (MOGREPS). Part II: Case Studies, Performance and Verification. Numerical Weather Prediction (NWP) Technical Report No. 498. Hg. v. Met Office.
- Bowler, N. E.; Arribas, A.; Mylne, K. R.; Robertson, K. B.; Beare, S. E. (2008): The MOGREPS short-range ensemble prediction system. In: *Q.J.R. Meteorol. Soc.* 134 (632), S. 703–722. DOI: 10.1002/qj.234.
- Brahms, A. (1754): *Anfangs-Gründe der Deich- und Wasserbaukunst Teil I*. Aurich: Verlag H. Tapper.
- Brahms, A. (1757): *Anfangs-Gründe der Deich- und Wasserbaukunst Teil II*. Aurich: Verlag H. Tapper.
- Brown, J. M.; Souza, A. J.; Wolf, J. (2010): An 11-year validation of wave-surge modelling in the Irish Sea, using a nested POLCOMS–WAM modelling system. In: *Ocean Modelling* 33 (1-2), S. 118–128. DOI: 10.1016/j.ocemod.2009.12.006.
- Brüning, T.; Janssen, F.; Kleine, E.; Komo, H.; Maßmann, S.; Menzenhauer-Schumacher, I.; Jandt, S.; Dick, S. (2014): Operational Ocean Forecasting for German Coastal Waters. In: *Die Küste* (81), S. 273–290.
- Bruss, G.; Gönnert, G.; Mayerle, R. (2011): Extreme Scenarios at the German North Sea Coast: A numerical Model Study. In: *Int. Conf. Coastal. Eng.* 1 (32), S. 26. DOI: 10.9753/icce.v32.currents.26.
- BSH (2012): Sturmflutvorhersage für Hamburg 1962 und heute. Hg. v. Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie. Hamburg und Rostock. Online verfügbar unter https://www.bsh.de/DE/DATEN/Wasserstand_Nordsee/_Anlagen/Downloads/2012_1__sturmflutvorhersage_fuer_hamburg.pdf?__blob=publicationFile&v=3, zuletzt geprüft am 13.05.2019.
- BSH (2019a): Literaturverzeichnis zum Thema Wasserstandsvorhersage beim Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH). Online verfügbar unter https://www.bsh.de/DE/DATEN/Wasserstand_Nordsee/Literaturverzeichnis/literaturverzeichnis_node.html, zuletzt geprüft am 13.05.2019.

- BSH (2019b): Northwest-Shelf Data Portal. Hg. v. Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH). Online verfügbar unter <http://nwsportal.bsh.de/>, zuletzt geprüft am 10.06.2019.
- BSH (2019c): Sturmfluten. Hg. v. Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH). Online verfügbar unter https://www.bsh.de/DE/THEMEN/Wasserstand_und_Gezeiten/Sturmfluten/sturmfluten_node.html, zuletzt geprüft am 21.12.2019.
- BSH (2019d): Sturmflutwarndienst des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH). Online verfügbar unter <http://www.sturmflutwarndienst.de/>, zuletzt aktualisiert am 04.01.2019, zuletzt geprüft am 13.05.2019.
- BSH (2020): Wasserstandsvorhersage gemäß Seeaufgabengesetz § 1 Abs. 9, zertifiziert nach DIN EN ISO 9001. Online verfügbar unter [https://tableau.bsh.de/views/Wasserstand_Nordsee_Pegelseite/Wasserstand_Kurve?Pegel=Cuxhaven&Bezugsniveau=Pegelnnull \(PNP\)&embed=y&showAppBanner=false&display_count=no&showVizHome=no&alerts=no&tabs=no&showShareOptions=false&toolbar=top](https://tableau.bsh.de/views/Wasserstand_Nordsee_Pegelseite/Wasserstand_Kurve?Pegel=Cuxhaven&Bezugsniveau=Pegelnnull (PNP)&embed=y&showAppBanner=false&display_count=no&showVizHome=no&alerts=no&tabs=no&showShareOptions=false&toolbar=top), zuletzt geprüft am 07.01.2020.
- Buchholz, O.; Ochterbeck, T. (2017): Wasserstandsvorhersage für die deutsche Nordsee. Delft-FEWS Decision Support System. Hydrotec. Online verfügbar unter <https://www.hydrotec.de/wasserstandsvorhersage-nordsee/>, zuletzt geprüft am 23.05.2019.
- Calafat, F. M.; Avgoustoglou, E.; Jordà, G.; Flocas, H.; Zodiatis, G.; Tsimplis, M. N.; Kouroutzoglou, J. (2014): The ability of a barotropic model to simulate sea level extremes of meteorological origin in the Mediterranean Sea, including those caused by explosive cyclones. In: *J. Geophys. Res. Oceans* 119 (11), S. 7840–7853. DOI: 10.1002/2014JC010360.
- Calafat, F. M.; Chambers, D. P.; Tsimplis, M. N. (2012): Mechanisms of decadal sea level variability in the eastern North Atlantic and the Mediterranean Sea. In: *J. Geophys. Res.* 117 (C9), 1–14. DOI: 10.1029/2012JC008285.
- Cannon, A. J.; Sobie, S. R.; Murdock, T. Q. (2015): Bias Correction of GCM Precipitation by Quantile Mapping: How Well Do Methods Preserve Changes in Quantiles and Extremes? In: *J. Climate* 28 (17), S. 6938–6959. DOI: 10.1175/JCLI-D-14-00754.1.
- Carrère, L.; Lyard, F. (2003): Modeling the barotropic response of the global ocean to atmospheric wind and pressure forcing - comparisons with observations. In: *Geophys. Res. Lett.* 30 (6), S. 405. DOI: 10.1029/2002GL016473.
- Carrère, L.; Lyard, F.; Cancet, M.; Guillot, A.; Roblou, L. (2012): FES2012: A new global tidal model taking advantage of nearly 20 years of altimetry. In: *20 Years of Progress in Radar Altimetry*, S. 6.
- Carson, M.; Lyu, K.; Richter, K.; Becker, M.; Domingues, C. M.; Han, W.; Zanna, L. (2019): Climate Model Uncertainty and Trend Detection in Regional Sea Level Projections: A Review. In: *Surv Geophys* 19 (4), S. 333. DOI: 10.1007/s10712-019-09559-3.
- Cartwright, D. E. (1999): *Tides, a Scientific History*. Cambridge: University Press.
- Casulli, V. (2009): A high-resolution wetting and drying algorithm for free-surface hydrodynamics. In: *Int. J. Numer. Meth. Fluids* 60 (4), S. 391–408. DOI: 10.1002/fld.1896.
- Cazenave, A.; Le Cozannet, G. (2014): Sea level rise and its coastal impacts. In: *Earth's Future* 2 (2), S. 15–34. DOI: 10.1002/2013EF000188.
- Cazenave, A.; Nerem, R. S. (2004): Present-day sea level change: Observations and causes. In: *Rev. Geophys.* 42 (3), 1–20. DOI: 10.1029/2003RG000139.
- Chafik, L.; Nilsen, J. E. Ø.; Dangendorf, S.; Reverdin, G.; Frederikse, T. (2019): North Atlantic Ocean Circulation and Decadal Sea Level Change During the Altimetry Era. In: *Scientific reports* 9 (1), S. 1041. DOI: 10.1038/s41598-018-37603-6.
- Chambers, D. P.; Merrifield, M. A.; Nerem, R. S. (2012): Is there a 60-year oscillation in global mean sea level? In: *Geophys. Res. Lett.* 39 (18), S. 2137. DOI: 10.1029/2012GL052885.
- Charnock, H. (1955): Wind stress on a water surface. In: *Q.J.R. Meteorol. Soc.* 81 (350), S. 639–640. DOI: 10.1002/qj.49708135027.
- Cheng, Y.; Andersen, O. B. (2010): Improvement in global ocean tide model in shallow water regions, Poster, SV.1-68 45, OSTST, Lisbon, Oct.18-22.
- Cheng, Y.; Andersen, O. B. (2011): Multimission empirical ocean tide modeling for shallow waters and polar seas. In: *J. Geophys. Res.* 116 (C11), S. 5109. DOI: 10.1029/2011JC007172.

- Christiansen, H.; Siefert, W. (1979): Grundzüge eines neuen Sturmflutvorhersage-Verfahrens für die deutsche Nordseeküste. In: *Die Küste* (34), S. 1–9.
- Church, J. A.; Clark, P. U.; Cazenave, A.; Gregory, J. M.; Jevrejeva, S.; Levermann, A.; Merrifield, M. A.; Milne, G. A.; Nerem, R. S.; Nunn, P. D.; Payne, A. J.; Pfeffer, W. T.; Stammer, D.; Unnikrishnan, A. S. (2013): Sea Level Change. *Climate Change 2013. The Physical Science Basis*. In: Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.
- Church, J. A.; White, N. J. (2006): A 20th century acceleration in global sea-level rise. In: *Geophys. Res. Lett.* 33 (1), 1–4. DOI: 10.1029/2005GL024826.
- Church, J. A.; White, N. J. (2011): Sea-Level Rise from the Late 19th to the Early 21st Century. In: *Surv Geophys* 32 (4–5), S. 585–602. DOI: 10.1007/s10712-011-9119-1.
- Cid, A.; Camus, P.; Castanedo, S.; Méndez, F. J.; Medina, R. (2017): Global reconstructed daily surge levels from the 20th Century Reanalysis (1871–2010). In: *Global and Planetary Change* 148, S. 9–21. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2016.11.006.
- Cid, A.; Wahl, T.; Chambers, D. P.; Muis, S. (2018): Storm Surge Reconstruction and Return Water Level Estimation in Southeast Asia for the 20th Century. In: *J. Geophys. Res. Oceans* 123 (1), S. 437–451. DOI: 10.1002/2017JC013143.
- Clark, P. U.; Church, J. A.; Gregory, J. M.; Payne, A. J. (2015): Recent Progress in Understanding and Projecting Regional and Global Mean Sea Level Change. In: *Curr Clim Change Rep* 1 (4), S. 224–246. DOI: 10.1007/s40641-015-0024-4.
- Codiga, D. L. (2011): Unified Tidal Analysis and Prediction Using the UTide Matlab Functions. Technical Report 2011-01. Hg. v. Graduate School of Oceanography. University of Rhode Island, Narragansett, RI.
- 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. C.; 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. (2011): The Twentieth Century Reanalysis Project. In: *Q.J.R. Meteorol. Soc.* 137 (654), S. 1–28. DOI: 10.1002/qj.776.
- COSMO (2019): Consortium for small-scale modelling (COSMO): model documentation. Online verfügbar unter <http://www.cosmo-model.org/>, zuletzt aktualisiert am 02.05.2019, zuletzt geprüft am 13.05.2019.
- Danckwerth, C. (1652): *Neue Landesbeschreibung der zwey herzogthümer Schließwich und Holstein, Husum*.
- Dangendorf, S. (2015): Sea level variability and its role for coastal flood risk in the southeastern North Sea. Insights into past, present and future sea level changes. In: *Mitteilungen des Forschungsinstituts Wasser und Umwelt der Universität Siegen* (8). Online verfügbar unter http://dokumentix.ub.uni-siegen.de/opus/volltexte/2015/940/pdf/Dissertation_Soenke_Dangendorf.pdf.
- Dangendorf, S.; Arns, A.; Pinto, J. G.; Ludwig, P.; Jensen, J. (2016): The exceptional influence of storm ‘Xaver’ on design water levels in the German Bight. In: *Environ. Res. Lett.* 11 (5), S. 54001. DOI: 10.1088/1748-9326/11/5/054001.
- Dangendorf, S.; Calafat, F. M.; Arns, A.; Wahl, T.; Haigh, I. D.; Jensen, J. (2014a): Mean sea level variability in the North Sea: Processes and implications. In: *J. Geophys. Res. Oceans* 119 (10), 6820–6841. DOI: 10.1002/2014JC009901.
- Dangendorf, S.; Hay, C.; Calafat, F. M.; Marcos, M.; Picuch, C. G.; Berk, K.; Jensen, J. (2019): Persistent acceleration in global sea-level rise since the 1960s. In: *Nature Clim Change* 10, S. 1551. DOI: 10.1038/s41558-019-0531-8.
- Dangendorf, S.; Marcos, M.; Wöppelmann, G.; Conrad, C. P.; Frederikse, T.; Riva, R. E. M. (2017): 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), S. 5946–5951. DOI: 10.1073/pnas.1616007114.
- Dangendorf, S.; Mudersbach, C.; Wahl, T.; Jensen, J. (2013): 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), S. 209–224. DOI: 10.1007/s10236-013-0598-0.

- Dangendorf, S.; Müller-Navarra, S. H.; Jensen, J.; Schenk, F.; Wahl, T.; Weisse, R. (2014b): North Sea Storminess from a Novel Storm Surge Record since AD 1843. In: *J. Climate* 27 (10), S. 3582–3595. DOI: 10.1175/JCLI-D-13-00427.1.
- Dangendorf, S.; Rybski, D.; Mudersbach, C.; Müller, A.; Kaufmann, E.; Zorita, E.; Jensen, J. (2014c): Evidence for long-term memory in sea level. In: *Geophys. Res. Lett.* 41 (15), S. 5530–5537. DOI: 10.1002/2014GL060538.
- Dangendorf, S.; Wahl, T.; Nilson, E.; Klein, B.; Jensen, J. (2014d): A new atmospheric proxy for sea level variability in the southeastern North Sea: observations and future ensemble projections. In: *Clim Dyn* 43 (1-2), S. 447–467. DOI: 10.1007/s00382-013-1932-4.
- Davies, A. M.; Flather, R. A. (1977): Computation of the storm surge of 1 to 6 April 1973 using numerical models of the North West European continental shelf and the North Sea. In: *Deutsche Hydrographische Zeitschrift* 30 (5), S. 139–162.
- de Vries, H. W. (2008): Probability forecasts for water levels at the coast of The Netherlands. DOI: 10.21957/gpsn56s02c.
- de Vries, H. W. (2009): Probability Forecasts for Water Levels at the Coast of The Netherlands. In: *Marine Geodesy* 32 (2), S. 100–107. DOI: 10.1080/01490410902869185.
- de Vries, H. W. (2013): Dealing with extreme storm surges in The Netherlands. In: 13th International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting and 4th Coastal Hazards Symposium (Banff, Canada). Online verfügbar unter <http://www.waveworkshop.org/13thWaves/Papers/Paper-Hans%20de%20Vries.pdf>, zuletzt geprüft am 27.05.2019.
- de Vries, H. W. (2016): Numerical Sea Level Forecasts. General WAQUA/DCSM introduction. Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut (KNMI). Online verfügbar unter <http://projects.knmi.nl/maritiem/WAQUA/index.html>, zuletzt geprüft am 27.05.2019.
- de Vries, H. W.; Breton, M.; Mulder, T. de; Krestenitis, Y.; Ozer, J.; Proctor, R.; Ruddick, K.; Salomon, J. C.; Voorrips, A. (1995): A comparison of 2D storm surge models applied to three shallow European seas. In: *Environmental Software* 10 (1), S. 23–42. DOI: 10.1016/0266-9838(95)00003-4.
- Dee, D. P.; Uppala, S. M.; Simmons, A. J.; Berrisford, P.; Poli, P.; Kobayashi, S.; Andrae, U.; Balmaseda, M. A.; Balsamo, G.; Bauer, P.; Bechtold, P.; Beljaars, A. C. M.; van de Berg, L.; Bidlot, J.-R.; Bormann, N.; Delsol, C.; Dragani, R.; Fuentes, M.; Geer, A. J.; Haimberger, L.; Healy, S. B.; Hersbach, H.; Hólm, E. V.; Isaksen, I.; Kållberg, P.; Köhler, M.; Matricardi, M.; McNally, A. P.; Monge-Sanz, B. M.; Morcrette, J.-J.; Park, B.-K.; Peubey, C.; Rosnay, P. de; Tavolato, C.; Thépaut, J.-N.; Vitart, F. (2011): The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. In: *Q.J.R. Meteorol. Soc.* 137 (656), S. 553–597. DOI: 10.1002/qj.828.
- Defant, A. (1953): *Ebbe und Flut des Meeres der Atmosphäre und der Erdfeste*. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg (49).
- DHI (2017a): MIKE 21 Flow Model FM. Hydrodynamic Module - User Guide. Hg. v. Danish Hydraulic Institute (DHI).
- DHI (2017b): MIKE21 - Tidal Analysis and Prediction Module. Scientific Documentation. Hg. v. Danish Hydraulic Institute (DHI).
- Dibbern, S.; Müller-Navarra, S. H. (2009): Wasserstände bei Sturmfluten entlang der nordfriesischen Küste mit den Inseln und Halligen. In: *Die Küste* (76), S. 205–224.
- Dick, S.; Kleine, E.; Müller-Navarra, S. H.; Klein, H.; Komo, H. (2001): The Operational Circulation Model of BSH (BSHcmod) – Model description and validation. In: *BSH Bericht* (29).
- Dick, S.; Müller-Navarra, S. H.; Kleine, E. (1993): Das operationelle Modellsystem des BSH - Gegenwärtiger Stand und zukünftige Entwicklung. In: *Mitteilung Deutscher Meteorologischer Gesellschaft* (3), S. 6–13.
- Dietrich, G. (1950): Die natürlichen Regionen von Nord- und Ostsee auf hydrographischer Grundlage. In: *Kieler Meeresforschung* (7), S. 38–69.
- Dietrich, G. (1963): *General Oceanography*. New York, NY: Interscience Publisher.
- Dietrich, G.; Kalle, K.; Krauss, W.; Siedler, G. (1975): *Allgemeine Meereskunde* (3 Auflage): Gebrüder Borntraeger, 593 pp.
- DIN 4049-3 (1994): Hydrologie: Teil 3: Begriffe zur quantitativen Hydrologie. DIN (Deutsches Institut für Normung) 4049-3, vom Oktober 1994. Fundstelle: Berlin.

- DMI (2019): Ocean Forecast - Danish Meteorological Institute (DMI). Online verfügbar unter <http://ocean.dmi.dk/anim/index.uk.php>, zuletzt geprüft am 20.06.2019.
- Dolata, L. F.; Engel, M. (1979): Sturmflutvorhersagen mit mathematischphysikalischen Modellen. In: Die Küste (34), S. 203–225.
- Donat, M. G.; Leckebusch, G. C.; Wild, S.; Ulbrich, U. (2011): Future changes in European winter storm losses and extreme wind speeds inferred from GCM and RCM multi-model simulations. In: Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 11 (5), S. 1351–1370. DOI: 10.5194/nhess-11-1351-2011.
- Doodson, A. T. (1921): The Harmonic Development of the Tide-Generating Potential. In: Proc. Roy. Soc. Series A (100).
- Doodson, A. T. (1956): Tides and storm surges in a long uniform gulf. In: Proc. R. Soc. Lond. A 237 (1210), S. 325–343. DOI: 10.1098/rspa.1956.0180.
- Doodson, A. T.; Warburg, H. D. (1941): Admiralty Manual of Tides. London: Her Majesty's Stationery Office.
- Dreier, N.; Fröhle, P. (2019, in Begutachtung): Prä-Operationelle Vorhersage von Seegang und Wellenauf-
lauf an Seedeichen in der deutschen Bucht. In: Die Küste.
- Durgut, M. P. (2019): Entwicklungen der mittleren Hochwasserintervalle an der deutschen Nordseeküste. Studienarbeit am Forschungsinstitut Wasser und Umwelt (fwu) der Universität Siegen (unveröffent-
licht). Siegen.
- DWD (2019): Wetter und Klima - Deutscher Wetterdienst - Numerische Vorhersagemodelle - Globalmo-
dell ICON. Online verfügbar unter [https://www.dwd.de/DE/forschung/wettervorher-
sage/num_modellierung/06_num_wettervorhersage_notfallsystem/num_wettervorhersage_not-
fallsystem_node.html](https://www.dwd.de/DE/forschung/wettervorher-
sage/num_modellierung/06_num_wettervorhersage_notfallsystem/num_wettervorhersage_not-
fallsystem_node.html), zuletzt geprüft am 13.05.2019.
- EA (2009): UK Coastal Monitoring and Forecasting (UKCMF) Service. Strategy for 2009 to 2019. Environ-
ment Agency. Online verfügbar unter [https://assets.publishing.service.gov.uk/government/uplo-
ads/system/uploads/attachment_data/file/292920/geho1109brin-e-e.pdf](https://assets.publishing.service.gov.uk/government/uplo-
ads/system/uploads/attachment_data/file/292920/geho1109brin-e-e.pdf), zuletzt aktualisiert am
22.05.2019.
- EAK (2002): Empfehlungen für die Ausführung von Küstenschutzwerken durch den Ausschuss für Kü-
stenschutzwerke der Deutschen Gesellschaft für Geotechnik e.V. und der Hafenbautechnischen Ge-
sellschaft e.V. (korrigierte Ausgabe 2007, unveränderter Nachdruck 2015). In: Die Küste (65), 1-589.
- EasyGSH (2019): Erstellung anwendungsorientierter synoptischer Referenzdaten zur Geomorphologie, Se-
dimentologie und Hydrodynamik in der Deutschen Bucht (EasyGSH-DB) | Projektseite. Online
verfügbar unter <http://mdi-de.baw.de/easygsh/index.html#home>, zuletzt aktualisiert am
22.03.2019, zuletzt geprüft am 24.01.2020.
- Ekman, V. W. (1905): On the influence of the earth's rotation on ocean currents. In: Arch. Math. Astron.
Phys. 2 (11).
- Elsaesser, B.; Bell, A.; Shannon, N.; Robinson, C. (2010): Storm surge hind-and forecasting using
Mike21FM -Simulation of surges around the Irish Coast. In: DHI International User Conference,
Copenhagen.
- EU (2007): Richtlinie 2007/60/EG des Europäischen Parlaments und des Rates vom 23. Oktober 2007
über die Bewertung und das Management von Hochwasserrisiken. EG-HWRM-RL, vom 06.11.2007.
- EuroGOOS (2019): EOOS - EuroGOOS - European Ocean Observing System. Online verfügbar unter
<http://eurogoos.eu/eoos/>, zuletzt geprüft am 10.06.2019.
- fcoo (2019): Marine Forecast - Forsvarets Center for Operativ Oceanografi (fcoo). Online verfügbar unter
<https://ifm.fcoo.dk/select/index.html?lang=en>, zuletzt aktualisiert am 17.06.2019, zuletzt geprüft
am 20.06.2019.
- Feng, J.; Jiang, W.; Li, D.; Liu, Q.; Wang, H.; Liu, K. (2019): Characteristics of tide-surge interaction and
its roles in the distribution of surge residuals along the coast of China. In: J Oceanogr 75 (3), S. 225–
234. DOI: 10.1007/s10872-018-0495-8.
- Fenoglio-Marc, L.; Scharroo, R.; Annunziato, A.; Mendoza, L.; Becker, M.; Lillibridge, J. (2015): Cyclone
Xaver seen by geodetic observations. In: Geophys. Res. Lett. 42 (22), S. 9925–9932. DOI:
10.1002/2015GL065989.

- Fernández-Montblanc, T.; Vousedoukas, M. I.; Ciavola, P.; Voukouvalas, E.; Mentaschi, L.; Breyiannis, G.; Feyen, L.; Salamon, P. (2019): Towards robust pan-European storm surge forecasting. In: *Ocean Modelling* 133, S. 129–144. DOI: 10.1016/j.ocemod.2018.12.001.
- Ferrarin, C.; Tomasin, A.; Bajo, M.; Petrizzo, A.; Umgiesser, G. (2015): Tidal changes in a heavily modified coastal wetland. In: *Continental Shelf Research* 101, S. 22–33. DOI: 10.1016/j.csr.2015.04.002.
- Feser, F.; Barcikowska, M.; Krueger, O.; Schenk, F.; Weisse, R.; Xia, L. (2015): Storminess over the North Atlantic and northwestern Europe-A review. In: *Q.J.R. Meteorol. Soc.* 141 (687), S. 350–382. DOI: 10.1002/qj.2364.
- Figge, K. (1981): Sedimentverteilung in der Deutschen Bucht. Karte 2900 des DHD. In: Deutsches Hydrographisches Institut.
- Fischer, G. (1978): Ergebnisse der Sturmflutvorhersage-Modellierung im SFB 94. In: *promet* 8 (4), S. 17–21.
- Flather, R. A. (2000): Existing operational oceanography. In: *Coastal Engineering* 41 (1-3), S. 13–40. DOI: 10.1016/S0378-3839(00)00025-9.
- Flowerdew, J.; Horsburgh, K. J.; Mylne, K. (2009): Ensemble Forecasting of Storm Surges. In: *Marine Geodesy* 32 (2), S. 91–99. DOI: 10.1080/01490410902869151.
- Flowerdew, J.; Horsburgh, K. J.; Wilson, C.; Mylne, K. (2010): Development and evaluation of an ensemble forecasting system for coastal storm surges. In: *Q.J.R. Meteorol. Soc.* 136 (651), S. 1444–1456. DOI: 10.1002/qj.648.
- Flowerdew, J.; Mylne, K.; Jones, C.; Titley, H. (2013): Extending the forecast range of the UK storm surge ensemble. In: *Q.J.R. Meteorol. Soc.* 139 (670), S. 184–197. DOI: 10.1002/qj.1950.
- Foreman, M. G. G. (1977): Manual for Tidal Heights Analysis and Prediction. In: *Pacific Marine Science Report* 77-10 (2004 revision), 58 pp.
- Frederikse, T.; Jevrejeva, S.; Riva, R. E. M.; Dangendorf, S. (2018): A Consistent Sea-Level Reconstruction and Its Budget on Basin and Global Scales over 1958–2014. In: *J. Climate* 31 (3), S. 1267–1280. DOI: 10.1175/JCLI-D-17-0502.1.
- Frederikse, T.; Riva, R. E. M.; Kleinherenbrink, M.; Wada, Y.; van den Broeke, M.; Marzeion, B. (2016): Closing the sea level budget on a regional scale: Trends and variability on the Northwestern European continental shelf. In: *Geophys. Res. Lett.* 43 (20), S. 10864–10872. DOI: 10.1002/2016GL070750.
- Frey, H.; Becker, G. A. (1987): Long Term Variation of the Hydrographic Stratification in the German Bight. In: *ICES Hydrographic Comitee*, 22 pp.
- Führböter, A. (1976): Über zeitliche Veränderungen der Wahrscheinlichkeit von Extremsturmfluten an der Deutschen Nordseeküste. In: *Mitteilungen Leichtweiß-Institut der TU Braunschweig* (51).
- Führböter, A. (1979): Wahrscheinlichkeiten und Häufigkeiten von Extremsturmfluten. In: *Die Küste* (34), S. 40–52.
- Führböter, A.; Jensen, J. (1985): Säkularänderungen der mittleren Tidewasserstände in der Deutschen Bucht. In: *Die Küste* (42), S. 78–100.
- Führböter, A.; Jensen, J.; Schulze, M.; Töppe, A. (1988): Sturmflutwahrscheinlichkeiten an der deutschen Nordseeküste nach verschiedenen Anpassungsfunktionen und Zeitreihen. In: *Die Küste* (47), S. 163–186.
- Furner, R.; Williams, J. A.; Horsburgh, K. J.; Saulter, A. (2016): NEMO-surge: Setting up an accurate tidal model. Forecasting Research Technical Report No: 610. Met Office. Online verfügbar unter https://www.metoffice.gov.uk/binaries/content/assets/mohippo/pdf/6/frtr_610_2016p.pdf.
- Garbrecht, G. (1985): Wasser - Vorrat, Bedarf und Nutzung in Geschichte und Gegenwart: Deutsches Museum Kulturgeschichte der Naturwissenschaften und Technik. Rororo-Sachbuch.
- Garner, A. J.; Weiss, J. L.; Parris, A.; Kopp, R. E.; Horton, R. M.; Overpeck, J. T.; Horton, B. P. (2018): Evolution of 21st Century Sea Level Rise Projections. In: *Earth's Future* 6 (11), S. 1603–1615. DOI: 10.1029/2018EF000991.
- Gaslikova, L.; Grabemann, I.; Groll, N. (2013): Changes in North Sea storm surge conditions for four transient future climate realizations. In: *Nat Hazards* 66 (3), S. 1501–1518. DOI: 10.1007/s11069-012-0279-1.

- GEBCO (2008): Gridded bathymetry data (General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO) Hom). British Oceanographic Data Centre. Online verfügbar unter https://www.bodc.ac.uk/data/hosted_data_systems/gebco_gridded_bathymetry_data/, zuletzt geprüft am 15.05.2019.
- Gehrels, W. R.; Woodworth, P. L. (2013): When did modern rates of sea-level rise start? In: *Global and Planetary Change* 100, S. 263–277. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2012.10.020.
- Gerkenmeier, B. (2009): Zur Interaktion von Tide und Windstau bei Starkwindlagen – Eine erste Grundlagenanalyse über Windstauvergleiche. Universität Bremen, Bachelorarbeit (unveröffentlicht).
- Gerritsen, H.; de Vries, H. W.; Philippart, M. (1995): The Dutch Continental Shelf Model. In: Daniel R. Lynch und Alan M. Davies (Hg.): *Quantitative Skill Assessment for Coastal Ocean Models*, Bd. 47. Washington, D. C.: American Geophysical Union (Coastal and Estuarine Studies), S. 425–467.
- Godin, G. (1970): The resolution of tidal constituents. In: *International Hydrographic Review* 47 (2), S. 133–144.
- Godin, G. (1972): *The analysis of tides*. Toronto, Buffalo: University of Toronto Press.
- Godin, G. (1986): The use of Nodal Corrections in the Calculation of Harmonic Constants. In: *International Hydrographic Review* LXIII (2), S. 143–162.
- Godin, G. (1989): On “radiational” tides and their interpretation as frictional effects. In: *Continental Shelf Research* 9 (7), S. 589–596. DOI: 10.1016/0278-4343(89)90031-9.
- Goedecke, E. (1968): Über die hydrographische Struktur der Deutschen Bucht im Hinblick auf die Verschmutzung in der Konvergenzzone. In: *Helgolander Wiss. Meeresunters* 17 (1-4), S. 108–125. DOI: 10.1007/BF01611216.
- Goffinet, P. (2018): Neue Bewertung der harmonischen Analyse im Vergleich zur Darstellung der Ungleichheiten am Beispiel der Deutschen Bucht. In: DHyG-Sonderpublikation Nr. 001, 116 Seiten.
- Göhren, H. (1971): Gegenläufige Restströmung an flachen Gezeitenmeerküsten. In: *Die Küste* (21), S. 6–16.
- Gönnert, G. (1999): The analysis of storm surge climate change along the German coast during the 20th century. In: *Quaternary International* 56 (1), S. 115–121. DOI: 10.1016/S1040-6182(98)00028-7.
- Gönnert, G. (2003): Sturmfluten und Windstau in der Deutschen Bucht. Charakter, Veränderungen und Maximalwerte im 20. Jahrhundert. In: *Die Küste* (67), S. 185–365.
- Gönnert, G.; Dube, S. K.; Murty, T. S.; Seifert, W. (2001): Global Storm Surges. Theory, Observations and Applications. In: *Die Küste* (63), S. 623.
- Gönnert, G.; Gerkenmeier, B.; Müller, J.-M.; Sossidi, K.; Thumm, S. (2010): Zur hydrodynamischen Interaktion zwischen den Sturmflutkomponenten Windstau, Tide und Fernwelle. XtremRisk-Zwischenbericht TP1. Hamburg.
- Gönnert, G.; Jensen, J.; von Storch, H.; Thumm, S.; Wahl, T.; Weisse, R. (2009): Der Meeresspiegelanstieg. Ursachen, Tendenzen und Risikobewertung. In: *Die Küste* (76), S. 225–256.
- Gönnert, G.; Sossidi, K. (2011): A new approach to calculate extreme storm surges: analysing the interaction of storm surge components. In: C. A. Brebbia, G. Benassai und G. R. Rodriguez (Hg.): *Coastal Processes II. Coastal Processes 2011*. Naples, Italy, 27.04.2011 - 29.04.2011: WIT PressSouthampton, UK (WIT Transactions on Ecology and the Environment), S. 139–150.
- Gräwe, U.; Klingbeil, K.; Kelln, J.; Dangendorf, S. (2019): Decomposing Mean Sea Level Rise in a Semi-Enclosed Basin, the Baltic Sea. In: *J. Climate* 32 (11), S. 3089–3108. DOI: 10.1175/JCLI-D-18-0174.1.
- Gregory, J. M.; Griffies, S. M.; Hughes, C. W.; Lowe, J. A.; Church, J. A.; Fukimori, I.; Gomez, N.; Kopp, R. E.; Landerer, F.; Le Cozannet, G.; Ponte, R. M.; Stammer, D.; Tamisiea, M. E.; van de Wal, R. S. W. (2019): Concepts and Terminology for Sea Level: Mean, Variability and Change, Both Local and Global. In: *Surv Geophys* 464, S. 943. DOI: 10.1007/s10712-019-09525-z.
- Grinsted, A.; Jevrejeva, S.; Riva, R. E.M.; Dahl-Jensen, D. (2015): Sea level rise projections for northern Europe under RCP8.5. In: *Clim. Res.* 64 (1), S. 15–23. DOI: 10.3354/cr01309.
- Grinsted, A.; Moore, J. C.; Jevrejeva, S. (2010): Reconstructing sea level from paleo and projected temperatures 200 to 2100 ad. In: *Clim Dyn* 34 (4), S. 461–472. DOI: 10.1007/s00382-008-0507-2.
- Grinsted, A.; Moore, J. C.; Jevrejeva, S. (2012): Homogeneous record of Atlantic hurricane surge threat since 1923. In: *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 109 (48), S. 19601–19605. DOI: 10.1073/pnas.1209542109.

- Grinsted, A.; Moore, J. C.; Jevrejeva, S. (2013): Projected Atlantic hurricane surge threat from rising temperatures. In: *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 110 (14), S. 5369–5373. DOI: 10.1073/pnas.1209980110.
- Grunau, P. (2012): *Meteorologie für den Nautiker. Eine Betrachtung über die wesentlichen Aspekte der Klimatologie, Meteorologie, Laderaum-Meteorologie, sowie der meteorologischen Navigation.* 1., neue Ausg. Norderstedt: Books on Demand.
- Hadler, H.; Vött, A.; Newig, J.; Emde, K.; Finkler, C.; Fischer, P.; Willershäuser, T. (2018): Geoarchaeological evidence of marshland destruction in the area of Rungholt, present-day Wadden Sea around Hallig Südfall (North Frisia, Germany), by the Grote Mandrenke in 1362 AD. In: *Quaternary International* 473, S. 37–54. DOI: 10.1016/j.quaint.2017.09.013.
- Hagen, R.; Freund, J.; Plüß, A. (2019a): The impact of natural bathymetry changes on tidal dynamics in the German Bight (North Sea) between 1996 and 2016. In: *European Geosciences Union (EGU) - General Assembly 2019*.
- Hagen, R.; Freund, J.; Plüß, A.; Ihde, R. (2019b): Validierungsdokument EasyGSH-DB. Teil: UnTRIM2 - SediMorph - UnK, S. 1–102. Online verfügbar unter https://mdi-de.baw.de/easygsh/assets/Dokumente/Veroeffentlichungen/Validierungsdokument_EasyGSH_DB_Nordseemodell.pdf.
- Haigh, I. D. (2017): Tides and Water Levels. In: John Carlton, Paul Jukes und Yoo Sang Choo (Hg.): *Encyclopedia of Maritime and Offshore Engineering*, Bd. 248. Chichester, UK: John Wiley & Sons, Ltd, S. 1–13.
- Haigh, I. D.; Eliot, M.; Pattiaratchi, C. B. (2011): Global influences of the 18.61 year nodal cycle and 8.85 year cycle of lunar perigee on high tidal levels. In: *J. Geophys. Res.* 116 (C6), S. 25249. DOI: 10.1029/2010jc006645.
- Haigh, I. D.; MacPherson, L. R.; Mason, M. S.; Wijeratne, E. M. S.; Pattiaratchi, C. B.; Crompton, R. P.; George, S. (2014a): Estimating present day extreme water level exceedance probabilities around the coastline of Australia: tropical cyclone-induced storm surges. In: *Clim Dyn* 42 (1-2), S. 139–157. DOI: 10.1007/s00382-012-1653-0.
- Haigh, I. D.; Nicholls, R. J. (2017): Coastal flooding. In: *Marine Climate Change Impacts Partnership (MCCIP)*, S. 1–7. DOI: 10.14465/2017.arc10.009-cof.
- Haigh, I. D.; Nicholls, R. J.; Wells, N. C. (2010): A comparison of the main methods for estimating probabilities of extreme still water levels. In: *Coastal Engineering* 57 (9), S. 838–849. DOI: 10.1016/j.coastaleng.2010.04.002.
- Haigh, I. D.; Pickering, M. D.; Green, J. A. M.; Arbic, B. K.; Arns, A.; Dangendorf, S.; Hill, D.; Horsburgh, K. J.; Howard, T.; Idier, D.; Jay, D. A.; Jänicke, L.; Lee, S. B.; Müller, M.; Schindelegger, M.; Talke, S. A.; Wilmes, S.-B.; Woodworth, P. L. (2019): The Tides They Are a-Changin': A comprehensive review of past and future non-astronomical changes in tides, their driving mechanisms and future implications. In: *Rev. Geophys.* DOI: 10.1029/2018RG000636.
- Haigh, I. D.; Wahl, T.; Rohling, E. J.; Price, R. M.; Pattiaratchi, C. B.; Calafat, F. M.; Dangendorf, S. (2014b): Timescales for detecting a significant acceleration in sea level rise. In: *Nature communications* 5, S. 3635. DOI: 10.1038/ncomms4635.
- Haigh, I. D.; Wijeratne, E. M. S.; MacPherson, L. R.; Pattiaratchi, C. B.; Mason, M. S.; Crompton, R. P.; George, S. (2014c): Estimating present day extreme water level exceedance probabilities around the coastline of Australia: tides, extra-tropical storm surges and mean sea level. In: *Clim Dyn* 42 (1-2), S. 121–138. DOI: 10.1007/s00382-012-1652-1.
- Hallegatte, S.; Green, C.; Nicholls, R. J.; Corfee-Morlot, J. (2013): Future flood losses in major coastal cities. In: *Nature Clim Change* 3 (9), S. 802–806. DOI: 10.1038/nclimate1979.
- Hansen, W. (1950): Triftstrom und Windstau. In: *Deutsche Hydrographische Zeitschrift* 5/6 (3), S. 303–313.
- Hansen, W. (1956): Theorie zur Errechnung des Wasserstandes und der Strömung in Randmeeren nebst Anwendungen. In: *Tellus* 8, S. 287–300.
- Hartmann, T.; Wenzel, H.-G. (1995): The HW95 tidal potential catalogue. In: *Geophys. Res. Lett.* 22 (24), S. 3553–3556. DOI: 10.1029/95GL03324.
- Hay, C. C.; Morrow, E.; Kopp, R. E.; Mitrovica, J. X. (2015): Probabilistic reanalysis of twentieth-century sea-level rise. In: *Nature* 517 (7535), S. 481–484. DOI: 10.1038/nature14093.

- Heemink, A. W.; Kloosterhuis, H. (1990): Data assimilation for non-linear tidal models. In: *Int. J. Numer. Meth. Fluids* 11 (8), S. 1097–1112. DOI: 10.1002/fld.1650110804.
- Heimreich, M. A. (1819): *Nordfriesische Chronik*. Herausgeber: Dr. N. Falck.
- Herle, S.; Becker, R.; Blankenbach, J.; Mulckau, A.; Lehfeldt, R. (2019, in Begutachtung): EarlyDike: Sensor- & Geodateninfrastruktur für ein sensor- und risikobasiertes Frühwarnsystems für Seedeiche. In: *Die Küste*.
- Heyen, H.; Zorita, E.; von Storch, H. (1996): Statistical downscaling of monthly mean North Atlantic air-pressure to sea level anomalies in the Baltic Sea. In: *Tellus* (48A), S. 312–323.
- Heyer, H.; Schrottke, K. (2013): *Aufbau von integrierten Modellsystemen zur Analyse der langfristigen Morphodynamik in der Deutschen Bucht: AufMod; gemeinsamer Abschlussbericht für das Gesamtprojekt mit Beiträgen aus allen 7 Teilprojekten*. Unter Mitarbeit von TIB - Technische Informationsbibliothek Universitätsbibliothek Hannover und Technische Informationsbibliothek (TIB).
- Hibbert, A.; Royston, S. J.; Horsburgh, K. J.; Leach, H.; Hisscott, A. (2015): An empirical approach to improving tidal predictions using recent real-time tide gauge data. In: *Journal of Operational Oceanography* 8 (1), S. 40–51. DOI: 10.1080/1755876X.2015.1014641.
- Hinkel, J.; Lincke, D.; Vafeidis, A. T.; Perrette, M.; Nicholls, R. J.; Tol, R. S. J.; Marzeion, B.; Fettweis, X.; Ionescu, C.; Levermann, A. (2014): Coastal flood damage and adaptation costs under 21st century sea-level rise. In: *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 111 (9), S. 3292–3297. DOI: 10.1073/pnas.1222469111.
- Hofstede, J. (2002): Morphologic responses of Wadden Sea tidal basins to a rise in tidal water levels and tidal range. In: *zfg* 46 (1), S. 93–108. DOI: 10.1127/zfg/46/2002/93.
- Holgate, S. J.; Matthews, A.; Woodworth, P. L.; Rickards, L. J.; Tamisiea, M. E.; Bradshaw, E.; Foden, P. R.; Gordon, K. M.; Jevrejeva, S.; Pugh, J. (2013): New Data Systems and Products at the Permanent Service for Mean Sea Level. In: *Journal of Coastal Research* 29 (3), S. 493–504. DOI: 10.2112/JCOASTRES-D-12-00175.1.
- Horn, W. (1948): Über die Darstellung der Gezeiten als Funktion der Zeit. In: *Deutsche Hydrographische Zeitschrift* 1 (4), S. 124–140.
- Horn, W. (1960): Some Recent Approaches to Tidal Problems. In: *International Hydrographic Review* 37 (2), 65–48.
- Horsburgh, K. J.; de Vries, H. W. (2011): *Guide to storm surge forecasting*. 2011 edition. Geneva, Switzerland: World Meteorological Organization (WMO, no. 1076).
- Horsburgh, K. J.; Wilson, C. (2007): Tide-surge interaction and its role in the distribution of surge residuals in the North Sea. In: *J. Geophys. Res.* 112 (C8), C10009. DOI: 10.1029/2006JC004033.
- Howard, T.; Lowe, J.; Horsburgh, K. J. (2010): Interpreting Century-Scale Changes in Southern North Sea Storm Surge Climate Derived from Coupled Model Simulations. In: *J. Climate* 23 (23), S. 6234–6247. DOI: 10.1175/2010JCLI3520.1.
- Høyer, J. L. (2003): Improved description of sea level in the North Sea. In: *J. Geophys. Res.* 108 (C5), 22,557. DOI: 10.1029/2002JC001601.
- Hundt, C. (1955): Maßgebende Sturmfluthöhen für das Deichbestick der schleswig-holsteinischen Westküste. In: *Die Küste* (3, ½), S. 96–152.
- Hunter, J. (2010): Estimating sea-level extremes under conditions of uncertain sea-level rise. In: *Climatic Change* 99 (3–4), S. 331–350. DOI: 10.1007/s10584-009-9671-6.
- Huthnance, J. M. (1991): Physical oceanography of the North Sea. In: *Ocean and Shoreline Management* 16 (3–4), S. 199–231. DOI: 10.1016/0951-8312(91)90005-M.
- Huthnance, J. M.; Weisse, R.; Wahl, T.; Thomas, H.; Pietrzak, J.; Souza, A. J.; van Heteren, S.; Schmelzer, N.; van Beusekom, J.; Colijn, F.; Haigh, I. D.; Hjøllo, S.; Holfort, J.; Kent, E. C.; Kühn, W.; Loewe, P.; Lorkowski, I.; Mork, K. A.; Pätsch, J.; Quante, M.; Salt, L.; Siddorn, J.; Smyth, T.; Sterl, A.; Woodworth, P. L. (2016): Recent Change-North Sea. In: Markus Quante und Franciscus Colijn (Hg.): *North Sea Region Climate Change Assessment*. Cham: Springer International Publishing (Regional climate studies), S. 85–136.
- Idier, D.; Bertin, X.; Thompson, P.; Pickering, M. D. (2019): Interactions Between Mean Sea Level, Tide, Surge, Waves and Flooding: Mechanisms and Contributions to Sea Level Variations at the Coast. In: *Surv Geophys* 131 (12), S. 6. DOI: 10.1007/s10712-019-09549-5.

- Idier, D.; Dumas, F.; Muller, H. (2012): Tide-surge interaction in the English Channel. In: *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 12 (12), S. 3709–3718. DOI: 10.5194/nhess-12-3709-2012.
- Idier, D.; Paris, F.; Le Cozannet, G.; Boulahya, F.; Dumas, F. (2017): Sea-level rise impacts on the tides of the European Shelf. In: *Continental Shelf Research* 137, S. 56–71. DOI: 10.1016/j.csr.2017.01.007.
- IPCC (2019): Summary for Policymakers. In: H. O. Pörtner, D. C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska et al. (Hg.): *IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate*. in press. Online verfügbar unter <https://www.ipcc.ch/srocc/download-report/>, zuletzt geprüft am 29.10.2019.
- Janssen, F.; Schrum, C.; Backhaus, J. (1999): A climatological data set for temperature and salinity in the North Sea and the Baltic Sea. In: *Deutsche Hydrographische Zeitschrift* 51 (9), S. 5–245.
- Jensen, J. (1984): Änderungen der mittleren Tidewasserstände an der Nordseeküste. In: *Mitteilungen Leichtweiß-Institut der TU Braunschweig* (83).
- Jensen, J. (1985): Über instationäre Entwicklungen der Wasserstände an der deutschen Nordseeküste (*Mitteilungen Leichtweiß-Institut der TU Braunschweig*, 88).
- Jensen, J. (2000): Extremereignisse an Nord- und Ostseeküsten – Ermittlung von Bemessungsereignissen. In: *Mitteilungen des Ludwig-Franzius-Institut für Wasserbau, Ästuar- und Küsteningenieurwesen* (85), S. 41–57.
- Jensen, J. (2012): 50 Jahre nach der Hamburg-Flut – Die Sturmflut vom 16./17. Februar 1962 in Hamburg im historischen Kontext. In: *Zehn Jahre wasserhistorische Forschungen und Berichte Teil 2*, S. 531–542.
- Jensen, J. (2019a): Genesis of the German North Sea Coastline in Context of Sea Level Rise and Storm Surges over the past 1000 years. In: Ping Wang, Julie D. Rosati und Mathieu Vallee (Hg.): *Coastal Sediments 2019. International Conference on Coastal Sediments 2019. Tampa/St. Petersburg, Florida, USA, 27 – 31 May 2019: WORLD SCIENTIFIC*, S. 2345–2362.
- Jensen, J.; Arns, A.; Schüttrumpf, H.; Wöffler, T.; Häußling, R.; Ziesen, N.; Jensen, F.; Eynatten, H. von; Schindler, M.; Karius, V. (2016): Zukunft Hallig – Entwicklung von nachhaltigen Küstenschutz- und Bewirtschaftungsstrategien für die Halligen unter Berücksichtigung des Klimawandels. In: *Die Küste* (84), S. 3–8.
- Jensen, J.; Arns, A.; Wahl, T. (2015): Yet another 100yr Storm Surge Event: The Role of individual Storm Surges on Design Water Levels. In: *Journal of Marine Science and Technology* 23 (6), S. 882–887. DOI: 10.6119/JMST-015-0610-5.
- Jensen, J.; Dangendorf, S.; Wahl, T.; Steffen, H. (2014): Meeresspiegeländerungen in der Nordsee: Vergangene Entwicklungen und zukünftige Herausforderungen mit einem Fokus auf die Deutsche Bucht. In: *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* 58 (6), S. 304–323.
- Jensen, J.; Frank, T.; Wahl, T. (2011): Analyse von hochaufgelösten Tidewasserständen und Ermittlung des MSL an der deutschen Nordseeküste (AMSeL). In: *Die Küste* (78), S. 59–163.
- Jensen, J.; Mudersbach, C. (2004): Zeitliche Änderungen in den Wasserstandszeitreihen an den Deutschen Küsten. In: *Klimaänderung und Küstenschutz*.
- Jensen, J.; Mudersbach, C. (2007): Zeitliche Änderungen in den Wasserstandszeitreihen an den Deutschen Küsten. In: Glaser R., W. Schenk, J. Vogt, R. Wießner, H. Zepp und U. Wardenga (Hg.): *Berichte zur Deutschen Landeskunde*, Bd. 81 (81), S. 99–112.
- Jensen, J.; Mudersbach, C.; Dangendorf, S. (2013): Untersuchungen zum Einfluss der Astronomie und des lokalen Windes auf sich verändernde Extremwasserstände in der Deutschen Bucht. In: *KLIWAS Schriftenreihe* 25, S. 1–60. DOI: 10.5675/Kliwas_25.2013_Extremwasserstände.
- Jensen, J.; Mudersbach, C.; Müller-Navarra, S. H.; Bork, I.; Koziar, C.; Renner, V. (2006): Modellgestützte Untersuchungen zu Sturmfluten mit sehr geringen Eintrittswahrscheinlichkeiten an der deutschen Nordseeküste. In: *Die Küste* (71), S. 123–167.
- Jensen, J.; Mügge, H.-E.; Schönfeld, W. (1992): Analyse der Wasserstandsentwicklung und Tidedynamik in der Deutschen Bucht. In: *Die Küste* (53), S. 211–275.
- Jensen, J.; Müller-Navarra, S. H. (2008): Storm Surges on the German Coast. In: *Die Küste* (74), S. 92–124.
- Jensen, J.; Schönfeld, W. (1990): Pegelzeitreihen der deutschen Nordseeküste - Ergebnisse einer statistischen Analyse. In: *HANSA International Maritime Journal* 127 (17/18).

- Jensen, J.; Schwarzer, K. (2013): Chapter 7: Germany. In: Enzo Pranzini und A. T. Williams (Hg.): Coastal erosion and protection in Europe. 1st ed. Abingdon, Oxon, New York, N.Y.: Routledge, S. 108–135.
- Jensen, J.; Ulm, M.; Arns, A. (2019b): Bewertung möglicher Auswirkungen von extremen Sturmfluten auf Gesellschaft und Infrastruktur am Beispiel des Emdener Hafens. In: HTG Kongress 2019. Lübeck. Hafentechnische Gesellschaft (HTG).
- Jevrejeva, S.; Frederikse, T.; Kopp, R. E.; Le Cozannet, G.; Jackson, L. P.; van de Wal, R. S. W. (2019): Probabilistic Sea Level Projections at the Coast by 2100. In: *Surv Geophys* 81 (4), S. 51. DOI: 10.1007/s10712-019-09550-y.
- Jevrejeva, S.; Moore, J. C.; Grinsted, A.; Matthews, A. P.; Spada, G. (2014): Trends and acceleration in global and regional sea levels since 1807. In: *Global and Planetary Change* 113, S. 11–22. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2013.12.004.
- Johns, B.; Rao, A. D.; Dube, S. K.; Sinha, P. C. (1985): Numerical Modelling of Tide-Surge Interaction in the Bay of Bengal. In: *Philosophical transactions. Series A, Mathematical, physical, and engineering sciences* 313 (1526), S. 507–535. DOI: 10.1098/rsta.1985.0002.
- Jun, M.; Knutti, R.; Nychka, D. W. (2008): Spatial Analysis to Quantify Numerical Model Bias and Dependence. In: *Journal of the American Statistical Association* 103 (483), S. 934–947. DOI: 10.1198/016214507000001265.
- Kalnay, E.; Kanamitsu, M.; Baker, W. E. (1990): Global numerical weather prediction at the National Meteorological Center. In: *American Meteorological Society* 71 (10), S. 1410–1428.
- Kartverket (2019): Se havnivå - Water level and tidal information. Se havnivå provides information about sea level, tide tables, reference levels, and land uplift for the Norwegian coast. Online verfügbar unter <https://www.kartverket.no/en/sehavniva/Lokasjonsside/?cityid=9000016&city=Oslo>, zuletzt geprüft am 20.06.2019.
- Katsman, C. A.; Sterl, A.; Beersma, J. J.; van den Brink, H. W.; Church, J. A.; Hazeleger, W.; Kopp, R. E.; Kroon, D.; Kwadijk, J.; Lammersen, R.; Lowe, J.; Oppenheimer, M.; Plag, H.-P.; Ridley, J.; von Storch, H.; Vaughan, D. G.; Vellinga, P.; Vermeersen, L. L. A.; van de Wal, R. S. W.; Weisse, R. (2011): Exploring high-end scenarios for local sea level rise to develop flood protection strategies for a low-lying delta—the Netherlands as an example. In: *Climatic Change* 109 (3-4), S. 617–645. DOI: 10.1007/s10584-011-0037-5.
- Kemp, A. C.; Horton, B. P.; Donnelly, J. P.; Mann, M. E.; Vermeer, M.; Rahmstorf, S. (2011): Climate related sea-level variations over the past two millennia. In: *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 108 (27), S. 11017–11022. DOI: 10.1073/pnas.1015619108.
- Kleermaeker, S. de; Verlaan, M.; Kroos, J.; Zijl, F. (2012): A new coastal flood forecasting system for the Netherlands. In: Thaiënne van Dijk (Hg.): *Hydro12 - Taking care of the sea*. Hydro12 - Taking care of the sea. Rotterdam, 13.11.2012 - 15.11.2012: Hydrographic Society Benelux.
- Klein, H.; Frohse, A. (2008): Oceanographic Processes in the German Bight. In: *Die Küste* (74), S. 60–76.
- Klein, H.; Hughes, S. L.; Svendsen, E. (2007): North Sea Variability: Changing Influence of Atlantic Water and Ecological Consequences. In: *CLIVAR Exchanges* 12 (1), S. 11–13.
- Kodaira, T.; Thompson, K. R.; Bernier, N. B. (2016a): Prediction of M₂ tidal surface currents by a global baroclinic ocean model and evaluation using observed drifter trajectories. In: *J. Geophys. Res. Oceans* 121 (8), S. 6159–6183. DOI: 10.1002/2015JC011549.
- Kodaira, T.; Thompson, K. R.; Bernier, N. B. (2016b): The effect of density stratification on the prediction of global storm surges. In: *Ocean Dynamics* 66 (12), S. 1733–1743. DOI: 10.1007/s10236-016-1003-6.
- Koopmann, G. (1962): Wasserstandserhöhungen in der Deutschen Bucht infolge von Schwingungen und Schwallerscheinungen und deren Bedeutung bei der Sturmflut vom 16./17. Februar 1962. In: *Deutsche Hydrographische Zeitschrift* 15 (5), S. 181–198.
- Kossinna, E. (1921): Die Tiefen des Weltmeeres. Geographisch-naturwissenschaftliche Reihe. In: *Veröffentlichungen des Instituts für Meereskunde* (9), S. 1–70.
- Kramer, J. (1977): Sicherheit von Seedeichen gegen Sturmfluten. In: *Die Küste* (31), S. 155–165.
- Kramer, J. (1992): Entwicklung der Deichbautechnik an der Nordseeküste. In: *Historischer Küstenschutz* (Herausgeber: DVWK).

- Kramer, J.; Liese, R.; Lüders, K. (1962): Die Sturmflut vom 16./17. Februar 1962 im niedersächsischen Küstengebiet. In: *Die Küste* (10), S. 17–53.
- Kramer, J.; Rohde, H. (1992): Historischer Küstenschutz. Deichbau, Inselschutz und Binnenentwässerung an Nord- und Ostsee. Stuttgart: Wittwer.
- Krause, P.; Boyle, D. P.; Bäse, F. (2005): Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. In: *Adv. Geosci.* 5, S. 89–97. DOI: 10.5194/adgeo-5-89-2005.
- Kristandt, J.; Brecht, B.; Frank, H.; Knaack, H. (2018): Optimierung empirischer Sturmflutvorhersage - Modellierung hochaufgelöster Windfelder. In: *Die Küste* (86), S. 321–339.
- Krueger, O.; Feser, F.; Bärring, L.; Kaas, E.; Schmith, T.; Tuomenvirta, H.; von Storch, H. (2014): Comment on “Trends and low frequency variability of extra-tropical cyclone activity in the ensemble of twentieth century reanalysis” by Xiaolan L. Wang, Y. Feng, G. P. Compo, V. R. Swail, F. W. Zwiers, R. J. Allan, and P. D. Sardeshmukh, *Climate Dynamics*, 2012. In: *Clim Dyn* 42 (3-4), S. 1127–1128. DOI: 10.1007/s00382-013-1814-9.
- Krueger, O.; Schenk, F.; Feser, F.; Weisse, R. (2013): Inconsistencies between Long-Term Trends in Storminess Derived from the 20CR Reanalysis and Observations. In: *J. Climate* 26 (3), S. 868–874. DOI: 10.1175/JCLI-D-12-00309.1.
- Krüger, W. (1922): Die Jade, das Fahrwasser Wilhelmshavens, ihre Entstehung und ihr Zustand. In: *Jahrbuch der Hafenbautechnischen Gesellschaft* 5 (1921), S. 268–284.
- Krüger, W. (1938): Die Küstensenkung an der Jade. In: *Der Bauingenieur* 19 (7/8), S. 91–99.
- Kümpel, H.-J.; Zschau, J. (1986): Ein Vorschlag für ein Verfahren zur mittelfristigen Wasserstandsvorhersage in der Deutschen Bucht. In: *Die Küste* (43), S. 115–148.
- Lamb, H. H.; Frydendahl, K. (2005): *Historic storms of the North Sea, British Isles and Northwest Europe*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Lang, A.; Mikolajewicz, U. (2019): The long-term variability of extreme sea levels in the German Bight. In: *Ocean Sci.* 15 (3), S. 651–668. DOI: 10.5194/os-15-651-2019.
- Langenberg, H.; Pfizenmayer, A.; von Storch, H.; Sündermann, J. (1999): Storm-related sea level variations along the North Sea coast: natural variability and anthropogenic change. In: *Continental Shelf Research* 19 (6), S. 821–842. DOI: 10.1016/S0278-4343(98)00113-7.
- Lassen, H.; Siefert, W. (1992): Zur Windstauentwicklung in der südöstlichen Nordsee. In: *Die Küste* (53), S. 1–28.
- Lassen, H.; Siefert, W.; Gönnert, G. (2001): Windstauentwicklung in dem Tiefwasserbereich der südöstlichen Nordsee bei Sturmflutwetterlage. In: *Die Küste* (64), S. 87–125.
- Lee, A. J. (1980): Chapter 14 North Sea: Physical Oceanography. In: *The North-West European Shelf Seas: The Sea Bed and the Sea in Motion II. Physical and Chemical Oceanography, and Physical Resources*, Bd. 24: Elsevier (Elsevier Oceanography Series), S. 467–493.
- Lefebvre, C.; Rosenhagen, G. (2008): The Climate in the North and Baltic Sea Region. In: *Die Küste* (74), S. 45–59.
- Lehfeldt, R.; Milbradt, P.; Plüß, A.; Schüttrumpf, H. (2007): Propagation of a Tsunami-Wave in the North Sea. In: *Die Küste* (72), S. 105–123.
- Lentz, H. (1873): *Fluth und Ebbe des Meeres*. 93 S. Hamburg: L. Friedrichsen & Co.
- Lentz, H. (1879): *Fluth und Ebbe und die Wirkung des Windes auf den Meeresspiegel*. 230 S. Hamburg: Otto Meissner.
- Letetrel, C.; Marcos, M.; Martín-Míguez, B.; Wöppelmann, G. (2010): Sea level extremes in Marseille (NW Mediterranean) during 1885–2008. In: *Continental Shelf Research* 30 (12), S. 1267–1274. DOI: 10.1016/j.csr.2010.04.003.
- Lewis, H. W.; Siddorn, J.; Castillo Sanchez, J. M.; Petch, J.; Edwards, J. M.; Smyth, T. (2019): Evaluating the impact of atmospheric forcing resolution and air-sea coupling on near-coastal regional ocean prediction. In: *Ocean Sci. Discuss.*, S. 1–23. DOI: 10.5194/os-2018-162.
- Lindenberg, J.; Mengelkamp, H.-T.; Rosenhagen, G. (2012): Representativity of near surface wind measurements from coastal stations at the German Bight. In: *metz* 21 (1), S. 99–106. DOI: 10.1127/0941-2948/2012/0131.

- Liu, W.-C.; Huang, W.-C.; Chen, W.-B. (2016): Modeling the interaction between tides and storm surges for the Taiwan coast. In: *Environ Fluid Mech* 16 (4), S. 721–745. DOI: 10.1007/s10652-015-9441-0.
- LKN.SH (2012): Generalplan Küstenschutz des Landes Schleswig-Holstein - Fortschreibung 2012. Hg. v. Landesbetrieb für Küstenschutz, Nationalpark und Meeresschutz des Landes Schleswig-Holstein (LKN.SH). Kiel.
- Lohrberg, W. (1989): Änderungen der mittleren Tidewasserstände an der Nordseeküste. In: *Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen (DGM)* 33 (5/6).
- Lowe, J. A.; Gregory, J. M. (2005): The effects of climate change on storm surges around the United Kingdom. In: *Philosophical transactions. Series A, Mathematical, physical, and engineering sciences* 363 (1831), S. 1313–1328. DOI: 10.1098/rsta.2005.1570.
- Lowe, J. A.; Gregory, J. M.; Flather, R. A. (2001): Changes in the occurrence of storm surges around the United Kingdom under a future climate scenario using a dynamic storm surge model driven by the Hadley Centre climate models. In: *Clim Dyn* 18 (3-4), S. 179–188. DOI: 10.1007/s003820100163.
- Lowe, J. A.; Woodworth, P. L.; Knutson, T.; McDonald, R. E.; McInnes, K. L.; Woth, K.; von Storch, H.; Wolf, J.; Swail, V.; Bernier, N. B.; Gulev, S.; Horsburgh, K. J.; Unnikrishnan, A. S.; Hunter, J. R.; Weisse, R. (2010): Past and Future Changes in Extreme Sea Levels and Waves. In: John A. Church, Philip L. Woodworth, Thorkild Aarup und W. Stanley Wilson (Hg.): *Understanding Sea-Level Rise and Variability*, Bd. 32. Oxford, UK: Wiley-Blackwell, S. 326–375.
- Löwe, P.; Becker, G. A.; Brockmann, U.; Frohse, A.; Herklotz, K.; Klein, H.; Schulz, A. (2003): Nordsee und Deutsche Bucht 2002. Ozeanographischer Zustandsbericht. In: *Berichte des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie* (33), 89 pp.
- Lubbock, J. W. (1831): On the tides in the port of London. In: *Philosophical Transactions*.
- Luck, G.; Niemeyer, H. D. (1980): Albert Brahms und die Orkanflut von 1717. In: *Die Küste* (35), S. 205–221.
- Lüders, K. (1936): Über das Ansteigen der Wasserstände an der deutschen Nordseeküste. In: *Zentralblatt der Bauverwaltung* (50).
- Lüders, K. (1957): Wiederherstellung der Deichsicherheit der deutschen Nordseeküste von der holländischen Grenze bis zur Elbe. In: *Wasser & Boden* 9 (2).
- Lüders, K. (1958): Wer war Albert Brahms? In: *Wasser & Boden* (7/8).
- Lyddon, C.; Brown, J. M.; Leonardi, N.; Plater, A. J. (2018): Uncertainty in estuarine extreme water level predictions due to surge-tide interaction. In: *PloS one* 13 (10), e0206200. DOI: 10.1371/journal.pone.0206200.
- Lynch, D. R.; Gray, W. G. (1979): A wave equation model for finite element tidal computations. In: *Computers & Fluids* 7 (3), S. 207–228. DOI: 10.1016/0045-7930(79)90037-9.
- Maclaren, C. (1842): The Glacial Theory of Prof. Agassiz. In: *The American journal of science and arts* 42, S. 346–365.
- Madsen, K. S.; Høyer, J. L.; Fu, W.; Donlon, C. (2015): Blending of satellite and tide gauge sea level observations and its assimilation in a storm surge model of the North Sea and Baltic Sea. In: *J. Geophys. Res. Oceans* 120 (9), S. 6405–6418. DOI: 10.1002/2015JC011070.
- Malcherek, A. (2018): *Gezeiten und Wellen*. Wiesbaden: Springer Fachmedien Wiesbaden.
- Maraun, D. (2013): Bias Correction, Quantile Mapping, and Downscaling: Revisiting the Inflation Issue. In: *J. Climate* 26 (6), S. 2137–2143. DOI: 10.1175/JCLI-D-12-00821.1.
- Maraun, D.; Wetterhall, F.; Ireson, A. M.; Chandler, R. E.; Kendon, E. J.; Widmann, M.; Brienen, S.; Rust, H. W.; Sauter, T.; Themeßl, M.; Venema, V. K. C.; Chun, K. P.; Goodess, C. M.; Jones, R. G.; Onof, C.; Vrac, M.; Thiele-Eich, I. (2010): Precipitation downscaling under climate change: Recent developments to bridge the gap between dynamical models and the end user. In: *Rev. Geophys.* 48 (3), S. 219. DOI: 10.1029/2009RG000314.
- Marcos, M.; Calafat, F. M.; Berihuete, Á.; Dangendorf, S. (2015): Long-term variations in global sea level extremes. In: *J. Geophys. Res. Oceans* 120 (12), S. 8115–8134. DOI: 10.1002/2015JC011173.
- Marcos, M.; Tsimplis, M. N.; Shaw, A. G. P. (2009): Sea level extremes in southern Europe. In: *J. Geophys. Res.* 114 (C1), S. 139. DOI: 10.1029/2008JC004912.

- Masselink, G.; Hughes, M. G. (2014): Introduction to coastal processes and geomorphology. London: Routledge.
- Mawdsley, R. J.; Haigh, I. D. (2016): Spatial and Temporal Variability and Long-Term Trends in Skew Surges Globally. In: *Front. Mar. Sci.* 3, S. 277. DOI: 10.3389/fmars.2016.00029.
- Mawdsley, R. J.; Haigh, I. D.; Wells, N. C. (2015): Global secular changes in different tidal high water, low water and range levels. In: *Earth's Future* 3 (2), S. 66–81. DOI: 10.1002/2014EF000282.
- May, W.; Ganske, A.; Leckebusch, G. C.; Rockel, B.; Tinz, B.; Ulbrich, U. (2016): Projected Change-Atmosphere. In: Markus Quante und Franciscus Colijn (Hg.): *North Sea Region Climate Change Assessment*. Cham: Springer International Publishing (Regional climate studies), S. 149–173.
- McInnes, K. L.; Macadam, I.; Hubbert, G. D.; O'Grady, J. G. (2009): A modelling approach for estimating the frequency of sea level extremes and the impact of climate change in southeast Australia. In: *Nat Hazards* 51 (1), S. 115–137. DOI: 10.1007/s11069-009-9383-2.
- McInnes, K. L.; White, C. J.; Haigh, I. D.; Hemer, M. A.; Hoeke, R. K.; Holbrook, N. J.; Kiem, A. S.; Oliver, E. C. J.; Ranasinghe, R.; Walsh, K. J. E.; Westra, S.; Cox, R. (2016): Natural hazards in Australia: sea level and coastal extremes. In: *Climatic Change* 139 (1), S. 69–83. DOI: 10.1007/s10584-016-1647-8.
- Melet, A.; Almar, R.; Meyssignac, B. (2016): What dominates sea level at the coast: a case study for the Gulf of Guinea. In: *Ocean Dynamics* 66 (5), S. 623–636. DOI: 10.1007/s10236-016-0942-2.
- Melet, A.; Meyssignac, B.; Almar, R.; Le Cozannet, G. (2018a): Author Correction: Under-estimated wave contribution to coastal sea-level rise. In: *Nature Clim Change* 8 (9), S. 840. DOI: 10.1038/s41558-018-0234-6.
- Melet, A.; Meyssignac, B.; Almar, R.; Le Cozannet, G. (2018b): Under-estimated wave contribution to coastal sea-level rise. In: *Nature Clim Change* 8 (3), S. 234–239. DOI: 10.1038/s41558-018-0088-y.
- Menéndez, M.; Woodworth, P. L. (2010): Changes in extreme high water levels based on a quasi-global tide-gauge data set. In: *J. Geophys. Res.* 115 (C10), S. 267. DOI: 10.1029/2009JC005997.
- Mudelsee, M.; Chirila, D.; Deutschländer, T.; Döring, C.; Haerter, J. O.; Hagemann, S.; Hoffmann, H.; Jacob, D.; Krahe, P.; Lohmann, G.; Moseley, C.; Nilson, E.; Panferov, O.; Rath, T.; Tinz, B. (2010): Climate Model Bias Correction und die Deutsche Anpassungsstrategie. In: *Mitteilungen Deutsche Meteorologische Gesellschaft*, S. 2–7.
- Mudersbach, C.; Jensen, J. (2008): Zur Risikoermittlung in Küstenregionen mit probabilistischen Methoden. Ein Beitrag zur Beschreibung und Bewertung probabilistischer Methoden. In: *KW Korrespondenz Wasserwirtschaft* 1 (5), S. 260–266. DOI: 10.3243/kwe2008.05.004.
- Mudersbach, C.; Jensen, J. (2010): Nonstationary extreme value analysis of annual maximum water levels for designing coastal structures on the German North Sea coastline. In: *Journal of Flood Risk Management* 3 (1), S. 52–62. DOI: 10.1111/j.1753-318X.2009.01054.x.
- Mudersbach, C.; Wahl, T.; Haigh, I. D.; Jensen, J. (2013): Trends in high sea levels of German North Sea gauges compared to regional mean sea level changes. In: *Continental Shelf Research* 65, S. 111–120. DOI: 10.1016/j.csr.2013.06.016.
- Muis, S.; Verlaan, M.; Nicholls, R. J.; Brown, S.; Hinkel, J.; Lincke, D.; Vafeidis, A. T.; Scussolini, P.; Winsemius, H. C.; Ward, P. J. (2017): A comparison of two global datasets of extreme sea levels and resulting flood exposure. In: *Earth's Future* 5 (4), S. 379–392. DOI: 10.1002/2016EF000430.
- Muis, S.; Verlaan, M.; Winsemius, H. C.; Aerts, J. C. J. H.; Ward, P. J. (2016): A global reanalysis of storm surges and extreme sea levels. In: *Nature communications* 7, S. 11969. DOI: 10.1038/ncomms11969.
- Muller, H.; Pineau-Guillou, L.; Idier, D.; Ardhuin, F. (2014): Atmospheric storm surge modeling methodology along the French (Atlantic and English Channel) coast. In: *Ocean Dynamics* 64 (11), S. 1671–1692. DOI: 10.1007/s10236-014-0771-0.
- Müller, M.; Arbic, B. K.; Mitrovica, J. X. (2011): Secular trends in ocean tides: Observations and model results. In: *J. Geophys. Res.* 116 (C5), S. 235. DOI: 10.1029/2010JC006387.
- Müller-Navarra, M.; Müller-Navarra, S. H.; Boesch, A. (2017): R-Package TideTables (version 0.0.2). Tide Analysis and Prediction of Predominantly Semi-Diurnal Tides.
- Müller-Navarra, M.; Müller-Navarra, S. H.; Boesch, A. (2019): R-Package TideCurves (version 0.0.4). Analysis and Prediction of Tides.

- Müller-Navarra, S. H. (2005): Sturmfluten - Land unter an Nord- und Ostsee. In: *Entfesselte Elemente - Der Mensch und die Kräfte der Natur*, S. 92–99.
- Müller-Navarra, S. H. (2008): Zur Vorhersagbarkeit schwerer Sturmfluten an deutschen Küsten. In: *Mitteilungen DMG* (02/2008), S. 9–10.
- Müller-Navarra, S. H. (2009a): Sturmfluten in der Elbe und deren Vorhersage im Wandel der Zeiten. In: Christoph Ohlig (Hg.): *Hamburg, die Elbe und das Wasser sowie weitere wasserhistorische Beiträge*. Siegburg: DWhG (Schriften der Deutschen Wasserhistorischen Gesellschaft, Bd. 13), S. 77–95.
- Müller-Navarra, S. H. (2009b): Über neuere Verfahren der Wasserstands- und Sturmflutvorhersage für die deutsche Nordseeküste. In: *Die Küste* (76), S. 193–198.
- Müller-Navarra, S. H. (2009c): Zur automatischen Scheitelpunktbestimmung gemessener Tidekurven in der Deutschen Bucht. In: *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* 53 (6), S. 380–387.
- Müller-Navarra, S. H. (2013): Gezeitenvorausberechnungen mit der Harmonischen Darstellung der Ungleichheiten/On Tidal Predictions by Means of Harmonic Representation of Inequalities. In: *BSH Bericht* (50), zuletzt geprüft am 25.01.2019.
- Müller-Navarra, S. H. (2017): Anwendung der Harmonischen Darstellung der Ungleichheiten (HDdU). Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH), Hamburg, 11.04.2017. pers. Comm. an Sebastian Niehüser.
- Müller-Navarra, S. H.; Bork, I. (2012): Entwicklung eines operationellen Tideelbmodells auf der Basis des hydrodynamisch-numerischen Modellverfahrens BSHcmod für die Nord- und Ostsee (OPTel-A). In: *Die Küste* (79), S. 81–123.
- Müller-Navarra, S. H.; Bork, S.; Jensen, J.; Koziar, C.; Mudersbach, C.; Müller, A.; Rudolph, E. (2006): Modellstudien zur Sturmflut und zum Hamburg-Orkan 1962. In: *HANSA International Maritime Journal* 143 (12).
- Müller-Navarra, S. H.; Giese, H. (1997): Empirische Windstauformeln für die Deutsche Bucht. In: *Deutsche IDNDR-Reihe* 7, S. 37–41.
- Müller-Navarra, S. H.; Giese, H. (1999): Improvements of an empirical model to forecast wind surge in the German Bight. In: *Ocean Dynamics* 51 (4), S. 385–405. DOI: 10.1007/BF02764162.
- Müller-Navarra, S. H.; Knüpfner, K. (2010): Improvement of water level forecasts for tidal harbours by means of model output statistics (MOS). Part I. (Skew surge forecast). In: *BSH Bericht* (47), zuletzt geprüft am 25.01.2019.
- Müller-Navarra, S. H.; Lange, W.; Dick, S.; Soetje, K. C. (2003): Über die Verfahren der Wasserstands- und Sturmflutvorhersage. Hydrodynamisch-numerische Modelle der Nord- und Ostsee und ein empirisch-statistisches Verfahren für die Deutsche Bucht. In: *promet* 29 (1-4), S. 117–124.
- Munk, W. H.; Cartwright, D. E. (1966): Tidal Spectroscopy and Prediction. In: *Philosophical transactions. Series A, Mathematical, physical, and engineering sciences* 259 (1105), S. 533–581. DOI: 10.1098/rsta.1966.0024.
- Murty, T. S. (1984): *Storm surges-Meteorological Ocean Tides*. Ottawa: Department of Fisheries and Oceans.
- Naulin, M.; Kortenhaus, A.; Oumeraci, H. (2011): Failure Probability of Flood Defence Structures/ Systems in Risk Analysis for Extreme Storm Surges. In: *Int. Conf. Coastal. Eng.* 1 (32), S. 13. DOI: 10.9753/icce.v32.management.13.
- Nicholls, R. J. (1995): Coastal megacities and climate change. In: *GeoJournal* 37 (3), S. 369–379. DOI: 10.1007/BF00814018.
- Nicholls, R. J.; Cazenave, A. (2010): Sea-level rise and its impact on coastal zones. In: *Science* (New York, N.Y.) 328 (5985), S. 1517–1520. DOI: 10.1126/science.1185782.
- Nicholls, R. J.; Hanson, S. E.; Lowe, J. A.; Warrick, R. A.; Lu, X.; Long, A. J. (2014): Sea-level scenarios for evaluating coastal impacts. In: *WIREs Clim Change* 5 (1), S. 129–150. DOI: 10.1002/wcc.253.
- Nicholls, R. J.; Marinova, N.; Lowe, J. A.; Brown, S.; Vellinga, P.; Gusmão, D. de; Hinkel, J.; Tol, R. S. J. (2011): Sea-level rise and its possible impacts given a ‚beyond 4°C world‘ in the twenty-first century. In: *Philosophical transactions. Series A, Mathematical, physical, and engineering sciences* 369 (1934), S. 161–181. DOI: 10.1098/rsta.2010.0291.
- Niehüser, S.; Arns, A.; Dangendorf, S.; Jensen, J. (2018): A high resolution storm surge forecast for the German Bight. In: *9th Chinese-German Joint* 2018, S. 127–136.

- Niehüser, S.; Arns, A.; Jensen, J. (2019): Development of adaption strategies for barrier islands (Halligen) in the German Bight. In: European Geosciences Union General Assembly 2019, Posterpräsentation.
- Niehüser, S.; Bender, J.; Jensen, J. (2014): On the influence of operation time of a dyke on the probability of overtopping under non-stationary conditions. In: Proceedings of the 7th Chinese-German Joint Symposium on Hydraulic and Ocean Engineering (JOINT2014). Hannover, Germany.
- Niehüser, S.; Dangendorf, S.; Arns, A.; Jensen, J. (2019, in Begutachtung): Entwicklung einer Methodik zur Wasserstandsvorhersage entlang der gesamten deutschen Nordseeküste. In: Die Küste.
- Niehüser, S.; Jensen, J.; Wahl, T.; Dangendorf, S.; Hofstede, J. (2016): Zum Einfluss möglicher Setzungerscheinungen am Leuchtturm Cuxhaven auf die langjährigen Wasserstandsaufzeichnungen am Pegel Cuxhaven Steubenhöft. In: Die Küste (84), S. 119–145.
- Niehüser, S.; Klein, M.; Arns, A.; Jensen, J. (2019, in Bearbeitung): Analysen zum langfristigen Schutz der Halligen - Wechselwirkung zwischen Hydrodynamik und Sedimenttransport. In: Die Küste.
- NLWKN (2007): Generalplan Küstenschutz Niedersachsen/ Bremen - Festland. Hg. v. Niedersächsischer Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz (NLWKN). Norden.
- Nolte, S.; Jensen, K.; Schulze, D. (2018): Untersuchung der Sedimentablagerung auf unterschiedlich gemagten und exponierten Flächen der Hallig Langeneß. Abschlussbericht. Universität Hamburg, Hamburg.
- NOOS (2019): North West European Shelf Operational Oceanographic System (NOOS) - EuroGOOS. Online verfügbar unter <http://eurogoos.eu/roos/north-west-european-shelf-operational-oceanographic-system-noos/>, zuletzt geprüft am 10.06.2019.
- NTSLF (2019): Storm surges | National Tidal and Sea Level Facility. The National Oceanography Centre (NOC). Online verfügbar unter <https://www.ntsrf.org/storm-surges>, zuletzt geprüft am 27.05.2019.
- O'Dea, E. J.; Arnold, A. K.; Edwards, K. P.; Furner, R.; Hyder, P.; Martin, M. J.; Siddorn, J. R.; Storkey, D.; While, J.; Holt, J. T.; Liu, H. (2012): An operational ocean forecast system incorporating NEMO and SST data assimilation for the tidally driven European North-West shelf. In: Journal of Operational Oceanography 5 (1), S. 3–17. DOI: 10.1080/1755876X.2012.11020128.
- Olbert, A. I.; Nash, S.; Cunnane, C.; Hartnett, M. (2013): Tide–surge interactions and their effects on total sea levels in Irish coastal waters. In: Ocean Dynamics 63 (6), S. 599–614. DOI: 10.1007/s10236-013-0618-0.
- O'Neill, C.; Saulter, A. (2017): NEMO-Surge: Forecast performance during 2016-2017 winter trial. Technical report 622. Met Office. Online verfügbar unter https://www.metoffice.gov.uk/binaries/content/assets/mohippo/pdf/library/weather-science-technical-reports/frtr_622_2017p.pdf.
- O'Neill, C.; Saulter, A.; Williams, J. A.; Horsburgh, K. J. (2016): NEMO-surge: Application of atmospheric forcing and surge evaluation. Technical report 619. Met Office. Online verfügbar unter https://www.metoffice.gov.uk/binaries/content/assets/mohippo/pdf/library/frtr_619_2016p.pdf.
- Oppenheimer, M.; Alley, R. B. (2016): How high will the seas rise? In: Science (New York, N.Y.) 354 (6318), S. 1375–1377. DOI: 10.1126/science.aak9460.
- Ortt, F. L. (1897): The Effect of Wind and Atmospheric Pressure on the Tides. In: Nature 56 (1439), S. 80–84. DOI: 10.1038/056080b0.
- OSPAR (2000): Quality Status Report 2000: Region II – Greater North Sea. In: OPSAR: Commission for the protection of the Marine Environment of the North-East Atlantic, 136 + xiii pp.
- Otto, L.; Zimmerman, J. T. F.; Furnes, G. K.; Mork, M.; Saetre, R.; Becker, G. A. (1990): Review of the physical oceanography of the North Sea. In: Netherlands Journal of Sea Research 26 (2-4), S. 161–238. DOI: 10.1016/0077-7579(90)90091-T.
- Oumeraci, H. (2004): Sustainable coastal flood defences. scientific and modelling challenges towards an integrated risk-based design concept. In: Proc. First IMA International Conference on Flood Risk Assessment (IMA - Institute of Mathematics and its Applications), S. 9–24.
- Oumeraci, H. (2005): Integrated Risk-Based Design and Management of Coastal Flood Defences. In: Die Küste (70), S. 151–172.
- Passaro, M.; Cipollini, P.; Benveniste, J. (2015): Annual sea level variability of the coastal ocean: The Baltic Sea-North Sea transition zone. In: J. Geophys. Res. Oceans 120 (4), S. 3061–3078. DOI: 10.1002/2014JC010510.

- Pawlowicz, R.; Beardsley, B.; Lentz, S. (2002): Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T_TIDE. In: *Computers & Geosciences* 28 (8), S. 929–937. DOI: 10.1016/S0098-3004(02)00013-4.
- Peeck, H. H.; Proctor, R.; Brockmann, C. (1983): Operational storm surge models for the North Sea. In: *Continental Shelf Research* 2 (4), S. 317–329. DOI: 10.1016/0278-4343(82)90024-3.
- Peltier, W. R. (2004): Global Glacial Isostasy and the Surface of the Ice-age Earth: The ICE-5G (VM2) Model and GRACE. In: *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 32 (1), S. 111–149. DOI: 10.1146/annurev.earth.32.082503.144359.
- Peltier, W. R.; Argus, D. F.; Drummond, R. (2015): Space geodesy constrains ice age terminal deglaciation: The global ICE-6G_C (VM5a) model. In: *J. Geophys. Res. Solid Earth* 120 (1), S. 450–487. DOI: 10.1002/2014JB011176.
- Petersen, M. (1955): Über die Grundlagen zur Bemessung der schleswig-holsteinischen Landesschutzdeiche. In: *Die Küste* (3, ½), S. 153–180.
- Philippart, M. E.; Gebraad, A. (1997): A new storm surge forecasting system. In: *Operational oceanography - The challenge for european co-operation*, Proceedings of the First International Conference on EuroGOOS, Bd. 62: Elsevier (Elsevier Oceanography Series), S. 487–495.
- Piani, C.; Weedon, G. P.; Best, M.; Gomes, S. M.; Viterbo, P.; Hagemann, S.; Haerter, J. O. (2010): Statistical bias correction of global simulated daily precipitation and temperature for the application of hydrological models. In: *Journal of Hydrology* 395 (3–4), S. 199–215. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2010.10.024.
- Pickering, M. D.; Horsburgh, K. J.; Blundell, J. R.; Hirschi, J. J.-M.; Nicholls, R. J.; Verlaan, M.; Wells, N. C. (2017): The impact of future sea-level rise on the global tides. In: *Continental Shelf Research* 142, S. 50–68. DOI: 10.1016/j.csr.2017.02.004.
- Piecuch, C. G.; Calafat, F. M.; Dangendorf, S.; Jordà, G. (2019): The Ability of Barotropic Models to Simulate Historical Mean Sea Level Changes from Coastal Tide Gauge Data. In: *Surv Geophys* 125 (6), S. 2293. DOI: 10.1007/s10712-019-09537-9.
- Piecuch, C. G.; Dangendorf, S.; Ponte, R. M.; Marcos, M. (2016): Annual Sea Level Changes on the North American Northeast Coast: Influence of Local Winds and Barotropic Motions. In: *J. Climate* 29 (13), S. 4801–4816. DOI: 10.1175/JCLI-D-16-0048.1.
- Platzman, G. W. (1971): Ocean tides and related waves. Lectures in Applied mathematics. In: *Lectures for the American Mathematical Society* 14.
- Plüß, A. (2003): Das Nordseemodell der BAW zur Simulation der Tide in der Deutschen Bucht. In: *Die Küste* (67), S. 84–127.
- Plüß, A. (2018): BMVI mFund Projekt: EasyGSH-DB. Erstellung anwendungsorientierter synoptischer Referenzdaten zur Geomorphologie, Sedimentologie und Hydrodynamik in der Deutschen Bucht. In: 23. KFKI Seminar 2018.
- Pollard, J. A.; Spencer, T.; Jude, S. (2018): Big Data Approaches for coastal flood risk assessment and emergency response. In: *WIREs Clim Change* 9 (5), 1–14. DOI: 10.1002/wcc.543.
- Ponte, R. M. (2006): Low-Frequency Sea Level Variability and the Inverted Barometer Effect. In: *J. Atmos. Oceanic Technol.* 23 (4), S. 619–629. DOI: 10.1175/JTECH1864.1.
- Prandle, D.; Wolf, J. (1978): The interaction of surge and tide in the North Sea and River Thames. In: *Philosophical transactions. Series A, Mathematical, physical, and engineering sciences* 55 (1), S. 203–216. DOI: 10.1111/j.1365-246X.1978.tb04758.x.
- Proudman, J. (1942): On Laplace's differential equations for the tides. In: *Proceedings of the Royal Society (A179)*, S. 261–288.
- Proudman, J. (1955a): The effect of friction on a progressive wave of tide and surge in an estuary. In: *Proc. R. Soc. Lond. A* 233 (1194), S. 407–418. DOI: 10.1098/rspa.1955.0276.
- Proudman, J. (1955b): The propagation of tide and surge in an estuary. In: *Proc. R. Soc. Lond. A* 231 (1184), S. 8–24. DOI: 10.1098/rspa.1955.0153.
- Pugh, D.; Woodworth, P. L. (2014): *Sea-Level Science. Understanding Tides, Surges, Tsunamis and Mean Sea Level Changes*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Quante, M.; Colijn, F. (2016): *North Sea Region climate change assessment*. Switzerland: Springer Open (Regional climate studies).

- Quinn, N.; Atkinson, P. M.; Wells, N. C. (2012): Modelling of tide and surge elevations in the Solent and surrounding waters: The importance of tide–surge interactions. In: *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 112, S. 162–172. DOI: 10.1016/j.ecss.2012.07.011.
- Quinn, N.; Lewis, M.; Wadey, M. P.; Haigh, I. D. (2014): Assessing the temporal variability in extreme storm-tide time series for coastal flood risk assessment. In: *J. Geophys. Res. Oceans* 119 (8), S. 4983–4998. DOI: 10.1002/2014JC010197.
- Ray, R. D.; Egbert, G. D.; Erofeeva, S. Y. (2011): Tide Predictions in Shelf and Coastal Waters: Status and Prospects. In: Vignudelli S., Kostianoy A., Cipollini P., Benveniste J. (eds) *Coastal Altimetry*, S. 191–216. DOI: 10.1007/978-3-642-12796-0_8.
- RBINS (2019): Marine Forecasts - Operational oceanographic forecasts for the North Sea. Royal Belgian Institute of Natural Sciences (RBINS). Online verfügbar unter <https://odnature.naturalsciences.be/marine-forecasting-centre/en/forecasts>, zuletzt geprüft am 20.06.2019.
- Reddy, M. P. M. (2001): *Descriptive physical oceanography*. Lisse: Balkema.
- Rego, J. L.; Li, C. (2010): Nonlinear terms in storm surge predictions: Effect of tide and shelf geometry with case study from Hurricane Rita. In: *J. Geophys. Res.* 115 (C6), S. 333. DOI: 10.1029/2009JC005285.
- Resio, D. T.; Westerink, J. J. (2008): Modeling the physics of storm surges. In: *Physics Today* 61 (9), S. 33–38. DOI: 10.1063/1.2982120.
- Ridder, N.; Vries, H. de; Drijfhout, S.; van den Brink, H.; van Meijgaard, E.; de Vries, H. W. (2018): Extreme storm surge modelling in the North Sea. In: *Ocean Dynamics* 68 (2), S. 255–272. DOI: 10.1007/s10236-018-1133-0.
- Rietschel, E. (1933): Neuere Untersuchungen zur Frage der Küstensenkung. In: *Deutsche Wasserwirtschaft* 28 (5), S. 81–86.
- Rijkswaterstaat (2019): Water | Waterdata. Online verfügbar unter <https://www.rijkswaterstaat.nl/water>, zuletzt geprüft am 27.05.2019.
- Rodhe, J. (1998): The Baltic and North Seas: A process-oriented review of the physical oceanography. In: *The Sea* 11, S. 699–732.
- Rohde, H. (1975): Wasserstandsbeobachtungen im Bereich der deutschen Nordseeküste vor der Mitte des 19. Jahrhunderts. In: *Die Küste* (28), S. 1–96.
- Rohde, H. (1977): Sturmfluthöhen und säkularer Wasserstandsanstieg an der deutschen Nordseeküste. In: *Die Küste* (30), S. 52–143.
- Rossiter, J. R. (1958): Storm Surges in the North Sea, 11 to 30 December 1954. In: *Philosophical transactions. Series A, Mathematical, physical, and engineering sciences* 251 (991), S. 139–160. DOI: 10.1098/rsta.1958.0012.
- Rossiter, J. R. (1961): Interaction Between Tide and Surge in the Thames. In: *Geophys J Int* 6 (1), S. 29–53. DOI: 10.1111/j.1365-246X.1961.tb02960.x.
- Rudolph, E. (2005): Einfluss sehr hoher Abflüsse auf die Wasserstände in der Tideelbe. In: *promet* (31), S. 186–190.
- RWS-WVL und Deltares (2017): Beschrijving Modelschematisatie DCSMv6, DCSMv6-ZUNOV4, 5e-generatie WAQUA, Versie 2017_01. In: *Factsheet DCSM/ZUNO*.
- Salmun, H.; Molod, A. (2015): The Use of a Statistical Model of Storm Surge as a Bias Correction for Dynamical Surge Models and its Applicability along the U.S. East Coast. In: *JMSE* 3 (1), S. 73–86. DOI: 10.3390/jmse3010073.
- Santamaria-Aguilar, S.; Arns, A.; Vafeidis, A. T. (2017): Sea-level rise impacts on the temporal and spatial variability of extreme water levels: A case study for St. Peter-Ording, Germany. In: *J. Geophys. Res. Oceans* 122 (4), S. 2742–2759. DOI: 10.1002/2016JC012579.
- Santamaria-Aguilar, S.; Vafeidis, A. T. (2018): Are Extreme Skew Surges Independent of High Water Levels in a Mixed Semidiurnal Tidal Regime? In: *J. Geophys. Res. Oceans* 123 (12), S. 8877–8886. DOI: 10.1029/2018JC014282.
- Schelling, H. (1952): Die Sturmfluten an der Westküste von Schleswig-Holstein unter besonderer Berücksichtigung der Verhältnisse am Pegel Husum. In: *Die Küste* (1), S. 63–146.
- Schindelegger, M.; Green, J. A. M.; Wilmes, S.-B.; Haigh, I. D. (2018): Can We Model the Effect of Observed Sea Level Rise on Tides? In: *J. Geophys. Res. Oceans* 123 (7), S. 4593–4609. DOI: 10.1029/2018JC013959.

- Schindler, M.; Karius, V.; Arns, A.; Deicke, M.; Eynatten, H. von (2014): Measuring sediment deposition and accretion on anthropogenic marshland – Part II: The adaptation capacity of the North Frisian Halligen to sea level rise. In: *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 151, S. 246–255. DOI: 10.1016/j.ecss.2014.08.027.
- Schmidt, H.; von Storch, H. (1993): German Bight storms analysed. In: *Nature* 365 (6449), S. 791. DOI: 10.1038/365791a0.
- Schrump, C.; Lowe, J.; Meier, H. E. M.; Grabemann, I.; Holt, J.; Mathis, M.; Pohlmann, T.; Skogen, M. D.; Sterl, A.; Wakelin, S. L. (2016): Projected Change-North Sea. In: Markus Quante und Franciscus Colijn (Hg.): *North Sea Region Climate Change Assessment*. Cham: Springer International Publishing (Regional climate studies), S. 175–217.
- Schütte, H. (1908): Neuzeitliche Senkungserscheinungen an unserer Nordseeküste. In: *Jahrbuch für die Geschichte des Herzogtums Oldenburg* (hrsg. von d. Oldenburger Verein für Altertumskunde und Landesgeschichte) 16.
- Schüttertrumpf, H. (2008): Sea Dikes in Germany. In: *Die Küste* (74), S. 189–199.
- Schüttertrumpf, H. (2009): Wellenüberlauf an Deichen. Stand der Wissenschaft und aktuelle Untersuchungen. In: *Sicherung von Dämmen, Deichen und Stauanlagen. Handbuch für Theorie und Praxis (III)*, S. 165–180.
- Schweizerische Rückversicherungs-Gesellschaft, S. R. (2000): Sturm über Europa. Ein unterschätztes Risiko. Online verfügbar unter <http://www.planat.ch/de/wissen/sturm/vergleich-wintersturm-tropischer-wirbelsturm/>.
- SeeAufgG (2017): Gesetz über die Aufgaben des Bundes auf dem Gebiet der Seeschifffahrt. Bundesgesetz, vom Ursprüngliche Fassung vom: 24.05.1965 (BGBl. II S. 833); Inkrafttreten der letzten Änderung: 06.07.2017 (Art. 4 G vom 30.06.2017).
- Sembiring, L.; van Ormondt, M.; van Dongeren, A.; Roelvink, D. (2015): A validation of an operational wave and surge prediction system for the Dutch coast. In: *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 15 (6), S. 1231–1242. DOI: 10.5194/nhess-15-1231-2015.
- Serafin, K. A.; Ruggiero, P.; Stockdon, H. F. (2017): The relative contribution of waves, tides, and non-tidal residuals to extreme total water levels on US West Coast sandy beaches. In: *Geophys. Res. Lett.* DOI: 10.1002/2016GL071020.
- Siddorn, J. R.; Good, S. A.; Harris, C. M.; Lewis, H. W.; Maksymczuk, J.; Martin, M. J.; Saulter, A. (2015): Research priorities in support of ocean monitoring and forecasting at the Met Office. In: *Ocean Sci. Discuss.* 12 (6), S. 2617–2653. DOI: 10.5194/osd-12-2617-2015.
- Siefert, W. (1968): Sturmflutvorhersage für den Tidebereich der Elbe aus dem Verlauf der Windstaukurve Cuxhaven. In: *Mitteilungen des Franzius-Instituts für Grund- und Wasserbau der TU Hannover* (30).
- Siefert, W. (1979): Sturmflutanalyse und -vorhersage über die Windstaukurven. In: *Die Küste* (34), S. 87–101.
- Siefert, W. (1998a): Auswertung der Ergebnisse des Projektes für den HTG-Ausschuß Küstenschutzwerke, Empfehlungen G. (unveröffentlicht).
- Siefert, W. (1998b): Bemessungswasserstände 2085 A entlang der Elbe - Ergebnisse einer Überprüfung durch die Länderarbeitsgruppe nach 10 Jahren (1995/96). In: *Die Küste* (60), S. 227–255.
- Siefert, W.; Lassen, H. (1991): Mittlere Tidewasserstände in der südöstlichen Nordsee - säkularer Trend und Verhältnisse um 1980 (Schlussbericht eines KFKI-Projektes). In: *Die Küste* (52), S. 85–137.
- Slangen, A. B. A.; Adloff, F.; Jevrejeva, S.; Leclercq, P. W.; Marzeion, B.; Wada, Y.; Winkelmann, R. (2017): A Review of Recent Updates of Sea-Level Projections at Global and Regional Scales. In: *Surv Geophys* 38 (1), S. 385–406. DOI: 10.1007/s10712-016-9374-2.
- Slangen, A. B. A.; Carson, M.; Katsman, C. A.; van de Wal, R. S. W.; Köhl, A.; Vermeersen, L. L. A.; Stammer, D. (2014): Projecting twenty-first century regional sea-level changes. In: *Climatic Change* 124 (1-2), S. 317–332. DOI: 10.1007/s10584-014-1080-9.
- Smith, S. D.; Banke, E. G. (1975): Variation of the sea surface drag coefficient with wind speed. In: *Q.J.R. Meteorol. Soc.* 101 (429), S. 665–673. DOI: 10.1002/qj.49710142920.
- Soetje, K. C.; Brockmann, C. (1983): An Operational Numerical Model of the North Sea and the German Bight. In: Jürgen Sündermann und Walter Lenz (Hg.): *North Sea Dynamics*, Bd. 2. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, S. 95–107.

- Stadelmann, R. (1981): Meer, Deiche, Land. Küstenschutz u. Landgewinnung an d. dt. Nordseeküste. Neumünster: Wachholtz.
- Stähler, M. (2014): Untersuchungen zu Niedrigwassersturmfluten am Beispiel vom 10.02.1949 an der schleswig-holsteinischen Küste. Bachelorarbeit am Forschungsinstitut Wasser und Umwelt (fwu) der Universität Siegen (unveröffentlicht). Siegen.
- Stammer, D.; Cazenave, A.; Ponte, R. M.; Tamisiea, M. E. (2013): Causes for contemporary regional sea level changes. In: *Annual review of marine science* 5, S. 21–46. DOI: 10.1146/annurev-marine-121211-172406.
- Stammer, D.; Hüttemann, S. (2008): Response of Regional Sea Level to Atmospheric Pressure Loading in a Climate Change Scenario. In: *J. Climate* 21 (10), S. 2093–2101. DOI: 10.1175/2007JCLI1803.1.
- 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. (2014): Accuracy assessment of global barotropic ocean tide models. In: *Rev. Geophys.* 52 (3), S. 243–282. DOI: 10.1002/2014RG000450.
- Staneva, J.; Wahle, K.; Koch, W.; Behrens, A.; Fenoglio-Marc, L.; Stanev, E. V. (2016): Coastal flooding: impact of waves on storm surge during extremes: a case study for the German Bight. In: *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 16 (11), S. 2373–2389. DOI: 10.5194/nhess-16-2373-2016.
- Stendel, M.; van den Besselaar, E.; Hannachi, A.; Kent, E. C.; Lefebvre, C.; Schenk, F.; van der Schrier, G.; Woollings, T. (2016): Recent Change-Atmosphere. In: Markus Quante und Franciscus Colijn (Hg.): *North Sea Region Climate Change Assessment*. Cham: Springer International Publishing (Regional climate studies), S. 55–84.
- Stengel, T.; Zielke, W. (1994): Der Einfluss eines Meeresspiegelanstiegs auf Gezeiten und Sturmfluten in der Deutschen Bucht. In: *Die Küste* (56), S. 93–117.
- Sterl, A.; van den Brink, H.; de Vries, H. W.; Haarsma, R.; van Meijgaard, E. (2009): An ensemble study of extreme storm surge related water levels in the North Sea in a changing climate. In: *Ocean Sci.* 5 (3), S. 369–378. DOI: 10.5194/os-5-369-2009.
- Stevens, A. J.; Clarke, D.; Nicholls, R. J. (2016): Trends in reported flooding in the UK: 1884–2013. In: *Hydrological Sciences Journal* 61 (1), S. 50–63. DOI: 10.1080/02626667.2014.950581.
- Storkey, D.; Blockley, E. W.; Furner, R.; Guiavarch, C.; Lea, D.; Martin, M. J.; Barciela, R. M.; Hines, A.; Hyder, P.; Siddorn, J. R. (2010): Forecasting the ocean state using NEMO: The new FOAM system. In: *Journal of Operational Oceanography* 3 (1), S. 3–15. DOI: 10.1080/1755876X.2010.11020109.
- Streicher, M.; Kristandt, J.; Knaack, H. (2015): Optimierung Empirischer Sturmflutvorhersagen (OptempS-MohoWif A). Abschlussbericht OptempS-MohoWif. Niedersächsischer Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz (NLWKN).
- Suess, E.; Waagen, L. (1888): *Das Antlitz der Erde*: F. Tempsky (Das antlitz der erde). Online verfügbar unter <https://books.google.de/books?id=QMoQAAAAIAAJ>.
- Sündermann, J. (1966): Ein Vergleich zwischen der analytischen und der numerischen Berechnung winderzeugter Strömungen und Wasserstände in einem Modellmeer mit Anwendungen auf die Nordsee. Dissertation. Universität Hamburg.
- Sündermann, J.; Pohlmann, T. (2011): A brief analysis of North Sea physics. In: *Oceanologia* 53 (3), S. 663–689. DOI: 10.5697/oc.53-3.663.
- SurgeWatch (2019): Sea level - Glossary. University of Southampton. Online verfügbar unter <https://www.surgewatch.org/definition/sea-level/>, zuletzt geprüft am 13.06.2019.
- Tang, Y. M.; Grimshaw, R.; Sanderson, B.; Holland, G. (1996): A numerical study of storm surges and tides, with application to the North Queensland Coast. In: *Journal of Physical Oceanography* (26), S. 2700–2711.
- Tayel, M.; Oumeraci, H. (2018): Vorhersage extremer Sturmfluten mit Hilfe hydrodynamischer Modellierung und künstlicher neuronaler Netze. In: *Die Küste* (86), S. 341–367. Online verfügbar unter <https://hdl.handle.net/20.500.11970/106372>.
- Taylor, G. I. (1922): Tidal oscillations in gulfs and rectangular basins. In: *Proc Lond Math Soc* 20, S. 148–181.

- Thai, T. H.; Thuy, N. B.; Dang, V. H.; Kim, S.; Hole, L. R. (2017): Impact of the interaction of surge, wave and tide on a storm surge on the north coast of Vietnam. In: *Procedia IUTAM* 25, S. 82–91. DOI: 10.1016/j.piutam.2017.09.013.
- Timmerman, H. (1975): On the importance of atmospheric pressure gradients for the generation of external surges in the North Sea. In: *Ocean Dynamics* 28 (2), S. 62–71. DOI: 10.1007/BF02232250.
- Timmerman, H. (1977): Meteorological effects on tidal heights in the North Sea. In: *Mededelingen en Verhandelingen van het Koninklijk Nederlands Meteorologische Instituut* (No. 99), S. 105.
- Timmerman, H. (1979): Forecasting meteorological effects on water levels on a routine basis with a numerical model. In: *Deutsche Hydrographische Zeitschrift* 32 (5), S. 190–203.
- Tomczak, G. (1949): Ein Beitrag zur Frage des Luftdruckeinflusses auf den Wasserstand an der Küste. In: *Ocean Dynamics* 2 (4), S. 130–133. DOI: 10.1007/BF02225974.
- Tomczak, G. (1950): Die Sturmfluten vom 9. und 10. Februar 1949 an der deutschen Nordseeküste. In: *Deutsche Hydrographische Zeitschrift* 3 (3/4), S. 227–240.
- Tomczak, G. (1952a): Der Einfluß der Küstengestalt und des vorgelagerten Meeresbodens auf den windbedingten Anstau des Wassers an der deutschen Nordseeküste zwischen Ems und Elbe. In: *Ocean Dynamics* 5 (5-6), S. 277–284. DOI: 10.1007/BF02019288.
- Tomczak, G. (1952b): Der Einfluß der Küstengestalt und des vorgelagerten Meeresbodens auf den windbedingten Anstau des Wassers, betrachtet am Beispiel der Westküste Schleswig-Holsteins. In: *Ocean Dynamics* 5 (2-3), S. 114–131. DOI: 10.1007/BF02019403.
- Tomczak, G. (1953): Die Einwirkung des Windes auf den mittleren Wasserstand der Deutschen Bucht vom 15. Februar bis 6. März 1951. In: *Ocean Dynamics* 6 (1), S. 1–17. DOI: 10.1007/BF02098189.
- Tomczak, G. (1954): Der Windstau- und Sturmflutwarndienst für die deutsche Nordseeküste beim Deutschen Hydrographischen Institut. In: *Ocean Dynamics* 7 (1-2), S. 35–41. DOI: 10.1007/BF02019500.
- Tomczak, G. (1960): Über die Genauigkeit der Sturmflutvorhersage für die deutsche Nordseeküste. In: *Ocean Dynamics* 13 (1), S. 1–13. DOI: 10.1007/BF02224731.
- Tomczak, M. (2005): Shelf and Coastal Oceanography. Online verfügbar unter <https://incois.gov.in/Tutor/ShelfCoast/chapter03.html>, zuletzt aktualisiert am 20.07.2005, zuletzt geprüft am 24.09.2019.
- Tsimplis, M. N.; Shaw, A. G. P. (2010): Seasonal sea level extremes in the Mediterranean Sea and at the Atlantic European coasts. In: *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 10 (7), S. 1457–1475. DOI: 10.5194/nhess-10-1457-2010.
- Uhlig, G.; Sahling, G. (1990): Long-term studies on *Noctiluca scintillans* in the German Bight population dynamics and red tide phenomena 1968–1988. In: *Netherlands Journal of Sea Research* 25 (1-2), S. 101–112. DOI: 10.1016/0077-7579(90)90012-6.
- Urban, D.; Mayerl, J. (2017): *Angewandte Regressionsanalyse: Theorie, Technik und Praxis*. 5. Aufl.: Springer VS.
- Verlaan, M.; Kleermaeker, S. de; Buckman, L. (2015): GLOSSIS: Global storm surge forecasting and information system. In: *Australasian Coasts & Ports Conference 2015: 22nd Australasian Coastal and Ocean Engineering Conference and the 15th Australasian Port and Harbour Conference*, S. 229–234.
- Verlaan, M.; Sumihar, J. (2016): Observation impact analysis methods for storm surge forecasting systems. In: *Ocean Dynamics* 66 (2), S. 221–241. DOI: 10.1007/s10236-015-0912-0.
- Verlaan, M.; Zijderfeld, A.; de Vries, H. W.; Kroos, J. (2005): Operational storm surge forecasting in the Netherlands: developments in the last decade. In: *Philosophical transactions. Series A, Mathematical, physical, and engineering sciences* 363 (1831), S. 1441–1453. DOI: 10.1098/rsta.2005.1578.
- Vermeersen, B. L. A.; Slangen, A. B. A.; Gerkema, T.; Baart, F.; Cohen, K. M.; Dangendorf, S.; Duran-Matute, M.; Frederikse, T.; Grinsted, A.; Hijma, M. P.; Jevrejeva, S.; Kiden, P.; Kleinherenbrink, M.; Meijles, E. W.; Palmer, M. D.; Rietbroek, R.; Riva, R. E. M.; Schulz, E.; Slobbe, D. C.; Simpson, M. J.R.; Sterlini, P.; Stocchi, P.; van de Wal, R. S. W.; van der Wegen, M. (2018): Sea-level change in the Dutch Wadden Sea. In: *Netherlands Journal of Geosciences* 97 (03), S. 79–127. DOI: 10.1017/njg.2018.7.
- von Storch, H. (2014): Storm Surges: Phenomena, Forecasting and Scenarios of Change. In: *Procedia IUTAM* 10, S. 356–362. DOI: 10.1016/j.piutam.2014.01.030.

- von Storch, H.; Reichardt, H. (1997): A Scenario of Storm Surge Statistics for the German Bight at the Expected Time of Doubled Atmospheric Carbon Dioxide Concentration. In: *J. Climate* 10 (10), S. 2653–2662. DOI: 10.1175/1520-0442(1997)010<2653:ASOSSS>2.0.CO;2.
- von Storch, H.; Woth, K. (2008): Storm surges: perspectives and options. In: *Sustain Sci* 3 (1), S. 33–43. DOI: 10.1007/s11625-008-0044-2.
- von Storch, H.; Woth, K. (2011): Sturmfluten. In: *Historische Sozialkunde, Geschichte-Fachdidaktik-Politische Bildung* 41 (3), S. 1–18.
- von Storch, H.; Zwiers, F. W. (1999): *Statistical Analysis in Climate Research*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Vousdoukas, M. I.; Mentaschi, L.; Voukouvalas, E.; Verlaan, M.; Feyen, L. (2017): Extreme sea levels on the rise along Europe's coasts. In: *Earth's Future* 5 (3), S. 304–323. DOI: 10.1002/2016EF000505.
- Vousdoukas, M. I.; Mentaschi, L.; Voukouvalas, E.; Verlaan, M.; Jevrejeva, S.; Jackson, L. P.; Feyen, L. (2018): Global probabilistic projections of extreme sea levels show intensification of coastal flood hazard. In: *Nature communications* 9 (1), S. 2360. DOI: 10.1038/s41467-018-04692-w.
- Vousdoukas, M. I.; Voukouvalas, E.; Annunziato, A.; Giardino, A.; Feyen, L. (2016a): Projections of extreme storm surge levels along Europe. In: *Clim Dyn* 47 (9-10), S. 3171–3190. DOI: 10.1007/s00382-016-3019-5.
- Vousdoukas, M. I.; Voukouvalas, E.; Mentaschi, L.; Dottori, F.; Giardino, A.; Bouziotas, D.; Bianchi, A.; Salamon, P.; Feyen, L. (2016b): Developments in large-scale coastal flood hazard mapping. In: *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 16 (8), S. 1841–1853. DOI: 10.5194/nhess-16-1841-2016.
- Wahl, T. (2017): Sea-level rise and storm surges, relationship status: complicated! In: *Environ. Res. Lett.* 12 (11), S. 111001. DOI: 10.1088/1748-9326/aa8eba.
- Wahl, T.; Brown, S.; Haigh, I. D.; Nilsen, J. E. Ø. (2018): Coastal Sea Levels, Impacts, and Adaptation. In: *JMSE* 6 (1), S. 19. DOI: 10.3390/jmse6010019.
- Wahl, T.; Chambers, D. P. (2015): Evidence for multidecadal variability in US extreme sea level records. In: *J. Geophys. Res. Oceans* 120 (3), S. 1527–1544. DOI: 10.1002/2014JC010443.
- Wahl, T.; Haigh, I. D.; Nicholls, R. J.; Arns, A.; Dangendorf, S.; Hinkel, J.; Slangen, A. B. A. (2017): Understanding extreme sea levels for broad-scale coastal impact and adaptation analysis. In: *Nature communications* 8, S. 16075. DOI: 10.1038/ncomms16075.
- Wahl, T.; Haigh, I. D.; Woodworth, P. L.; Albrecht, F.; Dillingh, D.; Jensen, J.; Nicholls, R. J.; Weisse, R.; Wöppelmann, G. (2013): Observed mean sea level changes around the North Sea coastline from 1800 to present. In: *Earth-Science Reviews* 124, S. 51–67. DOI: 10.1016/j.earscirev.2013.05.003.
- Wahl, T.; Jensen, J.; Frank, T.; Haigh, I. D. (2011a): Improved estimates of mean sea level changes in the German Bight over the last 166 years. In: *Ocean Dynamics* 61 (5), S. 701–715. DOI: 10.1007/s10236-011-0383-x.
- Wahl, T.; Muddersbach, C.; Jensen, J. (2011b): Assessing the hydrodynamic boundary conditions for risk analyses in coastal areas: a stochastic storm surge model. In: *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 11 (11), S. 2925–2939. DOI: 10.5194/nhess-11-2925-2011.
- Wakelin, S. L.; Woodworth, P. L.; Flather, R. A.; Williams, J. A. (2003): Sea-level dependence on the NAO over the NW European Continental Shelf. In: *Geophys. Res. Lett.* 30 (7), S. 76. DOI: 10.1029/2003GL017041.
- Ward, S. L.; Green, J. A. M.; Pelling, H. E. (2012): Tides, sea-level rise and tidal power extraction on the European shelf. In: *Ocean Dynamics* 62 (8), S. 1153–1167. DOI: 10.1007/s10236-012-0552-6.
- Warren, I. R.; Bach, H. K. (1992): MIKE 21: a modelling system for estuaries, coastal waters and seas. In: *Environmental Software* 7 (4), S. 229–240. DOI: 10.1016/0266-9838(92)90006-P.
- Waterinfo (2019): Waterinfo.be - Short term forecast: 48h - Flanders State of the Art. Online verfügbar unter https://www.waterinfo.be/default.aspx?path=NL/Thema/Getij_KT, zuletzt geprüft am 20.06.2019.
- Watson, C. S.; White, N. J.; Church, J. A.; King, M. A.; Burgette, R. J.; Legresy, B. (2015): Unabated global mean sea-level rise over the satellite altimeter era. In: *Nature Clim Change* 5 (6), S. 565–568. DOI: 10.1038/nclimate2635.

- Weisse, R. (2011): Das Klima der Region und mögliche Änderungen in der Deutschen Bucht. In: Hans von Storch und Martin Claussen (Hg.): Klimabericht für die Metropolregion Hamburg. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, S. 91–119.
- Weisse, R.; Bellaïf, D.; Menéndez, M.; Méndez, F. J.; Nicholls, R. J.; Umgiesser, G.; Willems, P. (2014): Changing extreme sea levels along European coasts. In: *Coastal Engineering* 87, S. 4–14. DOI: 10.1016/j.coastaleng.2013.10.017.
- Weisse, R.; Meinke, I. (2017): Meeresspiegelanstieg, Gezeiten, Sturmfluten und Seegang. In: Guy P. Brasseur, Daniela Jacob und Susanne Schuck-Zöller (Hg.): Klimawandel in Deutschland, Bd. 61. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, S. 77–85.
- Weisse, R.; Plüß, A. (2006): Storm-related sea level variations along the North Sea coast as simulated by a high-resolution model 1958–2002. In: *Ocean Dynamics* 56 (1), S. 16–25. DOI: 10.1007/s10236-005-0037-y.
- Weisse, R.; von Storch, H. (2010): Marine climate and climate change. Storms, wind waves and storm surges. Berlin, London: Springer/Praxis.
- Weisse, R.; von Storch, H.; Niemeier, H. D.; Knaack, H. (2012): Changing North Sea storm surge climate: An increasing hazard? In: *Ocean & Coastal Management* 68, S. 58–68. DOI: 10.1016/j.ocecoaman.2011.09.005.
- Werner, M.; Schellekens, J.; Gijsbers, P.; van Dijk, M.; van den Akker, O.; Heynert, K. (2013): The Delft-FEWS flow forecasting system. In: *Environmental Modelling & Software* 40, S. 65–77. DOI: 10.1016/j.envsoft.2012.07.010.
- Williams, J.; Horsburgh, K. J.; Williams, J. A.; Proctor, R. N. F. (2016): Tide and skew surge independence: New insights for flood risk. In: *Geophys. Res. Lett.* 43 (12), S. 6410–6417. DOI: 10.1002/2016GL069522.
- Williams, J.; Irazoqui Apecechea, M.; Saulter, A.; Horsburgh, K. J. (2018): Radiational tides: their double-counting in storm surge forecasts and contribution to the Highest Astronomical Tide. In: *Ocean Sci.* 14 (5), S. 1057–1068. DOI: 10.5194/os-14-1057-2018.
- Willmott, C. J. (1984): On the Evaluation of Model Performance in Physical Geography. In: Gary L. Gaile und Cort J. Willmott (Hg.): *Spatial Statistics and Models*. Dordrecht, s.l.: Springer Netherlands (Theory and Decision Library, An International Series in the Philosophy and Methodology of the Social and Behavioral Sciences, 40), S. 443–460.
- Woebcken, C. (1924): *Deiche und Sturmfluten an der Nordseeküste*. 1. Auflage. Bremen-Wilhelmshaven: Friesen-Verlag.
- Wolf, J.; Flather, R. A. (2005): Modelling waves and surges during the 1953 storm. In: *Philosophical transactions. Series A, Mathematical, physical, and engineering sciences* 363 (1831), S. 1359–1375. DOI: 10.1098/rsta.2005.1572.
- Woodworth, P. L. (2010): A survey of recent changes in the main components of the ocean tide. In: *Continental Shelf Research* 30 (15), S. 1680–1691. DOI: 10.1016/j.csr.2010.07.002.
- Woodworth, P. L.; Blackman, D. L. (2004): Evidence for Systematic Changes in Extreme High Waters since the Mid-1970s. In: *J. Climate* 17 (6), S. 1190–1197. DOI: 10.1175/1520-0442(2004)017<1190:EFSCIE>2.0.CO;2.
- Woodworth, P. L.; Hunter, J. R.; Marcos, M.; Caldwell, P.; Menéndez, M.; Haigh, I. D. (2016): Towards a global higher-frequency sea level dataset. In: *Geosci. Data J.* 3 (2), S. 50–59. DOI: 10.1002/gdj3.42.
- Woodworth, P. L.; Melet, A.; Marcos, M.; Ray, R. D.; Wöppelmann, G.; Sasaki, Y. N.; Cirano, M.; Hibbert, A.; Huthnance, J. M.; Monserrat, S.; Merrifield, M. A. (2019): Forcing Factors Affecting Sea Level Changes at the Coast. In: *Surv Geophys* 169 (2), S. 123. DOI: 10.1007/s10712-019-09531-1.
- Woodworth, P. L.; Menéndez, M.; Gehrels, W. R. (2011): Evidence for Century-Timescale Acceleration in Mean Sea Levels and for Recent Changes in Extreme Sea Levels. In: *Surv Geophys* 32 (4-5), S. 603–618. DOI: 10.1007/s10712-011-9112-8.
- Wöppelmann, G.; Letetrel, C.; Santamaria, A.; Bouin, M.-N.; Collilieux, X.; Altamimi, Z.; Williams, S. D. P.; Miguez, B. M. (2009): Rates of sea-level change over the past century in a geocentric reference frame. In: *Geophys. Res. Lett.* 36 (12), S. 2214. DOI: 10.1029/2009GL038720.

- Wöppelmann, G.; Marcos, M.; Santamaría-Gómez, A.; Martín-Míguez, B.; Bouin, M.-N.; Gravelle, M. (2014): Evidence for a differential sea level rise between hemispheres over the twentieth century. In: *Geophys. Res. Lett.* 41 (5), S. 1639–1643. DOI: 10.1002/2013GL059039.
- Woth, K. (2005): North Sea storm surge statistics based on projections in a warmer climate: How important are the driving GCM and the chosen emission scenario? In: *Geophys. Res. Lett.* 32 (22), 1-4. DOI: 10.1029/2005GL023762.
- Zeiler, M.; Figge, K.; Griewatsch, K.; Diesing, M.; Schwarzer, K. (2004): Regenerierung von Materialentnahmestellen in Nord- und Ostsee. In: *Die Küste* (68), S. 67–98.
- Zeiler, M.; Milbradt, P.; Plüß, A.; Valerius, J. (2014): Modelling Large Scale Sediment Transport in the German Bight (North Sea). In: *Die Küste* (81), S. 369–392.
- Zeiler, M.; Schwarzer, K.; Ricklefs, K.; Bartholomä, A. (2008): Seabed Morphology and Sediment Dynamics. In: *Die Küste* (74), S. 31–44.
- Zhang, W.-Z.; Shi, F.; Hong, H.-S.; Shang, S.-P.; Kirby, J. T. (2010): Tide-surge Interaction Intensified by the Taiwan Strait. In: *J. Geophys. Res.* 115 (C6), S. 3059. DOI: 10.1029/2009JC005762.
- Zijl, F.; Sumihar, J.; Verlaan, M. (2015): Application of data assimilation for improved operational water level forecasting on the northwest European shelf and North Sea. In: *Ocean Dynamics* 65 (12), S. 1699–1716. DOI: 10.1007/s10236-015-0898-7.
- Zijl, F.; Verlaan, M.; Gerritsen, H. (2013): Improved water-level forecasting for the Northwest European Shelf and North Sea through direct modelling of tide, surge and non-linear interaction. In: *Ocean Dynamics* 63 (7), S. 823–847. DOI: 10.1007/s10236-013-0624-2.

Herausgeber:
Forschungsinstitut Wasser und
Umwelt (fwu) der Universität Siegen
Paul-Bonatz-Straße 9-11
57076 Siegen