Analysen zur Interaktion von Meeresspiegelanstieg, Sturmfluten und Morphologie im nordfriesischen Wattenmeer

Sebastian Niehüser[1], Arne Arns[2] und Jürgen Jensen[3]

[1] hochschule 21 Buxtehude; Professur für Konstruktiven Wasserbau
[2] Hochschule Rhein Main Wiesbaden; Professur für Wasserbau, Wasserwirtschaft und Hydrologie
[3] Universität Siegen, Forschungsinstitut Wasser und Umwelt (fwu)

Zusammenfassung

Deckwerke, See- und Ästuardeiche an der deutschen Küste werden entsprechend der geltenden Anforderungen für einen sicheren und nachhaltigen Sturmflutschutz geplant, bemessen und gebaut. Bislang schwierig ist dabei jedoch die Abschätzung der zukünftig erforderlichen Bemessungsgrößen, insbesondere durch den Einfluss von Meeresspiegeländerungen und die damit einhergehenden Veränderungen in hydro- und morphodynamischen Prozessen. Durch eine Kombination von numerischen und statistischen Analysen sollen im vorliegenden Artikel die wissenschaftlich-technischen Grundlagen für zukunftsfähige Küstenschutzstrukturen an der Nord- und Ostseeküste gelegt werden.
Den Stand der Technik zur Abschätzung von zukünftigen Bemessungswerten und Auswirkungen des Meeresspiegelanstiegs auf Wasserstände bilden hydrodynamisch-numerische Modelle. Die modelltechnische Berücksichtigung der Morphodynamik wird jedoch aufgrund fehlender Datengrundlagen und limitierter Rechenkapazitäten häufig vernachlässigt. Für die vorliegenden Analysen wurden die Simulationsergebnisse eines hydro-morphodynamischem Modells des nordfriesischen Wattenmeeres ausgewertet. Es wurde zum einen der Einfluss der Bathymetrie (statisch, jährlich-variiert und morphodynamisch) auf die resultierenden Wasserstandssimulationen quantifiziert und zum anderen der Frage nachgegangen, ob der Anstieg des mittleren Meeresspiegels auf Extremwasserstände durch die Berücksichtigung der Morphodynamik kompensiert werden kann.
Anhand der durchgeführten Modellkonfigurationen konnte gezeigt werden, dass die Berücksichtigung bathymetrischer Änderungen innerhalb eines hydrodynamisch-numerischen Modells einen signifikanten Einfluss auf die Trends und die Variabilität von Wasserständen im nordfriesischen Wattenmeer hat. Darüber hinaus lassen die anschließenden extremwertstatistischen Analysen der Szenarienläufe zum Anstieg des mittleren Meeresspiegels teilweise den Schluss zu, dass in einzelnen Tidebecken bzw. in den sub- und intertidalen Bereichen die Morphodynamik, d. h. das Anwachsen oder Abnehmen von Wattflächen, in der Lage ist, den Einfluss des Meeresspiegelanstiegs auf Extremwasserstände (Wiederkehrintervalle > 100 Jahre) abzumildern. Es zeigen sich jedoch sowohl zusätzliche Zu- als auch Abnahmen der Extremwasserstände gegenüber dem Meeresspiegelanstieg. Eine weitere Erkenntnis ist, dass mit höheren Meeresspiegelanstiegsszenarien, der Einfluss auf die Extremwasserstände abnimmt. Die Schlussfolgerung lautet entsprechend, dass die Morphodynamik in hydrodynamisch-numerischen Modellen zukünftig berücksichtigt werden sollte. Insbesondere in hochdynamischen Systemen wie dem nordfriesischen Wattenmeer

This journal paper is published under a Creative Commons licence BY 4.0 NC ND.
https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/
Received 18. March 2023, reviewed 03. July 2023, revised 06. August 2024, accepted 18. August 2024, available online 07. October 2024.

resultiert hieraus ein signifikanter Mehrwert für zukünftige Planungsaufgaben des Küstenhochwasserschutzes.

Schlagwörter

Meeresspiegelanstieg, Sturmfluten, Morphodynamik, Extremwertstatistik

Summary

Coastal protection measures in Germany are designed, dimensioned and built in accordance with the applicable requirements for safe and sustainable storm surge protection. However, a major challenge is to estimate the design parameters required in the future, in particular due to the influence of sea level changes and the associated changes in hydrodynamic and morphodynamic responses. The present article aims at evolving the scientific-technical foundation for sustainable coastal protection structures at the North Sea and Baltic Sea coasts by a combination of numerical as well as statistical analyses.

The state of the art for the estimation of the effect of sea level rise on future design water levels are hydrodynamic-numerical models. The consideration of morphodynamics in those is often neglected due to lack of data and limited computational capacities. In order to estimate the influence of morphodynamics, a hydro-morphodynamic model of the North Frisian Wadden Sea was evaluated in the present analyses. On the one hand, the influence of the bathymetry (static, annual-variable and morphodynamic) on the resulting water level simulations was quantified, and on the other hand, we investigated whether the effect of a rising mean sea level on extreme water levels could be compensated by the hydro-morphological response.

Based on the performed model configurations it could be shown that the consideration of bathymetric changes within a hydrodynamic-numerical model has a significant influence on the trends and variability of water levels in the North Frisian Wadden Sea. Furthermore, the subsequent extreme value analyses of the scenario runs on mean sea level rise partly suggest that in individual tidal basins morphodynamics, i.e. the increase or decrease of tidal flat areas, is able to mitigate the influence of sea level rise on extreme water levels (return intervals > 100 years). Also, the influence on extreme water levels decreases the higher the sea level rise scenario. Accordingly, the conclusion is that it is imperative to consider the hydro-morphodynamic response to sea level rise in future hydro-morphodynamic numerical models. Especially in highly dynamic systems like the North Frisian Wadden Sea, this results in a significant benefit for future coastal protection strategies.

Keywords

sea level rise, storm surges, morphology, extreme value statistics

1 Einleitung

Der Küstenschutz in Deutschland wird gemäß geltenden Anforderungen in den Generalplänen Küstenschutz der Länder für einen sicheren und nachhaltigen Küsten- und Sturmflutschutz geplant, bemessen, gebaut und unterhalten. Grundlegend wird in Deutschland in der Auslegung von Küstenschutzwerken bereits ein Anstieg des Meeresspiegels um 50 cm bis zum Ende des Jahrhunderts berücksichtigt (aktuell wurde das Vorsorgemaß auf

100 cm verdoppelt[1]). Einige Szenarien projizieren jedoch bereits heute einen deutlich höheren Anstieg, allerdings mit unscharfer konkreter Ausprägung in Gestalt von Entwicklungsszenarien (RCPs). Aktuelle Untersuchungen (z. B. Arns et al. 2017) stellen die Auswirkungen und impliziten Wechselwirkungen des Meeresspiegelanstiegs (MSL-Anstieg) auf Tide, Windstau und Wellen in der Deutschen Bucht mit einem Fokus auf die Küsten Schleswig-Holsteins heraus. Eine Kernaussage ist, dass es im küstennahen Flachwasserbereich zu nichtlinearen Wechselwirkungen der durch den MSL-Anstieg beeinflussten Einwirkungen kommt. Daraus resultierend vergrößern sich die Sturmflutwasserstände und Wellen (und in der Konsequenz die Bemessungshöhen) nicht nur um den zu erwartenden MSL-Anstieg, sondern um einen weiteren Faktor aus nichtlinearen Interaktionen, der an einigen Standorten um mehr als 50 % des zu Grunde liegenden MSL-Anstieg erreichen kann. Aktuell werden die Auswirkungen des MSL-Anstiegs im Flachwasserbereich demnach unterschätzt. Unklar ist bislang jedoch, wie sich morphologische Änderungen des Küstenvorfeldes auf diese (bislang beobachtete) Nichtlinearität hydrodynamischer Einflussgrößen unter Bezugnahme einer nicht veränderlichen Morphologie (d. h. Morphostatik) auswirkt.

Für die deutsche Nordseeküste existiert eine Vielzahl von Studien, die sich mit der Analyse der Variabilität und/oder von langfristigen Veränderungen extremer Wasserstände beschäftigt (z. B. Dangendorf et al. 2014). Das Hauptaugenmerk solcher Studien liegt sowohl allgemein auf der Beschreibung vergangener und gegenwärtig ablaufender (Weisse und Plüß 2006) oder möglicher zukünftiger (Gaslikova et al. 2013) Variabilität und/oder Veränderung als auch auf der Analyse möglicher zugrunde liegender Antriebsmechanismen (Woodworth et al. 2007). Dabei wurden sowohl Untersuchungen basierend auf Beobachtungen (Butler et al. 2007) als auch anhand von numerischen (Woth et al. 2006) oder statistischen Modellen (Mudersbach et al. 2013) durchgeführt. Die Mehrzahl der Studien richtet die Aufmerksamkeit dabei auf die Analyse einzelner Faktoren oder den Gesamtwasserstand, wogegen Wechselwirkungseffekte für die deutschen Küsten weniger umfassend erforscht sind.

Die Mehrheit der heute existierenden Untersuchungen kommt dabei zu dem Schluss, dass sich die Extremwasserstände entlang der deutschen Nordseeküste über die letzten ca. 100 Jahre erhöht haben (z. B. Jensen und Mudersbach 2006). Hauptursache dieses Anstiegs ist der über diesen Zeitraum erfolgte Anstieg des mittleren Meeresspiegels. Veränderungen im Windklima verursachen Schwankungen der extremen Wasserstände auf inter-annualen und dekadischen Zeitskalen, aber bisher keinen längerfristigen Trend (Weisse et al. 2012). Veränderungen in der Tidedynamik und im Gezeitenregime haben ebenfalls einen Einfluss (Arns et al. 2015, Arns et al. 2017, Haigh et al. 2019) und stehen im direkten Zusammenhang mit der morphodynamischen bzw. bathymetrischen Entwicklung (z. B. Friedrichs und Aubrey 1988, Wachler et al. 2020). Für die Zukunft sehen die meisten gegenwärtigen Studien einen weiteren Anstieg extremer Wasserstände hauptsächlich in Folge eines weiter ansteigenden mittleren Meeresspiegels. Diese vereinfachende Annahme konnte weltweit an den meisten Standorten zumindest für die Vergangenheit anhand von langjährigen Pegelbeobachtungen verifiziert werden (z. B. Woodworth und Blackman 2004, Menéndez und Woodworth 2010, Haigh et al. 2010, Woodworth et al. 2011). Und auch für die Zukunft kann an diesen Standorten von einem ähnlichen Verhalten ausgegangen werden. In der

[1] https://www.nlwkn.niedersachsen.de/jb2021/Niedersaechsischer_Klimadeich/klimawandel-und-kustenschutz-ein-entscheidender-meter-mehr-niedersachsischer-klimadeich-und-verdopplung-des-vorsorgemasses-201169.html

Deutschen Bucht weisen wissenschaftliche Analysen von langjährigen Pegelbeobachtungen dagegen auf eine immer stärker werdende Diskrepanz zwischen mittleren und extremen Wasserständen hin (z. B. Jensen 1984, Mudersbach et al. 2013, Dangendorf et al. 2014, Arns et al. 2015).

Im Rahmen des Projektes M-Lab (Arns et al. 2023) wurde die Interaktion zwischen Morpho- und Hydrodynamik aus statistischen sowie numerischen Sensitivitätsstudien analysiert. Es wurde der Frage nachgegangen, inwiefern die beschriebenen nichtlinearen Anstiege in den Extremwasserständen, zumindest teilweise, kompensiert werden könnten. Zur Beantwortung dieser Fragestellung wird eine Modellkette erarbeitet, die im Gegensatz zu vorliegenden Untersuchungen von bereits bestehenden Studien und Erkenntnissen kürzlich erschienener Publikationen in diesem Forschungsbereich (z. B. Arns et al. 2017, Wachler et al. 2020, Hagen et al. 2022) die morphodynamische Komponente vollständig integriert. Die dabei gewonnenen Erkenntnisse liefern direkte Aussagen für Planungsaufgaben (z. B. Sedimentmanagement und zukünftig erforderliche Deichhöhen im Nordfriesischen Wattenmeer) und erweitern den aktuellen Kenntnisstand der Sturmflutdynamik in der Deutschen Bucht. In diesem Artikel wird ein Teilaspekt des Vorhabens „Statistische Analysen zur Interaktion von Meeresspiegelanstieg, Sturmfluten und Morphologie im Wattenmeer (StAMSie)“ aus dem Verbundvorhaben „Modelluntersuchungen zum Einfluss eines MSL-Anstiegs auf die Bemessung von Küstenschutzbauwerken (M-Lab)“ vorgestellt.

2 Zielstellung/Motivation

Sturmtiden und Sturmfluten stellen eine wesentliche Gefährdung für niedrig gelegene Küsten dar. Eindrucksvolle Beispiele sind hierzu die beiden Nordseesturmfluten 1953 und 1962, die jeweils große Landstriche überfluteten und über tausend Todesopfer forderten. Seit diesen beiden Ereignissen wurde der Küstenschutz in den niedrig gelegenen Küstenbereichen beträchtlich verbessert. In jüngster Zeit wurden entlang der deutschen Nordseeküste Sturmfluten beobachtet, die zum Teil erheblich höher als die beiden oben erwähnten Ereignisse ausfielen. So verursachte beispielsweise die Allerheiligenflut im November 2006 an Teilen der deutschen Nordseeküste neue Rekordwasserstände. Im Dezember 2013 führte der Sturm Xaver zu neuerlichen Rekordwasserständen auf Norderney und zu außergewöhnlich hohen Wasserständen entlang der gesamten niedersächsischen Nordseeküste. Aufgrund des verstärkten und verbesserten Küstenschutzes verursachten diese Sturmfluten im Gegensatz zu den verheerenden Ereignissen 1953 und 1962 jedoch keine wesentlichen Schäden. Gleichzeitig ist angesichts des kontinuierlich erhöhten Schutzniveaus die öffentliche Wahrnehmung von Sturmflutrisiken und Gefahren in den letzten Jahren gesunken. Die Risiken sind jedoch nach wie vor existent und können sich im Zuge des anthropogenen Klimawandels weiter verschärfen. Als wesentliche Konsequenz gilt dabei der beschleunigte Anstieg des mittleren Meeresspiegels sowie der damit verbundene Anstieg extremer Wasserstände (d. h. Sturmfluten). Im Rahmen des Verbundprojekts „Modelluntersuchungen zum Einfluss eines MSL-Anstiegs auf die Bemessung von Küstenschutzbauwerken (M-Lab)“ wird das maßgebende Ziel verfolgt, potenziell zukünftigen Veränderungen in Sturmflutwasserständen robuster abschätzen zu können.

Die Abschätzung zukünftiger Extremwasserstände basiert in der Regel auf wissenschaftlich fundierten Projektionen des mittleren Meeresspiegels, welche den gegenwärtigen

Sturmfluthöhen additiv hinzugefügt werden (siehe z. B. Smith et al. 2010). Diese vereinfachende Annahme konnte an den meisten Standorten global zumindest für die Vergangenheit anhand von langjährigen Wasserstandsbeobachtungen verifiziert werden (siehe z. B. Woodworth und Blackman 2004, Menéndez und Woodworth 2010, Haigh et al. 2010, Woodworth et al. 2011). Und auch für die Zukunft kann an diesen Standorten von einem ähnlichen Verhalten ausgegangen werden. In der Deutschen Bucht weisen wissenschaftliche Analysen von langjährigen Pegelbeobachtungen dagegen auf eine immer stärker werdende Diskrepanz zwischen mittleren und extremen Wasserständen hin, welche vor allem durch nichtlineare Änderungen in der Tidekomponente des Wasserstandes und weniger durch Änderungen des Sturmklimas erklärt werden kann (siehe z. B. Jensen 1984, Mudersbach et al. 2013, Dangendorf et al. 2014, Arns et al. 2015). Diese nichtlinearen Effekte werden primär durch die Interaktion zwischen Tidewelle und der bathymetrischen Beschaffenheit des Küstenvorfeldes verursacht (sog. Flachwasser- und Reibungseffekte) (siehe hierzu z. B. Arns et al. 2015, 2017, 2020, Haigh et al. 2019). Unklar ist dabei bislang, wie sich morphologische Änderungen des Küstenvorfeldes auf die Nichtlinearität potenziell zukünftiger Extremwasserstände auswirkt. Die Interaktion zwischen der Sediment- und Sturmflutdynamik muss daher in zukünftigen Untersuchungen bzw. Planungsaufgaben dringend berücksichtigt werden, da das erforderliche Schutzniveau ansonsten deutlich unterschätzt werden könnte. Im Rahmen des Verbundvorhabens M-Lab soll hierzu in enger Kooperation zwischen dem Leibniz-Institut für Ostseeforschung Warnemünde (IOW) und der Universität Rostock eine realistische Abschätzung des Sturmflutrisikos entlang der gesamten Deutschen Bucht unter Berücksichtigung des MSL-Anstiegs durchgeführt werden. Der Schwerpunkt liegt im vorliegenden Artikel auf der Entwicklung und Anwendung einer konsistenten Methodik zur statistischen Abschätzung extremer Wasserstände.

3 Untersuchungsgebiet

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 km², was zu einem Volumen von 94.000 km³ 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 1, Sündermann und Pohlmann 2011).

In der südöstlichen Nordsee befindet sich die Deutsche Bucht (siehe Abbildung 1), die insbesondere aus hydrodynamischer Sicht eine Besonderheit darstellt. Die Fläche der Deutschen Bucht beträgt etwa 77.000 km². 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.

Der Fokus wird in diesem Artikel auf das Schleswig-Holsteinische Wattenmeer gelegt. Insgesamt umfasst das Wattenmeer eine Fläche von etwa 30.000 km², die während Tideniedrigwasser (Tnw) regelmäßig trockenfällt. Inmitten des Schleswig-Holsteinischen Wattenmeeres befinden sich die Halligen, die seit 2009 zum UNESCO Weltnaturerbe zählen. 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 (z. B. Sündermann und Pohlmann 2011). Verantwortlich dafür sind z. B. Flachwasser- und Reibungseffekte sowie die komplexe Gestaltung der Küstenlinie und die ständigen morphologischen Veränderungen, die verstärkt in den Wattgebieten auftreten, weshalb diese detaillierter betrachtet werden. Es werden sowohl pegelscharfe Analysen als auch flächige Betrachtungen durchgeführt (s. Kapitel 4).

Abbildung 1: Übersicht Untersuchungsgebiet.

4 Datengrundlage

In Arns et al. (2017) wurden Analysen zu den Auswirkungen eines Meeresspiegelanstiegs mit Hilfe hydrodynamischer Modellierung und multivariater Statistik durchgeführt. Es konnte gezeigt werden, dass flache Küstengebiete sensitiv auf nichtlineare Wechselwirkungen zwischen den einzelnen Komponenten Gezeiten, Sturmfluten, Wellen und dem relativen

Meeresspiegelanstieg reagieren. Gleichzeitig basieren die modellgestützten Untersuchungen von Arns et al. (2017) jedoch auf der Annahme, dass im Bereich der Wattflächen keine morphologischen Veränderungen im Untersuchungszeitraum zwischen 1970 und 2013 berücksichtigt wurden, d. h. Annahme einer statischen Bathymetrie (bzw. Morphostatik), da insbesondere die zukünftige Entwicklung der Wattflächen bislang schwer abschätzbar ist. Aktuelle Untersuchungen (Hofstede et al. 2016, Becherer et al. 2017) zeigen jedoch, dass auch in der Morphodynamik des Küstenvorfeldes mit einer inhomogenen Entwicklung zu rechnen ist, welche in einigen Bereichen zu anwachsenden Wattflächen und in anderen Bereichen zu eher stagnierenden bzw. abnehmenden Wattflächen führen könnte. Um dieser Frage nachzugehen, werden anhand der im Folgenden erläuterten statistischen Auswertungen beobachtete und simulierte Wasserstandszeitreihen im Zeitraum von 1979 bis 2018 analysiert.

4.1 Beobachtung

Die beobachteten Wasserstandszeitreihen zwischen 1979 und 2018, die für die folgenden Untersuchungen herangezogen werden, wurden an den Pegelstandorten Cuxhaven, Dagebüll, Hörnum, Husum, List und Wittdün aufgezeichnet. Die Lage der Pegelstandorte ist in Abbildung 1 dargestellt. Da der Einfluss des Meeresspiegelanstiegs auf die Veränderungen extremer Wasserstände (d. h. Sturmfluten) betrachtet werden soll, dienen die beobachteten Tidehochwasser (Thw) im Rahmen des Verbundprojekts M-Lab als wesentliche Datengrundlage für die Modellkalibrierung und -validierung.

4.2 Modelldaten

Die simulierten Wasserstandszeitreihen für den Zeitraum von 1979 bis 2018 entstammen aus einer Modellkette, die am Leibniz-Institut für Ostseeforschung Warnemünde (IOW) mit der Software GETM (engl.: *General Estuarine Transport Model*) aufgebaut und durchgeführt wurde. Konkret werden die simulierten Zeitreihen aus dem Vorhaben „Modelluntersuchungen zur Interaktion von Meeresspiegelanstieg, Sturmfluten und Morphologie im Wattenmeer (MoMSie)“ zur weiteren Analyse herangezogen. Die Modellkette setzt sich aus einem übergeordneten Nordseemodell mit einer horizontalen Auflösung von 1 nm, einem Modell der Deutschen Bucht mit einer horizontalen Auflösung von 600 m sowie einem Detailmodell des nordfriesischen Wattenmeers mit einer horizontalen Auflösung von 200 m zusammen. Die Modellauflösung ist im Rahmen von Sensitivitätsstudien (vgl. Arns et al. 2023) auf eine für die Zielstellung ausreichende Modellqualität überprüft worden. Limitierend sind an dieser Stelle sowohl die räumliche Auflösung der Bathymetrie als auch die Rechenkapazität zu erwähnen. Die flächige Ausdehnung des Detailmodells des nordfriesischen Wattenmeeres ist durch den schwarzen Rahmen in Abbildung 1 dargestellt und wird im Rahmen der Analysen extremwertstatistisch betrachtet. Um die Unsicherheiten im Modellsystem und den atmosphärischen Antrieben zu quantifizieren, wurden die Modellläufe zudem mit verschiedenen atmosphärischen Reanalyse-Daten gerechnet. Für die folgenden Betrachtungen werden zwei unterschiedliche Modellkonfigurationen verwendet:

- Wasserstands-Hindcast für den Zeitraum von 1979 bis 2018
- Szenarienläufe zur Berücksichtigung des Meeresspiegelanstiegs (MSL-Anstieg)

Der Wasserstandshindcast dient in erster Linie der Modellkalibrierung (vgl. Kapitel 4.3) anhand beobachteter Wasserstände und liefert außerdem die Datengrundlage zur Quantifizierung des Einflusses der Morphodynamik auf Extremwasserstände basierend auf den extremwertstatistischen Auswertungen in Kapitel 5.1. Dafür liegen drei unterschiedliche Simulationsläufe vor: (i) statische Bathymetrie des Jahres 1979, d. h., es wird eine unveränderliche Bathymetrie für den gesamten Hindcast zugrunde gelegt, wie es bspw. in Arns et al. (2017) erfolgt ist; (ii) jährlich-variierte Bathymetrie, d. h., es wird für jedes Jahr eine gesonderte Bathymetrie als Modellrandbedingung verwendet, die auf dem „Funktionalen Bodenmodell" (Milbradt et al. 2015) basieren; (iii) morphodynamisch-veränderliche Bathymetrie, d. h., es werden innerhalb der Simulationsläufe, die sich einstellenden morphodynamischen Veränderungen ausgehend vom Zustand 1979 beschrieben.

Die Simulationsläufe mit den morphodynamisch-veränderlichen Bathymetrie bilden schließlich die Grundlage für die Szenarienläufe zur Berücksichtigung des Meeresspiegelanstiegs. Die simulierten Wasserstände der Meeresspiegelszenarien für das Detailmodell des nordfriesischen Wattenmeers werden für die Anstiege +20, +40, +60, +80, +100, +125, und +150 cm/Jahrhundert extremwertstatistisch ausgewertet. Die Berücksichtigung des Meeresspiegelanstiegs erfolgt im Modell linear, d. h., am 01.01.1979 liegen für alle Szenarienläufe identische Randbedingungen vor. Die lineare Berücksichtigung des Meeresspiegelanstiegs, die sich auf den Säkularanstieg beziehen (150 cm in 100 Jahren entspricht 60 cm in der betrachteten Periode von 1979 bis 2018) ist im Gegensatz zu bisherigen Herangehensweisen (z. B. Arns et al. 2017, Wachler et al. 2020) notwendig, um die morphodynamische Veränderung im nordfriesischen Wattenmeer abbilden zu können. Auf Basis der Szenarienläufe kann unter Berücksichtigung des Meeresspiegelanstiegs beantwortet werden, wie sich die Morphodynamik im Referenzzeitraum von 1979 bis 2018 verändert hätte, wenn die unterschiedlichen Anstiege stattgefunden hätten. Die Anstiegsszenarien werden im übergeordneten Nordseemodell als Randbedingung verwendet und über das Nesting in das Modell der Deutschen Bucht und letztlich in das Detailmodell des nordfriesischen Wattenmeers eingesteuert. Für weitere Details zum Modellaufbau und der Konfigurationen hinsichtlich der morphodynamischen Randbedingungen wird auf Arns et al. (2023) verwiesen.

4.3 Modellvalidierung

Das Modell aus Arns et al. (2023) wird durch den Vergleich aller simulierten und beobachteten Thw zwischen 1979 und 2018 validiert. 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:

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

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

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

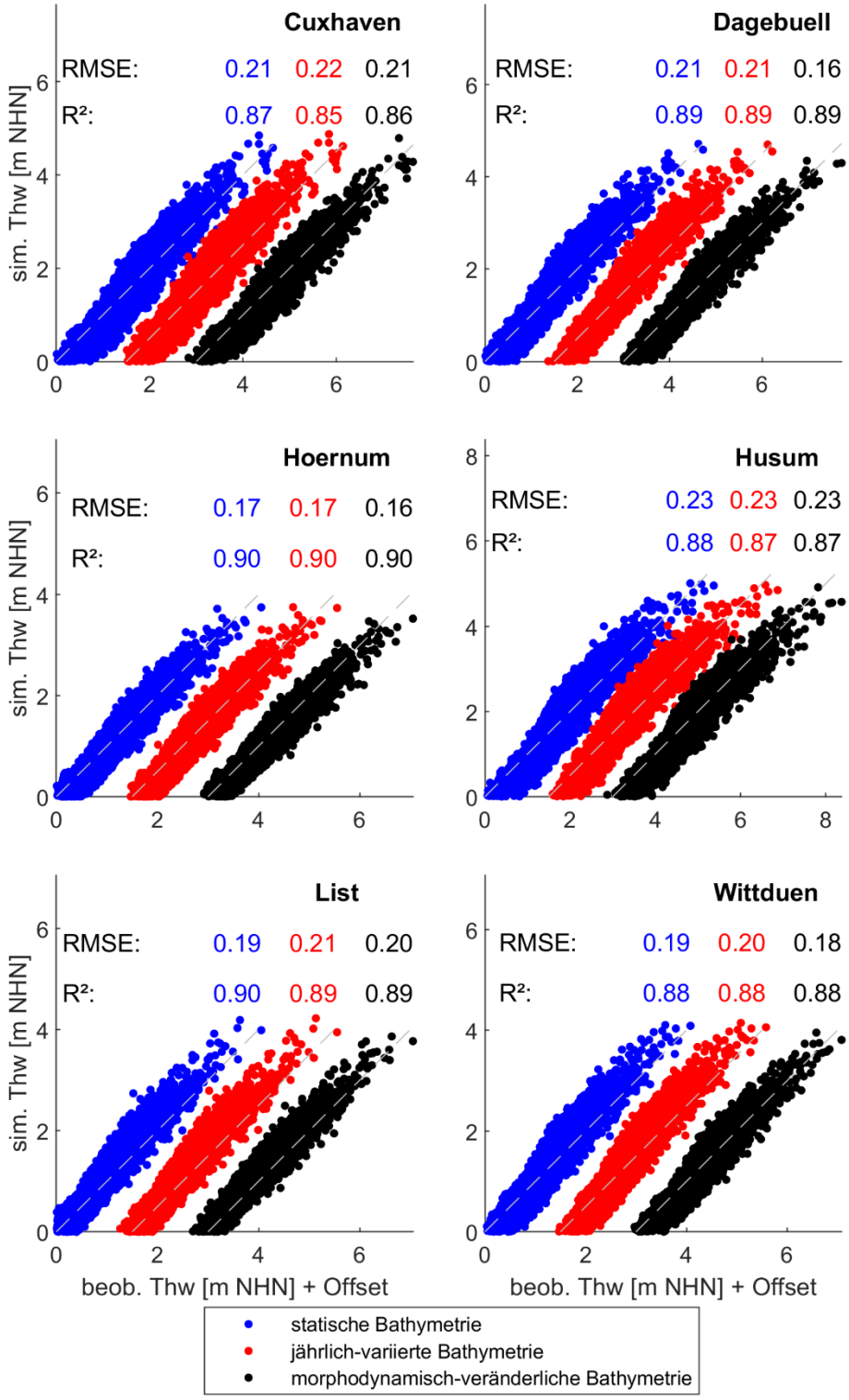

Abbildung 2: Modellvalidierung anhand RMSE und R^2 für die sechs betrachteten Pegelstandorte Cuxhaven, Dagebüll, Hörnum, Husum, List und Wittdün. Blau: statische Bathymetrie; Rot: jährlich-variierte Bathymetrie; Schwarz: morphodynamisch-veränderliche Bathymetrie.

Darin beschreibt n die Länge und μ den Mittelwert der Zeitreihen x und y. Daraus folgt, dass R^2 sich zwischen −1 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:

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

In Abbildung 2 sind die Ergebnisse der Modellvalidierung anhand RMSE und R^2 für die sechs betrachteten Pegelstandorte Cuxhaven, Dagebüll, Hörnum, Husum, List und Wittdün dargestellt. Die ermittelten RMSE- und R^2-Werte variieren an allen sechs Pegelstandorten in einer ähnlichen Größenordnung (RMSE zwischen 0,16 und 0,23 m; R^2 zwischen 0,85 und 0,90). Die Modellgüte kann an dieser Stelle als ausreichend bewertet werden, da es im Wesentlichen darum geht, die unterschiedlichen Simulationsläufe (Hindcast als auch Szenarienläufe) miteinander zu vergleichen und den Einfluss der Randbedingungen auf Extremwasserstände zu untersuchen. Außerdem zeigt der Vergleich der Thw in Abbildung 2 keine Tendenz, dass das Modell systematische Über- oder Unterschätzungen vornimmt, was ebenfalls für eine geeignete Modellkonfiguration spricht.

5 Entwicklung und Anwendung einer konsistenten Methodik zur statistischen Ermittlung extremer Wasserstände

Das Ziel liegt in der Identifizierung potenzieller Veränderungen in hydrodynamischen Belastungsgrößen für die vergangenen Dekaden sowie unter Berücksichtigung der in Abschnitt 4.2 vorgestellten Entwicklungen des MSL bis Ende des Jahrhunderts. Es soll beurteilt werden, wie sich Belastungen von Küstenschutzelementen durch Sturmfluten zukünftig verändern und welcher Anteil der Morphodynamik zugeschrieben werden kann. Übergeordnetes Ziel ist dabei die Identifizierung potenzieller Veränderungen in hydrodynamischen Belastungsgrößen mit sehr geringen Eintrittswahrscheinlichkeiten ($P_Ü \leq 0{,}01$ [1/a]) in Abhängigkeit der morphologischen Entwicklung sowie auf Basis der genannten MSL-Szenarien. In diesem Schritt werden ebenfalls Implikationen für den Küstenschutz abgeleitet und in Form von Empfehlungen für die relevanten Küstenschutzbehörden weitergegeben. Der Schwerpunkt liegt entsprechend auf der Entwicklung und Anwendung einer konsistenten Methodik zur statistischen Abschätzung extremer Wasserstände im Hinblick auf den angedachten Anwendungsfall und unter Berücksichtigung der enthaltenen (Modell-)Unsicherheiten.

5.1 Methodik

5.1.1 Referenzsimulation

Es wird eine Methodik benötigt, die es erlaubt, die Simulationen auf Basis des Wasserstands-Hindcast für den Zeitraum von 1979 bis 2018 sowie der Szenarienläufe zur Berücksichtigung des Meeresspiegelanstiegs vergleichend extremwertstatistisch auszuwerten und den Einfluss der jeweiligen Randbedingungen zu quantifizieren. Wie in Kapitel 4.3 erläutert, ist das numerische Modell per Definition nicht in der Lage, die Beobachtungsdaten exakt zu reproduzieren. Es wird an dieser Stelle auf eine Korrektur der Modelldaten mit den zur Verfügung stehenden Beobachtungsdaten (Bias-Korrektur) verzichtet, da das Ziel

ist, die Simulationen untereinander zu vergleichen, um die jeweiligen Veränderungen infolge der unterschiedlichen Berücksichtigung der Bathymetrie und der MSL-Szenarien quantifizieren zu können. Eine Korrektur der Simulationsdaten auf Basis der Beobachtungszeitreihen würde zwangsläufig Einfluss auf enthaltene Trends und Variabilität nehmen und die Aussagen maskieren. Daher wird sowohl für die Analyse des Hindcast als auch für die MSL-Szenarienläufe eine Referenzsimulation benötigt.

Im Fall des Hindcasts wird als Referenzsimulation die Simulation unter Verwendung der statischen Bathymetrie aus dem Jahr 1979 verwendet. Für die MSL-Szenarien stellt schließlich der Modelllauf unter Berücksichtigung der morphodynamisch-veränderlichen Bathymetrien, d. h. ohne MSL-Anstieg (MSL_0), die Grundlage dar. Es werden entsprechend die Differenzen der extremwertstatistischen Auswertungen aus den zu vergleichenden Simulationsläufen und den jeweilig o. g. Referenzsimulationen gebildet. Damit kann der gewünschte Einfluss der Morphodynamik respektive des Meeresspiegelanstiegs auf die extremwertstatistischen Auswertungen quantifiziert werden.

5.1.2 Extremwertstatistische Auswertungen

Für die extremwertstatistischen Auswertungen wird eine transparente, objektive und erprobte Methodik benötigt, die zudem für den vorliegenden Anwendungsfall, d. h. den Vergleich unterschiedlicher Modellkonfigurationen, geeignet ist.

In den letzten Dekaden wurden hierfür mehrere EVA-Methoden zur Abschätzung der Wahrscheinlichkeiten von extremen Wasserständen entwickelt (siehe bspw. Haigh et al. 2010). Bei der klassischen extremwertstatistischen Analyse werden beobachtete Wasserstandsaufzeichnungen unmittelbar zur Ableitung von zugeordneten Wahrscheinlichkeiten oder Jährlichkeiten (Kehrwert vom Wiederkehrintervall) verwendet. Diese Methoden werden gewöhnlich als direkte Methoden bezeichnet. Im Küsteningenieurwesen werden zwei dieser direkten Methoden am häufigsten angewandt, nämlich die sogenannte *Blockmaxima*-Methode (BM) und die sogenannte *Peaks over Threshold*-Methode (POT) Methode. Eine durchgeführte Bewertung und ein Vergleich hinsichtlich der allgemeinen Anwendbarkeit dieser beiden Methoden und ihrer Anwendbarkeit auf Wasserstandsaufzeichnungen in der Deutschen Bucht wurde von Arns et al. (2013) durchgeführt. Die Ergebnisse dieser Studie zeigen unter anderem, dass die POT-Methode im Allgemeinen bessere Ergebnisse liefert als die BM-Methode, wenn der Modellaufbau sorgfältig gewählt wird. Die POT-Methode basiert auf der Annahme, dass die Stichprobe (d. h. alle Werte oberhalb eines Schwellenwerts) durch die Verallgemeinerte Pareto-Verteilung (GPD) charakterisiert ist. Die GPD ist wie folgt definiert:

$$P_{Ü}(x) = 1 - \left(1 + \frac{\tau \cdot x}{\sigma + \tau(u-\mu)}\right)^{-\frac{1}{\tau}} \tag{4}$$

Dabei entspricht μ dem Lageparameter, σ dem Streuungsparameter, τ dem Krümmungsparameter und u dem Grenzwert der POT-Stichprobe (Coles 2001).

Die POT-Stichprobe wird durch Auswahl aller Werte eines Datensatzes gebildet, die einen vordefinierten Schwellenwert überschreiten. Die Auswahl der Schwellenwerte ist in der Regel subjektiv, was zu unterschiedlichen Ergebnissen führen kann, insbesondere wenn die Ergebnisse vieler Standorte entlang einer Küstenlinie verglichen werden. Bei der Analyse verschiedener Kriterien für die Auswahl von Schwellenwerten haben Arns et al. (2013)

gezeigt, dass das 99,7-Perzentil zu stabilen und konsistenten Ergebnissen in der Deutschen Bucht führt. Arns et al. (2013) empfehlen einen Ansatz für Extremwertanalysen von Wasserständen in der Deutschen Bucht mit minimaler Subjektivität, der aus den folgenden wesentlichen Schritten besteht und daher auf die unterschiedlichen Simulationsläufe vergleichend angewendet wird:

- Datengrundlage: Thw-Werte (s. Kapitel 4)
- Erstellung einer stationären Datengrundlage unter Verwendung eines 1-jährlichen gleitenden Mittelwertes
- Trendkorrektur der Thw-Werte auf Basis des 1-jährlichen gleitenden Mittelwertes
- Grenzwertermittlung (POT) über das 99,7er Perzentil der trendkorrigierten Thw-Werte
- Stichprobenbildung über die Auswahl der Thw-Werte > Grenzwert
- Gewährleistung der Unabhängigkeit der Ereignisse über den Extremalindex
- Parameterschätzung der GPD anhand der Stichprobe (die Parameterschätzung der POT-Stichprobe erfolgt auf Basis der sogenannten Maximum-Likelihood-Schätzung (MLE; siehe z. B. Smith 1986; Hosking und Wallis 1987)
- Anpassen der GPD-Verteilungsfunktion an die Stichprobe
- Ableitung der Extremwasserstände für die gewünschten Jährlichkeiten (Anmerkung: Es werden Wiederkehrintervalle bis zum 10.000-jährlichen Ereignis ($P_Ü = 10^{-4}/a$) dargestellt und verglichen. Die Beobachtungszeitspanne von 40 Jahren resultierend aus den Modellläufen zwischen 1979 und 2018 ist somit deutlich kleiner als die geschätzten Wiederkehrintervalle. Die weit im Extrapolationsbereich befindlichen Wiederkehrintervalle sind methodisch bedingt mit erhöhten Unsicherheiten behaftet.)

Im Rahmen der vorliegenden Untersuchungen war der erste Ansatz für die Stichprobenauswahl mit dem POT-Verfahren, die beobachteten Thw als Referenz an den jeweiligen Pegelstandorten heranzuziehen. Das hat den Hintergrund, dass so gewährleistet werden kann, dass es sich zum einen bei den Stichproben um tatsächlich aufgetretene Extremereignisse handelt und zum anderen keine unterschiedlichen Ereignisse simulationsübergreifend betrachtet und verglichen werden. Es werden entsprechend der o. g. Vorgehensweise die POT-Stichproben an den jeweiligen Pegelstandorten abgeleitet und die Zeitstempel auf die jeweiligen Simulationsläufe übertragen. Allerdings hat sich dabei herausgestellt, dass die Parameterschätzung keine robusten Ergebnisse liefert. Bei der Parameterschätzung für die GPD-Verteilungsfunktion ist der Grenzwert entscheidend. Der Grenzwert muss eindeutig die Stichprobe definieren. Ist das nicht der Fall, nimmt die Variabilität der Stichprobe zu und die Parameterschätzung verfälscht das Ergebnis. Aus diesem Grund werden die Modellläufe als unabhängige Realisationen betrachtet. Jeder Modelllauf wird individuell ausgewertet und analysiert. In der Konsequenz führt das dazu, dass innerhalb der POT-Stichproben nicht alle Ereignisse über dem Grenzwert simulationsübergreifend hinsichtlich ihres Zeitstempels identisch sind. Auf der anderen Seite wird hierüber der signifikante Einfluss der bathymetrischen Eigenschaften auf die Simulationen verdeutlicht und betont somit die Relevanz der vorliegenden Projektidee.

5.2 Extremwertstatistische Analysen an den Pegelstandorten für den Wasserstands-Hindcast im Zeitraum von 1979 bis 2018

Das Ziel des vorliegenden Kapitels ist die extremwertstatistische Analyse an den sechs Pegelstandorten für den Wasserstands-Hindcast im Zeitraum von 1979 bis 2018 zur Quantifizierung des bathymetrischen Einfluss in den Modellrandbedingungen auf die Simulationsergebnisse.

In Abbildung 3 sind dazu die Differenzen der Simulationsläufe zur Referenzsimulation am Beispiel des Pegelstandortes Cuxhaven für den Hindcast dargestellt. In der linken Darstellung finden sich die Wasserstandsdifferenzen der Thw-Werte der Hindcast-Simulationen (ii-i bzw. iii-i) für den Zeitraum von 1979 bis 2018. Anhand der roten Zeitreihe (Differenz zwischen jährlich-variierter − statischer Bathymetrie) sieht man den Einfluss der jährlichen Bathymetrien und den sprunghaften Anstieg in den 1990er Jahren, was auf die Qualität bzw. eine abrupte Änderung der bathymetrischen Datengrundlage im hochdynamischen nordfriesischen Wattenmeer zurückgeführt werden kann. Sowohl die zeitliche als auch räumliche Datengrundlage zur Erzeugung der Bathymetrie ist bis zur Mitte der 1990er Jahre äußert inhomogen (vgl. Heyer und Schrottke 2013, Plüß et al. 2020). Diese Form der Unsicherheit muss bei der Auswertung der Simulationsdaten berücksichtigt werden. Bei dem Vergleich der Referenzsimulation mit der morphodynamisch-veränderlichen Bathymetrie (in schwarz dargestellt) fällt hingegen eine deutliche Zunahme der Variabilität der Thw-Werte auf. Außerdem zeigt sich, dass die Differenzen der Thw aus (iii)-(i) im Mittel immer im negativen Bereich zwischen −5 cm bis −10 cm liegen. Das bedeutet, im Mittel sind die Thw für die Simulation mit morphodynamisch-veränderlicher Bathymetrie (iii) geringer als für die Simulation mit statischer (i) Bathymetrie. Die Maximalwerte der Differenzen erreichen jedoch für beide Vergleiche (iii-i) und (ii-i) eine Größenordnung von +15 cm bis +20 cm. Die genauen Ursachen (z. B. modellbasierte Reibungseffekte) können an dieser Stelle nicht weiter evaluiert werden und sind Bestandteil zukünftiger Analysen. Es wird jedoch verdeutlicht, dass der morphodynamische Einfluss in der hydrodynamisch-numerischen Simulation von Wasserständen zu berücksichtigen ist.

Im rechten Teil der Abbildung 3 bei der Gegenüberstellung aller Thw-Werte fällt zudem auf, dass neben der Variabilität, insbesondere die höheren Perzentile der Thw-Werte durch die Berücksichtigung der morphodynamischen Komponente beeinflusst werden (was ebenfalls die enthaltenen Trends der Thw-Werte beeinflusst). Es ist eine signifikante Abnahme der extremeren Wasserstände (höhere Perzentile) bei der Simulation mit der morphodynamisch-veränderlichen Bathymetrie im Vergleich zur Referenzsimulation zu beobachten. Das stellt eine wichtige Erkenntnis für die vorliegenden Untersuchungen dar, da der Einfluss der Morphodynamik auf extreme Wasserstände analysiert werden soll. Bereits hier zeigt sich die Notwendigkeit, bei zukünftigen hydrodynamisch-numerischen Modellen der Deutschen Bucht respektive des nordfriesischen Wattenmeers, die morphodynamische Komponente einzubeziehen. Die in Abbildung 3 dargestellten Erkenntnisse im Hinblick auf Variabilität und Trends lassen sich an allen sechs betrachteten Pegelstandorten feststellen.

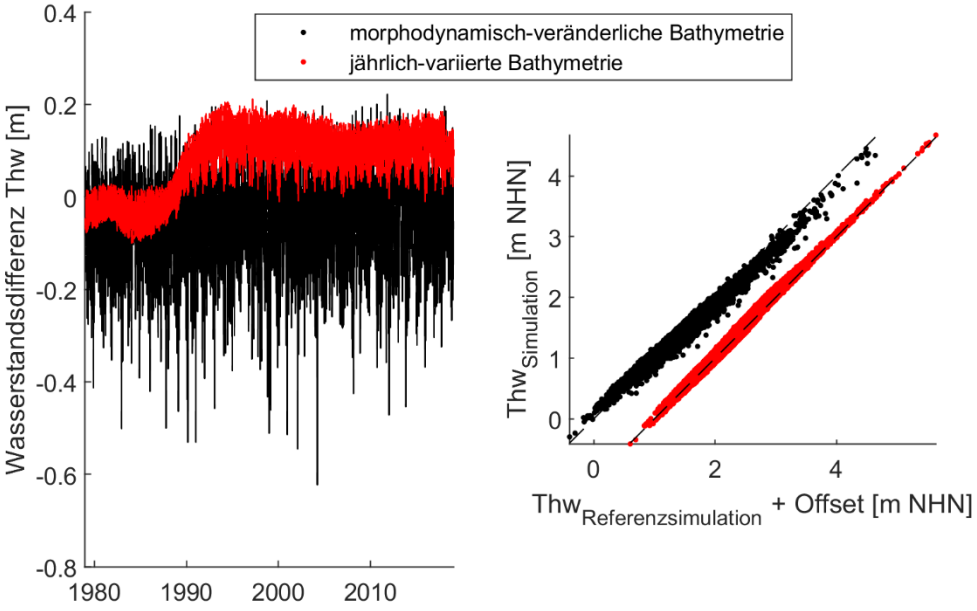

Abbildung 3: Differenzen der Simulationsläufe zur Referenzsimulation am Beispiel des Pegelstandortes Cuxhaven. Links: Differenzen des Wasserstands-Hindcast für den Zeitraum von 1979 bis 2018 zwischen den unterschiedlichen Simulationsläufen aller Thw-Werte; rechts: Gegenüberstellung aller Thw-Werte.

Exemplarisch für den Pegelstandort Cuxhaven ist in Abbildung 4 der Verlauf der theoretischen Verteilungsfunktionen auf Basis der GPD dargestellt. Die aufgeführten Wasserstände auf der Ordinate beziehen sich auf ein „Modellnull“ und sind nicht unmittelbar auf Normalhöhennull (NHN) oder den Pegelnullpunkt (PNP) zu übertragen. Für die vorliegende Fragestellung wird im Wesentlichen eine vergleichende Gegenüberstellung der Modellläufe angestrebt. Der Vergleich der drei Simulationen mit unterschiedlichen bathymetrischen Randbedingungen in Abbildung 4 zeigt am Beispiel des Pegels Cuxhaven, dass sich die Verläufe maßgeblich durch unterschiedlich geschätzte Krümmungsparameter ergeben. Somit variieren die Differenzen zwischen den Verteilungsfunktionen bezogen auf die zugrundeliegenden Wiederkehrintervalle. Für den Pegelstandort Cuxhaven zeigt der Vergleich der morphodynamischen Simulation mit der statischen Simulation die maximalen Differenzen in den niedrigen Wiederkehrintervallen. Die Differenzen nehmen mit Zunahme der Jährlichkeit kontinuierlich ab, bis das Ereignis mit der Eintrittswahrscheinlichkeit von $P_Ü = 10^{-4}/a$ nahezu identisch ausfällt. Eine gegensätzliche Schlussfolgerung trifft auf den Vergleich der jährlich-variierten mit der statischen Berücksichtigung der Bathymetrien zu. Hier ist die geringste Diskrepanz zwischen den Verteilungsfunktionen in den kleineren Wiederkehrintervallen zu finden und nimmt mit größer werdenden Jährlichkeiten zu. Das wird ebenfalls in Abbildung 5 (oben links) verdeutlicht. Die Differenzen umfassen über alle Wiederkehrintervalle hinweg wenige Zentimeter bis hin zu zwei Dezimetern. Es kann zudem geschlussfolgert werden, dass die extremwertstatistisch abgeleiteten Wasserstände der Simulation unter Berücksichtigung der statischen Bathymetrie, die der jährlich-variierten und morphodynamischen Bathymetrie überschätzen. Eine mögliche Erklärung liegt in den veränderten Flachwasser- und Reibungseffekten in der Referenzsimulation aufgrund der im Vergleich zur Referenzbathymetrie von 1979 deutlich weniger aufgewachsenen Wattflächen.

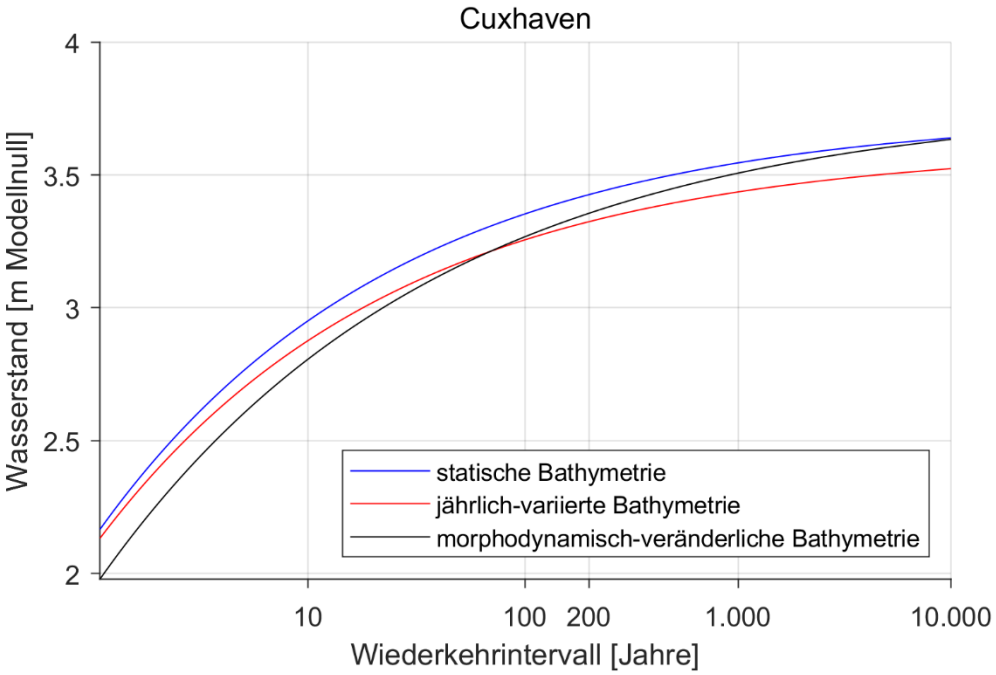

Abbildung 4: Ergebnisse der extremwertstatistischen Auswertung am Beispiel des Pegels Cuxhaven für den Wasserstands-Hindcast im Zeitraum von 1979 bis 2018.

Abbildung 5 zeigt die Differenzen der Verteilungsfunktionen an den sechs betrachteten Pegelstandorten im nordfriesischen Wattenmeer für die unterschiedlichen bathymetrischen Randbedingungen. Es fällt auf, dass die anhand Abbildung 4 genannten Schlussfolgerung nicht analog für die anderen Pegelstandorte zutreffend sind. Es zeigt sich erwartungsgemäß ein heterogenes Bild. Jedoch ist die Spanne der Wasserstandsdifferenzen über die unterschiedlichen Jährlichkeiten mit wenigen Zentimetern bis hin zu zwei bis drei Dezimetern identisch. Die Ausnahme bildet hier der Pegelstandort List, an dem die maximale Differenz von etwa 0,8 m in den höheren Wiederkehrintervallen aus dem Vergleich des morphodynamischen mit dem statischen Modelllauf resultiert. Hieraus lässt sich auf eine erhöhte morphodynamische Entwicklung im Bereich des Pegelstandortes schließen. Weitere Analysen dazu werden in Abschnitt 5.3.2 im Rahmen der flächigen Auswertungen vorgenommen. Auch die Vorzeichen der Differenzen zur Beurteilung der Veränderungen in den Extremwasserständen variieren zwischen den Pegelstandorten und lassen daher keine allgemeingültige Aussage zu.

Zusammenfasend ist es nicht möglich zu beurteilen, woher genau die Diskrepanzen resultieren, da die Anfangsbedingungen im Modell und die Lage im nordfriesischen Wattenmeer (Flachwasserbereiche) einen großen Einfluss auf die Simulationsergebnisse haben. Es kann jedoch festgehalten werden, dass die Unterschiede zwischen der statischen und der jährlich-variierten Simulation mit wenigen Zentimetern so gering ausfallen, dass hierdurch kein Mehrwert, auch nicht in Hinblick auf die zu berücksichtigen Modellunsicherheiten, resultiert. Anders verhält es sich bei der pegelübergreifenden Betrachtung des Einflusses der Morphodynamik und der daraus resultierenden Veränderung der Extremwasserstände. Die Größenordnung von mehreren Dezimetern lässt die Aussage zu, dass eine Vernachlässigung der morphodynamischen Komponente zu einer Verfälschung von entsprechenden Analysen führen kann. In diesem Kapitel wird somit der signifikante Einfluss der Morphodynamik auf die hydrodynamisch-numerische Simulation verdeutlicht. Für die Analysen im folgenden Abschnitt 5.3 dient entsprechend der morphodynamische

Simulationslauf als Referenzsimulation und es werden die MSL-Szenarienläufe vergleichend gegenübergestellt.

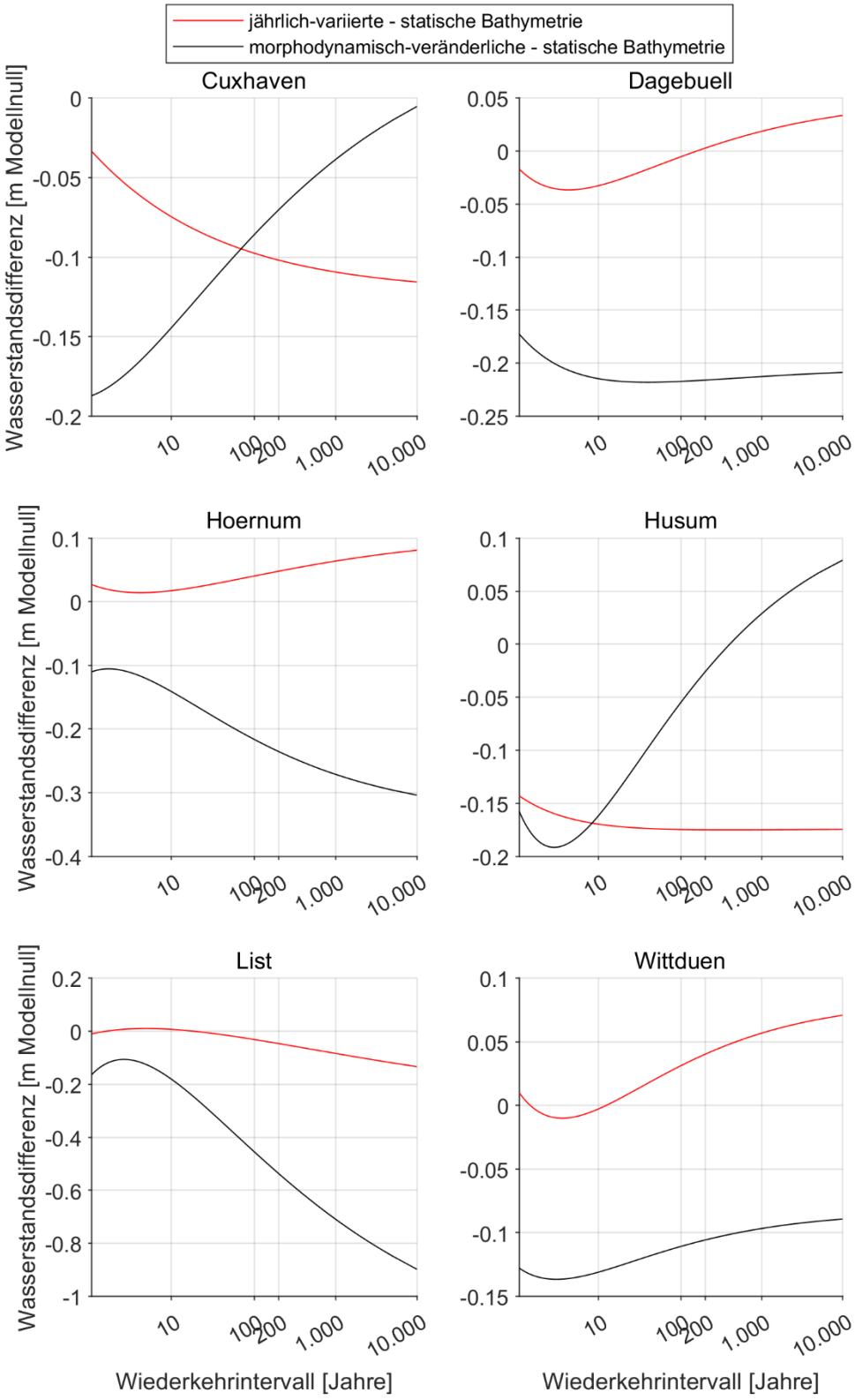

Abbildung 5: Ergebnisse des Vergleichs der extremwertstatistischen Auswertungen an den sechs betrachteten Pegelstandorten.

5.3 Extremwertstatistische Auswertung der Szenarienläufe zur Berücksichtigung des Meeresspiegelanstiegs

Ziel dieses Kapitel ist es, den Einfluss des Meeresspiegelanstiegs über die acht erläuterten Szenarienläufe zu analysieren. Es besteht weiterhin die Annahme, dass alle Modellläufe unabhängige Realisationen abbilden. Entsprechend wird jede Zeitreihe individuell anhand der in Kapitel 5.1.2 beschriebenen Methodik ausgewertet. Den extremwertstatistischen Auswertungen liegt also die Annahme zugrunde, dass analysiert werden kann, wie sich Bemessungs- respektive Extremwasserstände verändern, wenn im Zeitraum zwischen 1979 und 2018 unterschiedliche und die Beobachtungen überschreitende MSL-Szenarien beobachtet worden wären. Auf diese Weise können Rückschlüsse auf die zukünftige Entwicklung gezogen werden. Die wesentliche Neuerung und damit der Unterschied zu bisherigen Analysen stellt die Berücksichtigung der Morphodynamik dar. Deren Einfluss soll an dieser Stelle anhand der Simulationsläufe quantifiziert werden.

Im Gegensatz zu den Ausführungen in Kapitel 5.2 werden, neben den pegelscharfen Auswertungen an den sechs Pegelstandorten im nordfriesischen Wattenmeer, auch die flächigen Modellergebnisse ausgewertet. Hierüber kann der heterogenen und standortabhängigen Veränderung von Extremwasserständen Rechnung getragen werden. Außerdem können Korrelationsbetrachtungen zwischen der Veränderung von Extremwasserständen und der morphodynamischen Entwicklung durchgeführt werden, was in Bezug auf physikalisch kausale Ergebnisbewertungen einen erheblichen Mehrwert darstellt.

Um eine Vergleichbarkeit der MSL-Szenarien gewährleisten zu können, werden alle Simulationsläufe (Thw-Werte) vor den extremwertstatistischen Analysen um den an den Randbedingungen eingesteuerten linearen MSL-Trend reduziert. Die in den Kapiteln 5.3.1 und 5.3.2 vorgestellten Ergebnisse stellen dementsprechend die Veränderung infolge eines veränderten Basiswasserstandes durch den MSL-Anstieg dar. Um an dieser Stelle Fehlinterpretationen zu vermeiden, sind in Tabelle 1 die im Folgenden verwendeten Bezeichnungen der Meeresspiegelanstiegsszenarien zusammengefasst. An dieser Stelle ist wichtig zu erwähnen, dass beispielsweise im Szenario MSL_{80} der absolute Anstieg des Basiswasserstandes von 80 cm zum Ende des Jahrhunderts von 1979 bis 2079 berücksichtigt wird. In den Modellbetrachtungen von 1979 bis 2018 wird analog lediglich ein absoluter Anstieg von 80 cm/100a ≡ 32 cm/40a erreicht. Entsprechend werden die (prozentualen) Veränderungen bezogen auf die zweite Zeile in Tabelle 1 (betrachtete Periode 1979–2018) angegeben.

Tabelle 1: Bezeichnung der Meeresspiegelanstiegsszenarien.

	Bezeichnung des Meeresspiegelanstiegsszenarios						
Absoluter Anstieg [cm]	**MSL_{20}**	**MSL_{40}**	**MSL_{60}**	**MSL_{80}**	**MSL_{100}**	**MSL_{125}**	**MSL_{150}**
Jahrhundert 1979-2079	20	40	60	80	100	125	150
betrachtete Periode 1979-2018	8	16	24	32	40	50	60

5.3.1 Pegelstandorte

Im oberen Teil der Abbildung 6 sind analog zu Abschnitt 5.2 die Differenzen der Thw-Werte für den Zeitraum zwischen 1979 und 2018 für die Szenarienläufe zur Berücksichtigung des Meeresspiegelanstiegs dargestellt. Anhand von Abbildung 6 ist deutlich zu erkennen, dass die Variabilität der Thw-Werte über die Zeit, unabhängig von dem zugrundeliegenden MSL-Szenario deutlich zunimmt. Wie bereits im vorigen Absatz festgestellt, hat die Berücksichtigung der morphodynamischen Komponente einen signifikanten Einfluss auf die Simulationsergebnisse. Werden die unterschiedlichen MSL-Szenarien direkt miteinander verglichen, so fällt auch hier eine Zunahme der Variabilität mit steigendem MSL-Szenario auf. Diese Zunahme nimmt über die Zeit zu, da der MSL-Anstieg als linear an den Randbedingungen des Modells berücksichtigt wird. Je größer das MSL-Szenario, desto stärker nimmt die Variabilität zu.

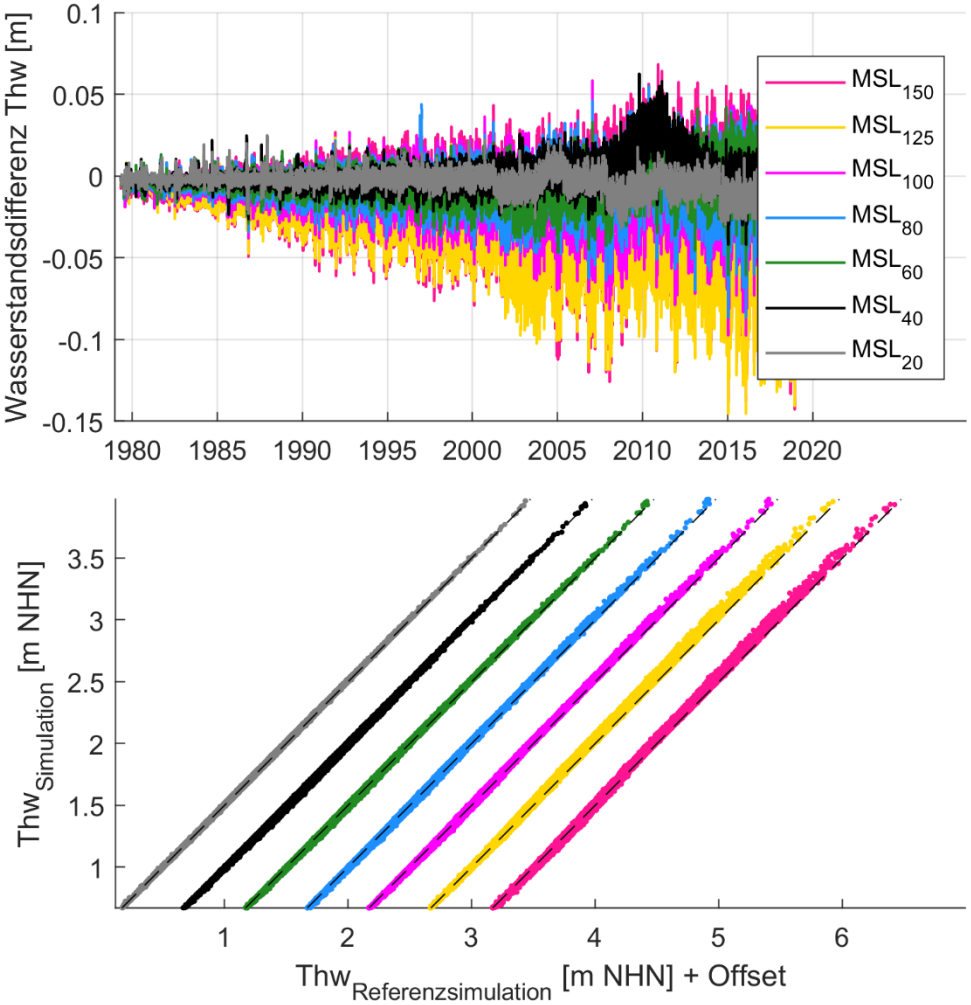

Abbildung 6: Differenzen der MSL-Szenarienläufe zur Referenzsimulation (morphodynamischer Lauf) am Beispiel des Pegelstandortes Cuxhaven. Oben: Differenzen des Wasserstands-Hindcast für den Zeitraum von 1979 bis 2018 zwischen den unterschiedlichen MSL-Szenarienläufen aller Thw-Werte; unten: Gegenüberstellung aller Thw-Werte.

Der untere Teil von Abbildung 6 zeigt die direkte Gegenüberstellung der Thw-Werte. Es zeigt sich, dass mit Zunahme des MSL-Anstiegs, auch die höheren Perzentile der Thw höher auflaufen. Durch die Erhöhung des Basiswasserstandes ist diese Entwicklung zu erwarten

und bestätigt die Modellergebnisse für die vorliegenden Untersuchungen. Auch hier ist die Erhöhung der Thw höher, je höher der MSL in den Randbedingungen berücksichtigt wird.

Die wesentlichen Ergebnisse der extremwertstatischen Vergleiche für MSL-Szenarien an den Pegelstandorten sind exemplarisch für den Pegelstandort Cuxhaven in Abbildung 7 und als Übersicht aller sechs Pegel in Abbildung 8 dargestellt.

Der Einfluss der MSL-Szenarien auf die Verteilungsfunktionen am Pegelstandort Cuxhaven bewegt sich im Bereich weniger Zentimeter und resultiert im Wesentlichen aus einem veränderlichen Krümmungsparameter (vgl. Abbildung 7). Insgesamt betrachtet weisen die einzelnen Verteilungsfunktionen plausible Verläufe auf. Bis etwa zum 100-jährlichen Ereignis zeigen sich keine signifikanten Veränderungen der den Wiederkehrintervallen entsprechenden Wasserstände. Erst ab dem 200-jährlichen Ereignis zeigen sich wesentliche Unterschiede in den Extremwasserständen, die eine Spanne von +4 cm (Zunahme der Extremwasserstände) bis −6 cm (Abnahme der Extremwasserstände) aufweisen (vgl. Abbildung 8, oben links). Spezifisch für den Pegel Cuxhaven kann geschlussfolgert werden, dass in den ersten sechs MSL-Szenarien (20, 40, 60, 80, 100, 125 cm/100a) tendenziell eine Reduzierung respektive eine Stagnation relativ zum MSL-Anstieg festzustellen ist. Erst ab dem höchsten MSL-Szenario (150 cm/100a) ist eine Erhöhung der Extremwasserstände relativ zum MSL festzustellen (entspricht etwa 7 % des MSL-Anstiegs im Simulationszeitraum von 1979 bis 2018 für das Ereignis mit einer Eintrittswahrscheinlichkeit von $P_Ü = 10^{-4}$/a: 150 cm/100a ≡ 60 cm/40a).

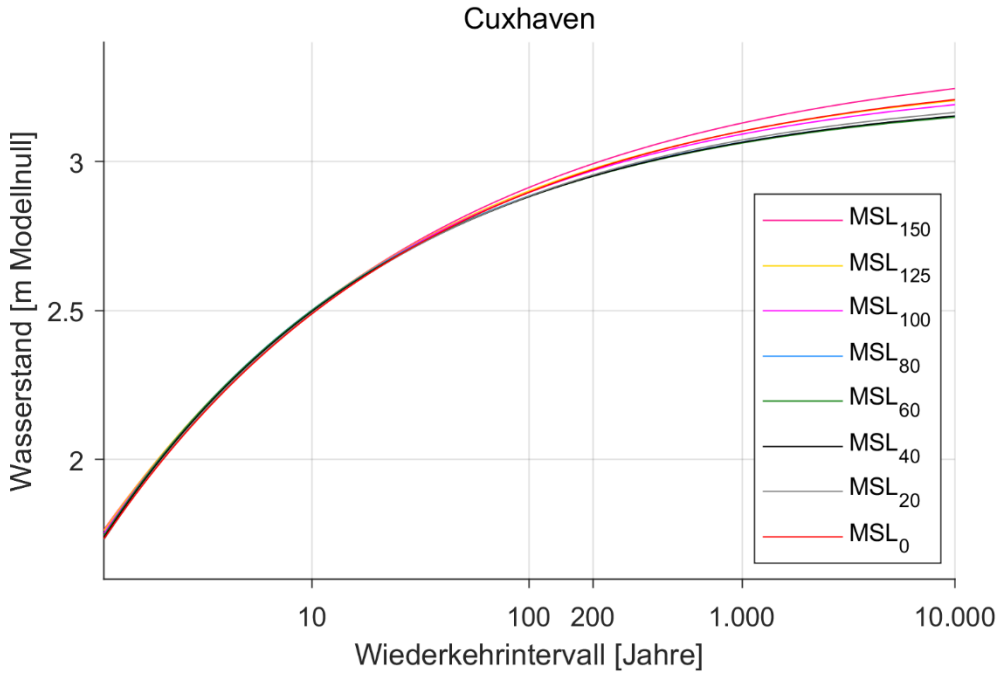

Abbildung 7: GPD-Verteilungsfunktionen am Pegelstandort Cuxhaven für die MSL-Szenarien.

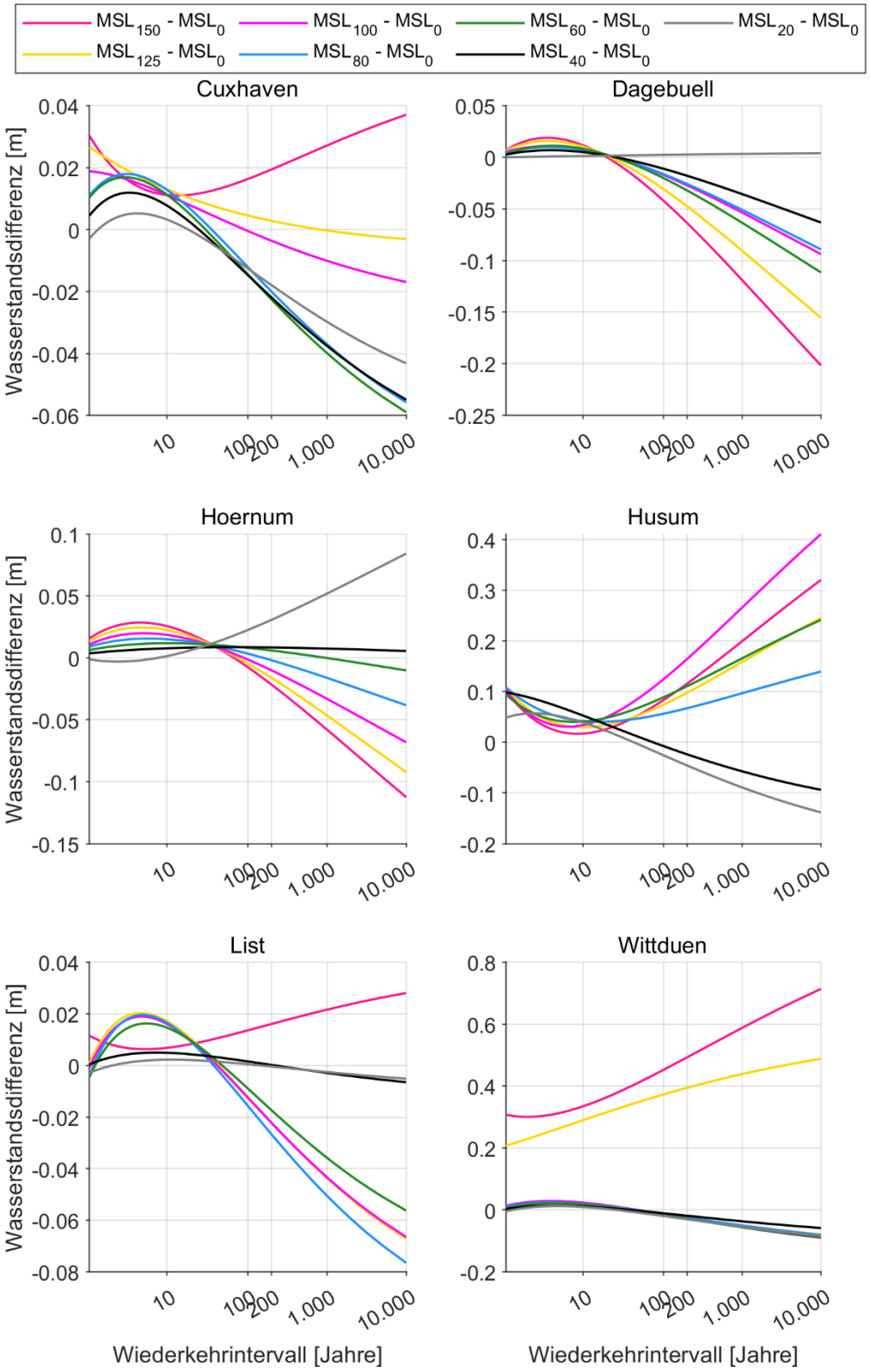

Abbildung 8: Differenzen der EVA-Verteilungsfunktionen an den sechs Pegelstandorten für die MSL-Szenarien.

Anhand von Abbildung 8 kann allerdings gezeigt werden, dass auch hier die Schlussfolgerung, wie exemplarisch für den Pegel Cuxhaven vorgenommen, stark hinsichtlich der Lage

des Pegels variieren. Einzig am Pegel List kann ein vergleichbares Verhalten der Extremwasserstände festgestellt werden. Am Pegel Dagebüll und Hörnum (Abbildung 8, oben rechts und Mitte links) nehmen die Wasserstände in den höheren Wiederkehrintervallen (> 200 Jahre) mit steigendem MSL-Szenario sukzessive relativ zum MSL ab. Hier scheint eine Kompensation durch nichtlineare Wechselwirkungen zwischen der Morphodynamik und dem steigenden Meeresspiegel stattzufinden (zwischen 11 und 33 % in Dagebüll bzw. Hörnum bezogen auf das höchste MSL-Szenario). Gegensätzlich verhalten sich beispielsweise die Extremwasserstände am Pegel Husum. Mit steigendem MSL-Szenario nehmen die Wasserstände der Wiederkehrintervalle > 200 Jahre relativ zum MSL zu. Im Gegensatz zum Pegel Cuxhaven zeigt sich die Tendenz bereits ab dem dritten MSL-Szenario und liegt in einer Größenordnung von etwa 50 % bezogen auf das höchste MSL-Szenario. Die stärkste relative Erhöhung des Ereignisses mit einer Eintrittswahrscheinlichkeit von $P_Ü = 10^{-4}/a$ kann am Pegel Husum für das MSL-Szenario von 100 cm/100a festgestellt werden (ca. 100 %). Für den Pegel Wittdün ist festzustellen, dass aufgrund dessen Lage im Modellgebiet keine signifikanten Unterschiede in den Verteilungsfunktionen der ersten fünf MSL-Szenarien ableitbar sind. Ausschließlich die beiden höchsten MSL-Szenarienläufe weisen Erhöhungen der Extremwasserstände von bis zu 50 respektive 70 cm relativ zum MSL auf (entspricht in beiden Fällen einer Verdopplung des MSL-Anstiegs).

Zusammenfassend kann geschlussfolgert werden, dass die erzielten Erkenntnisse durch den Vergleich der extremwertstatistischen Auswertungen auf Basis unterschiedlicher MSL-Szenarien ähnlich heterogene Ergebnisse bezogen auf die sechs Pegelstandorte liefern, wie bereits in Abschnitt 5.2 festgestellt. Wie zu erwarten, lässt die Komplexität der ablaufenden hydrodynamischen und morphodynamischen Prozesse im nordfriesischen Wattenmeer keine allgemeingültigen Aussagen hinsichtlich der Auswirkungen von unterschiedlichen MSL-Szenarien zu. Für weitere Ausführungen zu möglichen Gründen wird an dieser Stelle auf Kapitel 6 verwiesen.

5.3.2 Flächige Auswertung

Um die stark eingeschränkte und räumlich limitierte Aussage von pegelscharfen Analysen zu umgehen, soll in diesem Kapitel auf einen der enormen Vorteile von hydrodynamisch-numerischen Modellen, nämlich die Möglichkeit von flächigen Analysen, zurückgegriffen werden. Dafür ist der bathymetrische Ausgangszustand der morphodynamischen Simulationen in Abbildung 9 dargestellt. Hierüber sollen zum einen die flachen Bereiche im Modellgebiet des nordfriesischen Wattenmeers hervorgehoben und zum anderen eine Referenz für die Beurteilung und Zuordnung der extremwertstatistischen Auswertungen hinsichtlich der Abhängigkeit zu den bathymetrischen Verhältnissen geschaffen werden.

Dieses Kapitel zielt dementsprechend darauf ab, den Einfluss des Meeresspiegelanstiegs über die acht erläuterten Szenarienläufe und dessen Einfluss im Modellgebiet des nordfriesischen Wattenmeers zu analysieren. Es besteht auch hier die Annahme, dass alle Modellläufe unabhängige Realisationen abbilden, weshalb jede Zeitreihe individuell anhand der in Kapitel 5.1.2 beschriebenen Methodik ausgewertet wird.

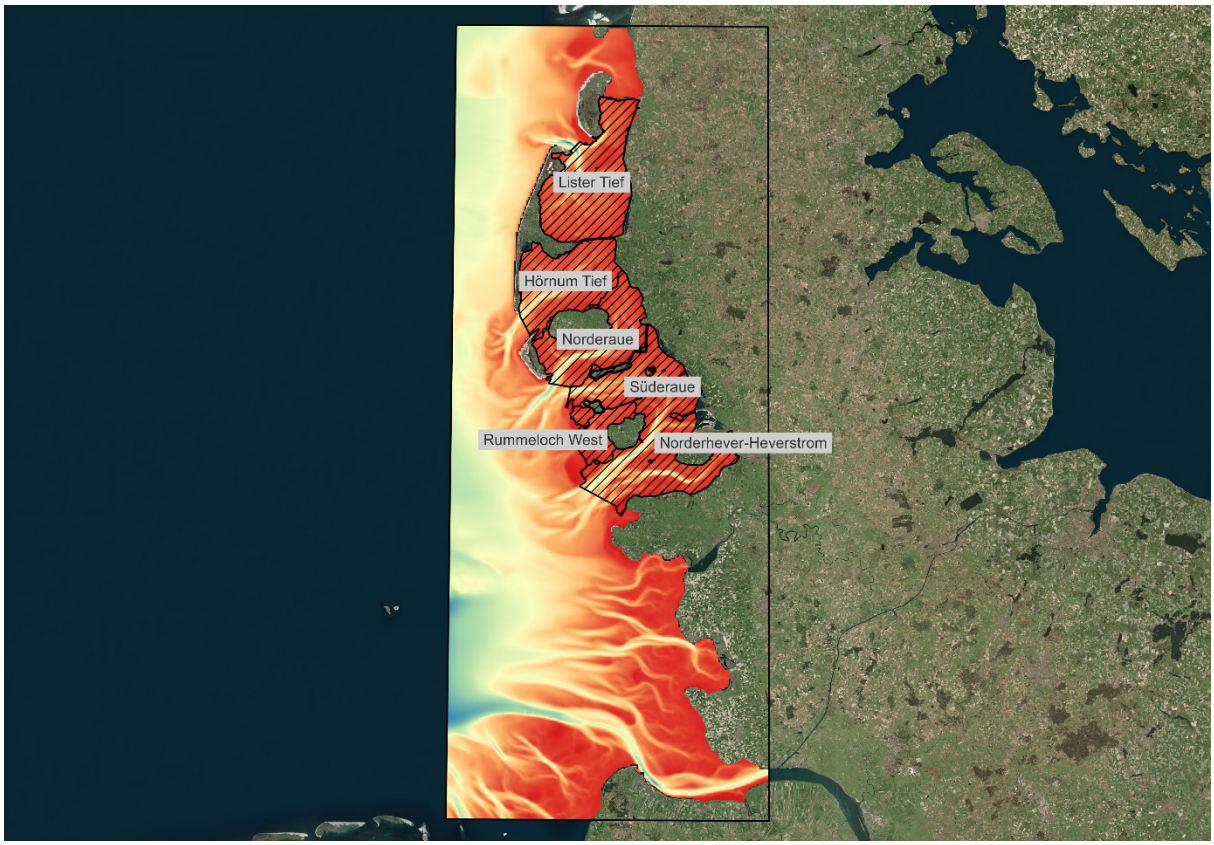

Abbildung 9: Bathymetrischer Ausgangszustand für den morphodynamischen Lauf (Hintergrund) und Tidebecken im nordfriesischen Wattenmeer nach Benninghoff und Winter (2019) (Polygone).

Im Rahmen der pegelscharfen Auswertungen in Abschnitt 5.3.1 ist deutlich geworden, dass sich maßgebliche Veränderungen in den Extremwasserständen infolge eines Meeresspiegelanstiegs erst in den höheren Wiederkehrintervallen widerspiegeln. Aufgrund der Vielzahl an Datenreihen muss bei den flächigen Auswertungen auf den direkten Vergleich der theoretischen Verteilungsfunktionen verzichtet werden. Daher werden bei den flächigen Auswertungen die Veränderungen der HW_{200}-Wasserstände (s. Abbildung 10) und als maximales Beispiel die $HW_{10.000}$-Wasserstände (s. Abbildung 11) analysiert und dargestellt. Die Wahl der Darstellung der HW_{200}-Wasserstände erfolgte u. a. deshalb, weil dieser den Bemessungswasserstand in Schleswig-Holstein repräsentiert (z. B. MELUND 2022).

In der Abbildung 10 und Abbildung 11 sind jeweils oben links die HW_{200}- bzw. die $HW_{10.000}$-Wasserstände für die Referenzsimulation (morphodynamischer Modelllauf ohne Berücksichtigung eines MSL-Anstiegs) dargestellt. Die Wasserstände beziehen sich erneut auf ein „Modellnull“ und sind daher nicht unmittelbar auf Normalhöhennull (NHN) oder den Pegelnullpunkt (PNP) zu übertragen. Im Rahmen der angestrebten Fragestellung wird im Wesentlichen angestrebt, die Modellläufe in einem Vergleich gegenüberzustellen. Zur direkten Vergleichbarkeit werden die Differenzen zwischen den MSL-Szenarien und der Referenzsimulation in den sieben Subplots abgebildet. Die Farbgebung ist so gewählt, dass Bereiche ohne Veränderung der jeweiligen Extremwasserstände in Weiß dargestellt sind. Reduzieren sich die Extremwasserstände gegenüber der Referenzsimulation, sind diese in Blau und bei einer Erhöhung der Extremwasserstände gegenüber der Referenzsimulation sind diese in Rot hervorgehoben. Alle Differenzen sind bereits um das jeweilige MSL-Szenario reduziert; d. h., die dargestellten Veränderungen der Extremwasserstände sind als relativ

zum MSL zu betrachten und resultieren aus der nichtlinearen Interaktion von Wasserstand, Meeresspiegelanstieg und Morphologie im nordfriesischen Wattenmeer.

Die beiden Darstellungen in Abbildung 10 und Abbildung 11 haben gemeinsam, dass sich (geringe) Erhöhungen der Extremwasserstände sowohl für die HW_{200}-Wasserstände (bis zu 5 cm) als auch für die $HW_{10.000}$-Wasserstände (bis zu 10 cm) relativ zum MSL-Anstieg im Vorfeld des nordfriesischen Wattenmeeres einstellen. Im tieferen Wattvorfeld laufen die Thw mit Zunahme des MSL höher auf, was durch die Ergebnisse der extremwertstatistischen Auswertung bestätigt wird. Die Erhöhung der Extremwasserstände ist zudem umso höher, je höher der MSL in den Randbedingungen berücksichtigt wird. Allerdings liegt auch der Fokus des numerischen Modells auf dem nordfriesischen Wattenmeer, weshalb die Ergebnisse hier detaillierter erläutert werden. Als Referenz zur flächigen Zuordnung wird auf die dargestellten Tidebecken in Abbildung 9 verwiesen.

Aus Abbildung 10 geht generell hervor, dass sich die Veränderungen der HW_{200}-Wasserstände in einer mittleren Spanne von ca. ± 5 cm bewegen, was in Relation zu den MSL-Szenarien prozentualen Veränderungen von ± 63 %, ± 31 %, ± 21 %, ± 16 %, ± 13 %, ± 10 % sowie ± 8 % (MSL-Szenarien (20, 40, 60, 80, 100, 125, 150 cm/100a)) entspricht (vgl. Tabelle 5-1). Für die beiden MSL-Szenarien 20 und 40 cm/100a zeigen sich in den meisten Bereichen des nordfriesischen Wattenmeers nur geringe Veränderungen der HW_{200}-Wasserstände, die sich durch leichte Erhöhungen relativ zum Meeresspiegelanstieg ausdrücken. Auffällig ist beispielsweise das Tidebecken im Bereich von Heverstrom und Norderhever. Hier zeigt sich für alle MSL-Szenarien eine Reduzierung der HW_{200}-Wasserstände. Nach Benninghoff und Winter (2019) weisen die meisten Tidebecken im nordfriesischen Wattenmeer ein Anwachsen der intertidalen Bereiche und eine Vertiefung der subtidalen Bereiche, genauer der Tideströme auf. Es wird geschlussfolgert, dass sich die intertidalen Bereiche ausdehnen, während die Tideströme schmaler und tiefer werden, was zu einer Reduzierung des subtidalen Volumens führt (vgl. Hagen et al. 2022).

Ein nahezu identisches Verhalten wie für das Tidebecken im Bereich von Heverstrom und Norderhever zeigt der Bereich um die Halligen nördlich von Pellworm (Tidebecken: Rummelloch West (zwischen der Hallig Hooge und Pellworm), Süderaue und Norderaue). Auch hier reduzieren sich die Extremwasserstände infolge der MSL-Szenarien und es findet eine Kompensation statt. Die beschriebenen Auswirkungen auf die HW_{200}-Wasserstände sind umso stärker ausgeprägt, je höher das zugehörige MSL-Szenario.

An das Tidebecken der Norderaue schließt nördlich das Tidebecken des Hörnumer Tiefs an. Das letzte betrachtete Tidebecken stellt nördlich vom Hörnumer Tief das Lister Tief dar. Für die beiden Tidebecken im Rückbereich der Insel Sylt lässt sich keine allgemeingültige Aussage wie für die vorangegangenen Tidebecken ableiten. Es fällt auf, dass die HW_{200}-Wasserstände relativ zu den MSL-Szenarien tendenziell zunehmen, sich also konträr zu den bisher betrachteten Tidebecken verhalten. Zudem bildet sich im Hörnumer Tief mit zunehmendem MSL-Szenario im östlichen Bereich des Tidebeckens ein Bereich aus, in dem die HW_{200}-Wasserstände relativ zum MSL abnehmen. Die gleiche Schlussfolgerung lässt sich für das Lister Tief treffen. Hier finden eine Umkehr, nämlich eine Reduzierung der HW_{200}-Wasserstände relativ zum MSL im südwestlichen Bereich des Tidebeckens statt und beginnt etwa ab dem MSL-Szenario von 40 bzw. 60 cm/100a. Für weitere Analysen zur modelltechnischen Auswertung der Morphodynamik wird auf Arns et al. (2023) verwiesen.

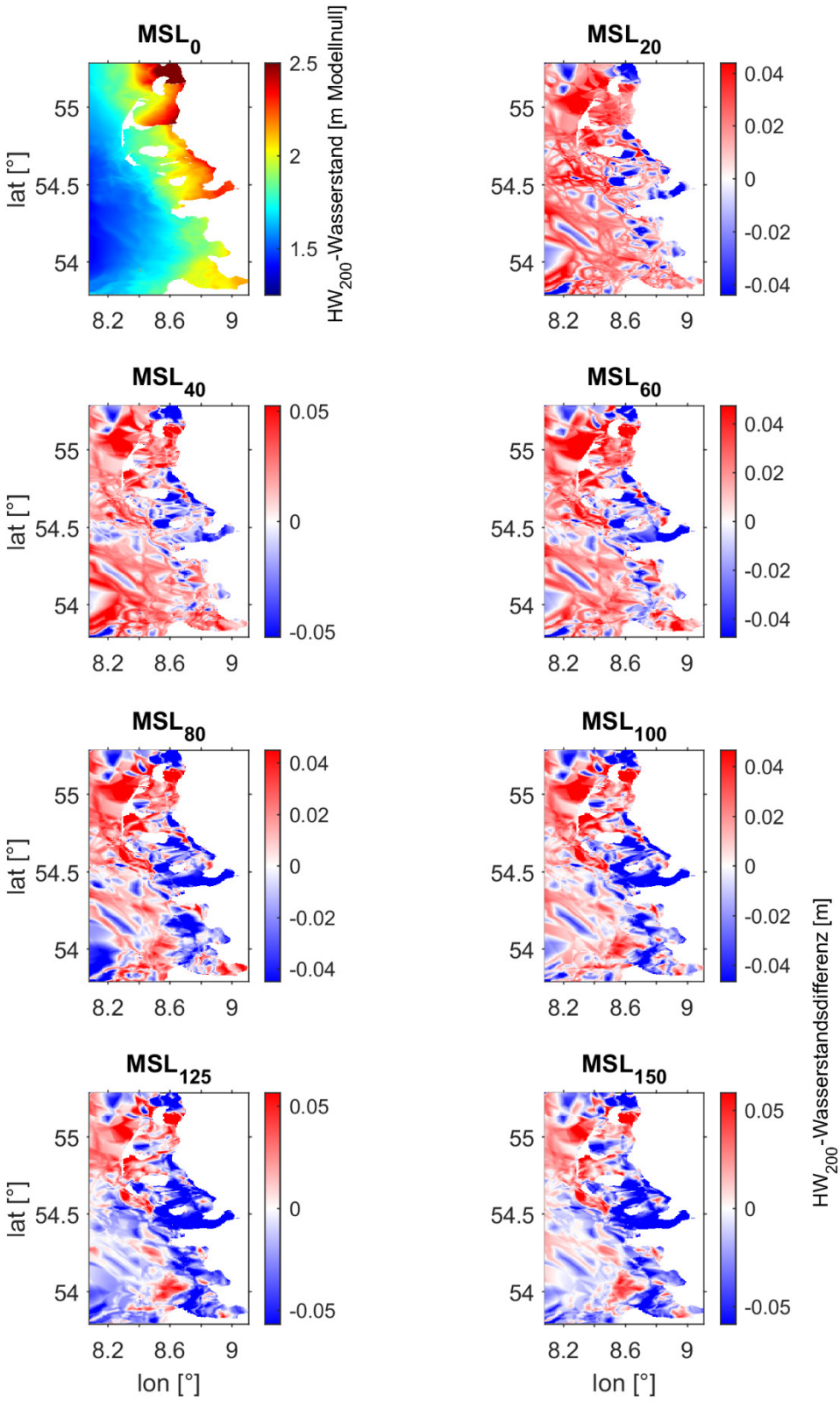

Abbildung 10: HW_{200}-Wasserstandsdifferenzen über das gesamte Modellgebiet für die MSL-Szenarien.

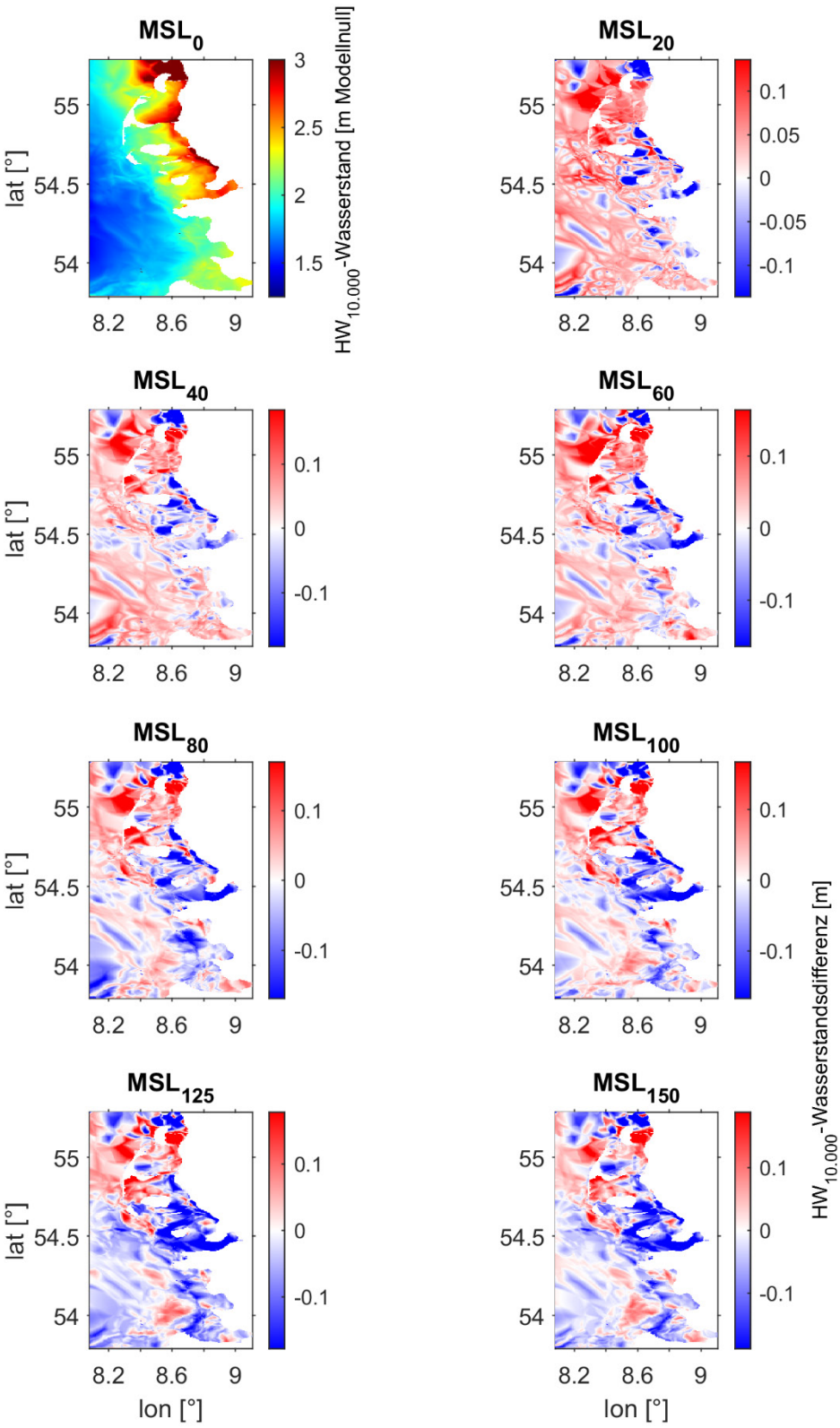

Abbildung 11: $HW_{10.000}$-Wasserstandsdifferenzen über das gesamte Modellgebiet für die MSL-Szenarien.

Anhand von Abbildung 11 lassen sich prinzipiell identische Erkenntnisse für die $HW_{10.000}$-Wasserstände ableiten, wie für die HW_{200}-Wasserstände detailliert beschrieben. Der wesentliche Unterschied ist die festzustellende Bandbreite der Wasserstandsveränderungen

relativ zum MSL. Für das gesamte Modellgebiet kann hierzu festgestellt werden, dass sich die Veränderungen der $HW_{10.000}$-Wasserstände in einer mittleren Bandbreite von etwa ± 15 cm bewegen, was in Relation zu den MSL-Szenarien prozentualen Veränderungen von ± 188 %, ± 94 %, ± 63 %, ± 47 %, ± 38 %, ± 30 % sowie ± 25 % (MSL-Szenarien (20, 40, 60, 80, 100, 125 cm/100a)) entspricht. Die Bereiche bzw. Tidebecken, in denen eine Reduzierung oder Erhöhung der $HW_{10.000}$-Wasserstände relativ zum MSL festzustellen ist, sind identisch zu den HW_{200}-Wasserständen.

6 Diskussion und Fazit

Statische Bathymetrien stellen bei der hydrodynamisch-numerischen Modellierung den Stand der Technik dar (z. B. Arns et al. 2017, Wachler et al. 2020). In morphodynamisch hochsensitiven Systemen wie der Deutschen Bucht respektive dem nordfriesischen Wattenmeer wird mit der Morphodynamik eine wesentliche physikalische Komponente vernachlässigt, was bisher auf eine fehlende Datengrundlage (Sedimentdargebot, -quellen etc.) und limitierte Rechenkapazitäten zurückzuführen ist. Abhilfe können hier interpolierte Datensätze auf jährlicher Basis schaffen (z. B. Heyer und Schrottke 2013, Milbrandt et al. 2015, Hagen et al. 2022). Allerdings wird auch hier der Morphodynamik aufgrund der zeitlichen Auflösung und der räumlich inhomogen verteilten Bathymetriedaten nur unzureichend Rechnung getragen (z. B. Einfluss saisonaler Veränderungen oder einzelner Sturmflutereignisse). Die Leistungsfähigkeit aktueller Computer sowie der Zugriff auf sogenannte Rechencluster erlauben mittlerweile, morphodynamische Prozesse in die hydrodynamisch-numerische Modellierung einzubeziehen und damit ein wesentliches Defizit zu beheben.

Die Ausgangssituation und die Entwicklung der vorliegenden Forschungsidee basiert auf der Veröffentlichung von Arns et al. (2017), in der hydrodynamische Veränderungen im Bereich des nordfriesischen Wattenmeers infolge unterschiedlicher Meeresspiegelentwicklungen aufgezeigt wurden. Aus o. g. Limitationen wurde die morphodynamische Komponente in den zugrundeliegenden Simulationen vernachlässigt. In diesem Artikel kann durch den Vergleich unterschiedlicher Modellkonfigurationen gezeigt werden, dass die hydro-morphodynamische Wechselwirkung einen signifikanten Einfluss auf die Simulation von Wasserständen hat und somit auch der Einfluss von MSL-Szenarien auf die resultierenden Extremwasserstände skizziert werden. Die Modellkette sollte jedoch zukünftig auf Basis robusterer Daten der Bathymetrie ausgeweitet werden. Anhand von Hagen et al. (2022) kann der aktuelle Stand von hochauflösenden und konsistenten Bathymetriedaten und deren Potential zur Beschreibung des komplexen Wattenmeers der deutschen Nordsee verdeutlicht werden. Diese Datengrundlage deckt allerdings nur den Zeitraum zwischen 1996 und 2016 ab, was für die hier gesetzte Zielstellung nicht ausreichend gewesen wäre. Es sollte allerdings geprüft werden, ob die hier erzielten Ergebnisse bestätigt werden können.

Die zugrundeliegenden Modellergebnisse respektive Modelle aus Arns et al. (2017) und Arns et al. (2023) sind nicht unmittelbar miteinander vergleichbar. An dieser Stelle sollen und können nicht alle Unterschiede der Modellketten diskutiert werden (Modellgebiet, Randbedingungen, Meteorologie, Bathymetrie etc.), vielmehr soll der Fokus auf die Berücksichtigung der MSL-Szenarien gelegt werden. Während in Arns et al. (2017) aufgrund

der Verwendung statischer Bathymetrien die Veränderung des Meeresspiegels als konstanter Offset erfolgen konnte, muss der Meeresspiegel für die vorliegenden Modellkonfigurationen linear an den Randbedingungen eingesteuert werden.

Die Begründung liegt in der Robustheit und Stabilität der Simulationen, die nur gewährleistet werden kann, wenn die Morphodynamik sich durch kontinuierliche Veränderungen ausbilden kann. Eine abrupte Änderung oder Erhöhung der Meeresspiegelverhältnisse (wie z. B. in Arns et al. (2017)) wäre im zugrundeliegenden Modellsystem entsprechend nicht zielführend gewesen. Das bedeutet hinsichtlich der Vergleichbarkeit der beiden Studien, dass durch die lineare Veränderung des MSL, nicht jeder Wasserstand in den Simulationen gleichermaßen beeinflusst wird wie z. B. in Arns et al. (2017). Zu Beginn des Betrachtungszeitraums von 1979 bis 2018 sind die Wasserstände, unabhängig vom MSL-Szenario, geringer beeinflusst als zum Ende. Demzufolge beträgt der Meeresspiegelanstieg zu Beginn der Simulationsläufe 0 cm und erreicht erst im hypothetischen Endjahr, d. h. 1979 +100a = 2079, den anvisierten Anstieg. Im tatsächlichen Betrachtungsjahr, d. h. 2018, beträgt der Meeresspiegelanstieg innerhalb des Modells dagegen lediglich 40a/100a = 40 % des Endwertes (vgl. Tabelle 1). Dies kann am Beispiel des hier maximalen MSL-Szenarios von 150 cm/100a verdeutlicht werden. Nach Ablauf des Simulationszeitraums von 1979 bis 2018 (entspricht 40 Jahren), hat sich der MSL absolut um 40 % von 150 cm = 60 cm erhöht. Das MSL-Szenario fällt entsprechend geringer aus als das höchste Szenario mit 174 cm in Arns et al. (2017). Um hier auf identische absolute MSL-Anstiege zu kommen, hätten folglich deutlich längere Simulationen über 100 Jahre durchgeführt werden müssen, wofür im Wesentlichen die bathymetrischen und meteorologischen Randbedingungen nicht zur Verfügung stehen. Außerdem stellt die Rechenkapazität nach wie vor eine Limitation dar. In zukünftigen Modelläufen sollten diese Überlegungen jedoch berücksichtigt werden.

Eine wesentliche Erweiterung gegenüber Arns et al. (2017) stellt hier die flächige Betrachtung des nordfriesischen Wattenmeers gegenüber der Küstenlinie dar. Dadurch lassen sich die komplexen und räumlich heterogen ablaufenden Prozesse analysieren. Hierüber lassen sich die Wattflächen differenzierter betrachten und Bereiche identifizieren, in welchen die Extremwasserstände auf Basis extremwertstatistischer Auswertungen relativ zum Anstieg des MSL abnehmen. Die hier vorliegenden pegelbasierten Analysen haben sich jedoch als nicht zielführend herausgestellt, während die Aussagekraft der flächigen Betrachtung deutlich ausgeprägter ist. Außerdem ist es in hydrodynamisch-numerischen Modellen nur unzureichend möglich, die exakte Lage eines Pegelstandortes abzubilden (z. B. Husum). Daher stützen sich die Hauptaussagen auf die flächigen Auswertungen. Die hinter dem Projekt stehende Vermutung, dass eine Kompensation durch morphodynamische Umlagerungsprozesse möglich ist, kann auf Basis der flächigen Analysen zumindest teilweise bestätigt werden, wenngleich diese sowohl zusätzliche Zu- als auch Abnahmen der Extremwasserstände zeigen. Die vorliegenden Untersuchungen erweitern die Ausführungen aus Arns et al. (2017) dahingehend, dass die modellierte Morphodynamik somit in einzelnen Bereichen das Potential hat, nichtlineare Wasserstandserhöhungen zu kompensieren. Unmittelbar bestätigen lassen sich hingegen die Erkenntnisse aus Arns et al. (2017), dass die nichtlinearen Effekte auf die Wasserstände mit zunehmendem MSL-Anstieg prozentual abnehmen.

Eine Einschränkung hinsichtlich der physikalischen Beschreibung der vorgestellten Erkenntnisse resultiert aus der gemeinsamen Berücksichtigung der Morphodynamik und der

MSL-Szenarien in der Modellkette. Die beiden Effekte und deren Einfluss auf die Wasserstandssimulationen sind entsprechend nicht separat zu analysieren, da diese wechselseitig interagieren. Somit können keine unmittelbaren Aussagen zum Einfluss von Reibungs- oder Flachwassereffekten auf die Extremwasserstände vorgenommen werden. Auch die Anwendung extremwertstatistischer Verfahren bringt Limitationen und Unsicherheiten mit sich, auch wenn durch eine transparente und erprobte Methodik der Anteil an subjektiven Einflüssen minimiert wurde. Allerdings ist beispielsweise die Beobachtungszeitspanne von 40 Jahren ungeeignet, um hierüber robust auf Wasserstände mit Wiederkehrintervallen >> 100 Jahren zu schließen. Diese Unsicherheiten können an dieser Stelle aus o. g. Gründen nicht weiter reduziert werden.

Zusammenfassend kann geschlussfolgert werden, dass die morphodynamische Komponente robust in der hydrodynamisch-numerischen Modellierung des nordfriesischen Wattenmeers integriert werden konnte. Auch die darauf aufbauenden extremwertstatistischen Analysen zeigen zufriedenstellende und vor allem plausible Ergebnisse. Das primäre Ziel, potenziell zukünftige Veränderungen in Sturmflutwasserständen robuster abschätzen zu können, wurde insbesondere durch die flächigen Analysen erreicht. Mit dem Verbundprojekt „Modelluntersuchungen zum Einfluss eines MSL-Anstiegs auf die Bemessung von Küstenschutzbauwerken (M-Lab)“ wurde eine Grundlage geschaffen, um die Morphodynamik in hydrodynamisch-numerischen Modellen als Standardverfahren zu etablieren. Die aktuellen Defizite sind in der Rechenkapazität und in der Datengrundlage (insbesondere morphodynamische Randbedingungen) zu sehen. Nach wie vor stellen hydrodynamisch-numerische Modelle die beste verfügbare Möglichkeit dar, den Einfluss des Meeresspiegelanstiegs auf Küstengebiete abzuschätzen. Aus diesem Grund ist es elementar, diese Modelle stetig weiterzuentwickeln und um bekannte einflussnehmende physikalische Effekte zu ergänzen, wie es im vorliegenden Fall für das nordfriesische Wattenmeer und der Morphodynamik erfolgt ist. In einem nächsten Schritt sollten vergleichbare Modellanalysen um den Einfluss der Morphodynamik auf den Seegang ausgeweitet werden, um ein ganzheitliches Bild der zukünftigen Bemessung von Küstenschutzbauwerken zu generieren.

7 Danksagung

Das Verbundprojekt M-Lab wurde vom 01. Oktober 2019 bis zum 31. Dezember 2022 mit Mitteln des Bundesministeriums für Bildung und Forschung (BMBF) im Rahmen der Fördermaßnahme „MARE:N – Küstenforschung“ gefördert (KFKI-Förderkennzeichen: 03KIS131 und 03KIS132). Der Projektkoordinator, die Teilprojektleitenden und Mitarbeitenden bedanken sich für die intensive Betreuung durch den Projektträger Jülich und die fruchtbare Zusammenarbeit mit den Küstenschutzbehörden sowie der projektbegleitenden Gruppe.

8 Literaturverzeichnis

Arns, A.; Dangendorf, S.; Jensen, J.; Talke, S.; Bender, J.; Pattiaratchi, C. (2017): Sea-level rise induced amplification of coastal protection design heights, Scientific Reports, 7, 40171.

Arns, A.; Wahl, T.; Dangendorf, S.; Jensen, J. (2015): The impact of sea level rise on storm surge water levels in the northern part of the German Bight, Coastal Engineering, 96, 118–131.

Arns, A.; Wahl, T.; Wolff, C.; Vafeidis, A. T.; Haigh, I. D.; Woodworth, P.; Niehüser, S.; Jensen, J. (2020): Non-linear interaction modulates global extreme sea levels, coastal flood exposure, and impacts. In: Nature Communications 11 (1), 1918, https://doi.org/10.1038/s41467-020-15752-5.

Arns, A.; Niehüser, S.; Gräwe, U. (2023): Modelluntersuchungen zum Einfluss eines MSL-Anstiegs auf die Bemessung von Küstenschutzbauwerken (M-Lab); gemeinsamer Abschlussbericht für das Verbundprojekt mit Beiträgen aus beiden Teilvorhaben (KFKI-Förderkennzeichen: 03KIS131 und 03KIS132).

Arns, A.; Wahl, T.; Haigh, I. D.; Jensen, J.; Pattiaratchi, Ch. B. (2013): Estimating extreme water level probabilities: A comparison of the direct methods and recommendations for best practise. Coastal Engineering 81, 51–66, https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2013.07.003.

Becherer, J.; Hofstede, J.; Gräwe, U.; Purkiani, K.; Schulz, E.; Burchard, H. (2017): The Wadden Sea in transition - consequences of sea level rise, Ocean Dynamics, in press, https://doi.org/10.1007/s10236-017-1117-5.

Benninghoff, M.; Winter, C. (2019): Recent morphologic evolution of the German Wadden Sea. In: Scientific reports 9 (1), 9293, https://doi.org/10.1038/s41598-019-45683-1.

Butler et al. (2007): Trend estimation in extremes of synthetic North Sea surges. J. R. Stat. Soc. Ser. C Appl. Stat., 56, https://doi.org/10.1111/j.1467-9876.2007.00583.x.

Coles, S. (2001): An Introduction to Statistical Modeling of Extreme Values. Springer-Verlag: New-York.

Dangendorf, S.; Müller-Navarra, S.; Jensen, J.; Schenk, F.; Wahl, T.; Weisse, R. (2014): North Sea storminess from a novel storm surge record since AD 1843, Journal of Climate, 27, 3582-3595.

Friedrichs, C. T.; Aubrey, D. G. (1988): Non-linear tidal distortion in shallow well-mixed estuaries: a synthesis, Estuarine, Coastal and Shelf Science, 27 (5), 521–545, https://doi.org/10.1016/0272-7714(88)90082-0.

Gaslikova, L.; Grabemann, I.; Groll, N. (2013): Changes in North Sea storm surge conditions for four transient future cli-mate realizations. Nat. Hazards, 66, https://doi.org/10.1007/s11069-012-0279-1.

Hagen, R.; Winter, C.; Kösters, F. (2022): Changes in tidal asymmetry in the German Wadden Sea. Ocean Dynamics 72, 325–340, https://doi.org/10.1007/s10236-022-01509-9.

Haigh, I. D.; Nicholls, R. J.; Wells, N. (2010): A comparison of the main methods for estimating probabilities of extreme still water levels, Coastal Engineering, 57, 838–849.

Haigh, I. D.; Pickering, M. D.; Green, J. M.; Arbic, B. K.; Arns, A.; Dangendorf, S.; Hill, D.; Horsburgh, K.; 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. https://doi.org/10.1029/2018RG000636.

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).

Hofstede, J. L. A.; Becherer, J.; Burchard, H. (2016): Are Wadden Sea tidal systems with a higher tidal range more resilient against sea level rise? Journal of Coastal Conservation. https://doi.org/10.1007/s11852-016-0469-1.

Hosking, J. R. M.; Wallis, J. R. (1987): Parameter and quantile estimation for the generalized Pareto distribution. Technometrics 29, 339–349.

Huthnance, J. M. (1991): Physical oceanography of the North Sea. In: Ocean and Shoreline Management 16 (3-4), 199–231. https://doi.org/10.1016/0951-8312(91)90005-M.

Jensen, J. (1984): Änderungen der mittleren Tidewasserstände an der Nordseeküste, Mitteilungen des Leichtweiß-Instituts der TU Braunschweig, Heft 88.

Jensen, J., Mudersbach, C. (2006): Untersuchungen zu extremen Sturmflutereignissen an der Deutschen Nordseeküste. In: Disse, M. (Hg.): Risikomanagement extremer hydrologischer Ereignisse. Beiträge zum Tag der Hydrologie 2006, 22./23. März 2006 an der Universität der Bundeswehr München, Bd. 1. Munich, Germany. Hennef: DWA, Dt. Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall (Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, 15.06).

Klein, H.; Frohse, A. (2008): Oceanographic Processes in the German Bight. In: Die Küste, 74, 60–76.

Kossinna, E. (1921): Die Tiefen des Weltmeeres. Geographisch-naturwissenschaftliche Reihe. In: Veröffentlichungen des Instituts für Meereskunde, 9, 1–70.

Krause, P.; Boyle, D. P.; Bäse, F. (2005): Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. In: Adv. Geosci. 5, 89–97, https://doi.org/10.5194/adgeo-5-89-2005.

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), 467–493.

Menendez, M.; Woodworth, P. L. (2010): Changes in extreme high water levels based on a quasi-global tide-gauge dataset, Journal of Geophysical Research, 115, C10011.

Milbradt, P.; Valerius, J.; Zeiler, M. (2015): Das Funktionale Bodenmodell: Aufbereitung einer konsistenten Datenbasis für die Morphologie und Sedimentologie. In: Die Küste AufMod, 83, https://hdl.handle.net/20.500.11970/101736.

Ministerium für Energiewende, Landwirtschaft, Umwelt, Natur und Digitalisierung des Landes Schleswig-Holstein (MELUND) (2022): Generalplan Küstenschutz des Landes Schleswig-Holstein – Fortschreibung 2022. Letzte Aktualisierung: 30.05.2022.

Mudersbach, C.; Wahl, T.; Haigh, I. D.; Jensen, J. (2013): Trends in extreme high sea levels along the German North Sea coastline compared to regional MSL changes, Continental Shelf Research, 65, 111–120.

OSPAR (2000): Quality Status Report 2000: Region II – Greater North Sea. In: OPSAR: Comission for the protection of the Marine Environment of the North-East Atlantic.

Plüß, A.; Hagen, R.; Ihde, R.; Freund, J.; Kösters, F.; Milbradt, P.; Sievers, J.; Nehlsen, E.; Schrage, N.; Dreier, N.; Fröhle, P.; Ahlhorn, F.; Meyerdirks, J. (2020): Wissenschaftlicher Abschlussbericht zum mFUND-Projekt: EasyGSH-DB. https://doi.org/10.2314/KXP:1744505187.

Smith, J. M.; Cialone, M. A.; Wamsley, T. V.; McAlpin, T. O. (2010): Potential impact of sea level rise on coastal surges in southeast Lousiana, Ocean Engineering, 37, 37–47.

Smith, R. L. (1986): Extreme value theory based on the r largest annual events. Journal of Hydrology 86, 27–43.

Sündermann, J.; Pohlmann, T. (2011): A brief analysis of North Sea physics. In: Oceanologia 53, 3, 663–689, https://doi.org/10.5697/oc.53-3.663.

Wachler, B.; Seiffert, R.; Rasquin, C.; Kösters, F. (2020): Tidal response to sea level rise and bathymetric changes in the German Wadden Sea. Ocean Dynamics 70, 1033–1052, https://doi.org/10.1007/s10236-020-01383-3.

Weisse, R.; Plüß, A. (2006): Storm-related sea level variations along the North Sea coast as simula-ted by a high-resolution model 1958-2002. Ocean Dyn., 57, https://doi.org/10.1007/s10236-005-0037-y.

Weisse, R. et al. (2012): Changing North Sea storm surge climate: An increasing hazard? Ocean Coast. Manage., 68, https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2011.09.005.

Willmott, C. J. (1984): On the Evaluation of Model Performance in Physical Geography. In: Gaile, G. L.; Willmott, C. J. (Hg.): Spatial Statistics and Models. Dordrecht, s.l.: Springer Nether-lands (Theory and Decision Library, An International Series in the Philosophy and Methodology of the Social and Behavioral Sciences, 40, 443–460.

Woodworth et al. (2007): The dependence of UK extreme sea levels and storm surges on the North Atlantic Oscillation, Cont. Shelf Res., 27, https://doi.org/10.1016/j.csr.2006.12.007

Woodworth, P. L.; Blackman, D. L. (2004): Evidence for systematic changes in extreme high waters since the mid-1970s, Journal of Climate, 17, 6, 1190–1197.

Woodworth, P. L.; Menendez, M.; Gehrels, R. (2011): Evidence for century-timescale acceleration in mean sea levels and for recent changes in extreme sea levels, Surveys in Geophysics, 32, 603–618.

Woth et al. (2006): Climate change and North Sea storm surge extremes: an ensemble study of storm surge extremes expected in a changed climate projected by four different regional climate models. Ocean Dyn., 56, https://doi.org/10.1007/s10236-005-0024-3.